

Le lambeau métamorphique et sédimentaire de l'Argentella (Corse septentrionale) : indices d'une tectonique tangentielle et implications régionales ; Evidence of tectonic discontinuities within the pre-granatic basement of the Argentella area (Northern C...

Autor(en): **Gonord, Henri / Ménot, René-Pierre / Michon, Gilbert**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **72 (1992)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-54917>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Le lambeau métamorphique et sédimentaire de l'Argentella (Corse septentrionale): Indices d'une tectonique tangentielle et implications régionales

Evidence of tectonic discontinuities within the pre-granitic basement of the Argentella area (Northern Corsica) and regional implications

de *Henri Gonord¹, René-Pierre Ménot¹, Gilbert Michon¹ et Hervé Pichon²*

Abstract

With regard to the late Variscan tectonic framework, the significance of both the sedimentary and metamorphic formations of the Argentella area, is, as yet, badly understood. Recent field observations pointed out the presence of thrusts and of tectonic contacts within the Argentella formations and the striking development of a well-marked schistosity within the Silurian pelitic series. According to such data, we suggest that the Silurian series might be considered as an allochthonous unit. The Silurian series are overthrust upon a lower unit that includes a metamorphic basement and its sedimentary cover. Therefore the Silurian series could not be used as a chronological reference for dating the underlying formations. Tentative correlations within the South European Variscan fold belt are proposed. The Argentella allochthonous terranes could be compared with pelitic series from the outer areas of the hercynian fold belt (Central and North Western Sardinia). In Corsica, the relatively close association of both deep and shallow seated Paleozoic crust fragments (Belgodère, Zicavo, Vico vs Argentella) results of telescoping of the metamorphic zones. Such a geometry is probably related to a major decrochement zone which is now sealed by the Carboniferous batholith.

Keywords: Corsica (France), Silurian, overthrusts, Variscan orogeny.

Résumé

La position et la signification des terrains métamorphiques et sédimentaires de l'Argentella dans le cadre orogénique varisque n'ont pas reçu, à ce jour, d'explication totalement satisfaisante. La mise en évidence récente de surfaces de cisaillement et de contacts anormaux au sein de cet ensemble de l'Argentella et la présence d'une schistosité dans les shales siluriens constituent des faits d'observation nouveaux. Sans permettre d'assurer une solution définitive, ils nous incitent à proposer une interprétation impliquant l'allochtonie de certains termes, à remettre en cause des arguments de chronologie relative et à suggérer des corrélations dans le cadre de la chaîne varisque. Les terrains allochtones de l'Argentella pourraient être comparés à des séries schisteuses localisées en position plus externe au sein de la chaîne plissée (Sardaigne centrale et nord-occidentale). En Corse, la proximité spatiale de formations hercyniennes infra (Belgodère, Zicavo, Vico) et supracrustales (Argentella) implique l'existence d'un télescopage zonéographique. Les décrochements, auxquels on peut vraisemblablement attribuer ce rapprochement, sont cicatrisés par le batholite carbonifère.

Mots clés: Corse, Silurien, tectonique tangentielle, orogène hercynien.

¹ Université Jean Monnet, Faculté des Sciences, Laboratoire de Géologie-Pétrologie et U.R.A. CNRS n° 10, F-42023 Saint-Étienne, Cedex 02, France.

² Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, rue M. Gignoux, F-38042-Grenoble, Cedex, France.

Introduction

Les seuls terrains sédimentaires paléozoïques connus en Corse occidentale comme encaissant des granitoïdes carbonifères (VELLUTINI, 1977)affleurent dans la région de l'Argentella et de la vallée du Fango (Fig. 1). La série la plus complète, servant de référence pour l'histoire du segment varisque corse est celle du secteur de l'Argentella. Une connaissance plus précise de cette série est indispensable car ce lambeau supracrustal, incluant des formations sédimentaires siluriennes (cf. infra), voisine avec des gneiss anatectiques (Belgodère, Zicavo, Vico-Cargèse) dont la

structuration, en domaine profond, est généralement rapportée au Paléozoïque moyen (PALAGI et al., 1985; ROSSI, 1986; VEZAT, 1988; FERRÉ, 1989). La proximité spatiale de terrains dont les évolutions tectono-métamorphiques anté-carbonifères sont aussi contrastées, pose le problème de la géométrie finie de la chaîne varisque dans ce secteur, au moment de l'intrusion batholitique. De ce fait, les corrélations de ces différents panneaux, maintenant dispersés au sein des granitoïdes, avec les zonations structurales et métamorphiques reconnues du domaine paléozoïque péri-baléaire (Provence et Sardaigne) seront discutées.

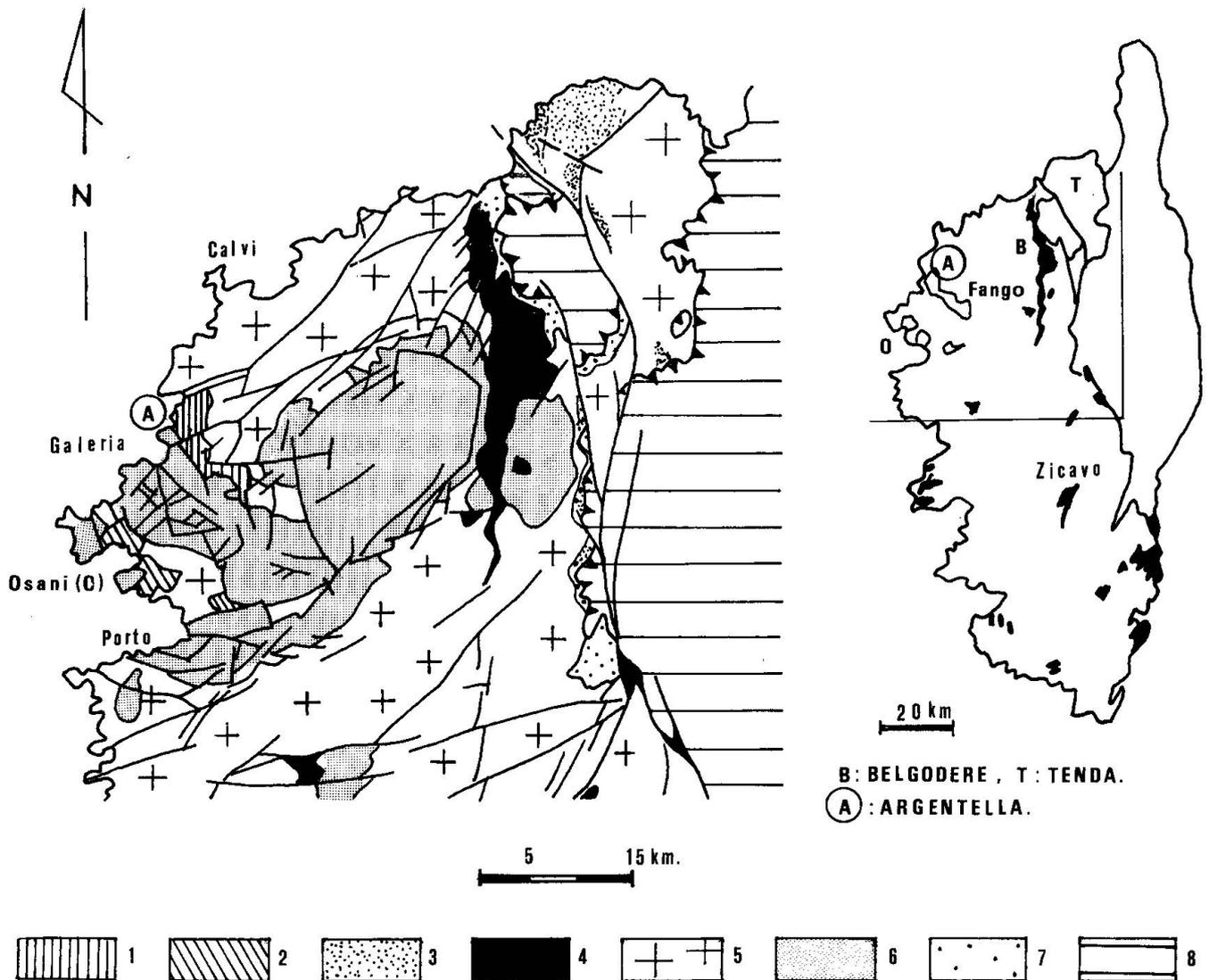


Fig. 1 Localisation des principaux affleurements des formations anté-batholitiques en Corse septentrionale. 1: Formations métamorphiques (Précambrien?) et sédimentaires (Ordovicien? à Carbonifère) de la région de l'Argentella-Fango; 2: Formations épizonales d'Osani; 3: «Roches brunes» (anté-Silurien?) et roches métamorphiques (Cambro-Ordovicien?) du Tenda; 4: Formations mésozonales, souvent anatectiques, avec reliques catazonales, type Belgodère; 5: Batholite granitique carbonifère; 6: Granites et volcano-sédimentaire indifférencié du Permien: à la base de cette série existe un ensemble détritique (Tuarelli) daté du Westphalien supérieur-Stéphannien; 7: Formations autochtones du Tertiaire; 8: Complexes allochtones de la Corse alpine.

Etat de la question

D'après les interprétations antérieurement publiées, la série de l'Argentella présente une structure d'ensemble en vaste synclinal d'orientation sub-méridienne, divisé en deux compartiments nord et sud par une faille majeure injectée de rhyolites permienne (faille de Ruvala; Fig. 2 et 3) (TEICHMÜLLER et SELTZER, 1931; KRILATOV et

MAMET, 1966; VELLUTINI, 1977; BAUDELLOT et al., 1976, 1981). La structuration interne de cette série fait l'objet de deux schémas contradictoires: dans un premier cas, cette série est présentée comme une pile sédimentaire dépourvue de schistosité, d'âge Ordovicien inférieur (?) – Carbonifère inférieur. Elle reposerait en discordance stratigraphique majeure sur un socle métamorphique de phyllades épizonales qui représenterait le Précam-

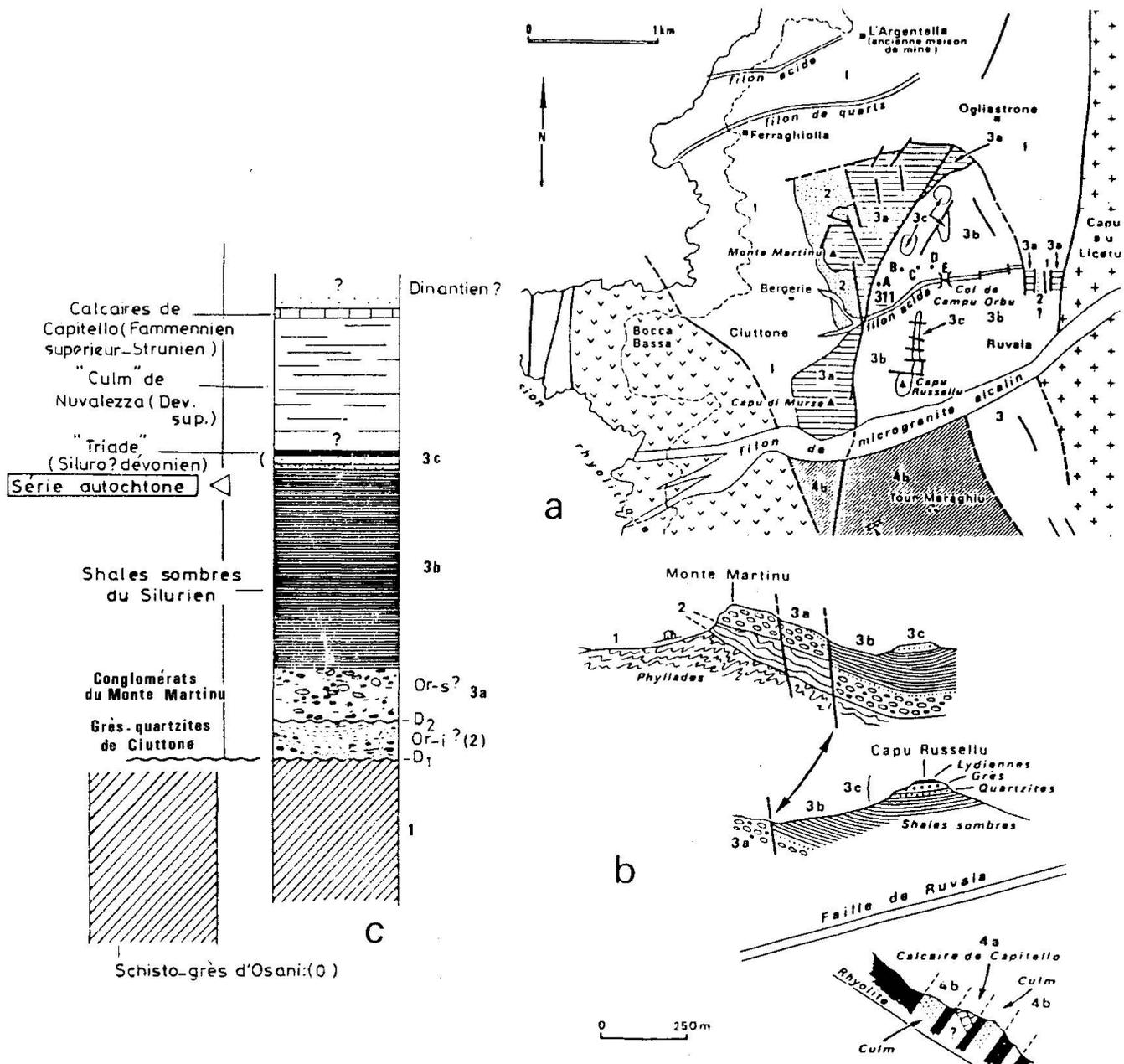


Fig. 2 Etat des connaissances sur le massif de l'Argentella (a et b in BAUDELLOT et al., 1976). a: Schéma géologique de situation (les contours sont simplifiés). A et E: Echantillons prélevés pour étude paléontologique. 1 à 4: Divers cycles paléozoïques; 1: Phyllades du complexe de l'Argentella; 2: Formation du versant de Ciuttona (Ordovicien inférieur?); 3: Formation du Monte Martinu (Ordovicien supérieur?-Silurien; 4: Complexe de la Tour Maraghiu (Dévonien supérieur-Carbonifère) et venues éruptives variées. b: Coupes interprétatives de la région de l'Argentella (coupes supérieures) et de la Tour Maraghiu (coupe inférieure). c: Colonne lithostratigraphique récapitulative et correspondante (nomenclature et discontinuités stratigraphiques).

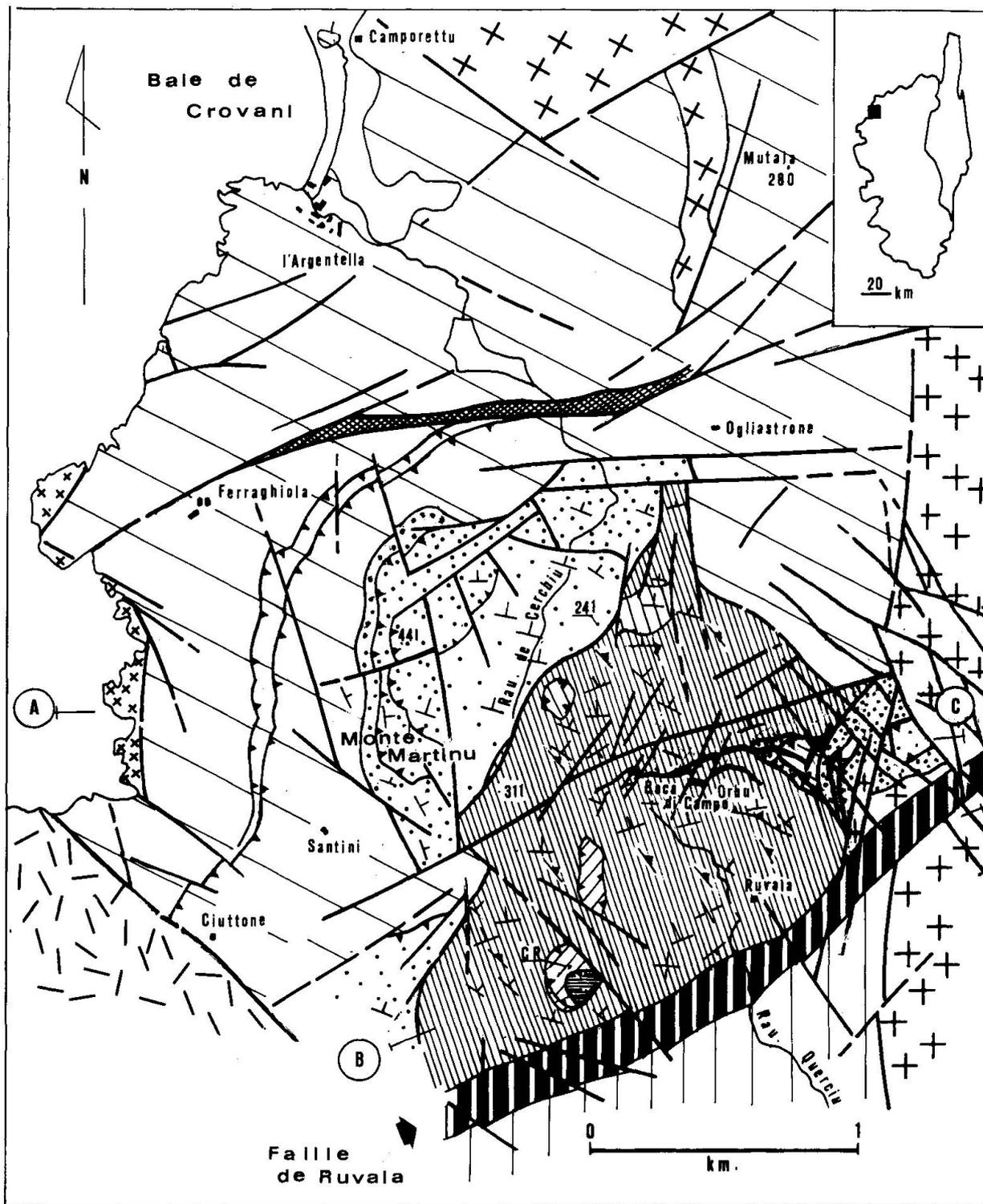


Fig. 3 Carte géologique du compartiment nord de l'Argentella. 1: Série métamorphique de l'Argentella, gneiss, micaschistes et leptynoamphibolites (traits doubles). 2: Quartzites, grès et conglomérats du Monte Martinu (Ordovicien possible); 3: Shales sombres (a) datés du Silurien et quartzites (b) de la série de Ruvala; 4: Quartzites et grès du Capu Russellu; 5: Jaspes noires; 6: Formations indifférenciées du panneau sud (dit de la Tour Maraghiu-Nuvalizza); 7: Granodiorite de Capo Cavallo (Carbonifère); 8: Granitoïdes calco-alkalins magnésio-potassiques carbonifères; 9: Volcanisme calco-alkalin et volcano-plutonisme alcalin du Permien; 10: Microgranite subvolcanique calco-alkalin Permien; 11: Ring-dyke alcalin (Permien supérieur); 12: Zone broyée du barrage de l'Argentella; 13: Faille; 14: Plan de cisaillement; 15: Contact stratigraphique; 16: Pendage; 17: Schistosité; 18: Point coté repère d'après la carte IGN 1/25 000 de Galéria. Au dessus de Boca di Campu Orbu, le système filonien tracé en noir regroupe des filons de microgranites carbonifères et de rhyolites permiennees. A, B, C: traces des coupes de la fig. 5.

- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | 1: Série métamorphique de l'Argentella, gneiss, micaschistes et leptynoamphibolites (traits doubles) |  | 9: Volcanisme calco-alcalin et volcano-plutonisme alcalin du Permien |
|  | 2: Quartzites, grès et conglomérats du Monte Martinu (Ordovicien possible) |  | 10: Microgranite subvolcanique calco-alcalin Permien |
|  | 3: Shales sombres (a) Silurien et quartzites (b) de la série de Ruvala |  | 11: Ring-dyke alcalin (Permien supérieur) |
|  | 4: Quartzites et grès du Capu Russellu |  | 12: Zone broyée du barrage de l'Argentella |
|  | 5: Jaspes noires |  | 13: Faille |
|  | 6: Formations indifférenciées du panneau sud (dit de la Tour Maraghiu-Nuvalezza) |  | 14: Plan de cisaillement |
|  | 7: Granodiorite de Capo Cavallo (Carbonifère) |  | 15: Contact stratigraphique |
|  | 8: Granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques carbonifères |  | 16: Pendage |
| | |  | 17: Schistosité |
| | | | 18: Point coté repère d'après la carte IGN 1/25000 de Galéria. |

Au-dessus de Boca di Campu Orbu, le système filonien tracé en noir regroupe des filons de microgranites carbonifères et de rhyolites permienues.

brien terminal (Fig. 2). L'attribution à un Ordovicien probable des termes de base détritiques de la série discordante est déduite d'une datation au Silurien des shales sombres sus-jacents, admis en continuité stratigraphique. Ces derniers ne présenteraient, en lame mince, aucune trace de recristallisation (BAUDELLOT et al., 1976; ROSSI, 1980). La pile sédimentaire de l'Argentella et son socle métamorphique seraient ainsi indemnes de toute influence orogénique hercynienne.

Par contre d'autres auteurs, sans remettre en cause la succession lithologique, signalent dans le Silurien, mais sans autre précision, l'existence systématique d'une schistosité de flux subparallèle à la stratification. De ce fait, ils intègrent la région dans un schéma de zonation tectono-métamorphique continue, liant les segments hercyniens des Maures et du bloc corso-sarde: dans un tel schéma, l'Argentella serait positionnée dans la zone de stabilité de la biotite (ARTHAUD et MATTE, 1977).

En résumé, le lambeau sédimentaire et métamorphique de l'Argentella, secteur charnière entre Sardaigne et Provence cristalline serait représentatif:

– soit de l'arrière-pays de la chaîne varisque, dont la structuration tectono-métamorphique serait uniquement anté-ordovicienne (ORSINI, et al., 1980; ROSSI, 1986). Il existerait alors une discontinuité tectonique majeure entre cette zone, externe à l'édifice varisque et les domaines internes varisques (zone III des auteurs précédents, PALAGI et al., 1985; ROSSI, 1986).

– soit d'un domaine hercynien s'inscrivant dans la zonation métamorphique varisque des Maures et le bloc corso-sarde (ARTHAUD et MATTE, 1975, 1977 a et b; MATTE, 1986).

Nouvelles observations

Les conditions d'affleurement ne se prêtent pas à une cartographie lithologique et structurale extrêmement précise et n'autorisent pas une analyse tectonique fine. Néanmoins, de récents levés de terrain nous ont permis d'effectuer de nouvelles observations basées sur des coupes détaillées dans les secteurs les plus favorables (ravins, lignes de crêtes, zones brûlées, ...). Ceci nous conduit à préciser, ou à modifier, les interprétations antérieures, tant à l'échelle locale qu'à celle, plus globale, de la position du massif de l'Argentella au sein de la chaîne hercynienne du sud-ouest de l'Europe. Les observations originales sur la lithologie et les structures, que nous avons effectuées à différents niveaux de la pile, sont résumées par les points suivants.

1. Le socle métamorphique est lithologiquement hétérogène: outre des micaschistes très quartzueux, à séricite-chlorite («phyllades» des auteurs antérieurs), largement représentés dans la zone côtière, nous avons observé dans le nord du secteur (baie de Crovani, et collines bordières à l'est de celle-ci) une formation leptyno-amphibolique finement rubanée, et des gneiss mésozonaux à biotite-staurotite.

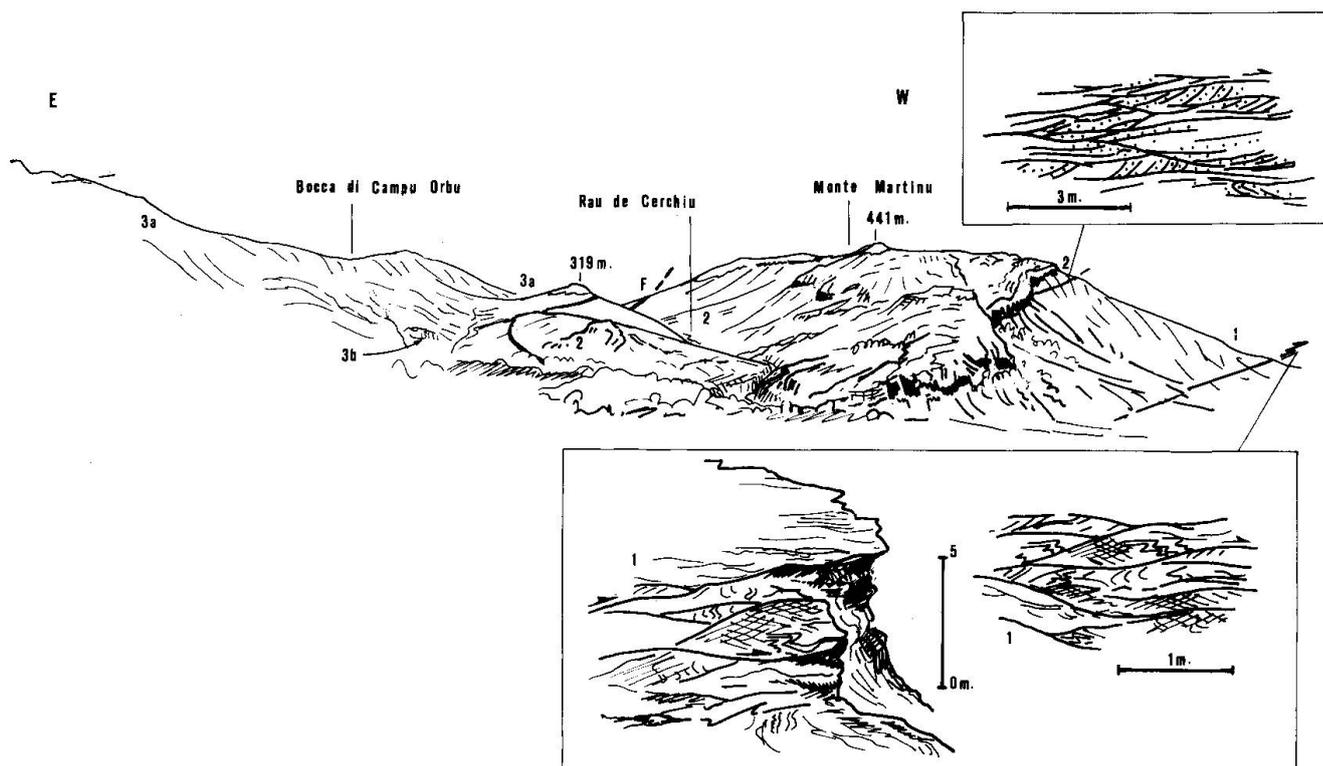


Fig. 4 Panorama du Monte Martinu depuis la crête de Mutala au nord-est: les points chiffrés renvoient à la carte (Fig. 3). En cartouches: exemples de plans de cisaillement sur le flanc ouest du Monte Martinu, dans le socle micaschisteux (1) et les grès de Ciuttone (2).

2. Les faciès gréseux et silto-gréseux à passées conglomératiques (Grès de Ciuttone, Fig. 2) situés sur le socle métamorphique remanient indubitablement ce dernier (TEICHMÜLLER et SELTZER, 1931; KRILATOV et MAMET, 1966; VELLUTINI, 1977; BAUDELLOT et al., 1976, 1981). Ces grès sont en contacts stratigraphiques avec les conglomérats du Monte Martinu («membre sus-jacent») caractérisés par leur fort pourcentage d'éléments de quartz laiteux. Une coupe continue le long du ruisseau de Cerchiu (Fig. 3) montre que, dans les barres conglomératiques, s'intercalent des faciès fins, identiques aux niveaux silteux des grès de Ciuttone. Ces observations soulignent que grès de Ciuttone et conglomérats du Monte Martinu correspondent en fait à des faciès d'une même série, initialement continue avant écaillage tectonique.

D'un point de vue structural, on observe, aussi bien dans la série gréso-pélique que dans le socle métamorphique, des plans de cisaillement de faible amplitude à vergence ouest. Ceux-ci se matérialisent par des plans striés avec recrystallisations siliceuses massives, par un fort diaclasage de pendage est et par des petits plis dissymétriques (Fig. 3, 4 et 5). D'autre part, les faciès silteux intercalés dans la série gréso-conglomératique (Ciuttone-Monte Martinu) ne présentent ni schistosité, ni kinks, structures caractéristiques des shales silu-

riens (cf. 3). Enfin, sur le versant est du Monte Martinu comme le long de la coupe du ruisseau du Cerchiu, les pendages des conglomérats ne sont pas orientés vers l'est comme le voudrait un dispositif synclinal mais vers le nord.

3. Les shales sombres, plus ou moins gréseux, datés du Silurien (BAUDELLOT et al., 1981) près du «col 311» (Fig. 2 et 3), sont en contact par l'intermédiaire d'une faille à fort pendage est avec la série gréso-conglomératique de Ciuttone-Monte Martinu. Les shales montrent un pendage dominant vers le nord.

Fait important et significatif, ils présentent une schistosité à peine oblique sur la stratification et de pendage dominant nord-est (Fig. 3). Souvent difficile à caractériser, cette schistosité fruste n'en est pas moins ubiquiste et explique le net «feuillage d'aspect ardoisier» mentionné, sans plus, par nos prédécesseurs (BAUDELLOT et al., 1976). Elle ne s'accompagne généralement pas de recrystallisations; sauf aux environs de Ruvala, en fond de vallée, dans la zone la plus profonde (Fig. 3). Là, des shales montrent clairement une schistosité de flux naissante, plan axial d'un fin microplissement (Fig. 5 et 6; Fig. 8). Stratification et schistosité sont déformées par des kink-bands de la taille du cm au dm, plus rarement métriques, d'axe N40 à N50 et déversés au sud-est, plis déjà décrits par

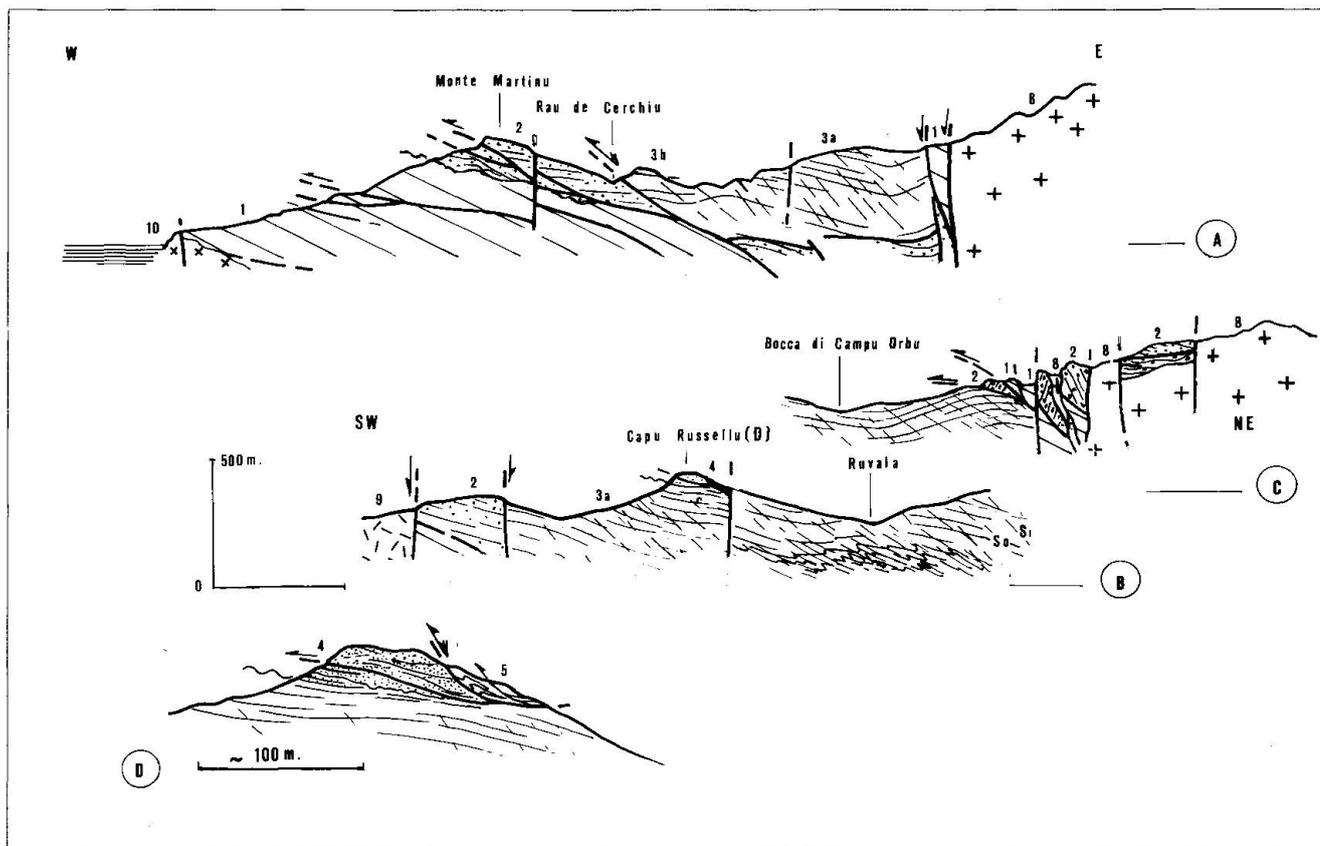


Fig. 5 Coupes interprétatives dans le compartiment nord de l'Argentella: cf. localisation sur la figure 3; légende identique à celle de la figure 3. La coupe D montre l'allure de l'extrémité sud du Capu Rusellu.

BAUDELLOT et al. (1976). Enfin, des plans de cisaillement fragile isolés, métriques à décamétriques et toujours à vergence ouest, recoupent ces structures, en particulier au NE de Ruvala. Ils sont identiques à ceux que nous avons décrits dans le socle métamorphique et sa couverture détritique. Par contre nous insistons sur le fait que les faciès finement silteux de cette couverture gréso-conglomératique ne montrent jamais de structures anciennes, schistosité et kinks. Nous pensons donc que ces deux ensembles, à structurations contrastées, shales siluriens d'une part et socle métamorphique-couverture détritique d'autre part, appartiennent à deux unités tectoniques. Le contact anormal originel qui les séparait est actuellement oblitéré par le dernier rejeu normal de la faille Est-Cerchiu (Fig. 3 et 5). Quelque soit l'ampleur du rejet de cette faille, il est évident que les conglomérats et autres termes non schistosés de la série du Monte Martinu ont été surmontés par les faciès à schistosité de flux de type Ruvala (Fig. 5). La superposition, schistes siluriens sus-jacents à la série gréso-conglomératique, est d'origine tectonique et non stratigraphique comme proposé antérieurement (BAUDELLOT et al., 1976, 1981).

4. La «triade» au Capu Rusellu (cf. Fig. 3): le contact des grès-quartzites avec les shales est stratigraphique, mais il est aussi affecté par des plans d'écaillage métriques dont la vergence est, là encore, vers l'W et le NW. De plus, la masse des jaspes supérieurs est affectée de plis métriques à décamétriques déversés vers l'ouest (Fig. 5).

5. La crête située à l'est du col de Campu Orbu montre également un système de contacts tectoniques (Fig. 3, 5 et 7). D'ouest en est, on observe:

- une écaille de conglomérats, identiques à ceux du Monte Martinu, reposant sur des shales siluriens. La stratification des conglomérats est verticale, celle des shales, soulignée par un niveau de jaspes noirs, est faiblement pentée vers l'est (Fig. 7).

- un lambeau tectonique de gneiss appartenant au socle métamorphique et chevauchant l'écaille de conglomérats précédente.

6. Hors du secteur d'étude, sur la feuille de Galéria-Osani de la carte géologique de la France à 1/50 000 (1985) (Fig. 1), affleurent à la fois, au sein des granites, des gneiss et des schistes («schistes d'Osani»). Ces derniers étaient comparés aux faciès du socle métamorphique de l'Argentella (carte géologique de la France à 1/250 000, feuille

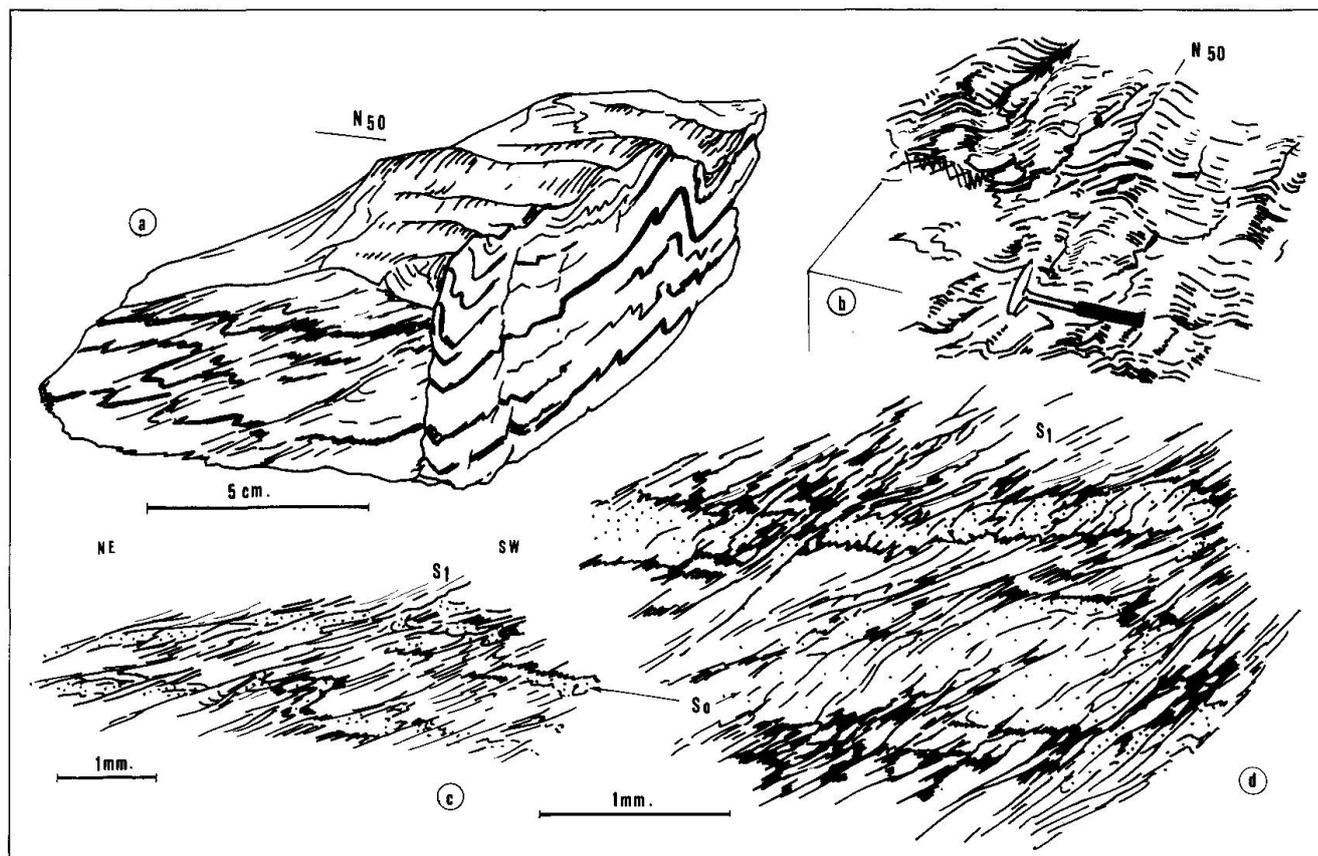


Fig. 6 a: Aspect de la déformation dans les shales sombres à niveaux finement gréseux du Silurien du secteur de Ruvala; une schistosité plan axial de petits plis dissymétriques y est reprise par un système de kinks centimétriques plus ou moins bien marqués. b: Exemples de kink-bands au nord de Ruvala. c, d: Relations stratification-schistosité dans les shales de la série de Ruvala.

Corse). En fait, l'observation pétrographique de ces gneiss et des schistes permet de les assimiler respectivement au substratum gneissique et aux shales siluriens de l'Argentella (G.M., observations personnelles). Ceci permet d'envisager la probable extension régionale du dispositif décrit dans l'Argentella.

Implications

Au sein du compartiment nord du lambeau de l'Argentella, le développement d'une tectonique tangentielle est matérialisé:

- par la présence, dans les shales siluriens, d'une schistosité, localement schistosité de flux, peu inclinée sur la stratification,

- par des plans de cisaillement fragiles, faiblement pentés et à vergence W à NW, qui affectent indifféremment socle métamorphique et «couverture» sédimentaire. Ils s'expriment à l'intérieur des divers membres lithologiques de la pile et marquent des contacts anormaux entre ces membres. Ils sont tardifs ou postérieurs à la phase schistogène.

Les deux types de structures observées (schistosité et cisaillements fragiles) sont à rapporter à deux phases successives ou à une évolution dans le temps et l'espace d'un même épisode de déformation varisque.

Dès lors se pose le problème de l'importance et de l'origine de ces structures post-siluriennes et antérieures à l'intrusion des granites dont l'âge est mal défini (350 +36/-18 Ma: Rossi et al., 1988; 322 ± 8 Ma: Rossi et al., 1991).

Les écaillages fragiles tardifs, W à NW, sont, au moins, d'ampleur plurihectométrique à kilométrique. Ils peuvent à priori s'interpréter aussi bien en tant que structures développées en annexe d'une zone de décrochement (structures «en fleur») que liées à un chevauchement plurikilométrique. Dans les deux cas, l'intrusion granitique scelle d'éventuelles zones radicales.

Le contact entre la masse principale des schistes siluriens et la série du Monte Martinu correspond, selon notre interprétation, à un ancien contact chevauchant, de plus grande dimension que les écaillages fragiles et antérieur à ces derniers. Dans ce cas, l'attribution à l'Ordovicien de la série gréso-conglomératique (Monte Martinu) ne

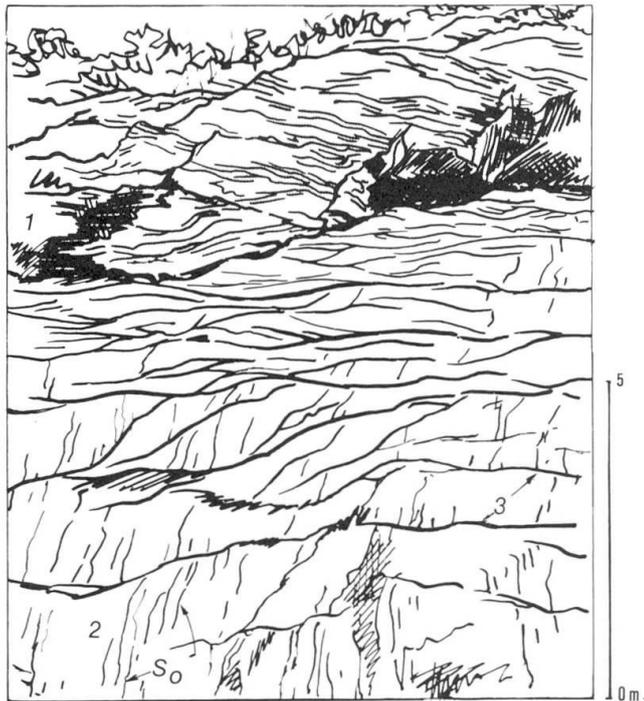


Fig. 7 Détail du contact chevauchant des gneiss du socle de l'Argentella sur les conglomérats du faciès Monte Martinu dans les écaillles de Campu Orbu Est. 1: gneiss; 2: conglomérats plus ou moins quartzifiés à stratification (S₀) subverticale; 3: plans d'écaillages.

peut être affirmée, de même que l'âge du socle métamorphique sous-jacent.

Un second problème se pose alors: celui des rapports entre les unités du compartiment nord de l'Argentella et les ensembles constitutifs, non schistosés, du compartiment sud et de la vallée du Fango, c'est-à-dire le flysch dévonien (BAUDELLOT et al., 1981) de la tour Maraghiu et les minces grès calcaires dinantiens (?) qui se superposent aux calcaires de Capitellu. Le compartiment sud doit-il être considéré:

a) comme un ensemble discordant sur les formations, antérieurement écaillées, voire nappées, du panneau nord?

b) comme un ensemble allochtone participant à la tectonique tangentielle observée au nord?

c) comme un panneau accolé par un jeu décrochant anté-permien de la faille de Ruvala?

La résolution de ce problème permettrait d'affecter un âge minimal aux phénomènes tectoniques. La première proposition (a) impliquerait, en particulier, une structuration tangentielle antérieure aux dépôts dévoniens.

A l'échelle de la chaîne hercynienne et compte-tenu des caractères de la tectogenèse des schistes siluriens de l'Argentella, tectonique tangentielle associée à un métamorphisme de très

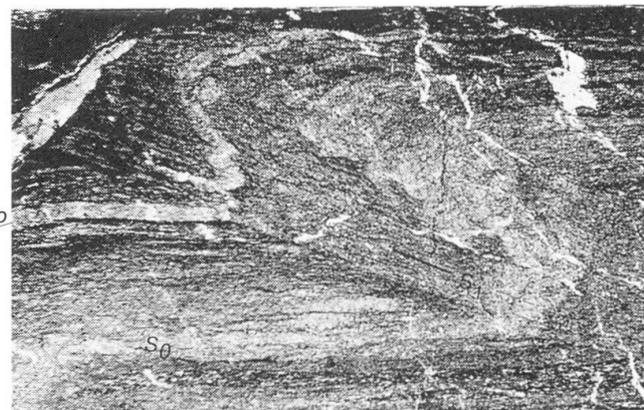
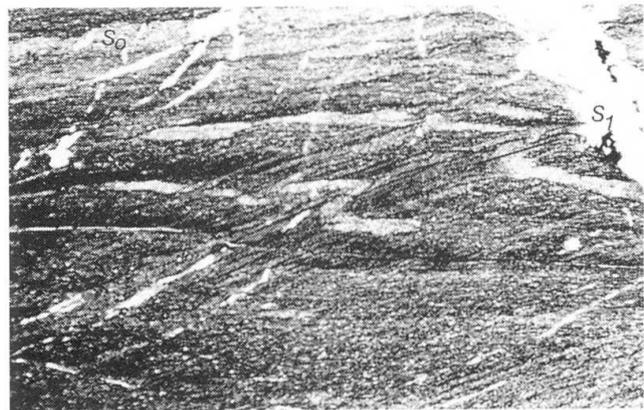


Fig. 8 Microphotographies en lumière polarisée-anlysée montrant les relations stratification/schistosité dans les shales siluriens (série de Ruvala). Echelle = 1 mm.

faible degré, il est difficile d'admettre un âge anté-dévonien supérieur pour une telle phase paroxysmale (MATTE, 1986).

De toute manière, par la présence d'une structuration orogénique d'âge, au moins post-silurien, le massif de l'Argentella ne peut être situé hors de la ceinture varisque, comme l'hypothèse avait pu en être fondée (BAUDELLOT et al., 1976; ORSINI et al., 1980). D'autre part, à l'intérieur de cette ceinture, sa position doit être plus externe que celle qui lui était impartie (zone à

biotite, ARTHAUD et MATTE, 1977). Les terrains allochtones de l'Argentella pourraient être comparés (i) avec les formations de la zone des nappes de Sardaigne centrale, plus particulièrement avec celles de la région du Gerrei, bien que le Dévonien à faciès flysch n'y soit pas connu (CARMIGNANI et al., 1986) mais aussi (ii) avec les séries schisteuses du NW de la Sardaigne (RPM, observations personnelles).

Enfin, on observe en Corse, la proximité relative de fragments de socle anté-batholitique aussi différents que les terrains de l'Argentella et les lambeaux polymétamorphiques à reliques catazonales (Belgodère) ou mésozonales (Zicavo) (MÉNOT et ORSINI, 1990; LARDEAUX et al., 1992). Ces fragments représentent respectivement des secteurs périphériques et axiaux de la chaîne hercynienne (PALAGI et al., 1985; VEZAT, 1988; FERRÉ, 1989). Cette proximité qui traduit un important télescopage de la zonation métamorphique, ne peut résulter que d'une juxtaposition tectonique de ces différents fragments de chaîne, avant la mise en place du batholite (MÉNOT et ORSINI, 1990).

Ces considérations nous conduisent à envisager au Dinantien des mouvements décrochants dextres de grande ampleur, seuls susceptibles de rapprocher les terrains de l'Argentella d'origine externe avec les fragments de la zone axiale reconnus à Belgodère et Zicavo. Globalement, ces décrochements pourraient être parallèles à ceux, bien connus, des Cévennes et de la Durance. Ils pourraient expliquer l'apparente virgation dessinée par les auteurs (ARTHAUD et MATTE, 1975, 1977 a et b), au niveau de la Corse, entre Maures et Sardaigne. Les structures tangentiels sont-elles compatibles avec une telle tectonique en décrochement intra-carbonifère? Si une réponse positive nous semble possible pour les cisaillements fragiles, nous estimons plus vraisemblable d'en dissocier la phase schistogène. Celle-ci est alors plus probablement tournaisienne.

Conclusion

En résumé, les observations suivantes, considérées dans leur ensemble, démontrent l'existence d'une tectonique tangentielle au sein du compartiment nord de l'Argentella:

- présence de microplis asymétriques et d'une schistosité associée dans les shales siluriens,
- présence de contacts tectoniques entre divers membres lithologiques (conglomérats-shales, shales-«triade»),
- présence de superpositions anormales (conglomérats sur les shales siluriens et localement des gneiss du substratum sur les conglomérats),

- présence, dans toute la pile, de plans de cisaillement fragiles, faiblement pentés et à vergence vers le NW.

Ces différents témoins matérialisent le développement d'une phase schistogène et d'une phase, plus tardive, à caractère fragile, intégrées ou non à un même processus tectonique. Ces déformations sont postérieures au Silurien et antérieures à l'intrusion des granites. Compte tenu des incertitudes analytiques, cet âge minimal est compris entre le Dévonien moyen et le Dinantien terminal. Aucun argument direct de terrain (isolement du massif de l'Argentella et problème non résolu des relations entre ses compartiments nord et sud) ne permet, pour l'instant, de réduire cette imprécision.

Quelque soit l'âge des événements tectoniques, il est clair que les terrains métamorphiques et sédimentaires de l'Argentella s'intègrent dans l'édifice orogénique varisque.

Dans le cadre global de la chaîne varisque, un âge dinantien nous semble approprié. Cette tectonique serait ainsi comparable à celle observée dans les zones marginales de la chaîne plissée (sud du Massif central: COSTA, 1990; MALUSKI et al., 1991). Elle précéderait ou accompagnerait les grands décrochements crustaux de l'époque tardi-varisque, responsables présumés de l'association, dans l'aire corso-sarde, de segments orogéniques aussi différents que les septa de l'Argentella, Zicavo, Belgodère, Solenzara, etc. (MÉNOT et ORSINI, 1990; LARDEAUX et al., 1992).

Remerciements

Cette étude a bénéficié du soutien financier du Laboratoire de Géologie-Pétrologie, U.A. au C.N.R.S. n° 10 (Université de Saint-Etienne), les auteurs remercient J.M. Lardeaux et G. Naud pour les remarques concernant un premier manuscrit, ainsi que M. Durand Delga et Ph. Rossi pour les discussions sur le terrain.

Références

- ARTHAUD, F. et MATTE, PH. (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe, géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- ARTHAUD, F. et MATTE, PH. (1977a): Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques anté-mésozoïques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, 4, 833-840.
- ARTHAUD, F. et MATTE, PH. (1977b): Late Paleozoic strike-slip faulting in the southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone

- between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 1305-1320.
- BAUDELLOT, S., DOUBINGER, J., DURAND DELGA, M. et VELLUTINI, P. (1976): Caractéristiques et âges des cinq cycles paléozoïques du Nord-Ouest de la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, 1221-1228.
- BAUDELLOT, S., DURAND DELGA, M., MIROUSE, R., PERRET, M.F. et TOUGOURDEAU-LANZ, J. (1981): Le Dévonien de Galéria en Corse septentrionale, sa datation et sa place dans le cadre de la Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 292, série II, 347-354.
- CARMIGNANI, L., COCOZZA, T., GHEZZO, C., PERTUSATI, P.C. et RICCI, C.A. (1986): The geology of Gerrei. In «Guide-book to the excursion on the Paleozoic basement of Sardinia». Final meeting of the IGCP project né 5, UNESCO Newsletter, sp. issue, 11-21.
- COSTA, S. (1990): De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique: 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif Central Français. Une étude chronologique par la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier, 441 p.
- FERRÉ, E. (1989): Le plutonisme magnésio-potassique carbonifère de Corse occidentale (France): pétrographie, minéralogie et géochimie; Implications géodynamiques sur l'orogénèse varisque européen. Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 270 p. et annexes.
- KRYLATOV, S. et MAMET, B. (1966): Données nouvelles sur les terrains paléozoïques de l'Argentella-Tour Margine (Corse). Attribution à la limite dévono-carbonifère du calcaire de Capitello. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VIII, 73-79.
- LARDEAUX, J.M., MÉNOT R.P. et LIBOUREL, G. (1992): Metamorphic activity - Corsica and Sardinia in the variscan chain. In «The Pre Mesozoic Terranes in France and Related Areas» - J.D. KEPPIE, D. SANTALLIER and A. PIQUE, ed., Springer Verlag, in press.
- MALUSKI, H., COSTA, S. et ECHTLER, H. (1991): Late Variscan tectonic evolution by thinning of earlier thickened crust. An $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ study of the Montagne Noire, southern Massif Central, France. *Lithos*, 26, 287-291.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- MÉNOT, R.P. et ORSINI, J.B. (1990): Evolution du socle anté-stéphanien de Corse: événements magmatiques et métamorphiques. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, 35-53.
- ORSINI, J.B., COULON, C. et COCOZZA, T. (1980): Dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne et ses marqueurs géologiques. *Geol. Mijnbouw*, 59 (4), 358-396.
- PALAGI, P., LAPORTE, D., LARDEAUX, J.M., MÉNOT, R.P. et ORSINI, J.B. (1985): Identification d'un complexe leptyno-amphibolique au sein des «gneiss de Belgodère» (Corse occidentale). *C.R. Acad. Sc., Paris*, 301, série II, 1047-1052.
- ROSSI, PH. (1980): Carte géologique de la France au 1/250 000, feuille Corse, n° 44, B.R.G.M. éd., Orléans.
- ROSSI, PH. (1985): Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille «Galeria-Osani», n° 1109, B.R.G.M. éd., Orléans.
- ROSSI, PH. (1986): Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse. *Doc. B.R.G.M. Orléans*, n° 21, 292 p.
- ROSSI, PH., CALVEZ, J.Y. et COCHERIE, A. (1988): Age varisque précoce du plutonisme magnésio-potassique en Corse occidentale: conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 307, II, 1541-1547.
- TEICHMÜLLER, R. et SELZER, G. (1931): Zur Geologie des Thyrrhenisgebietes. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys.*, K1-III.F-H3, 95-124.
- VELLUTINI, P. (1977): Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest. Son extension en Méditerranée occidentale. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Marseille, 317 p.
- VEZAT, R. (1988): Les formations métamorphiques de Zivaco (Corse centrale) et leur signification dans le cadre de l'orogénèse varisque en Méditerranée. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 306, série II, 725-729.

Manuscrit reçu le 21 avril 1992; manuscrit révisé accepté le 8 août 1992.