

Structuration alpine d'une marge continentale externe : le massif du Tenda (Haute-Corse). Implications géodynamiques au niveau de la transversale Corse-Apennins*

Didier LAHONDÈRE (1)
Philippe ROSSI (1)
Jean-Claude LAHONDÈRE (2)

*Alpine tectonometamorphic overprint on an external continental margin:
the example of the Tenda Massif of northern Corsica (France).
Constraints on the geodynamic evolution of the Corsican-Apennine geotraverse*

Géologie de la France, n° 4, 1999, pp. 27-44, 10 fig.

Mots-clés : Orogenèse alpine, Déformation polyphasée, Tertiaire, Tectonique tangentielle, Tectonique en compression, Métamorphisme, Zone de subduction, Nappe des Schistes lustrés, Haute-Corse, Massif du Tenda.

Key words: Alpine Orogeny, Polyphase deformation, Tertiary, Tangential tectonics, Compression tectonics, Metamorphism, Subduction zone, "Schistes lustrés" Nappe, Haute-Corse, France, Tenda Massif.

Résumé

L'évolution tectonométamorphique alpine du massif du Tenda (Haute-Corse) est précisée à partir de nouvelles données pétrostructurales et cartographiques. Cette évolution s'inscrit sur une période de temps comprise entre l'Eocène moyen et le Miocène inférieur et implique, au cours de cet intervalle, le maintien d'un régime compressif. Une telle évolution est cohérente avec les observations réalisées dans le nord-est de la Sardaigne où une déformation transpressive active durant l'Oligocène et jusqu'à l'Aquitainien a été reconnue. Elle s'éloigne en revanche du modèle proposant l'existence d'une phase de distension majeure d'âge Oligocène-Miocène inférieur et qui attribue au massif du Tenda une valeur de «metamorphic core complex». A l'échelle de la transversale Corse-Apennins, l'évolution alpine du Tenda s'intègre dans un scénario géodynamique dans lequel la

bordure sud-orientale du bloc corso-sarde correspond dès le Crétacé supérieur à une limite tectonique majeure sous laquelle les portions les plus occidentales du bassin ophiolitique liguro-piémontais ont été subduites.

Abridged English version

The Tenda Massif lies to the northeast of the Corsican batholith with its eastern border in contact with a tectonic stack of metasediments and ophiolites corresponding to the "schistes lustrés" nappe (SLN). It is composed essentially of Variscan granite and volcanic rocks intruded by a Permian mafic-ultramafic layered complex in its central part (Bocca di Tenda). Remnants of both the host basement and the Triassic-Eocene sedimentary cover are observed at the top and sides of the massif.

The contact between the massif and the SLN is classically considered as one

of the major shear planes along which the SLN terranes were thrust upon the Corsican continental margin. This obduction would have taken place under metamorphic conditions enabling the crystallization of HP-LT mineral assemblages. Recent works have proposed that this contact was strongly reactivated as a ductile normal fault, causing the allochthonous units to slide toward the northeast.

The SLN can be divided into three main parts that can be observed in the immediate vicinity of the Tenda Massif.

The internal Corsican units, constituting part of a tectonic accretionary prism related to a subduction zone where material of oceanic and continental origin was in places buried to depths of more than 60 km and subjected to eclogite metamorphism. Dating of this metamorphism, based on whole-rock and mineral

* Manuscrit reçu le 23 avril 1999, accepté le 8 octobre 1999.

(1) BRGM, 3, avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 02, France.

(2) 2, chemin de Saint-Alban, 30340 Saint-Privat-des-Vieux, France.

Sm-Nd isochrons, shows that the subduction zone was already active during the Late Cretaceous (84 ± 5 Ma).

The external Corsican units, forming a stacked thrust pile in the west against and/or on top of the Corsican autochthon. Some of these units result from the deformation of the ancient continental margin (Santo-Pietro-di-Tenda and Monte alla Torra metasedimentary formations), others are of ophiolitic origin (Balagne Nappe, Monte di Pero greenschist slices [metabasalts]).

The upper Nebbio and Macinaggio units (northeastern Cap Corse), overlying the external (Nebbio) and internal (Macinaggio) "schistes lustrés" with an angular unconformity and corresponding to non-metamorphosed composite units comprising ophiolite slices and strips of continental material that cannot be differentiated from that of the external zones.

The main phase of Alpine deformation (D1) in the Tenda Massif was extremely heterogeneous. It is reflected by the development of a planar-linear S1-L1 structure (S1 being a plane of mineral elongation) essentially concentrated along the SLN contact and three digitate shear zones that divide the massif into three compartments showing little or no deformation. L1 trends ESE-WNW within the massif and ENE-WSW along its eastern border. In the southern part of the Tenda Massif, the path of the S1 foliation is controlled by the hard "core" formed by the Bocca di Tenda complex.

The synmetamorphic crystallization associated with D1 (crossite and phengite in orthogneisses and crossite/ferroglaucophane in metabasites), commonly highly oxidized, is weaker than that estimated for the SLN internal units and corresponds to lower blueschist facies conditions. The oldest ^{40}Ar - ^{39}Ar ages determined on phengite from orthogneiss of the Tenda Massif date the D1 phase as Early Eocene.

The D2 deformation is reflected by NNW-SSE-trending folds showing an apparent overturn to the ENE and S2 foliation of the strain-slip cleavage type with a northerly strike and steep westerly dips in the western part of the massif and shallower dips along the eastern edge of

the massif. D2 commonly reactivated the syn-D1 shear zones. Certain syn-D1 stack contacts, initially with a western vergence, were reactivated during D2 in the direction of the internal zones. In the hinge zones of the F2* folds, sodic amphibole is bent or broken and phengite shows an undulatory extinction. Syn-S1 amphibole transposed along the S2 planes and showing varied degrees of stability is enriched in iron and impoverished in aluminium. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of between 34 and 29 Ma, determined on phengite, are assigned to the D2 deformation.

The D3 deformation corresponds to NNE-SSW- to NE-SW-trending folds that are well developed in the eastern part of the massif and in the SLN, but not observed within the lowest shear zone. D3 was accompanied, at least during the later stages, by the development of extensive ductile then brittle microstructures, which induced a northeastward sliding of the units previously thrust onto the Tenda Massif. Normal faulting enabled the emplacement of the upper Nebbio unit on top of the internal metamorphic units that had been almost totally exhumed. The S2 planes become almost horizontal near these major faults. The emplacement of the Nebbio unit on top of the internal units was sealed during the Burdigalian by deposition of the Miocene Saint Florent molasse.

The D4 deformation was contemporaneous with uplift of the southwestern part of the Tenda Massif along the border fault between the Tenda Massif and the Balagne nappe. It also corresponds to the formation of the Cap Corse and Castagniccia anticlines (post Tortonian).

The proposed evolution for the Tenda Massif, in which a compressional regime prevailed between the Middle Eocene and the earliest Miocene (Aquitanian), is consistent with observations made in the northeast of Sardinia where transpressional deformation has been recognized from the Oligocene to the Aquitanian. This calls into question the model based on a major crustal-scale extensional phase from the Oligocene to Early

Miocene. The lack of field evidence for major faulting in the Saint Florent Miocene formations also calls into question hypotheses concerning the exhumation of Alpine metamorphic units in the footwall of an Oligocene-Miocene detachment. Finally, the deformation model for the Tenda Massif presented here only involves obduction of the external units of the SLN, which calls into question its role of "metamorphic core complex" relative to the SLN internal units.

At the scale of the Corsican-Apennine geotraverse, the evolution of the Tenda Massif falls within a geodynamic scenario controlled by subduction of the Ligurian-Piedmont domain beneath Corsica and the development of two major sutures in Alpine Corsica; one corresponding to the Farinole eclogite unit and the other to the contact between the external ophiolite units and the Corsican (para-) autochthon. These two sutures respectively reflect the Eoalpine and Alpine s.s. deformation phases. The Alpine uplift of Corsica must therefore be considered as the result of collision between two units with contrasting Alpine kinematics, one deformed within a subduction setting from the end of the Cretaceous and the other associated, since Middle Eocene times, with obduction of only the external ophiolites onto the continental paleomargin. Collision occurred once all the oceanic domains had been resorbed. The Tenda Massif itself corresponds to the transition between deformation stages D1 and D2.

Introduction

Le massif du Tenda (Haute Corse) est situé entre Saint-Florent et Ile-Rousse et affleure depuis le niveau de la mer jusqu'au Monte Astu, à 1 535 m d'altitude (fig. 1). Il s'agit d'un môle granitique partiellement dégagé de son encaissant de micaschistes qui subsiste encore à sa périphérie et à son toit. La structuration alpine du massif est associée au charriage vers l'ouest de terrains ophiolitiques appartenant à la « nappe des schistes lustrés » (Mattauer et Proust, 1976; Mattauer *et al.*, 1981, Warburton, 1983; Jourdan, 1988). Au cours de cette mise en place, les granitoïdes varisques du Tenda ont été déformés de façon ductile et méta-

* Noted "P2" in French.

morphisés. Sur la bordure orientale du massif, les mylonites à clastes de quartz et de feldspaths résultantes ont été interprétées par le passé comme des formations volcano-sédimentaires permienes (Delcey et Meunier, 1966). Le contact entre les formations du Tenda et les terrains ophiolitiques allochtones est considéré comme la base de la « nappe des schistes lustrés » (Stam, 1952 ; Varenkamp, 1957) et ses caractéristiques structurales et métamorphiques sont à l'origine des modèles géodynamiques associant obduction et métamorphisme de haute pression et basse température (HP-BT) (Mattauer et Proust, 1975, 1976 ; Warburton, 1983 ; Waters, 1990). Après la caractérisation de mouvements cisailants extensifs vers l'est rapportés à l'Oligocène-Miocène inférieur, le massif du Tenda a été décrit en terme de « metamorphic core complex » (Jolivet *et al.*, 1990 ; Fournier *et al.*, 1991).

Cette note décrit l'évolution tectonique et métamorphique alpine du massif du Tenda en s'appuyant sur de nouvelles données pétrostructurales et sur une cartographie détaillée. Les rapports chronologiques entre les phases plicatives et les microstructures extensives sont en particulier précisés. L'histoire alpine du Tenda est ensuite intégrée à un scénario géodynamique intéressant la transversale Corse-Apennins depuis le Crétacé supérieur.

Contexte géologique

Le massif du Tenda

Il est constitué de granodiorites à amphibole-biotite, datées à 303 ± 5 Ma (Casta), intrusives dans des formations volcano-sédimentaires dacitiques congénères. Les granodiorites et les formations volcano-sédimentaires sont recoupées par des leucomonzogranites datés à 281 ± 7 Ma (Rossi *et al.*, 1992). La partie centrale du massif est occupée par le complexe basique-ultrabasique stratifié de Bocca di Tenda (Ohnenstetter et Rossi, 1985), daté à 274 ± 4 Ma. La couverture mésozoïque et cénozoïque du massif est constituée de formations comparables à celles identifiées sur la marge orientale du batholite corse, entre Belgodere et Corte (Durand-Delga, 1984). Un mince témoin du tégument triasique subsiste

ainsi dans le secteur du « Rocher Pilger » et en différents points de la retombée orientale du massif. A l'est du Monte Astu, des calcaires blancs marmoréens attribués au Jurassique supérieur sont préservés. Des grès à cachet éocène sont également connus, de même que des conglomérats d'âge imprécis, de faciès crétacé supérieur à éocène (revers sud du Monte Reghja di Pozzu). Plus à l'ouest, les formations éocènes constituent le substratum de la nappe ophiolitique de Balagne (Egal, 1992).

Deux principaux épisodes de déformation ont préalablement été reconnus dans le massif. La déformation la plus précoce est associée au charriage des schistes lustrés à ophiolites sur le Tenda et s'effectue dans des conditions métamorphiques de type HP-BT (Mattauer et Proust, 1976 ; Mattauer *et al.*, 1981 ; Warburton, 1983 ; Gibbons et Horak, 1984 ; Jourdan, 1988). Les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenus sur des phengites des gneiss du Tenda ne sont pas supérieurs à 45 Ma (Monié *et al.*, 1996 ; Brunet *et al.*, 1997). Les plus anciens d'entre eux sont interprétés comme l'âge de la déformation précoce. Dans le secteur de Corte et en Balagne, cette même déformation est d'âge Eocène supérieur à Oligocène inférieur (Bézert et Caby, 1988 ; Egal et Caron, 1988, 1989). La seconde phase de déformation correspond à la formation de plis déversés vers l'est ou le sud-est et s'effectue dans les conditions du faciès des schistes verts. Cette seconde déformation est interprétée en terme de rétrocharriages à vergence orientale (Mattauer *et al.*, 1981 ; Warburton, 1983 ; Jourdan, 1988 ; Waters, 1990 ; Lahondère J.C., 1992) ou en terme de structures extensives tardi-orogéniques (Jolivet *et al.*, 1990 ; Daniel *et al.*, 1996 ; Egger et Pinaud, 1998). Une dernière déformation, peu exprimée au niveau du Tenda, est associée à la formation des antiformes du Cap Corse et de la Castagniccia et au fonctionnement de grandes failles normales fragiles.

La « nappe des schistes lustrés »

Elle correspond à la superposition tectonique de différentes unités (Lahondère J.C. et Lahondère D., 1988 ; Lahondère D., 1996). Cet édifice peut être divisé en trois ensembles principaux

que l'on retrouve tous à proximité immédiate du massif du Tenda (fig. 1).

Les unités internes

Le domaine oriental est constitué par la superposition de plusieurs unités à matériel ultrabasique, basique et sédimentaire (unités de Brando-Castagniccia, Sisco, Morteda-Farinole, fig. 1). Des formations gneissiques (Pigno-Olivaccio, Farinole, etc) sont intercalées à différents niveaux de cet édifice et témoignent de l'implication de panneaux de croûte continentale dans les processus tectoniques (Lahondère J.C., 1981, 1992 ; Lahondère D., 1988, 1996 ; Lahondère D., Caby, 1989). Les roches ultrabasiques et basiques représentent des témoins du plancher océanique liguro-piémontais (Ohnenstetter *et al.*, 1975 ; Ohnenstetter, 1979). Les roches sédimentaires (quartzites, calcaires, schistes, calc-schistes) appartiennent à différentes séries lithostratigraphiques interprétées pour les unes en terme de couverture supra-ophiolitique d'âge Jurassique terminal à Crétacé inférieur à moyen (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972 ; Delcey, 1974 ; Caron, 1977 ; Caron *et al.*, 1979) et pour les autres en terme de couverture mésozoïque des panneaux de gneiss (Lahondère J.C., 1981, 1992 ; Warburton, 1983 ; Durand-Delga, 1984).

Toutes ces unités internes ont subi une évolution métamorphique atteignant les conditions de stabilité des schistes bleus à lawsonite (Brouwer et Egeler, 1952 ; Ohnenstetter *et al.*, 1976), voire localement celles des éclogites à glaucophane (Kienast, 1983 ; Péquignot *et al.*, 1984 ; Harris, 1984 ; Lahondère D., 1988, 1996).

Les unités externes

Des unités issues de la déformation de l'ancienne marge continentale (unité de Santa Lucia, formations de Santo Pietro di Tenda et du Monte alla Torra) ou de nature ophiolitique (Nappe de Balagne, péridotites et gabbros de Pineto, écailles prasinitiques de Sorio et du Monte di Pero) forment à l'ouest un empilement d'écailles situé contre et/ou sur la Corse autochtone (fig. 1). Située à l'ouest du massif du Tenda, la nappe ophiolitique de Balagne repose tectoniquement sur la couverture éocène de la Corse autochtone (Egal, 1992). Cette nappe est caractérisée

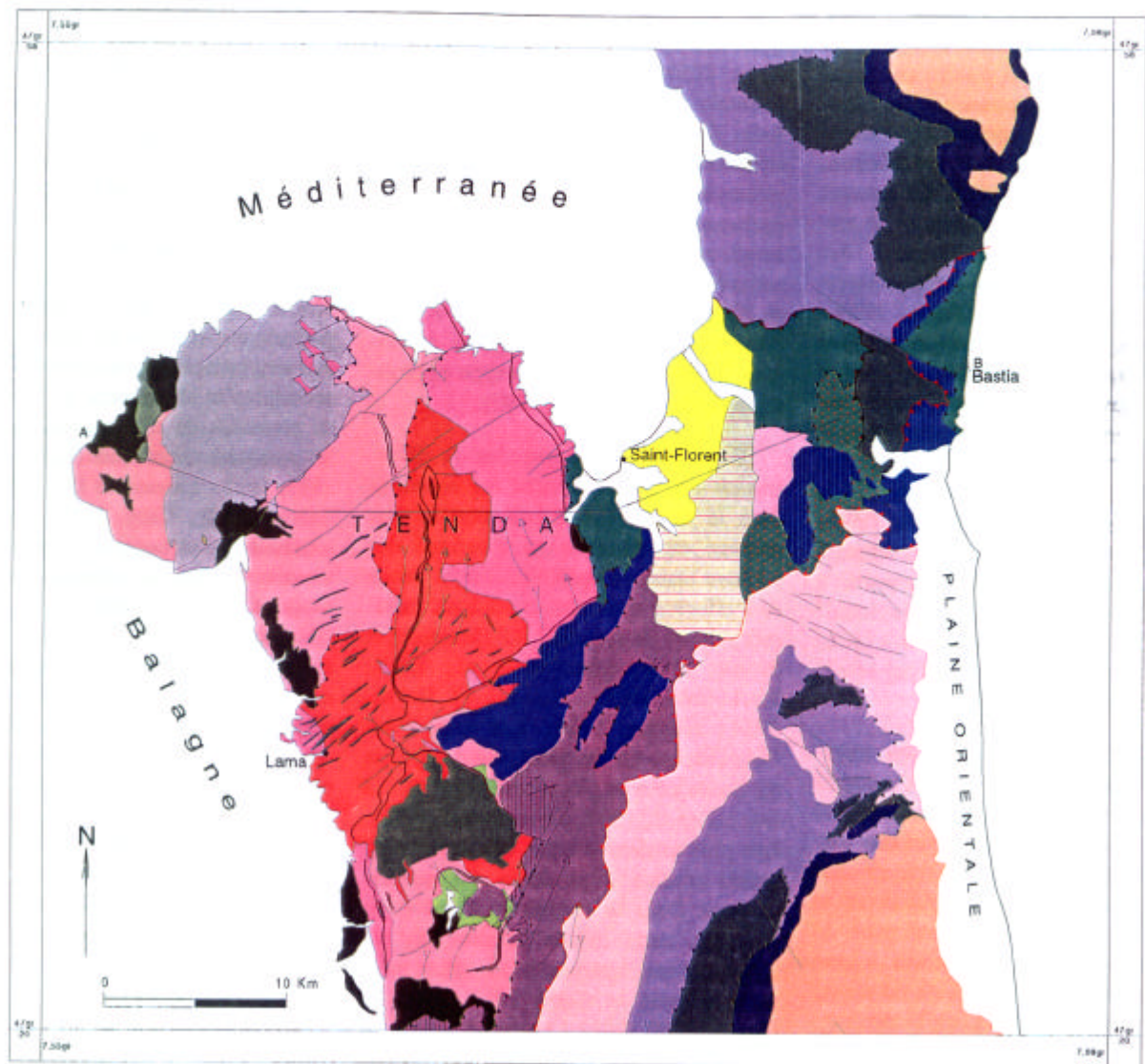


Fig. 1.- Carte géologique simplifiée du massif du Tenda et des schistes lustrés de la région de Bastia.

Fig. 1.- Simplified geological map of the Tenda Massif and the "schistes lustrés" of the Bastia region.

par l'absence de déformation ductile et par des conditions de métamorphisme très faibles ($P_{kbar} < 4 - T^{\circ}C < 350$; Durand-Delga *et al.*, 1978; Amaudric du Chaffaut et Saliot, 1979). La richesse des calcaires du Malm supra-ophiolitique en galets de socle provenant de la Corse cristalline indique que cette nappe est issue d'un domaine paléogéographique initialement très externe et situé à proximité immédiate de la paléomarge ouest-européenne (Durand-Delga, 1984; Lluch, 1989; Durand-Delga *et al.*, 1997).

Les unités supérieures

Il s'agit des unités du Nebbio (fig. 1) et de Macinaggio (nord-est du Cap Corse, hors fig. 1). Ces unités correspondent à des ensembles composites non métamor-

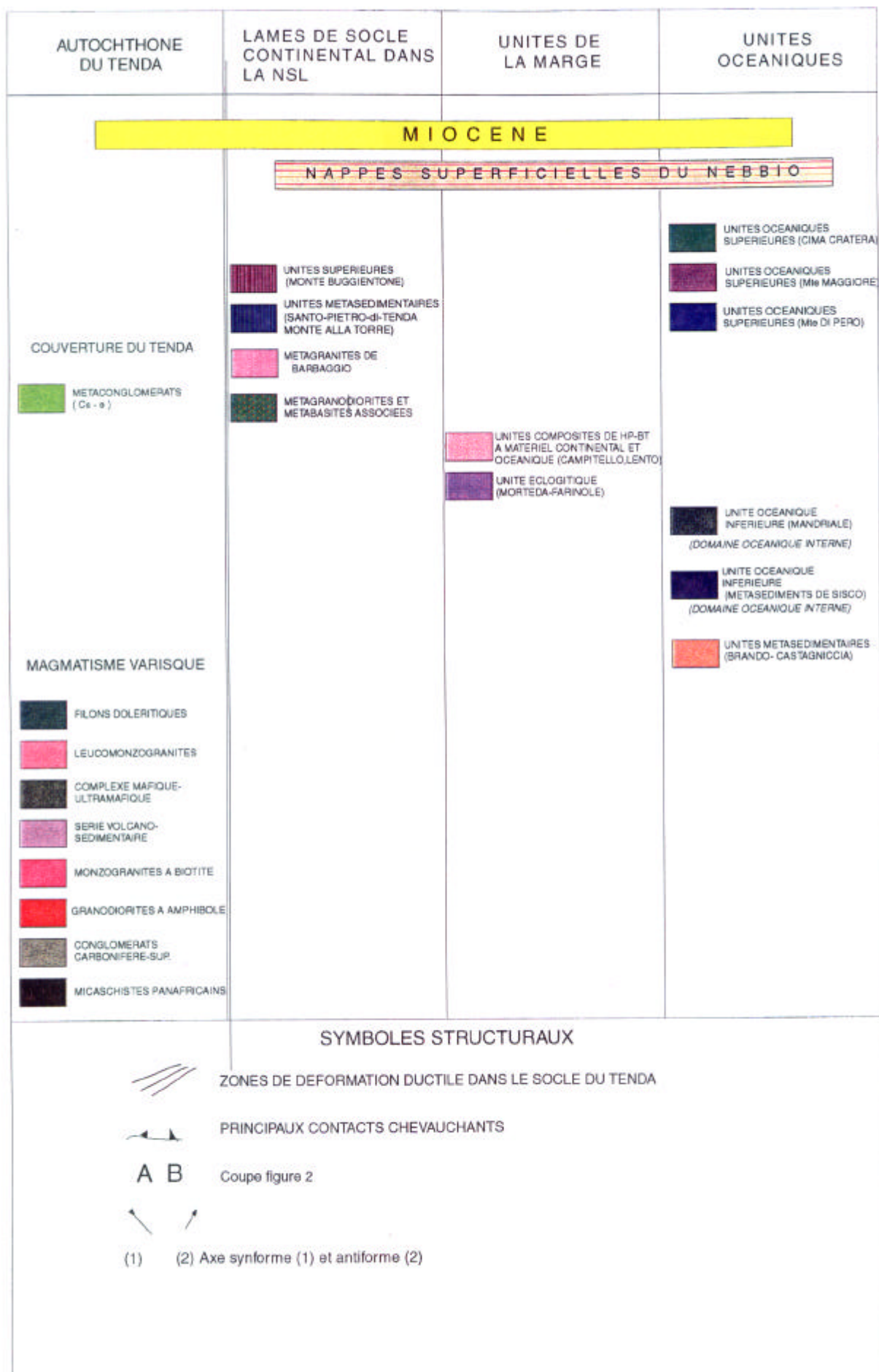
phiques comprenant des écailles ophiolitiques ainsi que des lames à matériel continental indifférenciable de celui des zones externes (Durand-Delga, 1984; Lluch, 1989). Ces unités reposent en « discordance tectonique » sur les schistes lustrés externes (Nebbio) et internes (Macinaggio). Leur mise en place sur ces unités métamorphiques est scellée par le dépôt des molasses calcaires marines de Saint-Florent (Burdigalien-Serravallien).

Architecture du massif du Tenda

Les principales zones de déformation alpines (fig. 2) permettent de délimiter d'ouest en est trois compartiments stratoides majeurs (Rossi *et al.*, 1994).

Compartiment de Cima a Forca

Situé au nord-ouest du Tenda et inséré entre deux fractures se rejoignant vers le sud (Delcey et Meunier, 1966), ce compartiment comprend un ensemble de micaschistes panafricains (Rossi *et al.*, 1995) surmonté en discordance par des conglomérats du Carbonifère supérieur. Les leucomonzogranites de Cima a Forca injectent et métamorphosent les formations précédentes et sont recouverts par une formation gréso-conglomératique (éocène?). Ce compartiment chevauche vers l'est la formation volcano-sédimentaire du Chierchiu (compartiment de Lama-Monte Genova) par l'intermédiaire d'un contact incliné d'environ cinquante degrés. La déformation alpine dans ce compartiment est relativement faible et principalement de type fragile.



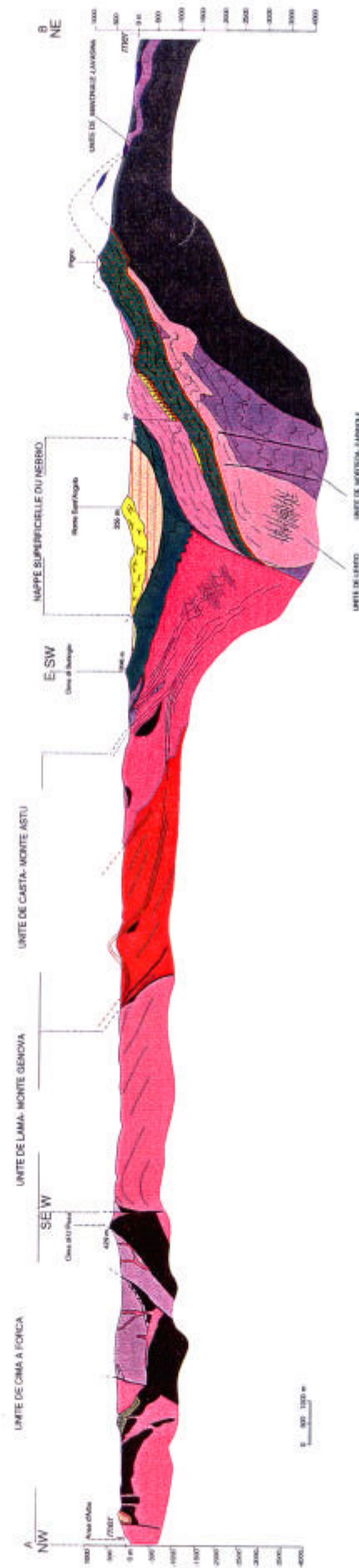


Fig. 2.- Coupe géologique simplifiée à travers le massif du Tenda, le bassin miocène de Saint Florent et les schistes lustrés de la région de Bastia.
 Fig. 2.- Simplified geological cross section through the Tenda Massif, the Miocene Saint Florent basin and the "schistes lustrés" of the Bastia region.

Compartiment de Lama-Monte Genova

Ce compartiment est constitué de granodiorites (Lama), de leucomonzogranites (Monte Genova), de témoins de leur encaissant micaschisteux et de formations volcano-sédimentaires stéphano-permiennes (Chierchiu). Il est surmonté par le compartiment de Casta-Monte Astu par l'intermédiaire d'une zone de cisaillement ductile faiblement inclinée vers le sud-est et dans laquelle de nombreux panneaux d'encaissant (micaschistes) sont incorporés (Cima a Muzzelli).

Compartiment de Casta-Monte Astu

Ce compartiment affleure au sein du contact majeur alpin séparant l'unité de Casta-Monte Astu de celle de Lama-Monte Genova. Il est constitué de granitoïdes et armé par un complexe basique-ultrabasique. L'ensemble est recouvert par des formations d'âge jurassique à crétacé supérieur-éocène. Entre le sud du Tenda et le nord-ouest de Saint-Florent ce compartiment est segmenté en plusieurs panneaux, mis en contact par des discontinuités d'importance mineure, il est en général directement chevauché par la nappe des « Schistes lustrés à ophiolites ». Sa bordure sud-orientale est fortement mylonitique. Sur son rebord occidental, à l'ouest de Casta, la géométrie précoce du contact est perturbée par l'existence d'ondulations tardives.

Ecaïlle du Monte Buggientone

Le compartiment du Monte Astu est chevauché par une écaïlle cristalline impliquée dans le charriage des lames ophiolitiques (fig. 3). Les leucomonzogranites orthogneissifiés et les stocks dispersés et très déformés de roches mafiques observés dans cette écaïlle sont issus de matériel comparable à celui du Tenda.

Evolution tectonique et métamorphique alpine du massif du Tenda

Quatre générations de structures ont été reconnues dans le massif du Tenda, notées ci-après de D1 à D4.

L'épisode tectono- métamorphique D1

La déformation précoce D1 est associée au charriage de lames à matériel ophiolitique (métabasites du Monte di Peru et du Monte Sant'Angelo) sur les granitoïdes varisques et leur couverture sédimentaire. Cette mise en place s'accompagne du décollement et du charriage vers l'ouest des formations sédimentaires de Santo Pietro di Tenda. A l'échelle du massif, cette déformation est hétérogène et se concentre pour l'essentiel dans trois zones cisailantes ductiles anastomosées et synmétamorphes dans lesquelles les granitoïdes sont transformés en orthogneiss (fig. 3). En dehors de ces zones, la déformation est faible, voire inexistante. La zone de cisaillement inférieure affleure sur le rebord occidental du massif où elle moule la base géométrique du complexe basique-ultrabasique de Bocca di Tenda. La zone de cisaillement intermédiaire correspond, sur le rebord nord-oriental du massif, au contact entre les formations du socle et les métabasites (prasinites) du Monte di Peru. Ces deux zones de cisaillement sont connectées l'une à l'autre au niveau de la Bocca di Sacropino, au nord du Monte Asto. La zone de cisaillement supérieure correspond à l'écaïlle cristalline du Monte Buggientone, sur le rebord sud-oriental du massif (fig. 3).

A l'échelle du massif, la structuration D1 est matérialisée par une schistosité plus ou moins pénétrative (S1) qui porte une linéation d'allongement minéral (L1) soulignée en particulier par le caractère aciculaire des amphiboles sodiques synmétamorphes. Ces (micro)structures sont affectées à des degrés divers par les déformations ultérieures (D2, D3).

Dans les secteurs où l'empreinte de ces déformations tardives est faible (partie occidentale du massif, zone de cisaillement inférieure), S1 est orientée NNW-SSE (à NE-SW) et présente un pendage moyen à fort vers l'est (fig. 4a). Dans ces mêmes secteurs, L1 plonge d'un angle moyen (40-60°) vers l'est-sud-est (Bocca Tiobuli, Cima Muzelli) (fig. 4b).

Au niveau de la zone de cisaillement de Santo Pietro di Tenda, les linéations mesurées dans les orthogneiss sont proches de la direction ENE -WSW, plus

faiblement inclinées vers l'est-nord-est (fig. 4b), et parallèles à la linéation d'allongement minéral et à la direction axiale des plis synfoliaux curvi-planaires observés dans les métasédiments de Santo Pietro di Tenda (Cima di Cuculo). Ces linéations sont perpendiculaires à la direction axiale des plis P2 (cf. infra) et probablement réorientées au cours de cette seconde déformation.

Au niveau de l'écaïlle du Monte Buggientone, la linéation d'allongement précoce n'a que rarement été observée et la plupart des linéations mesurées correspond à une linéation NE-SW tardive soulignée par des cristaux aciculaires de magnésio-riébeckite.

Dans les orthogneiss, le métamorphisme associé à D1 conduit à la cristallisation de micas blancs, d'amphiboles sodiques, d'albite et d'épidote. Les amphiboles sont généralement des crossites peu alumineuses mais quelques analyses plus riches en aluminium s'approchent de compositions de glaucophane (fig. 5). Les micas blancs sont des phengites riches en fer. Le diagramme Si en fonction de Al montre que la substitution entre les pôles muscovite et céladonite est prédominante et que les valeurs de Si sont comprises entre 3,40 et 3,60 (fig. 6). Dans les métabasites boudinées au sein des orthogneiss du Monte Reghia di Pozzu (fig. 3), des compositions de crossites alumineuses et de ferroglaucophanes ont été analysées (fig. 5). Les conditions P-T de ce type de métamorphisme sont difficiles à déterminer. Les valeurs de la substitution phengitique traduiraient d'après les calibrations de Massonne et Schreyer (1987) des pressions très supérieures à 8 Kbar mais l'absence de jadéite dans les métagranites indique que de telles pressions n'ont pas été atteintes. D'autres données montrent par ailleurs que les conditions P-T atteintes ont été nettement plus faibles dans le Tenda que dans les unités internes. Ainsi, les roches du complexe basique et ultrabasique de Bocca di Tenda présentent des assemblages magmatiques originels parfaitement préservés à olivine, orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase, hornblende et biotite alors que leurs équivalents pétrographiques et géochimiques du massif d'Olivaccio (fig. 2) présentent des assemblages métamorphiques incluant dans les ferrogabbros du grenat et de la ferroglaucophane (Lahondère D., 1996). En défini-

tive, les conditions du métamorphisme syn-D1 dans le massif du Tenda sont nettement plus proches de celles estimées par ailleurs le long de la bordure orientale de la Corse cristalline (Egal, 1989 ; Bézert, 1990) que de celles déterminées dans les unités internes, et correspondent à la base du faciès des schistes bleus.

L'épisode tectono-métamorphique D2

La deuxième phase de déformation observée dans le Tenda correspond à des plis NW-SE à N-S (P2) associés à une schistosité de type plan axial (S2) (fig. 4c). Cette déformation est bien exprimée dans les zones de cisaillement issues de la première phase de déformation et devient particulièrement pénétrative au niveau du contact entre les orthogneiss et les unités océaniques.

Dans la zone de cisaillement inférieure et dans les prasinites du Monte Maggiore (fig. 3), les plans S2 présentent systématiquement un fort pendage vers l'WSW.

Dans ces secteurs, la géométrie des plis P2 (relations flanc long – flanc court) est compatible avec un déversement des structures en direction des zones internes (ENE à E). Dans la zone de cisaillement de Santo Pietro di Tenda et dans l'écaille du Monte Buggientone, le caractère très pénétratif de D2 se traduit par le développement d'une crénulation centimétrique orientée NNW-SSE à N-S. Les plans S2 sont ici sub-horizontaux, voire faiblement penchés vers l'ouest, et la schistosité S1 n'est plus préservée que dans des microlithons séparés par des plans S2 (fig. 7).

Au cours de cette seconde déformation, les assemblages métamorphiques précoces sont partiellement rétro-morphosés. Dans les charnières des plis P2, les amphiboles sodiques sont ployées ou cassées et les phengites présentent des extinctions ondulantes. Les amphiboles syn-S1 transposées dans les plans S2 et plus ou moins déstabilisées s'enrichissent en fer et s'appauvrissent en aluminium (fig. 5).

Dans les schistes lustrés internes, cette déformation est régulièrement exprimée. Dans les métasédiments, elle conduit à la formation de plis NNW-SSE systématiquement déversés vers l'ENE. Dans les lames de méta-ophiolites les plus massives et les plus compétentes, elle se traduit par l'ouverture de fentes de tension sub-verticales, de direction ENE-WSW, colmatées par des assemblages métamorphiques incluant de la crossite et de l'épidote (\pm actinote et albite).


L'épisode tectono-métamorphique D3

Les (micro)structures les plus tardives observées dans les orthogneiss du Monte Buggientone et dans les prasinites qui les surmontent correspondent des plis, à des petites failles normales et à des filons de quartz (fig. 4d). Les plis constituent ici des ondulations NE-SW de longueur d'onde métrique à pluri-hectométrique. De tels plis sont bien connus dans les schistes lus-

Quaternaire

 Formations superficielles indifférenciées

Nappe du Nebbio

 Ensemble des unités de la nappe indifférenciées

Nappe des schistes lustrés

 Nappe des schistes lustrés s.l

 Schistes et calcaires

 Métabasaltes

 Serpentinites

Formations métasédimentaires

 Formation de Santo-Pietro-di-Tenda

Couverture autochtone


 Conglomérat Crétacé sup. -Eocène

Socle hercynien


 Complexe mafique- ultramafique de Bocca di Tenda

 Leucomonzogranites

 Monzogranites à biotite


 Granodiorites à amphibole et biotite

 Micaschistes panafricains et cornéennes


 Faille normale syn-D3


 Axes de plis P3


 Schistosité S2

 Direction de raccourcissement D2


 Axes de plis P2

 Axes de plis P1

 Linéation minérale syn-D1

 Vergence des failles normales

 Veines de quartz

 Zone de déformation ductile

 Foliation principale composite

Fig. 3.- Légende de la carte géologique et structurale.

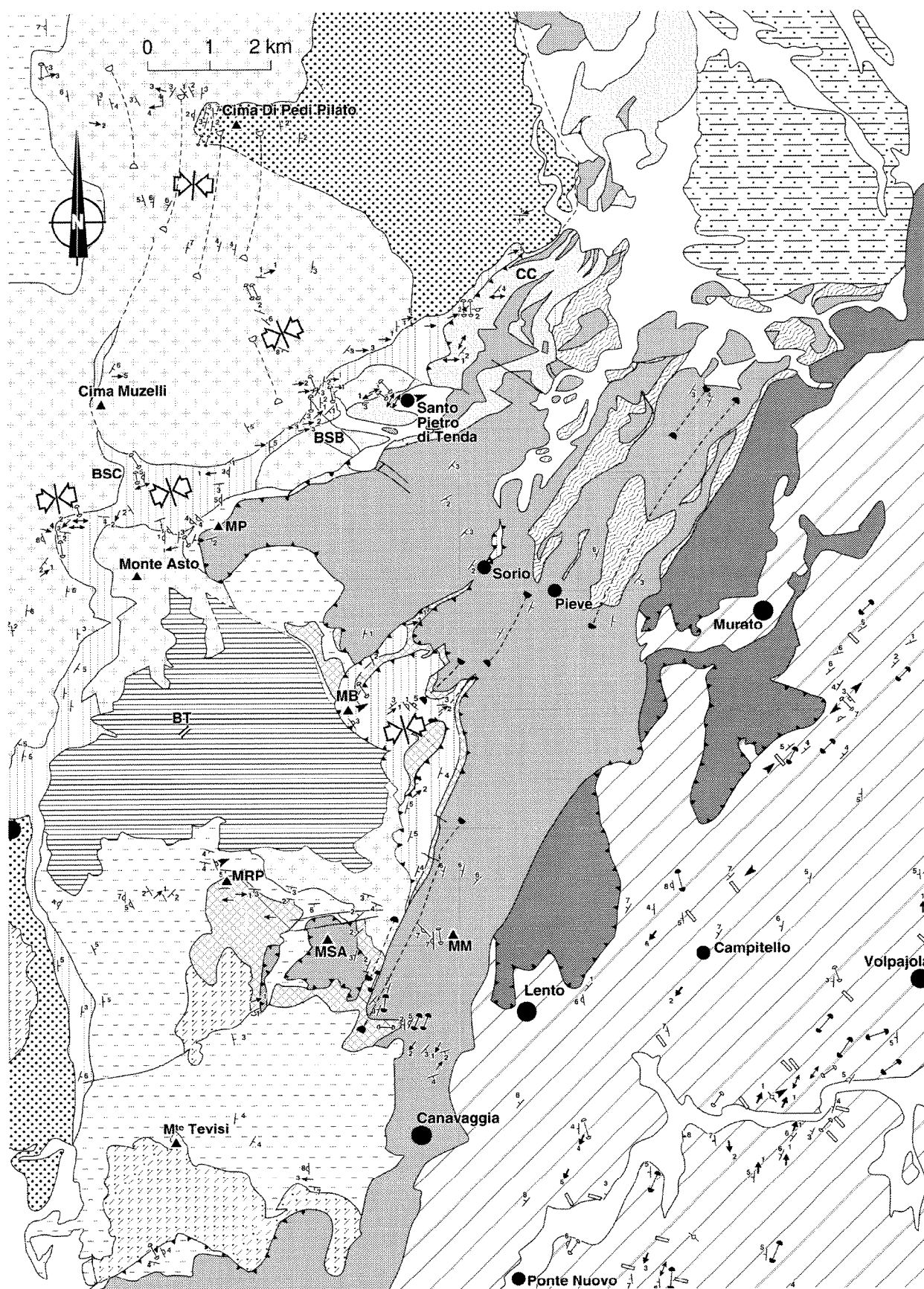


Fig. 3.- Carte géologique et structurale détaillée de la bordure sud-orientale du massif du Tenda (BSB : Bocca San Bernardino ; BSC : Bocca di Sacropino ; BT : Bocca di Tenda ; CC : Cima di Cuculo ; MB : Monte Buggientone ; MRP : Monte Reghja di Pozzu ; MP : Monte di u Pero ; MSA : Monte Sant Angelo ; MM : Monte Maggiore).

Fig. 3.- Detailed geological and structural map of the southeastern edge of the Tenda Massif.

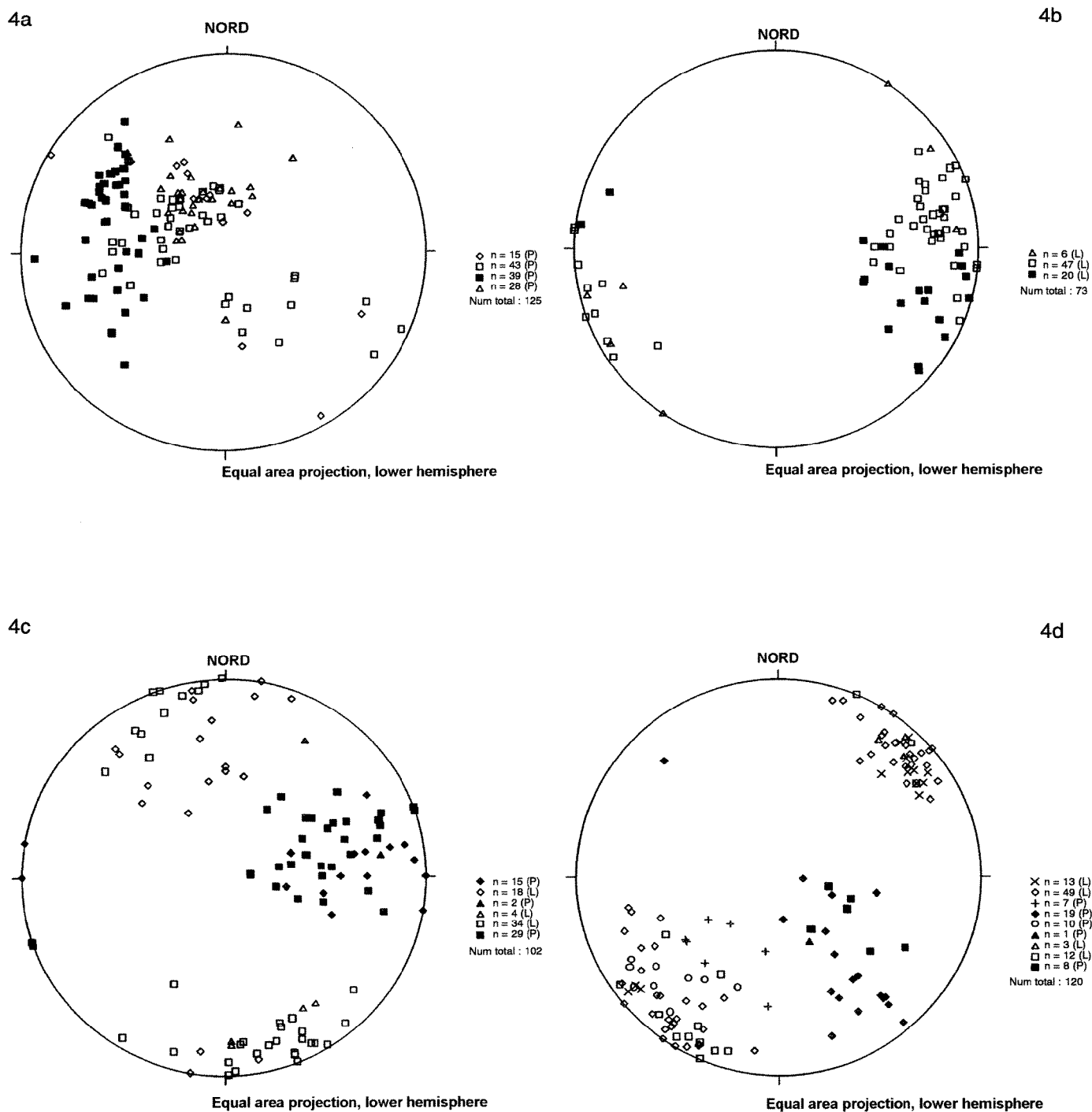


Fig. 4.- Pôles des plans S1 (a) et orientation des linéations L1 (b) mesurés dans la zone de cisaillement inférieure (■), près du contact avec les unités océaniques (□), dans les métasédiments de Santo Pietro di Tenda (△) et dans les métaophiolites (◇). Orientation des structures D2 (c) et D3 (d) mesurées dans les orthogneiss (carrés), les métasédiments de Santo Pietro di Tenda (triangles) et les schistes lustrés (losanges). Les symboles pleins représentent les pôles des plans de schistosité, les symboles vides la direction axiale des plis. Sur le dernier stéréogramme ont également été reportés les pôles des plans cisailants extensifs (+), les linéations L3 (X) et les pôles des filons de quartz (O).

Fig. 4.- Poles of S1 planes (a) and orientation of L1 lineations (b) recorded in the lower shear zone (■) near the contact with the oceanic units (□) in the Santo Pietro di Tenda metasediments (△) and the metaophiolites (◇). Orientation of D2 (c) and D3 (d) structures recorded in orthogneiss (squares), the Santo Pietro di Tenda metasediments (triangles) and the "schistes lustrés" (lozenges). Filled symbols represent poles of foliation planes and open symbols the axial trend of the folds. Poles of extensional shear planes (+), L3 lineations (X) and quartz veins (O) are also plotted on the last stereogram.

trés internes et externes où ils forment une succession de synformes et antiformes systématiquement déversées vers le sud-est (à ESE) (Faure et Malavielle 1981 ; Warburton, 1983 ; Lahondère D., 1996). Une linéation minérale souvent discrète, matérialisée par la forme plus ou moins allongée des poeciloblastes d'albite, est sub-parallèle à la direction axiale de ces plis. Dans les orthogneiss du Monte Buggientone, les plans S2 (ici faiblement inclinés vers l'ouest) sont recoupés par des petits plans cisailants extensifs induisant un glissement des formations concernées vers le nord-est (fig. 7b). De tels plans ont souvent été observés au niveau de la bordure orientale du massif, en particulier sous les métaconglomérats du Monte Reghia di Pozzu et dans les métasédiments de Santo Pietro di Tenda. Ces structures cisailantes ne dépassent jamais quelques centimètres d'épaisseur et leur importance apparaît toujours très limitée. Les stries mesurées sur ces plans sont sub-parallèles à la linéation à albite. Les filons de quartz (\pm albite), tardifs, mesurés dans le massif du Tenda et dans les schistes lustrés sont perpendiculaires à ces plis NE-SW, proches de la verticale ou à fort pendage vers le nord-est. Ces filons recoupent très clairement les plans cisailants extensifs ou sont parallèles à des petites failles normales fortement inclinées vers le nord-est. Ces différentes observations conduisent à considérer ces (micro)structures comme les marqueurs d'une seule et même déformation associée à une compression sub-horizontale réalisée sur une direction NW-SE (D3). Dans cette interprétation, les failles normales plus ou moins ductiles inclinées vers le nord-est correspondent à des mouvements réalisés parallèlement à la direction de la contrainte minimale.

Les metabasites mylonitiques associées aux orthogneiss du Monte Buggientone et affectées par les petits cisaillements extensifs présentent des assemblages minéralogiques très oxydés à phengite, magnésio-riébeckite et aegyrine (fig. 5 et 6). Ce type d'assemblage a également été observé dans les métophiolites des unités internes, au niveau de veines très tardives orientées NW-SE.

Les structures D4

La quatrième et dernière déformation reconnue (D4) est contemporaine de l'exhaussement de la partie sud-occiden-

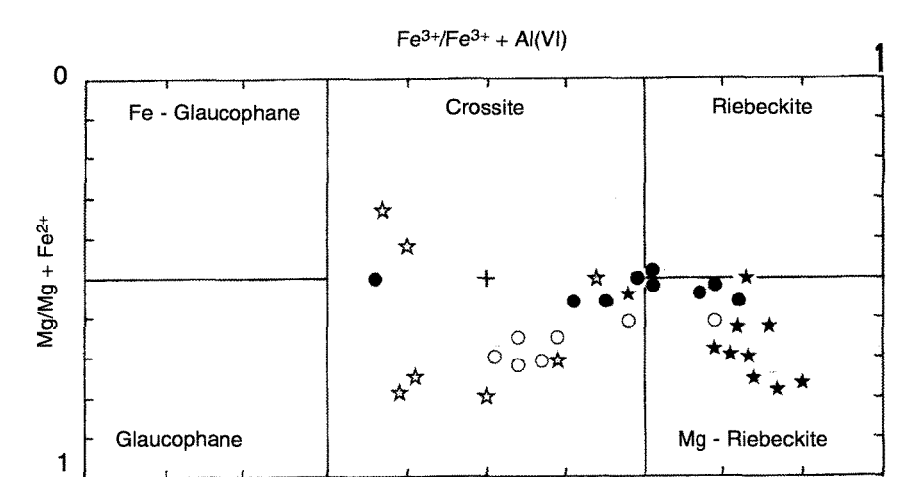


Fig. 5.- Composition des amphiboles métamorphiques sodiques du Tenda dans la représentation de Leake (1978). Ronds vides : orthogneiss du pont de Truscialza, étoiles vides : orthogneiss de la Cima di a Paratella, ronds pleins : metabasite du Monte Reghia di Pozzu, étoiles pleines : metabasite du Monte Buggientone.

Fig. 5.- Composition of sodic metamorphic amphibole from the Tenda Massif according to the representation of Leake (1978). Open circles: Truscialza bridge orthogneiss; open stars: Cima di a Paratella orthogneiss; filled circles: Monte Reghia di Pozzu metabasite; filled stars: Monte Buggientone metabasite.

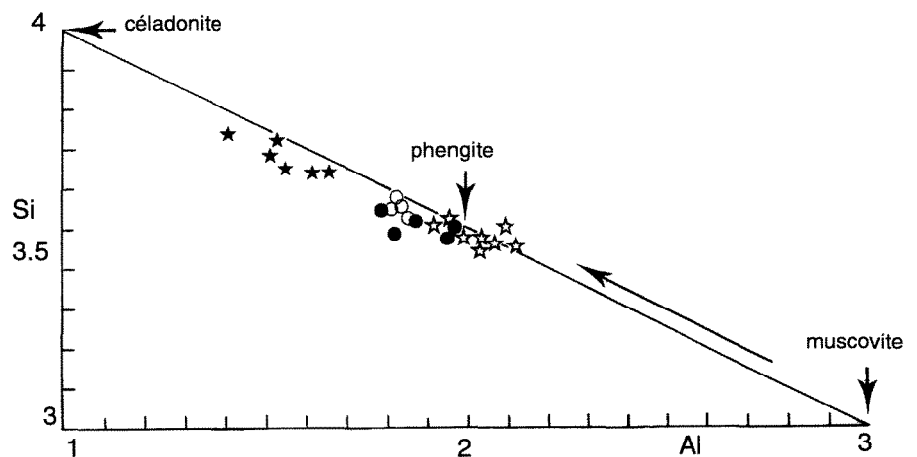


Fig. 6.- Composition des phengites des orthogneiss et des metabasites du Tenda dans le diagramme Si, Al (mêmes symboles que fig. 5).

Fig. 6.- Composition of the orthogneiss and metabasite phengites from the Tenda Massif plotted on a Si, Al diagram (see Fig. 5 for symbols).

tale du massif, le long de l'accident qui sépare la Balagne et le Tenda. Si les ophiolites du Monte Sant'Angelo constituent une klippe-témoin de la nappe de Balagne, hypothèse très probable, le jeu vertical de cet accident est supérieur à 1 500 mètres. Le contact entre le massif du Tenda a vraisemblablement joué en faille normale lors de cet épisode. Cette déformation est postérieure au Tortonien

et rapportée à la formation des antiformes du Cap Corse et de la Castagniccia.

Discussion

La déformation la plus précoce reconnue dans le massif (D1), d'âge Eocène moyen à supérieur, est contemporaine du charriage d'unités à matériel ophiolitique

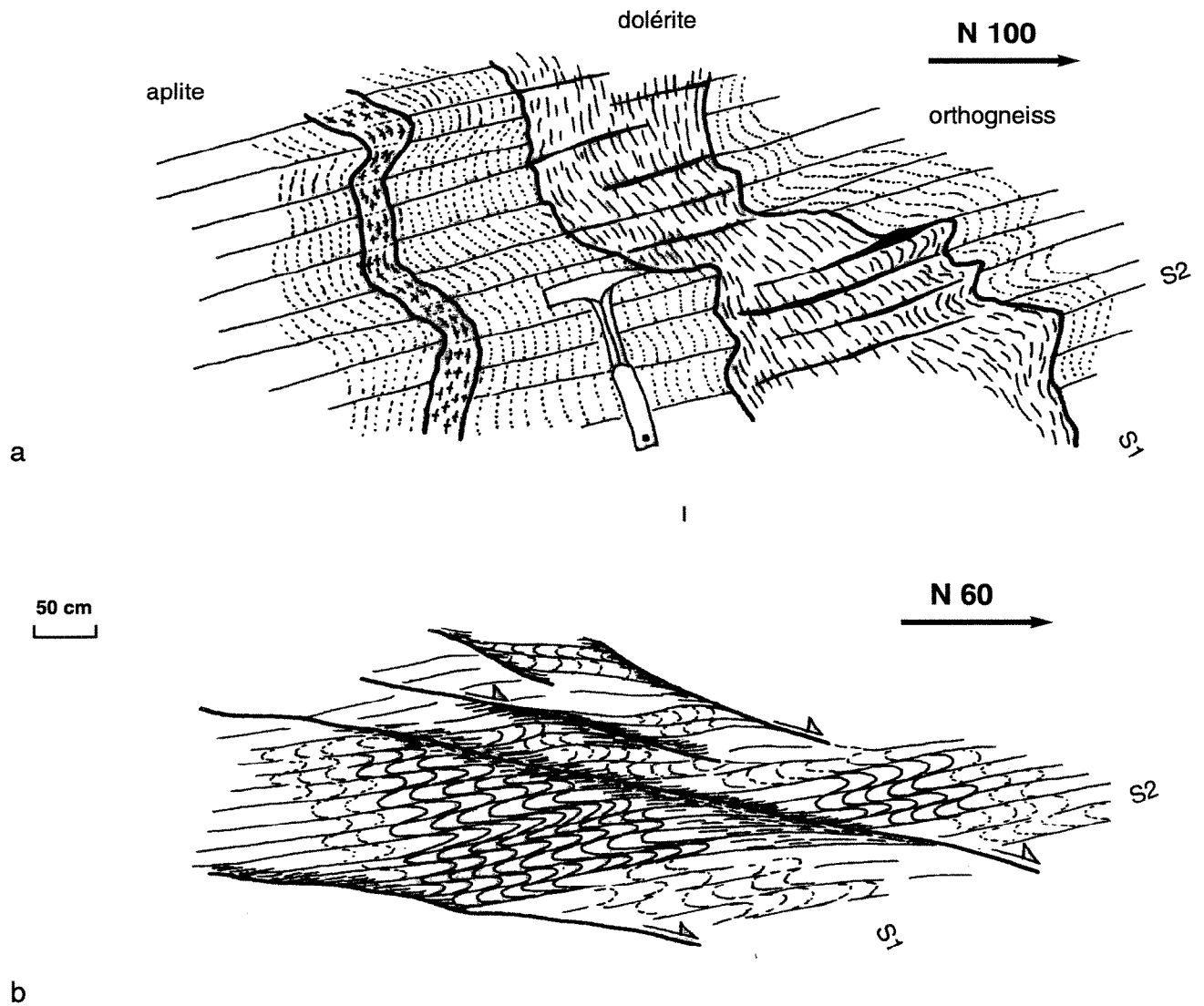


Fig. 7.- a : Relations entre les schistosités S1 et S2 observées dans les orthogneiss de la Bocca di San Bernardino, à l'Ouest de Santo-Pietro-di-Tenda. S1 est une foliation majeure dans laquelle des filons aplitiques et doléritiques ont été transposés. Dans ce secteur, S1 n'est préservée que dans des microlithons plurimillimétriques à centimétriques séparés par des plans S2 faiblement inclinés vers l'Ouest. b : Rapports entre les microstructures extensives syn- à tardi-D3 et les schistosités S1 et S2 observés dans les orthogneiss du Monte Buggiellone.

Fig. 7.- a: Relationships between the S1 and S2 foliations observed in the Bocca di San Bernardino orthogneiss to the west of Santo-Pietro-di-Tenda. S1 is a major foliation within which aplite and dolerite veins have been transposed. In this area, S1 is only preserved within microlithons (several mm to cm) separated by S2 planes with a shallow dip to the west. b: Relationship between extensive syn- to late- D3 microstructures and S1 and S2 foliations in the Monte Buggiellone orthogneiss.

issues, du moins *pro parte*, d'un domaine paléogéographique initialement situé aux abords de la paléomarge continentale ouest-européenne (fig. 8A,B). Cette première déformation conduit au développement de zones de cisaillement ductiles symmétamorphes dans des conditions de pression et de température qui n'excèdent pas la base du faciès des schistes bleus. Dans les schistes lustrés internes, les (micro)structures corrélables à cette

phase D1 correspondent à une déformation relativement tardive puisque contemporaine de la rétro-morphose des éclogites à lawsonite (Lahondère D., 1996).

Le massif du Tenda enregistre ensuite une déformation plicative (D2) traduisant un raccourcissement sur une direction sub-horizontale E-W à ENE-WSW et s'accompagnant d'un déversement généralisé des structures en direction des

zones internes (E à ENE) (fig. 8C). La schistosité S2 est à fort pendage vers l'ouest dans la partie occidentale du massif et sub-horizontale ou à faible pendage vers l'ENE sur sa bordure nord-orientale. Dans le substratum éocène de la Nappe ophiolitique de Balagne, les plis P2 sont orientés N-S et déversés vers l'ouest (Egal et Caron, 1988). Au cours de cette déformation, certains contacts additifs syn-D1, initialement à vergence occiden-

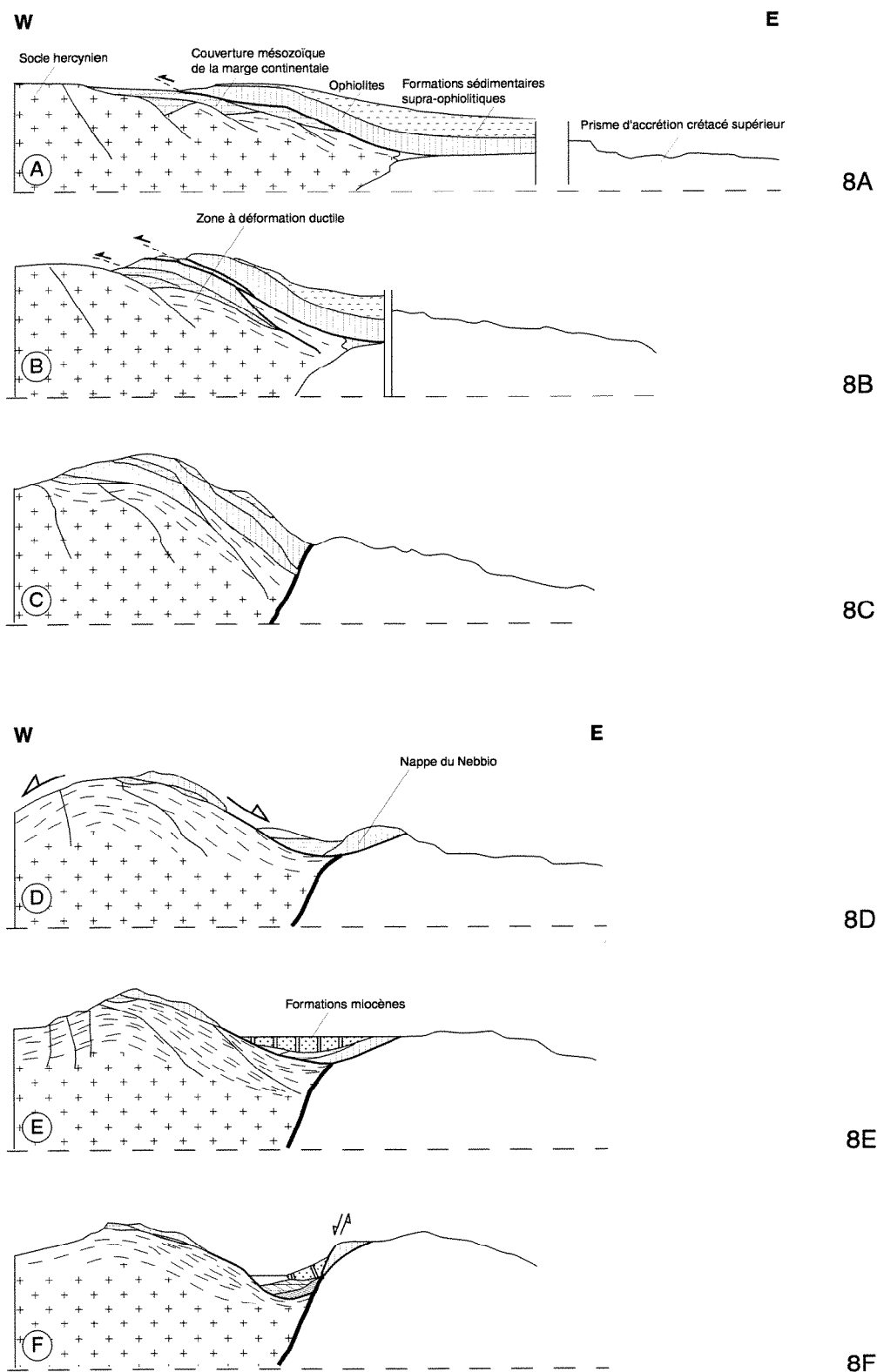


Fig. 8.- Evolution chronotectonique du massif du Tenda. A et B) Eocène moyen-supérieur : charriage du domaine ophiolitique de type Balagne sur le Tenda et structuration D1 de la marge continentale ; C) Oligocène inférieur : accolement des domaines externe et interne et développement des structures D2 ; D) Oligocène supérieur-Miocène basal : développement des structures plicatives D3 et glissement de l'unité du Nebbio vers le nord-est ; E) Burdigalien : dépôt des molasses de Saint-Florent sur les formations du Nebbio ; F) Tortonien à actuel : surrection des schistes lustrés internes et basculement du bassin miocène de Saint-Florent.

Fig. 8.- Chronotectonic evolution of the Tenda Massif. A and B) Middle-Late Eocene: thrusting of the ophiolitic domain (Balagne type) onto the Tenda Massif and D1 deformation of the continental margin; C) Early Oligocene: collision of the internal and external domains and development of D2 structures; D) Late Oligocene - earliest Miocene: development of D3 folds and sliding of the Nebbio unit toward the northeast; E) Burdigalian: deposition of the Saint Florent molasse on the Nebbio formations; F) Tortonian to present: uplift of the internal "schistes lustrés" and tilting of the Miocene Saint Florent Basin.

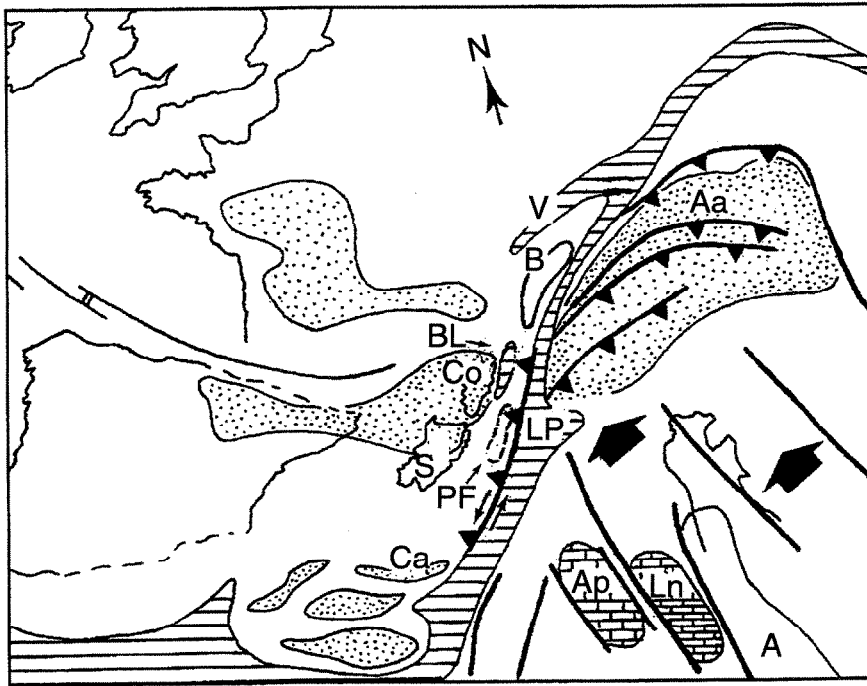


Fig. 9.- Carte paléogéographique et géodynamique du système alpin de Méditerranée occidentale au Crétacé supérieur (d'après Lahondère D. et Guerrot C., 1997).

A : Apulie ; Aa : domaine austro-alpin ; Ap : plate-forme carbonatée des Apennins ; B : Briançonnais ; BL : bassin ophiolitique de Balagne ; Ca : Calabre ; Co : Corse ; Ln : fosse de Lagonero ; LP : bassin ophiolitique liguro-piémontais ; PF : microbloc de pigno-Farinole ; S : Sardaigne ; V : fosse valaisane.

Fig. 9.- Paleogeographic and geodynamic map of the Western Mediterranean Alpine system during the Late Cretaceous (after Lahondère, D. and Guerrot C., 1997).

A: Apulia; Aa: Austro-Alpine domain; Ap: Apennine carbonate shelf; B: Briançon area; BL: Balagne ophiolitic basin; Ca: Calabre; Co: Corsia; Ln: Lagonero trough; LP: Ligurian-Piedmont ophiolitic basin; PF: Pigno-Farinole microblock; S: Sardinia; V: Valais trough.

tales, ont pu rejouer en direction des zones internes. Les âges compris entre 34 et 29 Ma obtenus par ^{40}Ar - ^{39}Ar et traces de fission signeraient cet épisode Oligocène inférieur (Jourdan, 1988 ; Monié *et al.*, 1996).

La dernière déformation plicative enregistrée dans le Tenda (D3) correspond à des plis ENE-WSW à NE-SW déversés vers le sud-est. De tels plis sont abondants dans les schistes lustrés et décrits dans les formations éocènes de Balagne (Egal et Caron, 1988). Cette déformation s'accompagne, du moins tardivement, par le développement de microstructures extensives ductiles puis fragiles induisant un glissement vers le nord-est des unités préalablement charriées sur le Tenda (fig. 8D). Au niveau de ces principales failles, les plans S2 deviennent proches de l'horizontale. Le fonctionnement de ces failles normales permet la mise en place des formations de l'unité supérieure du Nebbio sur les unités métamorphiques internes, alors pratiquement exhumées, et celle des serpentinites de Raghia Buia sur les métasédiments de

Lento. La mise en place de l'unité du Nebbio sur les unités internes est scellée à partir du Burdigalien par le dépôt des molasses miocènes de Saint-Florent (fig. 8E).

Les directions axiales des plis P2 et P3 et l'orientation des fentes de tension associés à ces plis suggèrent un continuum de déformation entre les déformations D2 et D3. La transition D2-D3 répond donc en première approximation à une rotation progressive de la contrainte principale, depuis une direction ENE-WNW (D2) jusqu'à une direction NW-SE (D3). Cependant, la déformation D3 étant postérieure à l'Oligocène inférieur et antérieure au Burdigalien, une partie de cet écart angulaire pourrait avoir comme origine la rotation antihoraire fini-Oligocène de la Corse. Dans cette hypothèse, la direction de la paléocontrainte majeure D2 corrigée de la valeur de cette rotation se rapproche de celle qui caractérise la déformation D3.

A partir du Miocène supérieur, la formation des antiformes du Cap Corse et

de la Castagniccia permet la mise à l'affleurement des unités métamorphiques internes et provoque le basculement des formations miocènes de Saint-Florent (Durand-Delga *et al.*, 1978) (fig. 8F). Dans le Tenda, cette structuration (D4) se traduit par le soulèvement de la partie sud-occidentale du massif. Les données de comparaison de mesures de nivellement montrent que le Cap Corse et le massif du Tenda sont encore de nos jours soumis à un fort exhaussement (Lenotre *et al.*, 1996).

L'évolution proposée ci-dessus pour le massif du Tenda implique le maintien d'un régime compressif entre l'Eocène moyen et la base du Miocène (Aquitainien). Une telle évolution est cohérente avec les observations réalisées dans le nord-est de la Sardaigne, où une déformation transpressive active durant l'Oligocène et jusqu'à l'Aquitainien a été reconnue (Carmignani *et al.*, 1994), mais s'éloigne du modèle décrivant une phase de distension majeure d'âge Oligocène-Miocène inférieur (Jolivet *et al.*, 1990 ; Daniel *et al.*, 1996). L'étude relative à la bordure nord-orientale du massif proposée par Egger et Pinaud (1998) conclut également à l'existence d'une phase extensive d'échelle crustale (notée D2) et accorde au contact entre le socle et les unités océaniques la valeur d'une faille normale ductile majeure. Les plis P2 observés dans les orthogneiss, les plis curvi-planaires observés dans les métasédiments de Santo Pietro di Tenda et les structures cisailantes extensives à vergence ENE (C'/S) sont interprétés en terme de déformation progressive (D2) et l'orientation des plis P2 est directement corrélée au gradient de la déformation D2 (plis N-S dans le cœur du massif, passant progressivement à la direction ENE-WSW au niveau du contact entre le socle et les unités océaniques). Cette interprétation nous semble difficile à accepter à l'échelle du massif, et ce pour les raisons suivantes :

1) les plis curvi-planaires observés dans les métasédiments de Santo-Pietro di Tenda sont également connus dans les formations du Monte alla Torra (fig. 1) où ils sont associés à des cisaillements à vergence WSW (Faure et Malavielle, 1981 ; Mattauer *et al.*, 1981 ; Warburton, 1983). La formation de ces plis est donc très probablement antérieure au

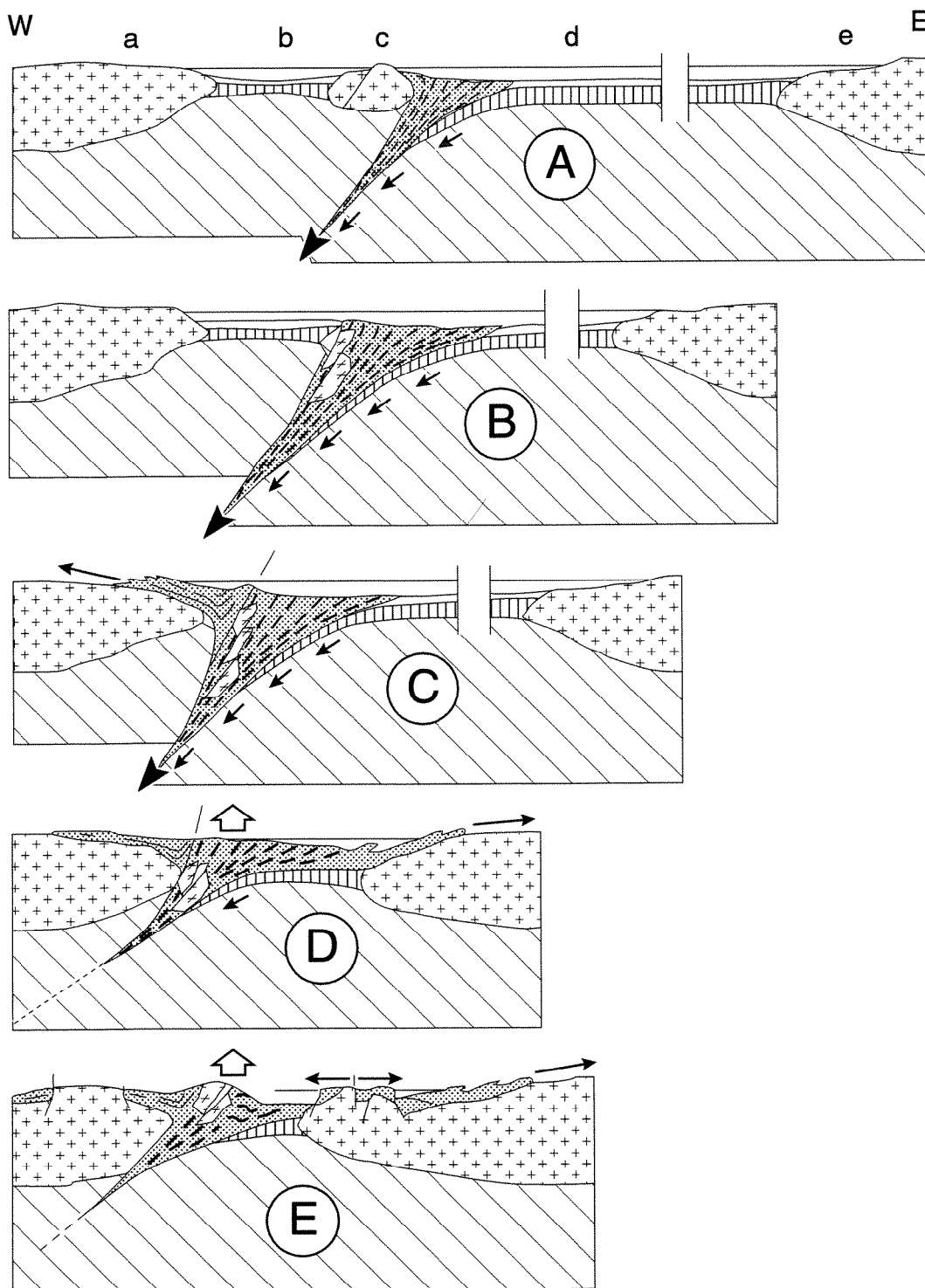


Fig. 10.- Evolution géodynamique de la transversale Corse-Apennins (d'après D. Lahondère, 1996). a : bloc corse ; b : domaine ophiolitique externe (Balagne) ; c : échardes continentales (Farinole) ; d : domaine ophiolitique interne (bassin liguro-piémontais) ; e : bloc apulien. A) Crétacé supérieur : initiation de la subduction à pendage nord-ouest du bassin liguro-piémontais ; B) Paléocène : poursuite de la subduction ; C) Eocène moyen-supérieur : déformation des zones externes par obduction des ophiolites de type Balagne ; D) Oligocène-Miocène basal : collision entre les blocs corse et apulien ; E) Miocène supérieur : surrection des schistes lustrés internes (Cap Corse, Castagniccia) et amincissement de la marge apennine.

Fig. 10.- Geodynamic evolution of the Corsican-Apennine geotraverse (after Lahondère, D., 1996). a: Corsican block; b: external ophiolite domain (Balagne); c: continental splinters (Farinole); d: internal ophiolite domain (Ligurian-Piedmont Basin); e: Apulian block. A) Late Cretaceous: onset of subduction with a northwesterly dip of the Ligurian-Piedmont Basin; B) Paleocene: continued subduction; C) Middle-Late Eocene: deformation of the external zones through obduction of the Balagne-type ophiolites; D) Oligocene - earliest Miocene: collision between the Corsican and Apulian blocks; E) Late Miocene: uplift of the internal "schistes lustrés" (Cap Corse, Castagniccia) and thinning of the Apennine margin.

développement des petits cisaillements extensifs à vergence ENE (à NE) observés dans les calcschistes de Santo-Pietro di Tenda ;

2) la structuration D2 se caractérise par un déversement des plis vers l'ENE (à E) dans le Tenda et vers le SSW dans les formations éocènes de Balagne. A l'exception des secteurs de Santo-Pietro-di-Tenda et du Monte Buggientone, S2 est toujours à fort pendage vers l'ouest, voire localement verticale. A l'échelle du massif, la déformation D2 obéit à un serrage sub-horizontale et présente un caractère coaxial dominant ;

3) les plans cisailants extensifs à vergence ENE (à NE) recoupent très clairement les structures D2 ;

4) les plis ENE-WSW à NE-SW observés au niveau de la bordure sud-orientale du massif correspondent pour l'essentiel d'entre-eux à des plis P3 déversés vers l'ESE (à SE) et non pas à des plis « en fourreau » ;

5) la faible densité et l'extension réduite des failles normales syn- à tardi-D3 observées dans le massif du Tenda nous semblent difficilement compatibles avec l'existence d'une grande faille ductile extensive d'échelle crustale.

Les unités internes corses constituent un fragment de prisme d'accrétion tectonique lié au fonctionnement d'une zone de subduction dans laquelle des matériaux d'origine océanique et continentale ont parfois été enfouis jusqu'à des profondeurs supérieures à 60 km et éclogitisés (Principi et Treves, 1984 ; Lahondère D., 1996). La datation de ce métamorphisme éclogitique, obtenue par isochrone Sm-Nd sur roche totale et phases minérales séparées (Lahondère D., Guerrot, 1997), montre que cette zone de subduction était déjà active au Crétacé supérieur (84 ± 5 Ma). Les évolutions tectonométamorphiques des unités internes sont donc à la fois plus longues et plus complexes que celles qui caractérisent les unités externes. A partir d'une reconstitution paléogéographique dans laquelle les ophiolites de type Balagne se situent immédiatement à l'est de la marge continentale européenne, un

scénario géodynamique intégrant les différences observées dans les évolutions tectono-métamorphiques des unités internes et externes peut être proposé (Lahondère D., 1996). Dans ce scénario, l'histoire compressive alpine débute au Crétacé supérieur, en réponse à la remontée vers le nord de l'Afrique et de l'Adriatique (Dewey *et al.*, 1989) (fig. 9) et se traduit par le développement d'une zone de subduction à pendage NW localisée au large de la marge continentale européenne et du domaine ophiolitique de Balagne (fig. 10A, B). Le caractère décrochant-senestre de cette subduction, suggéré par l'étroitesse de la chaîne, par l'orientation des linéations d'allongement éclogitiques (Lahondère D., 1996) et par l'absence d'arc magmatique entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène inférieur (Marroni et Treves, 1998), souligne l'obliquité entre la zone de subduction et la direction de dérive de la plaque apulienne. La localisation des déformations éoalpines au large de la marge continentale permet d'expliquer la préservation du bassin ophiolitique de Balagne dans lequel vont s'accumuler jusqu'à l'Eocène des sédiments détritiques riches en fragments cristallins et sédimentaires empruntés à la Corse occidentale (Durand-Delga, 1984). A partir de l'Eocène moyen/supérieur, le charriage des formations ophiolitiques de type Balagne sur la marge sud-orientale de la Corse cristalline (Tenda : déformation D1) conduit au développement d'une cinématique à vergence NW (fig. 10C). Durant l'Oligocène et jusqu'au Miocène basal (fig. 10D), le rapprochement des masses continentales corse et apulienne se traduit dans les zones externes par le développement de déformations compressives à forte dominante coaxiale (Tenda : déformations D2 et D3). Les formations métamorphiques incorporées dans le prisme d'accrétion sont dans le même temps activement exhumées. A partir du Miocène supérieur, la géométrie de la transversale Corse-Apennins est contrôlée par la surrection du Cap Corse et par l'amincissement de la marge apennine (fig. 10E).

Conclusions

Quatre phases de déformation ont été reconnues dans le massif du Tenda. Les

trois premières sont antérieures au Miocène inférieur (Burdigalien), la dernière postérieure au Miocène supérieur. L'évolution décrite ici implique le maintien d'un régime compressif entre l'Eocène moyen/supérieur et la base du Miocène. Une telle évolution est cohérente avec les observations faites dans le nord-est de la Sardaigne (Carmignani *et al.*, 1994) et remet en cause le modèle proposant, en Corse, l'existence d'une phase de distension majeure, d'échelle crustale et d'âge Oligocène-Miocène inférieur (Jolivet *et al.*, 1990 ; Daniel *et al.*, 1996 ; Egger et Pinaud, 1998).

A l'échelle de la transversale Corse-Apennins, l'évolution du Tenda s'intègre dans un scénario géodynamique contrôlé par la subduction du domaine liguro-piémontais sous la Corse (Principi et Treves, 1984 ; Lahondère D., 1996 ; Lahondère D. et Guerrot, 1997) et qui conduit à différencier deux sutures majeures en Corse alpine. La première correspond à l'unité éclogitique de Farinole, la seconde au contact entre les unités ophiolitiques externes et la Corse (para-)autochtone. Ces deux sutures témoignent respectivement des phases de structuration éoalpines et alpines s.s. L'édifice alpin de Corse doit donc être considéré comme le résultat de l'accolement de deux ensembles à cinématiques alpines contrastées, l'un structuré dans un contexte de subduction à partir de la fin du Crétacé, l'autre associé depuis l'Eocène moyen à l'obduction des seules ophiolites externes sur la paléomarge continentale. Cet accolement se produit à partir du moment où tous les domaines océaniques ont été résorbés. Au niveau du Tenda, il correspond à la transition entre les déformations D1 et D2.

Remerciements

Les auteurs remercient R. Caby, M. Durand Delga et D. Marquer pour les discussions sur le terrain ainsi que pour leurs commentaires critiques sur une première version du manuscrit. Les conclusions développées par les auteurs ne suivent toutefois pas nécessairement celles défendues par les rapporteurs.

Références

- Amaudric du Chaffaut S., Saliot P. (1979) - La région de Corte : secteur clé pour la compréhension du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 21, 149-154.
- Amaudric du Chaffaut S., Caron J.M., Delcey R., Lemoine M. (1972) - Données nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés de Corse : la série de l'Inzecca. Comparaison avec les Alpes occidentales et l'Apennin ligure. *C.R. Acad. Sci. Fr., Paris*, 275, 2611-2614.
- Bezert P. (1990) - Les unités alpines à la marge du massif cristallin corse : nouvelles données structurales, métamorphiques et contraintes cinématiques. Thèse Doct. Géol. Univ. Montpellier, 352 p.
- Bezert P., Caby R. (1988) - Sur l'âge post-Bartonian des événements tectono-métamorphiques alpins en bordure orientale de la Corse cristalline (Nord de Corte). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, 965-971.
- Brouwer H.A., Egeler C.G. (1952) - The glaucophane schist facies metamorphism in the schistes lustrés nappe of Corsica. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 3, 1-71.
- Brunet C., Monié P., Jolivet L. (1997) - Geodynamic evolution of Alpine Corsica based on new 40Ar-39Ar data. *Terra Nova*, 9, Abstracts sup n°1, p. 493.
- Carmignani L., Barca S., Disperati L., Fantozzi P.L., Funedda A., Oggiano G., Pasci S. (1994) - Tertiary compression and extension in the sardinian basement. *Boll. Geofisica Teorica ed Applicata*, 36, n° 141-144, 45-62.
- Caron J.M. (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Thèse Doct. Etat, Univ. Strasbourg, n°48, 326 p.
- Caron J.M., Delcey R., Scius H., Eissen J.P., Fraipont P., Mawhin B., Reuber I. (1979) - Répartition cartographique des principaux types de séries dans les Schistes lustrés de Corse. *C.R. Acad. Sci. Fr., Paris*, 288, 1363-1366.
- Daniel J.M., Jolivet L., Goffé B., Poinssot C. (1996) - Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachment of Corsica. *J. Struct. Geol.*, 1, 41-59.
- Dewey J.F., Helman M.L., Torco E., Hutton D. H. W., Knott S. D. (1989) - Kinematics of the Western Mediterranean. In: *Alpine Tectonics* (Coward M. P., Dietrich D., Park R. G. éd.), *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 45, 265- 263.
- Delcey R. (1974) - Données sur deux nouvelles séries lithostratigraphiques de la zone des schistes lustrés de la Corse Nord-orientale. *C.R. Acad. Sci. Fr., Paris*, 279, 1693-1696.
- Delcey R., Meunier R. (1966) - Le massif du Tenda (Corse) et ses bordures, la série volcano-sédimentaire, les gneiss et les granites ; leurs rapports avec les Schistes Lustrés. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 278, 61, 237-251.
- Durand-Delga M. (1984) - Principaux traits de la Corse alpine et corrélations avec les Alpes ligures. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, 28-329.
- Durand-Delga M. et coll. (1978) - La Corse. Guides géologiques régionaux; Ed. Masson, Paris, 208 p.
- Durand-Delga M., Peybernès M., Rossi Ph. (1997) - Arguments en faveur de la position, au Jurassique, des ophiolites de Balagne (Haute-Corse, France) au voisinage de la marge continentale européenne. *C.R. Acad. Sci. Fr., Paris*, 324, 973-981.
- Egal E. (1989) - Tectonique de l'Eocène en Corse. Thèse Doct. Géol., Univ. Lyon, 133 p.
- Egal E. (1992) - Structures and tectonic evolution of the external zone of Alpine Corsica. *J. Struct. Geol.*, 14, 1215-1228.
- Egal E., Caron J. M. (1988) - Tectonique polyphasée de l'Eocène autochtone de la bordure Ouest de la nappe de Balagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, 315- 321.
- Egal E., Caron J.M. (1989) - Structures de l'Eocène autochtone en Corse. *C.R. Acad. Sci. Fr., Paris*, 309, (2), 1431-1436.
- Egger C., Pinaut M. (1998) - Etude tectono-métamorphique et comparaison des styles de déformation dans le socle granitique et sa couverture des Schistes lustrés en Corse occidentale. Mémoire de diplôme de Géologie, Un. Neuchâtel, 211p., inédit.
- Faure M., Malavieille J. (1981) - Etude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique corse dans la région de Bastia. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, 335-342.
- Fournier M., Jolivet L., Goffé B., Dubois R. (1991) - The alpine Corsica metamorphic core complex. *Tectonics*, 10, 173-1186.
- Gibbons W., Horak J. (1984) - Alpine metamorphism of hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies, schistes lustrés nappe of northeastern Corsica. *J. Metamorphic Geol.*, 2, 95-113.
- Harris L.B. (1984) - Déformations et déplacements dans la chaîne alpine : l'exemple des schistes lustrés du Cap Corse. Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Rennes, 307 p.
- Jolivet L., Dubois R., Fournier M., Goffé B., Michard A., Jourdan C. (1990) - Ductile extension in alpine Corsica. *Geology*, 18, 1007-1010.
- Jourdan C. (1988) - Balagne orientale et massif du Tenda (Corse septentrionale) : étude structurale, interprétation des accidents et des déformations, reconstitutions géodynamiques. Thèse Doct. Géol., Univ. Paris XI, 246 p.
- Kienast J.R. (1983) - Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus) : données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI, 474 p.
- Lahondère D. (1988) - Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les metabasites ophiolitiques de la région de Farinole (Corse). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, 579-585.
- Lahondère D. (1996) - Les schistes bleus et les éclogites à lawsonite des unités continentales et océaniques de la Corse alpine. Document du BRGM, n° 240, 285 p.
- Lahondère D., Caby R. (1989) - Les méta-conglomérats polygéniques des «schistes lustrés» de la vallée du Golo (Corse alpine) : signification paléogéographique et conséquences tectoniques. *C.R. Acad. Sci. Fr., Paris*, 309, 727-732.

- Lahondère D., Guerrot C. (1997) - Datation Nd- Sm du métamorphisme éclogitique en Corse alpine : un argument pour l'existence, au Crétacé supérieur, d'une zone de subduction active localisée le long du bloc corso- sarde. *Géologie de la France*, n° 3, 3-11.
- Lahondère J.C. (1981) - Relations du «socle ancien» de la région de Bastia (Corse) avec les schistes lustrés environnants. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **292**, 169-172.
- Lahondère J.C. (1992) - Le socle anté-alpin de la région de Bastia (Haute Corse) et sa couverture : description, évolution structurale. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **314**, 1347-1353.
- Lahondère J.C., Lahondère D. (1988) - Organisation structurale des «schistes lustrés» du Cap Corse (Haute-Corse). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **307**, 1081-1086.
- Lenotre N., Ferrandini J., Delfau M., Panighi J. (1996) - Mouvements verticaux actuels de la Corse (France) par comparaison de nivellements. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **323**, (2a), 957-964.
- Lluch D. (1989) - Les unités à matériel sédimentaire supra-schistes lustrés de Saint-Florent et de Macinaggio. Thèse Doct. Géol, Univ. Toulouse, 204 p.
- Marroni M., Treves B. (1998) - Hidden terranes in the northern Appenines, Italy: a record of late Cretaceous-Oligocene transpressional tectonics. *J. Geol.*, **106**, 149- 162.
- Massonne H.J., Schreyer W. (1987) - Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224.
- Mattauer M., Proust F. (1975) - Données nouvelles sur l'évolution structurale de la Corse alpine. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **281**, 1681-1684.
- Mattauer M., Proust F. (1976) - La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **282**, 1249-1251.
- Mattauer M., Faure M., Malavielle J. (1981) - Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *J. Struct. Geol.*, **3**, 401-409.
- Monié P., Jolivet L., Brunet C., Torres-Roldan R.L., Caby R., Goffe B., Dubois R. (1996) - Cooling paths of metamorphic rocks in the western mediterranean region and tectonic implications. The Mediterranean basins: Tertiary extension within the alpine orogen. An international workshop. Abstracts, Cergy-Pontoise.
- Ohnenstetter M. (1979) - La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liée au fonctionnement des zones transformantes? *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **289**, 1199-1202.
- Ohnenstetter M., Ohnenstetter D., Rocci G. (1975) - Essai de reconstitution du puzzle ophiolitique corse. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **280**, 395-398.
- Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Rocci G. (1976) - Etude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **1**, 115-134.
- Ohnenstetter M., Rossi P. (1985) - Reconstitution d'une paléochambre magmatique exceptionnelle dans le complexe basique-ultrabasique du Tenda., Corse hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **300**, 853-858.
- Pequignot G., Lardeaux J.M., Caron J.M. (1984) - Recristallisation d'éclogites de basse température dans les metabasalts corses. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **299**, 871-874.
- Principi G., Treves B. (1984) - Il sistema Corso-Appenninico come prisma d'accresione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini. *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**, 549-576.
- Rossi Ph., Cocherie A., Lahondère D. (1992) - Relations entre les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique stéphano-permien de Corse occidentale, témoins des phénomènes d'amincissement crustal néo-varisques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **315**, 1341-1348.
- Rossi Ph., Durand-Delga M., Cocherie A. (1995) - Identification en Corse d'un socle panafricain (cadomien), conséquences sur la paléogéographie de l'orogène varisque sud-européen. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **321**, (2a), 983-992.
- Rossi Ph., Lahondère J.C., Lluch D., Loÿe-Pilot M.D., Jacquet M. (1994) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Saint-Florent (1103), Orléans : BRGM. Notice explicative par Rossi Ph., Lahondère J. C., Lluch D., Loÿe-Pilot M. D. et coll.
- Routhier P., Meunier A. (1962) - Le massif du Tenda (Corse). Sa nature volcano-sédimentaire et non pas entièrement granitique. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, **69**, n° 269 (C.R. Collab. 1961), 260-271.
- Stam C.J. (1952) - Géologie de la région du Tenda septentrional, Corse. Thèse, Un. Amsterdam, 96 p.
- Varenkamp H. (1957) - Géologie et pétrologie de la région du Tenda central, Corse. Thèse, Un. Amsterdam, 112 p.
- Warburton J. (1983) - The tectonic setting and emplacement of ophiolites. A comparative study of Corsica and the Western Alps. Ph.D., Thesis Univ. Wales, 443 p.
- Waters C.N. (1990) - The Cenozoic tectonic evolution of alpine Corsica. *J. Geol. Soc. London*, **147**, 811-824.