



# BASTELICA

La carte géologique à 1/50 000  
BASTELICA est recouverte  
par la coupure BASTELICA (N° 265)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Vico Cargese	Venaco	Pietra di Verdi
Sarrola Carcopino	BASTELICA	Ghisonaccia
Ajaccio	Zicavo	

**CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
À 1/50 000**

# BASTELICA

par

Ph. ROSSI, J.-C. LAHONDÈRE, A. COCHERIE,  
Y. CABALLERO, J. FÉRAUD



BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE**

*Président* : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;  
*Secrétaire Général* : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,  
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,  
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,  
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,  
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,  
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
BASTELICA À 1/50 000**

**par**

**Ph. ROSSI, J.-C. LAHONDÈRE, A. COCHERIE,  
Y. CABALLERO, J. FÉRAUD**

**2012**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : ROSSI Ph., LAHONDÈRE J.-C., LOYÈ M.-D., CONCHON O., GAUTHIER A. (2012) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bastelica (1118). Orléans : BRGM. Notice explicative Rossi Ph., Lahondère J.-C., Cocherie A., Caballero Y., Féraud J., 134 p.

– *pour la notice* : ROSSI Ph., LAHONDÈRE J.-C., COCHERIE A., CABALLERO Y., FÉRAUD J. (2012) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bastelica (1118). Orléans : BRGM, 134 p. Carte géologique par Rossi Ph., Lahondère J.-C., Loyè M.-D., Conchon O., Gauthier A. (2012).

© BRGM, 2013. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-2118-4

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	9
<b>ABSTRACT</b>	10
<b>INTRODUCTION</b>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	16
<b>Travaux antérieurs</b>	16
<b>Conditions d'établissement de la carte</b>	18
<i>ORGANISATION D'ENSEMBLE DES FORMATIONS</i>	19
<b>Batholite varisque</b>	19
<b>Formations alpines</b>	20
<b>Schistes lustrés</b>	20
<b>Unité du Rio Magno</b>	25
<b>Formations post-nappes de la Plaine orientale</b>	25
<b>DESCRIPTIONS DES TERRAINS</b>	26
<i>TERRAINS ENCAISSANTS DU BATHOLITE</i>	26
<b>Formations à structuration panafricaine</b>	26
<b>Formations métamorphiques à structuration éovarisque</b>	26
<b>Association magmatique volcano-plutonique métalumineuse (Carbonifère supérieur - Permien inférieur) U2</b>	28
<b>Magmatisme volcano-plutonique (Permien inférieur) U3</b>	37
<b>Magmatisme basique tholéitique (Stéphanien supérieur à Permien inférieur)</b>	43
<i>COUVERTURE DE L'AUTOCHTONE ET DU PARAUTOCHTONE</i>	44
<i>NAPPE PIÉMONTAISE DE SANTA-LUCIA</i>	49
<i>DOMAINE DES SCHISTES LUSTRÉS : PRISME D'ACCRÉTION CRÉTACÉ SUPÉRIEUR - ÉOCÈNE SUPÉRIEUR</i>	53
<b>Complexe de l'Inzecca</b>	54
<b>Détritisme ophiolitique</b>	56
<b>Complexe gabbroïque</b>	57
<b>Unité du Rio Magno</b>	61
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES ET NÉOGÈNES (post-nappes)</i>	63
<b>Miocène</b>	63
<b>Quaternaire</b>	64
<b>Alluvions fluviales</b>	65
<b>Alluvions fluvio-glaciaires et formations glaciaires</b>	68
<b>Formations glaciaires</b>	68

<b>Alluvions fluvio-glaciaires</b>	69
<b>Pozzines (tourbières)</b>	70
<b>Formations superficielles indifférenciées</b>	70
<b>Formations anthropiques</b>	71
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	71
<i>MAGMATISMES PRÉ-OROGÉNIQUES CAMBRIENS ET ORDOVICIENS</i>	71
<i>MAGMATISME TARDI- À POST-COLLISIONNEL VARISQUE</i>	72
<i>SUCCESSION DES ÉVÉNEMENTS TECTONOMÉTAMORPHIQUES VARISQUES</i>	73
<i>CYCLE ALPIN</i>	74
<b>Sédimentation mésozoïque</b>	74
<b>Déformation alpine</b>	75
<b>Déformation dans la couverture autochtone et le Piémontais</b>	76
<b>Métamorphisme dans la couverture autochtone et le Piémontais</b>	78
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	79
<i>ÉVOLUTION DE LA BRANCHE MÉRIDIONALE DE LA CHAÎNE VARISQUE</i>	79
<i>OROGENÈSE ALPINE : LA FERMETURE DE L'OCÉAN LIGURO-PIÉMONTAIS</i>	84
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	85
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	87
<i>DONNÉES CLIMATIQUES</i>	87
<i>HYDROGRAPHIE</i>	87
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	88
<b>Corse ancienne volcanique de Bastelica (système 619c)</b>	88
<b>Corse ancienne granitique (système 619a)</b>	89
<b>Corse métamorphique Est (système 598a)</b>	89
<b>Éocène de Solenzara (système 599b)</b>	90
<b>Miocène d'Aléria (système 599c)</b>	90
<b>Eaux thermo-minérales (Berthier <i>et al.</i>, 1980 ; Dominici, 1992)</b>	90
<b>Données géochimiques sur la source Rastello (Laboratoire National de la Santé Publique)</b>	91
<b>Radioactivité</b>	92

<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>92</b>
<i>GÎTES MINÉRAUX (J. Féraud)</i>	<b>92</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>95</b>
<b>ANNEXE</b>	<b>107</b>
<i>ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE</i>	<b>109</b>

### LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Coupe interprétative de la paléomarge corse au Jurassique dans l'hypothèse d'un isolement de l'ensemble continental Pigno-Olivaccio au sein de l'océan ligure	<b>14</b>
Fig. 2 - Localisation des différentes unités de l'ensemble des Schistes Lustrés en Corse (J.-C. Lahondère et D. Lahondère)	<b>Cahier central</b>
Fig. 3 - Schéma structural de l'Inzecca (d'après Padoa, 1998)	<b>22</b>
Fig. 4 - Diagramme Total alcalin-silice (TAS) pour les roches du complexe volcanique de Vizzavona (cercles) comparées au complexe volcaniques du Monte Cinto (carrés)	<b>34</b>
Fig. 5 - Distribution des Terres Rares du complexe des Eleison dans un diagramme normalisé aux chondrites	<b>38</b>
Fig. 6 - Localisation de la suture sud varisque (SSV) dans la branche méridionale de l'orogène varisque, (modifié d'après Matte, 2001)	<b>80</b>
Fig. 7 - Schéma de l'évolution géodynamique du bloc corso-sarde	<b>82</b>
Fig. 8 - Carte structurale de la Corse, montrant la distribution des âges TF sur apatites	<b>86</b>

### LISTE DES FIGURES DE L'ANNEXE

Fig. 1 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les zircons de la trondhjémite de Rusio	<b>111</b>
Fig. 2 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons du tuf rhyolitique vert de Pajanello RC 26	<b>113</b>
Fig. 3 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons de la granodiorite de Bastelica 07BASTEL1	<b>115</b>
Fig. 4 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons de la granodiorite de Coscione 07 BA 04	<b>117</b>



Fig. 5 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons du monzogranite 07 AJA 01	<b>119</b>
Fig. 6 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons du granite perthitique du Kyrie Eleison 07 BA 11	<b>120</b>
Fig. 7 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons du granite perthitique du Christe Eleison 07 BA 20	<b>122</b>
Fig. 8 - Ensemble des analyses sur zircons de la leucomonzogranodiorite à grenat 02BA30 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg	<b>124</b>
Fig. 9 - Diagramme isochrone Th/Pb f (U/Pb) pour les monazites du leucomonzogranite 01BA06A	<b>127</b>
Fig. 9a - Diagramme typologique (selon Pupin, 1980) des zircons du leucomonzogranite 01BA06A	<b>128</b>

#### **LISTE DES TABLEAUX DE L'ANNEXE**

Tabl. 1 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons de la trondhjémite de Rusio	<b>110</b>
Tabl. 2 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons du tuf rhyolitique vert de Pajanello RC26	<b>112</b>
Tabl. 3 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons de la granodiorite de granodiorite de Bastelica 07BASTEL1	<b>114</b>
Tabl. 4 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons de la granodiorite de Coscione 07BA4	<b>114</b>
Tabl. 5 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons du monzogranite de Molini – Punta di Lisa 07 AJA 01	<b>116</b>
Tabl. 6 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons du granite perthitique du Kyrie Eleison 07 BA 11	<b>118</b>
Tabl. 7 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons du granite perthitique du Christe Eleison (07 BA 11)	<b>121</b>
Tabl. 8 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons de la leucomonzogranodiorite à grenats 02BA30	<b>123</b>
Tabl. 9 - Analyses U-Th-Pb (microsonde électronique) des monazites du leucomonzogranite 01BA06A	<b>126</b>

## LISTE DES PHOTOS

Photo 1 - Gneiss sans grenat (02BA5D), biotite, cordiérite et sillimanite Lumière « naturelle »	129
Photo 2 - Gneiss à grenat (02BA5B), sillimanite, cordiérite et biotite Lumière « naturelle »	129
Photo 3 - Leucomonzogranodiorite à grenats (Mte Renoso, parking station de ski)	130
Photo 4 - Enclaves de granodiorite à amphibole-biotite dans les monzogranites à biotite dans une arène granitique, Bastelica village)	130
Photo 5 - Granodiorite à amphibole-biotite de Bastelica recoupée par le monzogranite à biotite d'Ajaccio, chaos granitique au sommet du remonte-pente, Plateau d'Ese)	131
Photo 6 - Une frange de grenats se développe dans le leucomonzogranite au contact avec une enclave de socle anatectique (01BA6A)	131
Photo 7 - Mélanges gabbro-granite (Punta d'Isa)	132
Photos 8a et 8b - Microfaune planctonique du Turonien. Calcaires gréseux de la Formation de Pedi Quarcio	132
Photo 9 - Péridotites serpentinisées (Lugo di Nazza)	133
Photo 10 - Ophicalcite (Inzecca)	133
Photo 11 - Gabbro magnésien (euphotide)	134
Photo 12 - Pozzines, Nord du col de Scaldasole	134



## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Bastelica permet d'observer la plus grande partie des formations de la paléomarge européenne de la Téthys ligure, des ophiolites et du prisme d'accrétion. D'Est en Ouest, il est ainsi possible d'observer les formations reprises dans les orogènes alpin et varisque.

Les lambeaux de socle prébatholitique sont peu nombreux mais on peut distinguer sur cette carte deux ensembles distincts : 1) à la marge orientale du batholite : des micaschistes panafricains ; 2) dans le massif du Monte Renoso : des gneiss anatectiques qui ont subi un métamorphisme de HT-MP d'âge viséen suivi d'un épisode de HT-BP d'âge carbonifère supérieur-permien inférieur.

La mise en place des termes des associations magmatiques U2 « composite » et U3 intervient entre 305 et 280 Ma. L'ensemble volcano-plutonique, qui apparaît aujourd'hui le plus important à l'affleurement, est constitué :

A - pour les termes plutoniques, i) acides à intermédiaires : par des granodiorites à amphibole et biotite, des monzogranites à biotite et des leucomonzogranites et ii) basiques : par des gabbros et diorites tholéitiques, qui ont accompagné la mise en place des magmas U2 et U3 métalumineux (massif du Kyrie Eleison), et que l'on connaît sous forme de massifs stratifiés intrusifs ; stocks ou filons ;

B - pour les termes effusifs : i) par des rhyodacites et des rhyolites souvent très acides dont la composition est comparable à celle des granitoïdes U2 (col de Vizzavona) ou des granites U3 (Pajanello).

Les premiers sédiments déposés sur le batholite sont datés du Jurassique supérieur (Malm). Ils témoignent d'une transgression accompagnée par une subsidence très rapide qui est à mettre en relation avec l'ouverture au large (à l'Est) de l'océan liguro-piémontais. C'est à cette même période que les radiolarites se déposent sur les différentes formations ophiolitiques du fond océanique.

Surmontant les calcaires du Malm viennent des conglomérats grossiers à ciment vert attribués au Crétacé supérieur. Au-dessus, on trouve le flysch péliotarkosique éocène de la **Formation de Prunelli** dont la base est datée de l'Yprésien. Le puissant conglomérat très grossier de la **Formation du Monte Cuchero** (près de Pedi Quarcio), d'âge Éocène supérieur (Priabonien probable), est considéré comme surmontant stratigraphiquement le flysch de la Formation de Prunelli.

La Corse alpine constitue un empilement d'unités à matériel mésozoïque à paléogène qui subit une évolution tectono-métamorphique polyphasée. On distingue ici :

- parmi les unités allochtones à substratum continental : la nappe piémontaise s.s. dite de Santa Lucia composé des Formations de i) **Poggio di Nazza**, avec à sa base un épais conglomérat grossier -analogue du « Conglomérat du Tomboni » au Nord-Est de Corté - qui forme la base des flyschs de la nappe de Santa Lucia et ii) **Pedi Quarcio** - analogue du flysch de Tralonca - dont un niveau calcaréo-gréseux a livré une microfaune planctonique du Turonien ;
- les unités à substratum ophiolitique jurassique avec leur couverture sédimentaire « Schistes lustrés » du Crétacé inférieur et moyen : i) **unité de l'Inzecca** en faciès des schistes verts avec des péridotites serpentinisées, serpentinites, gabbros, basaltes en coussins et série sédimentaire supra-ophiolitique : radiolarites, calcaires, schistes et quartzites et ii) du **Rio Magno** : basaltes et couverture sédimentaire de type « Palombini » indemne de métamorphisme.

Au Crétacé inférieur, dans la région concernée par la feuille Bastelica, le batholite est émergé et n'est recouvert par aucun dépôt de cet âge. En revanche, dans le domaine océanique, se déposent les schistes et turbidites calcaires de la série d'Erbajolo.

Au Crétacé supérieur, l'océan liguro-piémontais commence à se résorber par subduction. Du point de vue des dépôts sédimentaires, les formations sont dominées par des brèches qui remanient à la fois le socle granitique et le Jurassique, ces brèches d'écroulement, probablement sous-marines, se déposent aussi bien sur le continent que dans les domaines prépiémontais (série de Corte) et piémontais (flysch de Tralonca de la nappe de Santa-Lucia-di-Mercurio).

À l'Éocène, une transgression recouvre à nouveau le batholite et amène des dépôts détritiques (calcaires à nummulites, grès et conglomérats). C'est à cette époque que se structure le prisme d'accrétion corse et que se mettent en place les nappes de l'ensemble des « Schistes lustrés » qui viennent, au Bartonien, chevaucher le batholite et sa couverture éocène.

Au Quaternaire, seules les zones de hautes altitude comme le Monte Renoso, le Monte d'Oro et la partie orientale du Monte Rotondo ont été englacées : des dépôts glaciaires témoignent encore de cet épisode.

## ABSTRACT

The Bastelica map area provides a large window onto formations of the European paleomargin of the Ligurian Tethys, as well as on ophiolites and accretion-prism deposits. From east to west, we also see formations taken up in the Alpine and Variscan orogenies.

Slivers of the pre-batholith basement are few, but the map shows two distinct units:

- 1) At the eastern margin of the batholith we find pan-African micaschist; and
- 2) In the Monte Renoso massif, anatectic gneiss has undergone HT-MP metamorphism of Viséan age, followed by a HT-LP episode of Late Carboniferous to Early Permian age.

Emplacement of the rocks of the "composite" U2 and U3 magmatic associations took place between 305 and 280 Ma. The volcanic-plutonic ensemble that, today, has the most widespread exposures consists of:

A - Plutonic rocks, that can be subdivided into: i) acid to intermediate rocks: amphibole and biotite-bearing granodiorite, monzogranite with biotite and leucomonzogranite; and ii) basic rocks: gabbro and tholeiitic diorite accompanying the emplacement of the meta-aluminous U2 and U3 magmas in the Kyrie Eleison massif that occur as stratified intrusive massifs, stocks and dykes.

B - Effusive rocks, that can be subdivided into: i) rhyodacite and commonly very acid rhyolites whose composition can be compared to that of the U2 granitoids (Vizzavona pass) or that of the U3 granites (Pajanello).

The oldest sedimentary rocks preserved on the batholith are dated Late Jurassic (Malm). They witness of a transgression, accompanied by very rapid subsidence that was probably related to the eastward opening to the Ligurian-Piemontese ocean. At the same time, radiolarites were deposited on various ophiolites on the ocean floor.

The Malm limestone is overlain by coarse-grained conglomerate with a green cement that is attributed to the Late Cretaceous. This is, in turn, covered by Eocene claystone-arkose flysch of the Prunelli Formation, the base of which is dated Ypresian. The thick, very coarse grained, conglomerate of the Monte Cuchero Formation (near Pèdi Quarcio) of Late Eocene (probably Priabonian) age, is considered to be stratigraphically above the flysch of the Prunelli Formation.

Alpine Corsica is formed of stacked units of Mesozoic to Paleogene material that were subjected to polyphase tectono-metamorphic changes. We distinguish:

– Allochthonous units with a continental substrate: the Piemontese "Santa Lucia" thrust sheet s.s, composed of i) the Poggio di Nazza Formation with a thick coarse-grained conglomerate at the base-similar to the "Conglomérat du Tomboni" northeast of Corté-that forms the base of the flysch rocks of the Santa Lucia nappe; and ii) the Pèdi Quarcio Formation-

similar to the Tralonca flysch-with a sandy-calcareous level that yielded a Turonian planktonic microfauna.

– Units with a Jurassic ophiolitic substratum overlain by Early Cretaceous sedimentary "Schistes lustrés": i) the Inzecca unit with its greenschist facies (serpentinized peridotite, serpentinite, gabbro and pillow basalt), overlain by Radiolarite, carbonates, schist and quartzite, and ii) the Rio Magno unit of basalt overlain by unmetamorphosed sedimentary deposits of the "Palombini" type.

During the Early Cretaceous, in the area covered by the Bastelica map, the batholith was emerged and contains no overlying deposits of this age. In the oceanic domain, however, shale and calcareous turbidite of the Erbajolo series were deposited.

During the Late Cretaceous, the Ligurian-Piemontese ocean started to be resorbed through subduction. From a sedimentary-deposit viewpoint, the formations were dominated by breccias that reworked both granitic basement and Jurassic sedimentary rocks. Such collapse breccias, probably of submarine origin, were deposited both in the pre-Piemontese continental areas (Corte series) and in the Piemontese submarine area (Tralonca flysch of the Santa-Lucia-di-Mercurio thrust).

During the Eocene, a transgression covered the batholith again, bringing detrital deposits with it, such as nummulitic limestone, sandstone and conglomerate). During this period, the Bartonian, the Corsican accretion prism was formed and all the "Schistes lustrés" thrust sheets were emplaced over the batholith and its Eocene cover.

During the Quaternary, only the high-altitude areas such as Monte Renoso, Monte d'Oro and the eastern part of Monte Rotondo were glaciated, as is shown by glacial deposits.

## INTRODUCTION

### *CADRE GÉOLOGIQUE*

Le territoire de la feuille Bastelica permet d'observer la plus grande partie des différentes formations de la paléomarge européenne, des ophiolites téthysiennes et du prisme d'accrétion. Sur une transversale est-ouest, il est ainsi possible de reconstituer un ensemble de paléogéographies successives des orogènes varisque et alpin.

Les lambeaux de socle prébatholitique sont peu nombreux mais on peut y distinguer deux ensembles distincts :

- 1 - des micaschistes panafricains, souvent cornéifiés, qui affleurent à la marge orientale du batholite ;
- 2 - des gneiss anatectiques qui ont subi un métamorphisme de HT-BP d'âge carbonifère supérieur-permien inférieur et que l'on rencontre essentiellement dans le massif du Monte Renoso.

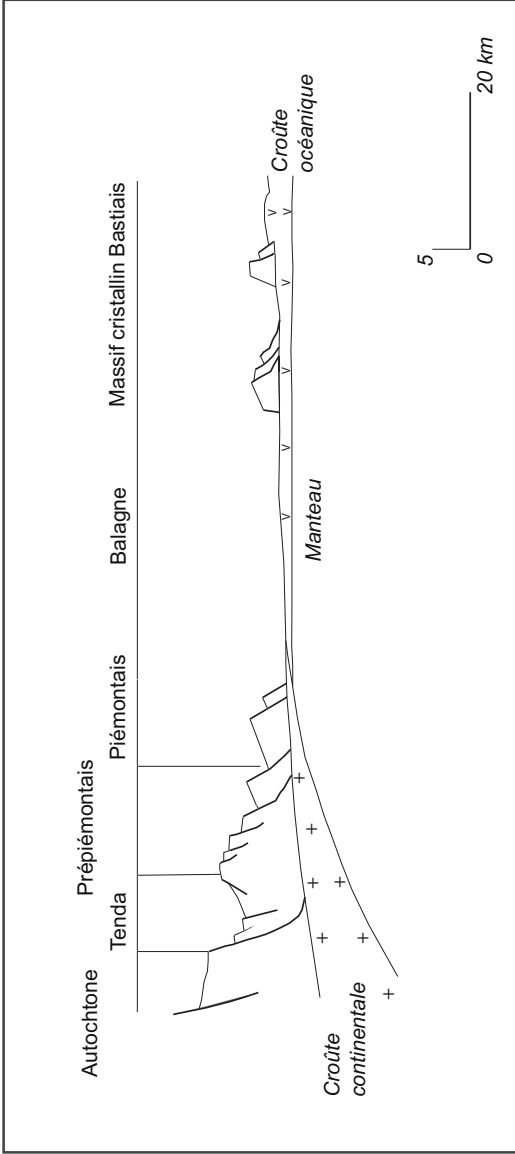
La mise en place des termes des associations magmatiques U2 « composite » et U3 intervient entre 305 et 280 Ma. L'ensemble volcano-plutonique, qui apparaît aujourd'hui le plus important à l'affleurement est constitué :

- 1 - pour les termes plutoniques, i) acides à intermédiaires : par des granodiorites à amphibole et biotite, des monzogranites à biotite et des leucomonzogranites et ii) basiques : par des gabbros et diorites tholéitiques, qui ont accompagné la mise en place des magmas U2 et U3 métalumineux (massif du Kyrie Eleison), et que l'on connaît sous forme de massifs stratifiés intrusifs, stocks ou filons ;
- 2 - pour les termes effusifs : i) par des rhyodacites et des rhyolites souvent très acides dont la composition est comparable à celle des granitoïdes U2 (col de Vizzavona) ou des granites U3 (Pajanello).

Sur le territoire même de la feuille, on ne connaît aucun sédiment d'âge triasique ou bien liasique dans la couverture autochtone. À cette période, le batholite devait encore être émergé. En revanche, les unités prépiémontaises comportent des sédiments carbonatés triasico-liasiques révélant qu'une plateforme carbonatée s'était établie sur la partie interne de la marge continentale. Les brèches d'écroulement liasiques peuvent être interprétées comme résultant d'escarpement de failles en extension marquant le début du rifting.

Les premiers sédiments déposés sur le batholite sont datés du Jurassique supérieur (Malm). Ils témoignent d'une transgression accompagnée par une subsidence très rapide qui est à mettre en relation avec l'ouverture au large (à l'Est) de l'océan liguro-piémontais. C'est à cette même période que les radiolarites se déposent sur les différentes formations ophiolitiques du fond océanique.





**Fig. 1 - Coupe interprétative de la paléomarge corse au Jurassique dans l'hypothèse d'un isolement de l'ensemble continental Pigno-Olivaccio au sein de l'océan figure. L'échelle des différentes formations de la marge et les positions respectives des croûtes océaniques et du manteau sont restituées à partir du modèle de la marge de Galice**

Surmontant les calcaires du Malm viennent des conglomérats grossiers à ciment vert attribués au Crétacé supérieur. Au-dessus, on trouve le flysch péliotarkosique éocène de la **Formation de Prunelli** dont la base est datée de l'Yprésien. Le puissant conglomérat très grossier de la **Formation du Monte Cuchero** (près de Pedi Quarcio), d'âge Eocène supérieur (Priabonien probable), est considéré comme surmontant stratigraphiquement le flysch de la Formation de Prunelli.

La Corse alpine constitue un empilement d'unités à matériel mésozoïque à paléogène qui subit une évolution tectono-métamorphique polyphasée. La reconstitution de l'ensemble du domaine de la paléomarge (fig. 1) est classiquement décrite selon la terminologie alpine (Durand-Delga, 1984 ; Rossi *et al.*, 2002). En revanche, le consensus n'est pas réalisé en ce qui concerne la position paléogéographique des unités à matériel cristallin incluses dans la nappe des Schistes lustrés.

Leur position originelle, au Mésozoïque, est discutée. Pour certains (Durand-Delga, 1984), ils proviennent du découpage de la marge corse autochtone ; pour d'autres (D. Lahondère, 1996), le bassin océanique balano-ligure, énorme déchirure à travers la marge s'ouvrant vers le Nord, isolait un morceau de continent, le Massif Cristallin Bastiais, dont le raccord avec le batholite, vers le Sud, demeure imprécis.

Tous les domaines définis en Corse sur la paléomarge n'affleurent pas dans le périmètre restreint de la carte de Bastelica, notamment les nappes ou écailles piémontaises ; on distinguera ici :

- parmi les unités allochtones à substratum continental : la nappe piémontaise *s.s.* dite de Santa Lucia composé des Formations de i) **Poggio di Nazza**, avec à sa base un épais conglomérat grossier -analogue du « Conglomérat du Tomboni » au Nord-Est de Corté- qui forme la base des flyschs de la nappe de Santa Lucia et ii) **Pedi Quarcio** -analogue du flysch de Tralonca- dont un niveau calcaréo-gréseux a livré une microfaune planctonique du Turonien ;
- les unités à substratum ophiolitique jurassique avec leur couverture sédimentaire « Schistes lustrés » du Crétacé inférieur et moyen : i) **unité de l'Inzecca** en faciès des Schistes verts avec des péridotites serpentinisées, serpentinites, gabbros, basaltes en coussins et série sédimentaire supra-ophiolitique : radiolarites, calcaires, schistes et quartzites et ii) du **Rio Magno** : basaltes et couverture sédimentaire de type « Palombini » indemne de métamorphisme.

Au Crétacé inférieur, dans ce secteur, le batholite est émergé et n'est recouvert par aucun dépôt de cet âge. En revanche, dans le domaine océanique, se déposent les schistes et turbidites calcaires de la série d'Erbajolo.

Au Crétacé supérieur, l'océan liguro-piémontais commence à se résorber par subduction, pour nous, sous la marge européenne. Du point de vue des dépôts sédimentaires, les formations sont dominées par des brèches qui remanient à la fois le socle granitique et le Jurassique, ces brèches d'éroulement, probablement sous-marines, se déposent aussi bien sur le continent que dans les domaines prépiémontais (série de Corte) et piémontais (flysch de Tralonca de la nappe de Santa-Lucia-di-Mercurio).

À l'Éocène, une transgression recouvre à nouveau le batholite et amène des dépôts détritiques (calcaires à nummulites, grès et conglomérats). C'est à cette époque que se structure le prisme d'accrétion corse et que se mettent en place les nappes de l'ensemble des « Schistes lustrés » qui viennent, au Bartonien, chevaucher le batholite et sa couverture paléocène à éocène inférieur.

Les dépôts oligocènes, gréso-conglomératiques, ne sont connus à l'affleurement en un point qu'au sud d'Ajaccio. En plaine orientale, les dépôts du Burdigalien au Serravallien sont directement alimentés par des éléments provenant du batholite. C'est au Tortonien (vers 11 Ma) que l'on voit apparaître du matériel alpin ce qui traduit, à cette période, l'émergence de la zone des Schistes lustrés et la formation des premiers reliefs.

Au Quaternaire, seules les zones de haute altitude comme le Monte Renoso, le Monte d'Oro et la partie orientale du Monte Rotondo ont été englacées : des dépôts glaciaires témoignent encore de cet épisode.

### *TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

#### **Travaux antérieurs**

Dieudonné Hollande (1917), Eusèbe Nentien (1897) et Eugène Maury sont les premiers géologues à avoir parcouru et laissé des notes sur cette région. La carte Bastelica à 1/50 000 recouvre une partie des cartes à 1/80 000 Bastelica n° 265 (Grandjean et Maury, 1913) et Corte, n° 263 (Maury et Grandjean, 1924). Les grands ensembles lithologiques y sont déjà clairement distingués. Dans les formations du socle varisque, la majorité des reliques de gneiss et micaschistes encaissant le batholithe ont été reconnues. Au sein des granitoïdes, les principaux types pétrographiques sont identifiés et l'extension des principales masses de granodiorite à amphibole, figurée à grands traits, a été retrouvée. Dans la partie alpine, les différents termes des roches vertes de l'Inzecca sont identifiés et les formations sédimentaires de la Plaine orientale sont déjà détaillées.

Il faudra attendre les années 1950 pour voir apparaître de nouveaux concepts (« volcano-pluton ophiolitique » de P. Routhier, 1946a) et de nouveaux travaux régionaux (Netelbeek, 1951) qui apportent des précisions non seulement sur les phénomènes géologiques eux-mêmes -notamment sur le métamorphisme- mais aussi sur la cartographie.

D. Counas (1986) a brossé un historique de cette période : à la fin des années 1950, les « schistes lustrés » corses, primitivement attribués au Paléozoïque par E. Nentien, sont considérés comme plus récents : mésozoïques ou éocènes, charriés plus ou moins selon les auteurs, et comparables en tous points aux schistes lustrés des Alpes. Ce schéma a été adopté en particulier par les géologues hollandais qui ont travaillé sous la direction de H.-A. Brouwer (Netelbeek, 1951 *p.p.* sur la feuille Bastelica) ainsi que par P. Routhier et ses élèves (Bloch, Guillou, Primel). Cependant, dans la zone d'étude, la distinction entre les « schistes lustrés » proprement dits (domaine des nappes) et l'Éocène autochtone schisto-gréseux est alors inexistante ou très confuse.

En 1956, P. Lapadu-Hargues et J. Maisonneuve réactivent la vieille théorie de l'âge paléozoïque des Schistes lustrés. Cette opinion est vivement combattue par P. Routhier (1957) et par J.-P. Bloch (1963), et ce n'est qu'à la fin des années 1960 que les Schistes lustrés sont unanimement reconnus être des nappes « alpines » à matériel mésozoïque et de provenance plus interne.

Le massif ophiolitique de l'Inzecca fait l'objet de travaux pétrographiques et cartographiques détaillés (Netelbeek, 1951 ; Routhier, 1946b ; Peterlongo, 1968), ce massif, et les autres ensembles de « roches vertes » de la Corse alpine, seront replacés, dans le courant des années 70, dans le cadre de la tectonique des plaques (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975 ; Beccaluva *et al.*, 1977). E. Padoa (1999) y met notamment en évidence l'importance des phénomènes de détritisme ophiolitique.

En 1971, S. Amaudric du Chaffaut présente un travail sur la région de Solaro – Poggio di Nazza dont il reprend les principales conclusions en 1980. M. Durand Delga (1972, 1978, 1984) publie également ses observations sur cette région dans des synthèses sur la géologie de la Corse.

Au Nord-Ouest de Solenzara, la Série de Solaro (Amaudric du Chaffaut, 1971) est un « flysch » périto-arkosique de puissance kilométrique, ravinant l'Éocène inférieur calcaire d'où peuvent provenir les Nummulites qu'il contient. Cet ensemble yprésé-lutétien constitue la couverture éocène autochtone. Au Nord du Travo, ce flysch passe latéralement au « flysch de Prunelli » (Amaudric du Chaffaut) d'âge « éocène indéterminé » qui correspond grossièrement à la « formation de l'Abatesco » des auteurs précédents. Ces flyschs (la série de Prunelli est en fait l'équivalent épimétamorphique à métamorphique de la série

de Solaro selon D. Counas, 1986) viennent en discordance importante sur divers termes mésozoïques et jusque sur le socle.

Une cartographie précisée du secteur, ainsi que l'étude détaillée des phénomènes tectono-métamorphiques et sédimentaires dans l'Éocène supérieur -qui ont été largement reprises pour cette carte-, ont amené D. Counas (1986) à considérer le flysch de Prunelli (renommé sur la carte Formation de Prunelli) comme plus ancien que le conglomérat de Pediquerciu (renommé sur la carte Formation du Monte Cuchero) et ainsi à valider les hypothèses de T. Netelbeek (1951) et M. Durand-Delga (1978).

Dans le domaine du socle hercynien, la thèse de J.-B. Orsini (1980) décrit le cadre général du batholite, la thèse de 3<sup>e</sup> cycle de A. Michard (1965), fournit essentiellement une caractérisation pétrographique des granitoïdes des régions du Haut-Taravo et du Fium'Orbo, celle de A. Giraud (1983) détaille l'intrusion du Coscione (qui se développe essentiellement sur la feuille Zicavo au Sud) ; celle de B. Bonin (1973) décrit le complexe subvolcanique de Tolla-Cauro, dont seulement une petite partie NE affleure sur la carte de Bastelica.

La « Formation de Pajanello », volcanique et volcano-sédimentaire, signalée par J.-P. Bloch (1953), a été étudiée par une équipe du BRGM (Aicard *et al.*, 1962). Tous les « niveaux » sont subverticaux (ainsi que les contacts) et très étirés selon la verticale, parallèlement à la foliation mylonitique régionale N140.

Les formations glaciaires du Monte Renoso ont fait l'objet des travaux d'O. Conchon et A. Gauthier (1977).

### **Conditions d'établissement de la carte**

Dans la partie occidentale, essentiellement granitique, les levés se sont déroulés essentiellement en été dans les zones de haute montagne. On s'est attaché à cartographier des unités magmatiques et établir une chronologie afin de proposer une géométrie d'ensemble. À l'Est, dans la partie alpine, le maquis du Fium'Orbo, souvent très difficilement pénétrable, limite l'étendue et la qualité des affleurements. Heureusement des observations peuvent être réalisées grâce à des travaux routiers, des défrichages et le long des cours d'eau suffisamment actifs pour que la végétation n'y empêche la progression du géologue. Cette zone a été levée par J.-C. Lahondère pour les formations des Schistes lustrés et D. Counas pour les unités sédimentaires à la marge du batholite ainsi que pour les unités prépiémontaises et piémontaises. Les contours des formations glaciaires et fluvioglaciaires du massif du Monte Renoso ont été repris de la publication d'O. Conchon et A. Gauthier (1977). Les formations alluviales à l'Est du méridien de Ghisoni ont été levées en partie par M.-D. Loÿe. Dans les autres secteurs de haute et de moyenne montagne, il n'a pas été procédé avec un tel détail.

## ORGANISATION D'ENSEMBLE DES FORMATIONS

### Batholite varisque

Trois groupes d'intrusions sont représentés sur cette carte : le groupe du Coscione, le groupe de Corse centrale et le groupe d'Ajaccio.

La structure et la composition des intrusions du groupe du Coscione, qui se développe plus largement au sud sur la feuille Zicavo, ont été décrites par L. Giraud (1983). La structure magmatique du Coscione dessine schématiquement une gouttière dissymétrique, dont l'axe est dirigé, ainsi que légèrement penté, vers le Nord-Nord-Est, les septa monzogranodioritiques soulignent ce dispositif : à l'Est, ils sont orientés NNE-SSW et à l'Ouest, NNW-SSE.

Les intrusions des groupes de Corse centrale et d'Ajaccio ont des compositions très semblables, la distinction entre les matériaux qui constituent les différentes intrusions de ces groupes étant fondée essentiellement sur des critères macroscopiques et structuraux :

- en Corse centrale, les matériaux granitiques sont essentiellement à grain moyen et FK blanc, sauf pour le monzogranite de Vero où la frontière précise entre les zones à FK blanc et celles à FK rose n'est pas brutale et reste difficile à identifier (elle a été délimitée sur la carte par une zone en pointillés) ;
- pour le groupe d'Ajaccio, les matériaux granitiques sont à grain plus gros et FK rose, avec des macrocristaux très fréquents dans les granodiorites.

La séquence de mise en place de ces groupes d'intrusions n'a pu être définie avec précision ; les données géochronologiques indiquent qu'elles sont pénécotemporaines au moins dans l'intervalle d'incertitude de 10 Ma.

Les granitoïdes du groupe de Corse centrale n'ont pas fait l'objet de datation géochronologique.

Le groupe du Coscione semble le plus précoce, tandis que celui d'Ajaccio paraît le plus tardif.

Les granodiorites à amphibole du groupe du Coscione ont été datées vers  $297 \pm 2$  Ma. Le groupe d'Ajaccio est daté entre  $298 \pm 2$  Ma (granodiorite de Bastelica) et  $294 \pm 3$  Ma (monzogranite de Molini – Punta di Lisa).

Ces groupes d'intrusions sont recoupés par les granites métallumineux (« alcalins ») du complexe des Eleison : Kyrie Eleison daté à  $289 \pm 2$  Ma, et Christe Eleison, daté à  $288 \pm 2$  Ma, ainsi que par des intrusions de leucomonzogranites datées à  $287 \pm 2$  Ma.

Les intrusions de granodiorite et monzogranite gisent en lames à faible pendage et à propagation subhorizontale. Ce dispositif prolonge celui mis en évidence sur la feuille Venaco qui est adjacente au Nord.

Le contact entre intrusions de monzogranite et de granodiorite est jalonné de panneaux de gneiss migmatitiques qui montrent des contacts plastiques avec les monzogranites. Au contact ou à proximité immédiate du contact entre monzogranites et gneiss plus ou moins anatectiques se localisent fréquemment des liserés et/ou des filons métriques de monzogranodiorite leucocrate à grenat, essentiellement dans le massif du Monte Renoso.

## Formations alpines

La zone de dépôt de la **nappe piémontaise** de Santa-Lucia-di-Mercurio, au Nord de la feuille, se situait paléogéographiquement entre la marge continentale amincie et l'océan. Cette nappe affleure dans de bonnes conditions dans la région de Corté. Son socle, sous-jacent au conglomérat du Tomboni et au flysch de Tralonca, y est constitué *p.p.* par des panneaux de gneiss de HT-BP, de composition kinzigitique, qui représentent des lambeaux de la croûte inférieure granulitique qui ont émergé au Jurassique, au cours de l'amincissement de la marge consécutive à l'ouverture de l'océan liguro-piémontais. Sur la carte de Bastelica, les éléments sont démembrés et n'affleurent que de façon discontinue.

## Schistes lustrés

Au sein de l'édifice de l'ensemble des nappes des Schistes lustrés de Corse, on a individualisé (Lahondère et Lahondère, 1988) un ensemble d'unités tectoniques qui décrivent l'état fini de la géométrie de l'édifice des Schistes lustrés. Ces unités tectoniques peuvent éventuellement juxtaposer des éléments de provenance paléogéographique distincte.

C'est ce découpage qui a été utilisé sur la majorité des cartes géologiques à 1/50 000 couvrant la Corse alpine, en particulier au Nord du Golo et qui est, pour des raisons évidentes d'homogénéité, utilisé ici sur la feuille Bastelica.

La figure 2 (en cahier central), qui reprend celle de Lahondère et Lahondère (1988) en l'étendant au Sud du Golo, illustre la répartition de ces unités tectoniques et permet de fournir une grille de lecture pour les cartes géologiques où cette nomenclature n'a pas été utilisée.

Sur la feuille Bastelica n'affleurent que des unités océaniques ligures (ophiolites et leur couverture) de l'ensemble des unités ophiolitiques supérieures.

Dans la région de l'Inzecca, les Schistes lustrés ont été découpés en sous-unités superposées (fig. 3 ; Padoa, 1999), caractérisées par différentes conditions du métamorphisme alpin de HP-BT (par exemple croissance de glaucophane + lawsonite ou Mg-riebeckite + chlorite dans les roches basiques), qui indiquent que le découpage tectonique observable est postérieur au pic métamorphique. Ont été ainsi distinguées du bas vers le haut, quatre sous-unités ophiolitiques tectoniquement superposées :

**La sous-unité de Quinzena** n'est représentée ici que par une séquence sédimentaire qui s'étend vers le Nord. Elle est localisée dans la partie NE de la feuille et occupe la position tectonique la plus basse. Elle est uniquement constituée par l'alternance monotone et irrégulière de schistes et de bancs calcaires recristallisés, qui peut être attribuée à la Formation d'Erbajolo (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972).

**La sous-unité de la Pointe de Corbara (UPC)**, située au-dessus de la précédente, est formée d'une séquence ophiolitique réduite car il y manque les termes effusifs. La couverture sédimentaire s'y est déposée directement sur le soubassement ophiolitique. Cette lithostratigraphie s'apparente à celle de la série de Rospigliani (Ohnenstetter, 1979) ou à celle de la série du Monte Piano Maggiore (Péquignot *et al.*, 1984). Elle n'affleure que dans la partie nord-est de la feuille. Deux séries stratigraphiques principales peuvent y être distinguées, notamment d'après la composition du soubassement ophiolitique, car les couvertures sédimentaires sont identiques. On a supposé que ces deux séries présentent des rapports hétéropiques latéraux, puisqu'elles ne diffèrent seulement qu'au niveau de leur substratum ophiolitique. En outre, on a pu établir qu'entre les deux successions principales, des coupes montrent des caractéristiques stratigraphiques de transition entre les deux séries (Padoa, 1999). Le soubassement ophiolitique est constitué soit par des serpentinites, à l'Est, soit par un complexe gabbroïque, à l'Ouest. Situés dans la même position sous la couverture sédimentaire, ces deux lithotypes doivent avoir été vraisemblablement séparés par un contact précoce (tectonique ou intrusif), lors des premières phases d'évolution océanique avant même que n'intervienne le dépôt des couvertures sédimentaires. Les péridotites serpentinisées sont fortement feuilletées, jusqu'à devenir localement des talcschistes : talc, calcite et serpentine fibreuse soulignent toujours les nombreux plans d'anisotropie. La partie supérieure des péridotites montre une augmentation du nombre et de l'épaisseur des veines de calcite, de sorte que la roche prend un aspect bréchique (ophicalcites tectoniques). La nature océanique de cette bréchification est attestée par la présence de calcite, souvent associée à du talc, dans les fractures, où elle remplace les minéraux serpentineux des clastes et/ou par le remplissage de larges fractures ouvertes par une matrice micritique rouge qui cimente des fragments de serpentines.



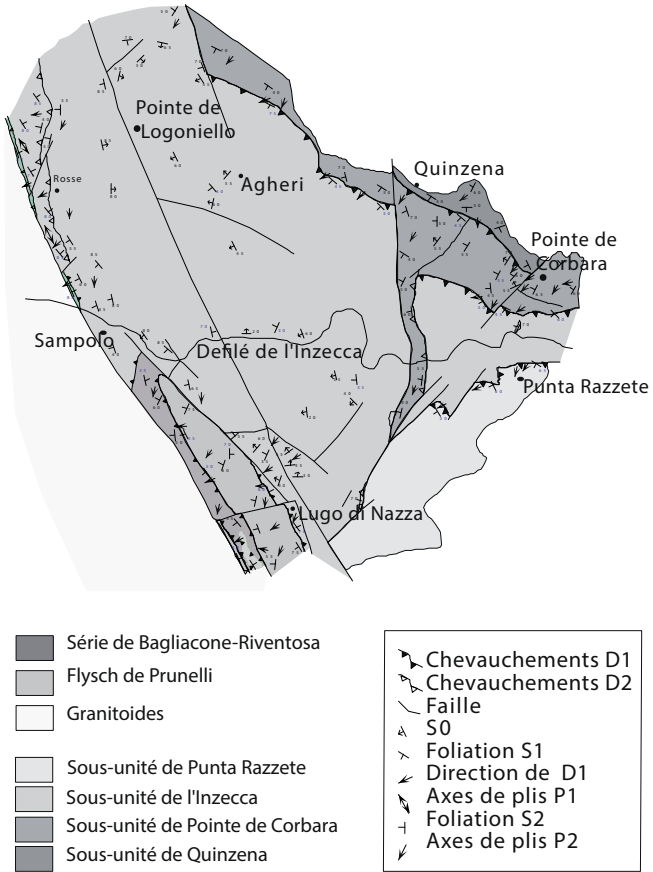


Fig. 3 - Schéma structural de l'Inzecca (d'après Padoa, 1998)

Le complexe gabbroïque est principalement constitué par des ferro-gabbros où l'on peut localement reconnaître un litage fruste. Le lithotype dominant est représenté par des gabbros porphyriques à lentilles irrégulières de microgabbros. Lorsque les gabbros euphotides ne sont pas déformés, on reconnaît souvent la texture grenue magmatique originale, avec des cristaux idiomorphes de plagioclases prehnitisés. Cependant les structures mésoscopiques de zones de cisaillement ("shear zones") à forte déformation dominant : une texture gneissique-mylonitique centimétrique se développe dans les gabbros porphyriques ("flaser-gabbros"), tandis que, dans les microgabbros, s'observe un litage ("layering") gneissique millimétrique. Les gabbros sont souvent recoupés par des filons basaltiques, dont la fréquence semble augmenter d'Ouest en Est. Le soubassement ophiolitique est directement surmonté par la couverture sédimentaire. Dans les affleurements orientaux, la présence d'ophicalcites, au toit des serpentinites, révèle la nature stratigraphique du contact. Dans les affleurements occidentaux, malgré la forte empreinte tectono-métamorphique alpine, un niveau caractéristique est toujours présent et identifiable au toit du complexe gabbroïque. L'observation en lame mince permet d'y reconnaître une texture blasto-psammitique et, localement, un granoclassement normal, qui prouve la nature sédimentaire de cet horizon, déposé directement au toit du soubassement ophiolitique. Ce niveau, initialement constitué par l'alternance de « grès ophiolitiques » (ophiolitic sandstones) et de pélites, peut également être reconnu au toit des Brèches polygéniques de la partie orientale de l'unité de Pointe de Corbara. Il constitue ainsi un moyen de corrélation de premier ordre. En outre, sa position stratigraphique, variable au sein des deux principaux groupes d'affleurements, permet de reconstituer la morphologie du paléoenvironnement océanique où la série occidentale représenterait un haut tectonique par rapport à la série orientale (Padoa, 1999).

La variabilité de la texture et de la composition des brèches polygéniques au-dessus du soubassement ophiolitique suggère leur origine sédimentaire (brèches de talus) dans un contexte où les clastes ont subi un bref transport d'origine essentiellement gravitationnelle. Au sein de cette formation, les clastes sont de dimension variable, millimétriques à métriques (parfois même supérieure à 10 m). On y identifie l'ensemble des lithotypes ophiolitiques précédemment décrits, que l'on rencontre dans l'environnement immédiat des brèches, auxquels s'ajoutent de grands blocs de plagiogranites. On observe l'alternance de niveaux où se relaient périodiquement des passées, les unes plus riches en clastes, les autres en matrice. La matrice est formée soit de résidus de serpentinites et gabbros, soit de micrite carbonatée ; ainsi la roche revêt-elle l'apparence mésoscopique d'un dépôt chaotique mal classé. Une forte ophicalcitisation affecte souvent soit la matrice soit les clastes. Des calcaires micritiques en lentilles peuvent englober des fragments de serpentine ; l'hématite est fréquente dans la matrice, qui prend ainsi une couleur rouge.

Les deux séries ophiolitiques de l'UPC sont surmontées par la même couverture sédimentaire pélagique (radiolarites et Formation d'Erbajolo). Aux radiolarites sont rapportés des quartzites totalement recristallisés, en couches centimétriques de couleur rouge, grise ou verdâtre, alternant avec de minces lits phylladiques. À la partie inférieure de ce terme, des intercalations de grès et microconglomérats à matériel ophiolitique forment des lentilles ou des couches boudinées. L'épaisseur des radiolarites semble diminuer d'Ouest en Est.

**La sous-unité de l'Inzecca** surmonte celle de la Pointe de Corbara. Elle est caractérisée par une épaisseur considérable des coulées volcaniques qui recouvrent les serpentinites. Sa partie supérieure correspond à la « série de l'Inzecca » (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972). Cette unité occupe la plus grande partie de la zone étudiée. Le soubassement ophiolitique y est exclusivement constitué par des péridotites serpentinisées, généralement schisteuses, localement recoupées par des filons de gabbros rodingitisés. Dans la partie la plus orientale de l'unité, des serpentinites d'aspect massif forment une masse homogène sombre où apparaissent avec netteté des porphyroclastes de pyroxène bastitisé. Le toit des serpentinites varie selon les secteurs. Dans les affleurements situés au Nord (Pinzalone-Agheri), on trouve un niveau d'ophicalcites, identiques à celles de l'UPC dans sa partie orientale. En revanche, au Sud (Lugo di Nazza), le toit des serpentinites est intensément fracturé et dépourvu d'ophicalcites, mais il est recouvert par un niveau sédimentaire continu de grès ophiolitiques stratifiés, alternant avec des pélites rouges. Lorsqu'on se déplace du Sud vers le Nord, on constate une évolution latérale d'un type à l'autre : l'épaisseur du niveau d'ophicalcites diminue ainsi graduellement vers le Sud, tandis qu'au-dessus de celui-ci, l'horizon détritique apparaît puis se développe dans la même direction. Au-dessus du soubassement précédent, la couverture volcanique est bien développée. Le faciès le plus répandu est celui de pillow-lavas basaltiques qui présentent généralement des formes bien conservées; des coulées lenticulaires -ou intrusions- de dolérite massive, de dimensions variées, s'y intercalent parfois. Enfin des brèches de pillows sont intercalées dans les faciès à pillow-lavas ou apparaissent localement (Sampolo) au toit de la formation. Les niveaux de matériel détritique ophiolitique sont fréquents ; ils peuvent se situer soit à la base, soit au toit des coulées massives. Ils peuvent aussi se situer au sein des pillows, ce qui permet dans ce cas d'identifier les divers événements effusifs. Il s'agit d'alternances irrégulières de grès ophiolitiques et de pélites silteuses rouges ; les grès sont principalement constitués de cristaux (ou fragments de cristaux) de pyroxènes ainsi que, en moindre quantité, de clastes de serpentines, cimentés par une matrice chloritisée. Ils se présentent en niveaux (de 5 à 50 cm) à lits centimétriques, quelquefois granoclassés. La couverture sédimentaire débute par des radiolarites. Sur un mètre d'épaisseur à leur base, on trouve encore de minces intercalations de grès ophiolitiques. Dans la coupe d'Agheri, quelques lits de calcaires micritiques, riches en manganèse, se placent entre les radiolarites et la formation d'Erbajolo qui les surmontent.

**La sous-unité de la Punta Razzete**, qui couronne l'édifice tectonique, conserve seulement des lithotypes gabbroïques, recoupés par des filons basaltiques. C'est l'unité ophiolitique tectoniquement la plus élevée ; elle est cantonnée au sud-est de la zone étudiée, sur la rive sud du Fium'Orbo. Elle est représentée uniquement par des gabbros et des ferro-gabbros, parmi lesquels le faciès euphotide, à texture granulaire hypidiomorphe, prédomine. Les gabbros *s.l.* admettent localement des lentilles ou de petites masses de microgabbros. Des filons de basaltes sont fréquents, spécialement dans les lithotypes à grain plus fin.

### **Unité du Rio Magno**

L'unité du Rio Magno (Durand-Delga *et al.*, 1978 ; Padoa et Durand Delga, 2001), située en Corse orientale, en position tectonique supérieure, possède des termes de type apennin (Ligurides internes) : basaltes jurassiques N-MORB, formation de type Palombini du Crétacé inférieur, formation flyschöide de la partie médiane du Crétacé. Aucune de ces roches ne montre de trace de métamorphisme alpin de HP-BT. Ces caractéristiques appuient l'hypothèse de relations géodynamiques étroites entre les ophiolites de Corse et celles de l'Apennin septentrional. Il est suggéré que, dans le bassin océanique jurassique Liguro-Piémontais, les successions ophiolitiques du Rio Magno et des Ligurides internes étaient voisines dans un même paléo-domaine océanique interne. Par la suite, du Crétacé terminal à l'Éocène supérieur, elles auraient subi la même évolution orogénique, échappant à un enfouissement profond durant la subduction sous la marge continentale européenne.

### **Formations post-nappes de la Plaine orientale**

Les limites occidentales correspondent aux contacts avec le domaine des Schistes lustrés. Ces contacts sont soulignés par des failles importantes qui dressent les séries néogènes à la verticale, mais les pendages s'amortissent rapidement vers l'Est. La partie visible des séries miocènes est néanmoins très épaisse : dans la région de Ghisonaccia l'épaisseur connue est de l'ordre de 1 500 à 2 000 mètres. Le Pliocène marin n'affleure que dans la région Aleria-Urbino, mais en mer la série s'épaissit et les données géophysiques prouvent l'existence d'un ensemble sédimentaire mio-plio-quadernaire qui dépasse souvent 7 000 m, ensemble qui n'est affecté que par des discordances faibles.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### TERRAINS ENCAISSANTS DU BATHOLITE

#### Formations métamorphiques à structuration panafricaine

**ξ-Ko. Micaschistes, amphibolites (et cornéennes)** Ces roches sont constituées par des sédiments qui ont d'abord subi un métamorphisme et une déformation au Panafricain puis un métamorphisme thermique hercynien et enfin une déformation et un métamorphisme alpins qui y a développé une paragenèse de type schistes verts (à quartz, albite, chlorite, épidote). Elles sont comparables à celles décrites (Barca *et al.*, 1996) à l'Argentella sur la feuille Galeria.

Le panneau d'Ajola-Prunelli di Fium'Orbo est formé par des micaschistes localement recoupés par des filons de puissance décimétrique de quartz noir, ces filons constituent la seule occurrence « autochtone » connue de quartz noir. Ce matériel est à l'origine d'un grand nombre de galets remaniés dans les conglomérats Eocène supérieur (Amaudric du Chaffaut, 1971) des formations de Venaco et du Monte Cuchero.

#### Formations métamorphiques à structuration éovarisque

**ζξ. Micaschistes, gneiss, p.p. métavolcanites, protolite : (462 ± 5 Ma, U-Pb/Zr) 1-ζξK : Gneiss kinzigitiques.** Deux épisodes de métamorphisme et d'anatexie ont été reconnus dans le socle hercynien de la Corse :

– le premier, de HP-MT, autour de 350 Ma (345 ± 5 Ma à Fautea ; 338 ± 6 Ma aux Cerbicale (U-Th-Pb/monazite) 337 ± 8 Ma (U-Th-Pb/monazite et xénotime à Asco dans le complexe de Belgodere, feuille de Corté) ;

– le second, de HT-BP, entre 305 Ma (305 ± 3 Ma monzogranodiorites anatectiques à grenat) et 290 Ma (287 ± 2 Ma sur des zircons de leucomonzogranites à contacts plastiques avec des enclaves de gneiss à sillimanite grenat), au sud du col de Verde.

Sur la feuille Bastelica, c'est essentiellement le second épisode qui est représenté. Il affecte les formations volcano-sédimentaires datées à 492 ± 5 Ma (Cambrien supérieur) au nord du col de Verde (altitude 910 m).

Ce second épisode, daté entre 303 et 287 Ma, correspond au métamorphisme de haute température-basse pression à sillimanite-cordiérite-andalousite-grenat affectant les septa ou enclaves de socle, comme à la Punta d'Isa (gneiss à cordiérite et sillimanite souvent migmatitiques) ou au niveau supérieur du parking de la station de ski aux Bergeries de Capanelle.

En lame mince, on observe que ces gneiss kinzigitiques à grenat, sillimanite, andalousite, biotite et cordiérite altérée (02BA5B, D ; photos 1 et 2 en fin de notice) ont une texture granolépidoblastique peu orientée, à poeciloblastes subautomorphes de grenat. Le grenat est en blastes subautomorphes abondants. L'andalousite est poeciloblastique et éparse. La sillimanite, de type fibrolite, est localement prismatique associée à la biotite qu'elle prolonge. La biotite brune (XFe = 0,67) est abondante, en particulier dans la cordiérite altérée. La muscovite est en grands blastes (postérieurs à la biotite). La cordiérite, totalement pinnitisée, est très abondante (aucune relique saine n'a été observée), la pinnite est un mélange de phyllites plus ou moins ferrifères (association d'un mica de type séricite et de chlorite). Le quartz est dans la trame et en inclusions dans le grenat et l'andalousite. Les opaques sont représentés par de nombreux petits cristaux d'oxydes métalliques. Dans les grenatites à biotite et sillimanite, la roche est pour l'essentiel composée de grenat almandin (Alm. 89,6 ; Py. 6,2 ; Gro. 2,7 ; Sp. 1,5) sous forme de porphyroblastes millimétriques, presque jointifs, avec de la biotite et de la cordiérite interstitielles. Localement, en dehors des concentrations de grenats, on observe de la biotite brune, remplissant les espaces entre grenats et de la rare cordiérite pinnitisée, de la sillimanite aciculaire, un peu d'andalousite et du staurotide.

$\gamma^{3-2}$ . **Monzogranodiorites à grenat à la périphérie des enclaves et septums de gneiss (305 ± 3 Ma, U-Pb/Zr)**. Sur une puissance allant de quelques centimètres à plusieurs mètres on rencontre des lames peu puissantes de leucomonzogranodiorites anatectiques (photo 3 en fin de notice) à proximité immédiate des septa de socle (*cf.* lac de Bracco). Ce sont des roches très claires, généralement pauvres en biotite mais riches en grenats le plus souvent automorphes et dont la taille peut localement atteindre jusqu'à 4 cm. Sur la carte, les zones où ces roches ont été reconnues ont été marquées par une surcharge.

Le grenat est un almandin (Alm. 84 ; Py. 6 ; Gro. 3,5 ; Sp. 6,5) dont la composition est très proche de celle des grenats des gneiss encaissants.

Ces roches pourraient provenir de la fusion incongruente des enclaves pélitiques qui fourniraient un liquide granitique et du grenat selon une réaction de la forme Biotite + Quartz + Plagioclase → Liquide + Grenat. Le plus souvent, le grenat péritectique est associé aux liquides anatectiques, on peut aussi le trouver en poches où sa concentration est due à la mobilité du liquide qui a migré en dehors de la zone de fusion.

La datation par la méthode U-Pb sur zircon d'une leucomonzogranodiorite à grenats, provenant de la crête du Monte Renoso (E. du col de Laccione), a fourni un âge de 307 ± 3 Ma. Cet âge, sensiblement plus ancien que celui des intrusions granitoïdes, est en accord avec les observations de terrain qui indiquent que les

intrusions se sont mises en place dans un socle qui était déjà largement affecté par l'anatexie.

## **Association magmatique volcano-plutonique métalumineuse (Carbonifère supérieur - Permien inférieur) U2**

### **Unités intrusives du Groupe du Coscione**

$\gamma^{4-2}$ . **Tonalo-monzogranodiorite (297 ± 2 Ma, U-Pb/Zr)**. Cette formation constitue la majeure partie du haut-plateau du Coscione sur les feuilles Zicavo et Bastelica.

Au sein de l'association du Coscione qui affleure largement au Sud (feuille Zicavo), L. Giraud (1983) a distingué deux termes : le premier a une composition de granodiorite s'approchant parfois de celle de tonalite (tonalgranodiorite), tandis que le second, plus acide, se rapproche de celle de monzogranite. Ces deux termes sont représentés par des roches à grain moyen, isogranulaires, à amphibole et biotite, qui renferment de nombreuses enclaves basiques. Sur les affleurements récemment rafraîchis, leur teinte peut aller du gris très clair au gris bleuâtre.

En superficie, les tonalgranodiorites constituent l'essentiel de la formation du Coscione, les monzogranodiorites n'apparaissant que sous la forme de passées irrégulièrement distribuées. La plupart de ces septa sont de dimensions métriques à décamétriques.

Au point de vue pétrographique, les tonalgranodiorites sont très riches en plagioclase, automorphe ou subautomorphe, dont les cristaux forment de petits rectangles blancs (6 à 10 mm × 3 à 5 mm) souvent accolés. La biotite se présente en lamelles automorphes, brillantes, de dimensions millimétriques, groupées en amas orientés, quelquefois en alignements ou guirlandes. L'amphibole est toujours automorphe, avec des individus pouvant dépasser 10 mm de longueur. Noire, à reflets vert-foncé, elle s'associe souvent à la biotite pour former les amas insérés entre les cristaux de plagioclase. Le feldspath alcalin, généralement du feldspath potassique maclé microcline, incolore en roche fraîchement cassée, se teinte en rose dès le début de l'altération ; son habitus est xénomorphe. Le quartz, lui aussi xénomorphe, est disposé en agrégats de forme sphéroïdale ou ellipsoïdale, le grand axe étant, dans ce cas, parallèle à la fluidalité planaire. Le quartz peut également figurer en volumes complexes moulant les autres minéraux. À la surface de la roche, il dessine des plages polycristallines grisâtres.

Les monzogranodiorites ont un faciès très voisin de celui des tonalgranodiorites, mais ce sont des roches nettement plus claires. Comme dans les granodiorites, les plagioclases et les ferro-magnésiens sont automorphes

ou subautomorphes, les quartz étant xénomorphes. En revanche, le feldspath K montre une nette tendance à l'automorphie.

Autres différences : les enclaves basiques discoïdales sont statistiquement moins abondantes et la fabrique planaire est moins bien orientée, les alignements de minéraux noirs étant beaucoup moins nets.

Les comptages effectués par L. Giraud (1983), sur 16 lames de tonalgranodiorites et 18 lames de monzogranodiorites, font apparaître pour les principaux minéraux les moyennes suivantes :

	Tonalgranodiorite	Monzogranodiorite
Quartz	24,4	32,6
Plagioclase	52,6	38,2
Feldspath alcalin	7,2	19,7
Biotite	11,6	7,5
Amphibole	3,6	1,2

Les analyses modales reportées dans le diagramme de Streckeisen (1973) illustrent bien la séparation des deux composantes de l'association du Coscione : deux groupes de granodiorites dont l'un déborde dans le champ des tonalites et l'autre dans celui des monzogranites.

Les mesures de fluidalités planaires fournissant des résultats trop disparates, L. Giraud a fondé l'étude de ces structures sur les orientations et les pendages des enclaves sombres. À l'Est, la direction des structures varie essentiellement de Nord-Sud à NNE-SSW, le plongement étant dirigé vers l'Ouest, avec des valeurs variant entre 10 et 30°. À l'Ouest, les directions oscillent entre Nord-Sud et NNW-SSE, mais l'intensité du pendage est plus élevée qu'à l'Est : entre 30 et 45° en moyenne. Au centre et au Nord, les enclaves définissent une direction WNW-ESE, avec plongement faible vers le Nord (20°).

Quant à la fabrique linéaire, difficile à mettre en évidence, sa direction générale paraît être N20, avec un plongement de 10 à 20°.

Un type pétrographique de composition granodioritique du groupe d'intrusions du Coscione (07 BA 04) a été daté par la méthode U-Pb sur zircon à  $297 \pm 2$  Ma.

### **Unités intrusives du Groupe de Corse centrale**

Ce groupe d'unités de Corse centrale a été défini par J.-B. Orsini (1980). Il comprend un ensemble d'intrusions caractérisées par une composition en majorité tonalo-granodioritique, un grain moyen, l'abondance d'enclaves basiques et la quasi-absence de macrocristaux de feldspath K.



Elles ont été cartographiées sur la feuille Venaco qui jouxte au Nord celle de Bastelica. La géométrie en mégafeuillets à propagation subhorizontale qui y avait été mise en évidence s'étend vers le Sud ; le contact entre l'unité de monzogranite et celle de granodiorite à amphibole est souligné par la présence de panneaux de socle métamorphique anatectique qui se trouvent systématiquement enclavés dans les monzogranites qui jalonnent le contact avec les granodiorites.

**Y<sup>4</sup>. Granodiorite à amphibole, biotite.** Elle affleure selon une direction à peu près méridienne et elle est recoupée par les granites monzonitiques. Sa structuration interne peut être esquissée grâce aux mesures effectuées sur les marqueurs comme les enclaves basiques, les schlieren micacés, le parallélisme des lits de minéraux. Les critères adoptés lors du lever de la carte pour attribuer les roches rencontrées à l'unité granodioritique ont été l'indice de coloration souvent élevé, la présence d'enclaves basiques (critères nécessaires), la présence d'amphibole (critère suffisant). L'examen des lames minces a montré que les roches à amphibole (sur cette feuille) présentent toujours une composition non monzogranitique (c'est-à-dire granodioritique ou plus rarement tonalitique).

Ce sont des roches à fond blanc laiteux (le feldspath potassique est toujours blanc comme le plagioclase) où les ferromagnésiens sont souvent groupés en amas ; le grain est uniformément moyen, les macrocristaux rares. À l'œil nu, la texture paraît souvent équante, mais l'examen systématique de ces matériaux révèle souvent une orientation plus ou moins nettement exprimée. Au microscope, les plagioclases sont subautomorphes ; leur taille varie de 2 à 3 mm, maclés surtout albite-Carlsbad. Ils sont toujours zonés, en moyenne An 40 à 20. Les cœurs peuvent montrer des compositions plus calciques, ils sont, dans ce cas, souvent séricitisés.

La biotite subautomorphe à automorphe a une taille de 0,2 à 2 mm. Les individus sont souvent groupés en nids ou en files. Le pléochroïsme est très net, jaune-paille à brun sombre. Elle renferme de nombreux minéraux accessoires : allanite, zircon, apatite, opaques. La biotite est altérée localement en chlorite et perhnite ; son rapport XFe = 0,45 est équilibré avec celui de l'amphibole.

L'amphibole a une composition intermédiaire entre édenite et ferro-édenite ; elle est en baguettes d'une taille allant jusqu'à 4 mm, souvent en agglomérats et ne montre que rarement une déstabilisation en biotite.

De la calcite et/ou de la titanite, xénomorphes, peuvent remplacer l'amphibole le long des clivages. Le feldspath potassique est surtout en amas xénomorphes, interstitiels, inframillimétriques ; il montre la macle quadrillée du microcline.

Le quartz est groupé en amas polycristallins dont la taille peut dépasser 0,5 cm. Il est toujours xénomorphe. Les opaques sont l'ilménite et la magnétite,

cette dernière est la plus abondante. Les grains d'ilménite montrent parfois à leur périphérie une frange de titanite. Les analyses chimiques montrent le caractère calcique (CaO ~ 4 %) et alumineux des granodiorites (présence de corindon à la norme).

$\gamma^4$ . **Granodiorite type Zigliara à amphibole, biotite.** C'est une roche à grain moyen, constituée de plagioclase automorphe blanc laiteux (labrador-andésine), d'amphibole et de biotite abondantes, de quartz souvent globuleux et de microcline interstitiel. Des passées, plus sombres pauvres en feldspath potassique, ont une composition de tonalite. À l'état frais, la cassure de la granodiorite de Zigliara arbore une teinte gris-bleu, mais les bons affleurements sont rares, en raison d'une intense arénisation. Malgré cela, on la distingue assez facilement des formations encaissantes, car ces arènes ont un faciès assez bien reconnaissable.

Ces granitoïdes sont nettement orientés. Les structures planaires sont marquées par le parallélisme entre les minéraux noirs et les enclaves dioritiques aplaties, ainsi que par de nombreux schlierens micacés. Quant aux fluidalités linéaires, elles sont indiquées par le grand axe de nombreuses enclaves basiques en forme de fuseaux. Les structures planaires sont orientées généralement N140°E.

$\gamma^3$ . **Monzogranite à FK blanc.** De la même façon que dans les granodiorites à amphibole-biotite, le feldspath potassique est blanc comme le plagioclase. L'appréciation visuelle du rapport plagioclase/feldspath potassique est ainsi rendue difficile mais l'indice de coloration des monzogranites est le plus souvent plus faible que celui des granodiorites.

Lors des levers de terrain, ont été rangés sous la dénomination de granites monzonitiques à biotite un ensemble de roches à grain moyen, faible teneur en biotite et absence d'amphibole (ce dernier critère étant strictement nécessaire). Cette définition recouvre en partie celle des monzogranites leucocrates qui seront définis plus loin. Les monzogranites à biotite peuvent cependant montrer par endroits de rares schlierens et renfermer des enclaves basiques en faible quantité toutefois.

Au microscope, la texture est grenue, les plagioclases toujours zonés sont fréquemment regroupés en synneusis, leur composition moyenne varie de An 35 à An 20. Le feldspath potassique est le plus souvent xénomorphe ; il est maclé microcline et est fréquemment perthitique. La biotite très brune est ferrifère (XFe ~ 0,65). Le quartz xénomorphe moule tous les autres minéraux.

L'absence de marqueurs macroscopiques comme les enclaves basiques, les schlierens, les feldspaths potassiques, n'a pas permis de procéder à des mesures systématiques des structures internes des monzogranites. Tout au plus leur

structure planaire est localement révélée par la disposition des septums de roches gabbrodioritiques comagmatiques.

Du point de vue de la géométrie d'ensemble, les granites monzonitiques recoupent les granodiorites et les reprennent en panneaux hecto- à kilométriques comme c'est aussi le cas plus au Nord sur la feuille Venaco. Le granite monzonitique y forme des feuillettes plus ou moins épais dans la granodiorite (Jauzein *et al.*, 1982) que l'on retrouve sur le flanc oriental du Monte d'Oro.

Des enclaves métriques allant jusqu'à des panneaux kilométriques de gneiss, enclavés dans les monzogranites, jalonnent la limite entre monzogranites et granodiorites. Le contact entre ces deux unités est le plus souvent à faible pendage, voire subhorizontal. Ces gneiss constituent les vestiges de panneaux d'encaissant démembrés qui constituaient une limite entre corps intrusifs.

## Unités intrusives du Groupe d'Ajaccio

**$\gamma_B^4$ . Granodiorite type Bastelica à macrocristaux de feldspath potassique, amphibole, biotite et enclaves basiques ( $298 \pm 2$  Ma, U-Pb/Zr).** Les granodiorites à macrocristaux de feldspath potassique, amphibole, biotite et enclaves basiques forment un ensemble intrusif à géométrie peu pentée, localement subhorizontal. Elles sont facilement identifiables macroscopiquement grâce à la présence de macrocristaux de FK centimétriques, généralement automorphes, la présence d'amphibole et d'enclaves microgrenues, la densité de ces dernière restant toutefois variable selon les secteurs. Cet ensemble intrusif des granodiorites ne renferme pas, ou bien très peu, de septa de roches métamorphiques.

Un échantillon (BASTEL 01) de granodiorite du groupe d'Ajaccio, prélevé à Bastelicaccia sur la feuille Ajaccio, a été daté par la méthode U-Pb sur zircon (SHRIMP) à  $298 \pm 2$  Ma.

**$\gamma_V^3$ . Monzogranite à grain moyen à type Vero.** Défini plus au Sud sur la feuille Sarrola-Carcopino, c'est un monzogranite à grain moyen dont la teinte rosée est due à la coloration du feldspath potassique. Les enclaves microgrenues sont peu fréquentes, sa composition est comparable à celle du monzogranite à FK blanc : plagioclase zoné  $An_{40-15}$  et biotite  $XFe \sim 0,50$ .

**$\gamma_B^3$ . Monzogranite à biotite type Ajaccio.** Ce type pétrographique a été défini sur la feuille Ajaccio sous la dénomination de granite type Molini mais sa cartographie a permis de montrer qu'il s'étend jusqu'à la Punta di Lisa où il affleure largement.

Cette roche est à grain très grossier, voire localement porphyroïde. Le quartz est xénomorphe, en amas polycristallins. Le feldspath potassique, subautomorphe

et de grande taille (jusqu'à 2 cm), est abondant et confère à la roche sa teinte rosée. Le plagioclase (oligoclase basique), souvent zoné, est automorphe, blanchâtre et de petite taille. La biotite est abondante, mais l'amphibole beaucoup plus rare. On note quelques rares enclaves basiques. Ces monzogranites, facilement arénisés, affleurent généralement assez mal, sauf lorsqu'ils participent à des reliefs.

En quelques secteurs, on observe que les monzogranites recoupent et enclavent les granodiorites. Ceci est observable notamment dans les arènes du talus du bord de la route au Nord du village de Bastelica (lieu-dit Castana, photo 4 en fin de notice) ou bien au sommet du remonte pente de la station de ski (photo 5 en fin de notice) où les mêmes observations peuvent être réalisées, ici sur des roches saines.

Le quartz est xénomorphe, en amas polycristallins. Le feldspath potassique, subautomorphe et de grande taille, jusqu'à 2 cm, est abondant et confère à la roche sa teinte rosée. Le plagioclase (oligoclase basique), souvent zoné, est automorphe, blanchâtre et de petite taille. La biotite est abondante, l'amphibole très rare ; on note la présence de quelques enclaves basiques.

Ce monzogranite a été daté à Ajaccio (07 AJA 01) par la méthode U-Pb sur zircon (SHRIMP) à :  $294 \pm 3$  Ma.

## **Complexe volcanique de Vizzavona**

Il est resté non reconnu jusqu'à présent ou bien a été localement identifié, de façon erronée, comme un lambeau de socle dans le virage en épingle-à-cheveux immédiatement au Sud sous le col de Vizzavona (*cf.* Maisonneuve, 1960).

Il affleure sur 4 km<sup>2</sup> et se poursuit au nord par le « chapeau » de volcanites qui coiffent le Monte d'Oro, immédiatement au Nord-Nord-Ouest du col (feuille Venaco). Le diagramme Silice - somme des alcalins (TAS) révèle que la composition de ces volcanites acides varie entre un pôle rhyodacitique et un pôle rhyolitique (fig. 4).

**ip. Ignimbrites rhyolitiques et rhyodacitiques.** Dans la carrière de Vizzavona, le matériel est gris sombre, corné. En lame mince, on observe de gros quartz automorphes « rhyolitiques », des fantômes de feldspaths rectangulaires entièrement séricitisés, le tout baignant dans une fine matrice quartzo-feldspathique. Se surimposent de nombreuses et grosses biotites blastiques altérées, interprétées comme résultant du métamorphisme thermique dû à l'intrusion de corps granitoïdes dans l'encaissant volcanique.

Dans la zone de faille du Col, la roche, très étirée et écrasée, est sombre et contient de petites enclaves claires. En lame mince, on voit que le quartz forme des fuseaux dans une matrice à épidote et séricite. Le développement de biotites blastiques indique là aussi que les volcanites ont enregistré un métamorphisme

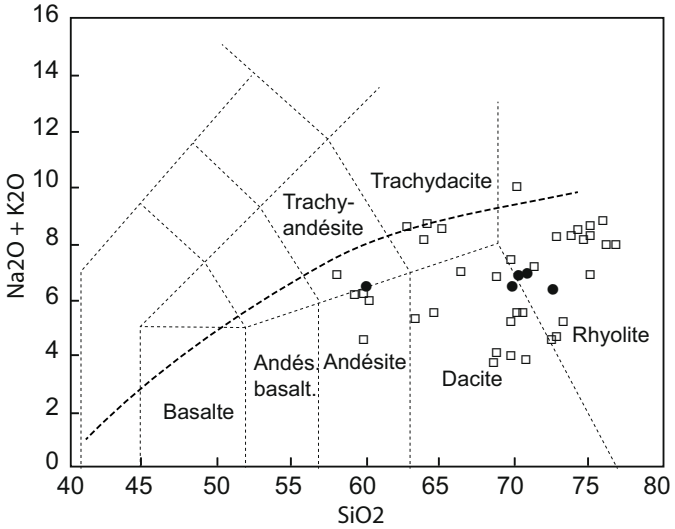


Fig. 4 - Diagramme Total alcalin-silice (TAS) pour les roches du complexe volcanique de Vizzavona (cercles) comparées au complexe volcaniques du Monte Cinto (carrés)

thermique, qui peut être relié avec l'intrusion de granitoïdes de l'association composite, comme c'est aussi le cas des rhyodacites du col de Vezzo dans les Agriates (Rossi *et al.*, 1993).

Les affleurements à la sortie SW du tunnel ferroviaire livrent des échantillons moins affectés par la déformation alpine que ceux qui se trouvent dans l'axe du faisceau d'accidents sur lequel s'est établi le Col de Vizzavona.

**μΥV. Microgranite.** Les microgranites ont une texture caractéristique avec une pâte microcristalline et des phénocristaux de feldspath K. Leur composition dacitique en fait des équivalents subvolcaniques des granodiorites. Ils peuvent être interprétés comme assurant la zone de contact entre les plutons granitiques et les volcanites.

### **Formations volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires**

**vsh-r. Formations volcano - sédimentaires indifférenciées (Ajola, Quarcio, Strette).** Un petit panneau de tufs rhyolitiques affleure, sur une coupe d'environ 200 m, le long de la route du défilé des **Strette** à la cote 424, 1 km à l'Ouest du Pont de Sampolo, en aval du complexe de Pajanello.

On y observe en lame mince de gros cristaux de quartz « rhyolitiques », de nombreux petits éclats de quartz anguleux, quelques galets ovoïdes de laves feldspathiques, le tout baignant dans une matrice séréciteuse. Ces échantillons correspondent à des faciès de « porphyroïdes ». L'absence totale de gros feldspaths automorphes et la présence de petits éclats de quartz ainsi que d'enclaves enallogènes incite à faire de ces roches des tufs rhyolitiques plutôt que des coulées. Dans certaines lames, on observe de véritables tufs fins remaniés granoclassés, uniquement à petits éclats de quartz.

Au contact ouest du panneau de volcanites, le grain du granite encaissant devient fin : en lame mince il montre de nombreuses micropegmatites graphiques et une structure granophyrique qui témoigne de la proximité du toit de l'intrusion. Ceci indique que le granite est intrusif dans les tufs rhyolitiques.

À **Ajola-Prunelli di Fium'Orbo**, au Sud-Ouest du panneau de micaschistes, vient une série volcano-sédimentaire, recoupée par les granitoïdes. Par comparaison avec ce qui est connu dans les autres secteurs de la feuille et à la marge orientale du batholite (Bocca di u Vezzu sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda par exemple), son âge est rapporté au Carbonifère supérieur - Permien inférieur.

**ρ. Rhyolites, microgranites, granophyres (Quarcio).** B. Bonin (1973) a distingué deux ensembles au sein du complexe rhyolitique du « Quarcio-Balatroni » au Sud-Ouest de Bastelica : un ensemble rouge grossier, parfois

bréchiq ue, et un ensemble vert, plus régulièrement lité, contenant des panneaux de socle plus ou moins cornéifiés. Le contact entre les deux ensembles n'est pas visible mais il semble que l'ensemble rouge se montre plus explosif que l'ensemble vert et puisse apparaître comme précurseur. Cette succession pourrait hypothétiquement être comparée à celle de Pajanello, le long du Fium'Orbo.

$\gamma^2$ . **Leucomonzogranite (287 ± 2 Ma, U-Pb/Zr)**. La distinction sur le terrain entre les monzogranites pauvres en biotite et les monzogranites leucocrates n'est pas toujours aisée à réaliser. Les granites monzonitiques leucocrates sont caractérisés macroscopiquement par leur faible teneur en biotite et une nette tendance à l'automorphie du quartz. Leur teinte est d'un blanc très clair ; leur grain moyen à fin est caractérisé par des variations incessantes de taille passant très rapidement à des types aplitiques ou pegmatitiques.

Au microscope le plagioclase subautomorphe est zoné. Quelques cœurs montrent des compositions An 20, mais, en général, les cristaux zonés à cœur d'oligoclase An 15-10 sont bordés par des couronnes An 10-5. Le feldspath potassique est largement perthitique, le plus souvent maclé Carlsbad. Le quartz se trouve le plus souvent sous un habitus subautomorphe. La biotite est très ferrière (XFe > 0,80). Magnétite, zircon, allanite, monazite, thorite et xénotime sont accessoires. Du point de vue chimique, ces granites toujours très siliceux sont caractérisés par une faible teneur en CaO (de l'ordre de 0,50 à 0,70 %).

Au contact avec des enclaves de socle anatectique, une frange de grenats peut localement se développer dans le leucomonzogranite. Sur la photo 6 (en fin de notice), on observe que l'apparition de grenat almandin-spessartine dans le leucomonzogranite se concentre immédiatement au contact de l'enclave de gneiss anatectique dilacérée dans la foliation (composition du grenat : Py 5,2-12,7 ; Alm 58,7-69,7 ; Gro 2,4-2,2 ; Sp 33,7-15,4). Les zircons prélevés à quelques centimètres du contact présentent une morphologie atypique si on la compare à celle des leucomonzogranites corses typiques dans la mesure où la population a un indice moyen AT de 342-347 (annexe géochronologie) qui la place dans le domaine des granitoïdes alumineux. Ce chimisme local et particulier est vraisemblablement dû à la contamination locale du leucomonzogranite par des liquides provenant de la fusion des enclaves pélitiques. Les zircons ont été datés par la méthode U-Pb sur zircon (SHRIMP) à 287,1 ± 1,6 Ma (Cocherie *et al.*, 2005 ; cf. « Verde pass leucomonzogranite »). En revanche les monazites du même échantillon ont, fourni un âge de 351 ± 12 Ma (annexe géochronologie). Les monazites ayant gardé la mémoire de l'âge du premier épisode de métamorphisme, ceci permet de confirmer la contribution de matériel provenant de la fusion des enclaves de socle métamorphique dans les leucomonzogranites.

## Magmatisme volcano-plutonique (Permien inférieur) U3

### Complexe des Eleison

#### $\gamma^1$ E. Granite perthitique à biotite $\pm$ amphibole (288 $\pm$ 2 Ma, U-Pb/Zr).

Le complexe des Eleison surplombe Ghisoni à l'Est et se poursuit par la ligne de crête jusqu'au col de Taoria plus au Sud. Il est constitué de roches de teinte toujours très claire dont la texture hypersolvus à quartz automorphe, voire en bille, est caractéristique. Le minéral ferromagnésien le plus fréquent est la biotite, le plus souvent rétrotransformée en chlorite.

On peut toutefois observer localement de l'amphibole verte, associée à de la biotite, sur la crête de la cote 1791 au Sud de la Punta di Montelatti dans un secteur qui n'a pas subi de déformation ni de métamorphisme notable. L'ægryrine signalée au pont de Mela, dans le cours du Fium'Orbu, par A. Michard (1965), n'a pas été retrouvée.

Les granites du complexe des Eleison portent une empreinte tectono-métamorphique alpine sensible sans toutefois revêtir la couleur verte de la « protogine ». Ceci est dû notamment à leur faible teneur en calcium ( $\text{CaO} < 1\%$ ) qui ne permet pas la formation de beaucoup d'épidote ainsi qu'à leur faible teneur en biotite, qui ne donne naissance qu'à peu de chlorite. La relative homogénéité macroscopique des roches du complexe n'a pas permis d'y distinguer plusieurs types pétrographiques comme cela avait pu être réalisé dans les complexes de Popolasca ou de Tolla.

En lame mince, on reconnaît une texture hypersolvus franche caractérisée par la présence d'un seul feldspath perthitique et de quartz automorphe. Localement, des cristaux d'albite-oligoclase peuvent s'ajouter aux perthites. L'amphibole verte « hastingsitique » et la biotite très ferrifère (pléochroïsme jaune-noir) sont groupées en nids et peu abondantes. Le zircon est de grande taille ( $> 200 \mu$ ), la thorite est aussi présente. Toutes les lames minces examinées indiquent que le massif a subi une cataclase qui a au moins induit une microfracturation généralisée dans le faciès des schistes verts. Les ferromagnésiens sont le plus fréquemment rétrotransformés en chlorite-épidote. La faible abondance ainsi que la petite taille des amas à chlorite-épidote laisse penser que la biotite était le principal composant ferromagnésien du granite composant le massif.

La datation par la méthode U-Pb sur zircon (SHRIMP) du granite perthitique de Kyrie Eleison (07 BA 11) a livré un âge de  $289 \pm 2$  Ma, celle du granite perthitique de Christie Eleison (07 BA 20) un âge de  $288 \pm 2$  Ma. Ces deux âges sont indistinguables et identiques à l'âge de mise en place des autres complexes alcalins ou métalumineux de Corse datés à  $287,8 \pm 1,8$  Ma (Cocherie *et al.*, 2005).



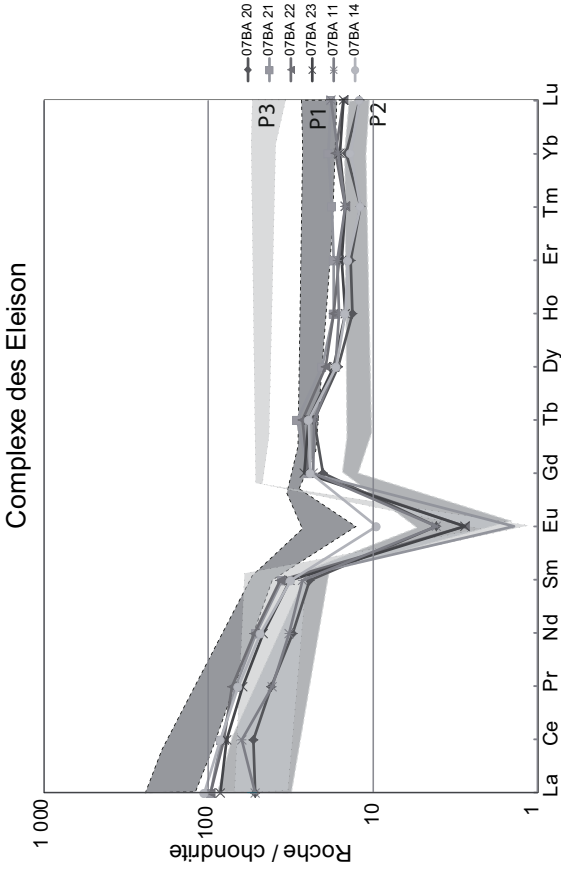


Fig. 5 - Distribution des Terres Rares du complexe des Eleison dans un diagramme normalisé aux chondrites. Les enveloppes des analyses des 3 unités P1, P2 et P3 du complexe de Popolasca ont été reportées pour comparaison

## Géochimie

Les analyses chimiques de six roches représentatives du complexe des Eleison confirment l'homogénéité de composition des roches du complexe telle qu'elle a été observée sur le terrain. Les roches ayant subi une déformation souvent intense dans le faciès des schistes verts, la distribution des éléments majeurs ne peut être considérée comme parfaitement représentative.

En revanche, les spectres de Terres Rares -éléments très peu mobiles- présentent la géométrie caractéristique que l'on rencontre dans les complexes U3 de Corse. Si on compare les compositions de roches des Eleison à celles du complexe de Popolasca -de même âge- on constate que les spectres des roches des Eleison (fig. 5) occupent une position intermédiaire entre celle des unités P1 et P2 de Popolasca, le type P3 (granite perthitique rose à biotite n'ayant pas été identifié sur la feuille Bastelica).

## Complexe de Cauro – Bastelica

$\gamma_{HT}$ . **Granite perthitique à hastingsite - fayalite  $288 \pm 2$  Ma, U-Pb/Zr (Tolla)**. La description ci-après est en partie reprise de B. Bonin (*in* notice Ajaccio).

Ce granite a été défini par J.-P. Quin (1967) au Barrage de Tolla. La morphologie générale s'exprime par de vastes surfaces arrondies, tranchées par des diaclases courbes provoquant une exfoliation en écailles.

Le granite, très homogène, ne renferme pas d'enclaves sombres, ne présente pas de pegmatite aux contacts et ne contient que de rares aplites.

Les minéraux blancs forment plus de 95 % de la roche avec le quartz, précoce, gris-violacé, souvent globuleux, et les mésoperthites à inclusions d'oligoclase précoce. Les mésoperthites sont malgachitiques, vert-clair à la cassure fraîche, mais deviennent vert foncé en vieillissant (Carrière du Barrage de Tolla), jaunâtres (site du Barrage), blanches sous les sols forestiers et brun-rouge dans les zones de fractures (rive gauche du Lac de Tolla, Vignola). Elles sont constituées par des syncristallisations de microcline et d'albite développées dans un milieu faiblement visqueux et fluidisé par le fluor (micro-inclusions de fluorine et de topaze dans la phase potassique). Elles sont entourées par de l'albite et du quartz, tardifs. Les minéraux colorés, groupés en amas sphériques espacés de 1 à 2 cm, sont, par ordre d'apparition :

- fayalite-magnétite-pyrrhotine-hédenbergite-zircon-tchevkinite, minéraux précoces de hautes températures ;
- amphibole verte, appelée « hastingsite » sur la base de détermination aux rayons X, mais en fait plus sodique et siliceuse (barroisite), et biotite de type annite, cristallisant au solidus de la roche ;

– amphibole bleue (grünérite sodique) - biotite rouge ferrière-fluorine, apparaissant dans les miaroles et en liseré autour des minéraux précédents, d'origine hydrothermales.

Le granite de Tolla a été daté par la méthode U-Pb sur zircon (TIMS) à  $283 \pm 1$  Ma sur l'échantillon CB 9202 provenant du massif de Mantelluccio, prélevé sur la feuille Sarrola-Carcopino (Poitrasson *et al.*, 1998). Les zircons du même échantillon ont été analysés par mesures ponctuelles à la microsonde ionique (SHRIMP) et ont livré un âge de  $288 \pm 2$  Ma (Cocherie *et al.*, 2005) ; c'est ce dernier âge qui sera ici pris en considération (voir discussion dans Cocherie *et al.*, 2005).

### **Complexe volcanique et volcano-sédimentaire de Pajanello**

Le complexe volcanique et volcano-sédimentaire de Pajanello (« série de Pajanello » ; Netelbeek, 1951) est une formation pyroclastique et détritique qui affleure selon une direction méridienne, on n'y rencontre pratiquement pas d'épanchements de laves. La présence d'une minéralisation en plomb et argent (*cf.* § Gîtes minéraux), qui a donné lieu à l'exploitation minière de « La Finosa », a permis de reconnaître ce secteur avec précision (Aicard *et al.*, 1962 ; Azais *et al.*, 1968).

Tous les « niveaux » sont subverticaux (ainsi que les contacts) et très étirés selon la verticale, parallèlement à la foliation régionale N140 (foliation mylonitique S1). Les données qui suivent sont tirées des données d'A. Aicard *et al.* (1962), H. Azais *et al.*, (1962) et D. Counas (1986).

**Ark. Arkoses à éléments granitiques et rhyolitiques.** À la bordure orientale du complexe se trouve une arkose assez grossière constituée essentiellement de nombreux fragments (2 à 10 mm) de granite écrasé, de quartz et de feldspath rosé dans une matrice sériciteuse vert pâle, qui constitue 10 % de la roche.

Au microscope, les fragments de granite et d'aplite montrent les minéraux : quartz, microcline, feldspath K, biotite, déformés, fracturés et ressoudés par un agrégat de quartz et de feldspath K (structure en mortier). La matrice sériciteuse renferme toujours de menus débris cristallins, tous empruntés au granite, et en particulier des fragments d'épidote qui sont très caractéristiques ici de l'apport granitique (on ne les rencontre pas dans les matériaux d'origine purement volcanique).

Après une zone masquée par des éboulis et correspondant à une quarantaine de mètres d'épaisseur de formation, on trouve une arkose à grain plus irrégulier comportant quelques gros fragments de granite et d'aplite écrasés (1 à 20 cm) et

aussi quelques éléments de rhyolite et d'ignimbrite dans une matrice riche en débris (1 à 5 mm) de feldspath rose et de quartz.

Cette matrice montre au microscope une structure vitroclastique un peu effacée, mais caractéristique ; et elle est constituée, comme celle des tufs rhyolitiques, d'un agrégat cryptocristallin (0,01 mm) de quartz et d'orthose où la séricite ne joue qu'un rôle subordonné. Enfin, à côté des débris d'origine granitique, elle renferme quelques fragments de quartz corrodé d'origine rhyolitique.

Cette formation mixte (arkose à matrice tuffique) provient en partie du démantèlement du granite proche et en partie d'un apport volcanique. Sa puissance visible est de l'ordre de 50 m.

Dans cette arkose d'un type particulier s'intercalent des passées de 1 à 2 m d'épaisseur de tuf rhyolitique, comportant quelques débris (0,2 à 1,5 mm) d'origine granitique (fragments d'aplite, épidote, etc...), à côté des cristaux de quartz corrodé et brisé. La matrice est la même que dans l'arkose voisine. Ici l'apport volcanique domine et l'on est en présence d'un tuf rhyolitique à rares débris granitiques.

Ce tuf prend peu à peu le pas sur l'arkose tuffique et se poursuit, à travers une zone d'éboulis qui le masque largement, jusqu'à l'agglomérat qui constitue la crête.

**itf<sup>b</sup>. Pyroclastites de base : ignimbrites et tufs.** La succession débute par une véritable ignimbrite (ou tuf soudé) qui affleure largement dans la zone NW, où elle est en contact avec le granite sous-jacent par l'intermédiaire d'un niveau de tuf vert, puissant d'une vingtaine de mètres, à fragments millimétriques arrondis de rhyolite rouge. Cette ignimbrite, assez riche en débris cristallins (quartz, feldspath-K, oligoclase, biotite altérée), montre de longues « fiammes » recristallisées. La structure vitroclastique de la matrice est toutefois généralement oblitérée, comme dans les tufs voisins, par la séricitisation de la roche à la suite de la rétomorphose alpine. À son sommet, cette ignimbrite, qui atteint 30 m de puissance, passe à des tufs rhyolitiques verts (50 m), que surmontent des agglomérats.

**itf<sup>g</sup>. Pyroclastites grossières : agglomérats versicolores et brèches.** Cet agglomérat, dont la puissance est de l'ordre de 20 m, supporte une trentaine de mètres de brèche volcanique à très nombreux éléments de rhyolite et d'ignimbrite (1 à 40 cm), la plupart anguleux, mais dont certains ont la même forme ovoïde que dans l'agglomérat ; les éléments de rhyolite sont de teinte claire et montrent au microscope une recristallisation felsitique relativement grossière (0,1 mm) ; les éléments d'ignimbrite, rougeâtres et tâchés d'oxyde de fer, comportent des débris cristallins et de courtes « fiammes » rhyolitiques, sur

un fond cryptocristallin à structure vitroclastique. Le ciment de la brèche renferme généralement de nombreux cristaux brisés (0,1 à 1 mm) et quelques fragments d'origine granitique dans une matrice cryptocristalline séricitisée.

Dans cette brèche apparaissent sporadiquement de minces passées de micro-brèche à ciment dolomitique rose clair. Les passées de dolomie sont à grain fin et régulier (0,1 mm) et elles renferment quelques débris d'origine granitique. Simultanément à ces passées dolomitiques apparaissent aussi, dans la brèche, des passées de tuf rhyolitique remanié, comportant environ 20 % de menus débris cristallins (0,1 à 0,3 mm), dont certains d'origine granitique, dans un agrégat très fin de quartz, de séricite et d'oxyde de fer.

Dolomie et tuf remanié indiquent le début d'une sédimentation en milieu aqueux, essentiellement dolomitique, qui va se poursuivre jusqu'à la base des tufs.

**ff<sup>v</sup>. Tufs verts (276 ± 3 Ma, U-Pb/Zr).** Ce sont des tufs rhyolitiques, puissants de plus de 100 m, dont la matrice est verdie par le développement de séricite verte. C'est dans ce faciès que s'est mise en place la minéralisation, d'où leur nom de « tufs magasins ». Ils renferment généralement 20 à 30 % de débris cristallins dont la taille varie de 0,1 à 2 mm : quartz corrodé, orthose, plagioclase séricitisé, quelques lamelles de biotite toujours transformée en oxydes de fer et séricite ; également quelques fragments de rhyolite verdâtre recristallisée en mosaïque felsitique (0,1 mm), ou parfois de trachyte. La roche prend alors le faciès des agglomérats verts. La matrice est généralement très séricitisée par suite du développement de la minéralisation ; elle laisse voir néanmoins, çà et là, des résidus de structure vitroclastique, lesquels montrent qu'elle est constituée d'une accumulation d'échardes de verre.

Le tuf rhyolitique vert (Pajanello RC 26), prélevé au point de coordonnées UTM 520088/4660100, a été daté par la méthode U-Pb sur zircon (SHRIMP) à 276 ± 3 Ma, *i.e.* plus jeune que le complexe de Christe Eleison - Kyrie Eleison. Ce tuf a un âge équivalent à celui de la rhyolite ignimbritique alcaline d'Asco, datée par la même méthode à 278 ± 2 Ma (Rossi *et al.*, 2012, à paraître).

**ff<sup>f</sup>. Tufs rouges et dolomies.** Les tufs verts sont envahis latéralement ou en profondeur par des passées lenticulaires de tufs rouges -agglomérats, tufs à traînées d'oxyde de fer ou à lapilli et points rouges- à peu près absolument imperméables à la minéralisation, sauf cas exceptionnels (on constate l'apparition de tufs et agglomérats rouges, toujours stériles, reposant sur une alternance de tufs et d'agglomérats versicolores à ciment dolomitique et à lentilles de dolomie rougeâtre :

– dans le secteur du rebord oriental, en même temps qu'apparaissent ces faciès rouges et dolomitiques, la base de la série change brusquement de nature, l'ignimbrite cédant la place à une arkose mêlée d'éléments pyroclastiques ;

– dans le secteur méridional, au Sud du gisement principal, les formations détritiques de base se développent largement : ce sont des arkoses et des schistes arkosiques, entrecoupés de quelques intercalations de tufs riches en arkoses.

### **Magmatisme basique tholéiitique (Stéphanien supérieur à Permien inférieur)**

**θη. Gabbros-diorites et mélanges acide-basique.** Ce secteur de la Corse est riche en corps basiques qui apparaissent, soit sous forme d'intrusions composites acide-basique, soit de corps basiques individualisés comme par exemple dans les secteurs situés au Nord de Bastelica : Tassone, Punta d'Isa, dans le massif du Monte Renoso, ou bien encore aux environs du col de Vizzavona, où les amas basiques trouvent leur prolongation sur la feuille Venaco dans les secteurs de Canaglia et du col de Sorba. Les contacts entre corps basiques et les granitoïdes encaissants sont souvent soulignés par des filons composites comme à la Punta d'Isa (*cf.* photo 7 en fin de notice).

Selon E. Nentien (1897), l'essaïm de roches basiques qui affleure directement au Sud du col de Vizzavona a été largement recoupé lors du percement du tunnel ferroviaire sous la Foce de Vizzavona : « ... le premier tiers ouest de la galerie qui a recoupé un gabbro labradorique à amphibole ... caractérisé par la présence de grands cristaux de hornblende verte à reliques de clinopyroxène ».

La structuration générale des massifs de roches basiques est majoritairement orientée N140, c'est le cas des septa du col de Laparo, de Tassone *etc.*

Au col de Laparo, la roche, de teinte verdâtre, a une composition de diorite. En lame mince, le quartz est peu abondant, le constituant majoritaire est le plagioclase (An 45-55) souvent très séricitisé et transformé en une association rétomorphique à épidote-chlorite-calcite ; en abondance décroissante on trouve aussi de la hornblende verte (rare actinote), un peu de biotite, ainsi que magnétite, sulfures, titanite, apatite.

### **Système filonien**

Le système filonien qui figure sur la feuille Bastelica a une orientation globalement méridienne et un chimisme surtout basique. Il devient plus dense vers le Sud (feuille Zicavo) et moins dense vers le Nord (feuille Venaco).

**μΥ. Filons acides indifférenciés.** Les filons acides sont le plus souvent en relief dans la topographie. Leur composition varie de celle de rhyodacites à des rhyolites très acides, la texture est souvent microgranitique au cœur des filons les plus puissants.

**β. Filons basiques (basaltes tholéitiques à transitionnels).** Sur le terrain, lors du lever de la carte géologique, il n'a pas été fait de distinction entre les roches des différents types de filons basiques. Ce sont des dolérites, vert foncé en cassure fraîche, et présentant une patine rousse caractéristique, elles se présentent en lame mince sous forme d'un treillis de plagioclases très souvent altérés enserrant des clinopyroxènes reliques dans l'amphibole.

**Q. Quartz.** Les filons de quartz blanc, ne dépassant pas 1 m de puissance, jalonnent des accidents et peuvent être suivis sur plusieurs centaines de mètres.

#### *COUVERTURE DE L'AUTOCHTONE ET DU PARAUTOCHTONE*

(Ce chapitre comporte de très larges extraits du mémoire de thèse de D. Couanas, 1986).

**js-7. Calcaires marmoréens (Malm).** Sur le Permien, ou directement sur le socle, reposent des calcaires massifs gris, souvent fortement foliés. La stratification originelle n'y est plus reconnaissable et la recristallisation est très importante. Seules quelques reliques d'oolites, de fragments de coquilles de mollusques et des monocristaux d'encrines ont pu être mis en évidence. Ces « marbres » contiennent souvent des petits éléments détritiques qui deviennent plus fréquents à leur base, où l'on peut trouver de nombreux débris anguleux milli- à décimétriques du socle granitique sous-jacent et même parfois un véritable conglomérat à galets et à blocs (affleurement d'Altana par exemple).

Lorsque les calcaires ont un faciès blanc à la patine, ils admettent de fréquentes passées rouges d'oxydes amorphes, irrégulièrement réparties dans la roche et lui conférant parfois l'aspect d'un calcaire noduleux rouge déformé. Ils peuvent également remanier des fragments anguleux de calcaires micritiques.

Ces calcaires ont été comparés à plusieurs reprises (Bloch, 1963 ; Amaudric du Chaffaut, 1980 ; Amaudric du Chaffaut et Lemoine, 1974) aux calcaires noduleux dits « marbres de Guillestre » du Malm Briançonnais. En Corse, ces calcaires sont analogues aux calcaires datés du Malm dans les « écailles » de Corté [non datés en ce même lieu] et de Caporalino (domaine prépiémontais) ou encore aux calcaires du Razzo Bianco (Parautochtone) respectivement dans les régions de Corté et Venaco. Ils constituent des affleurements dispersés qui bordent l'Autochtone, depuis le Fium 'Orbo jusqu'au Nord de Castifao.

**c. Conglomérat à ciment vert (Crétacé supérieur ?).** Ces conglomérats, parfois très grossiers, surmontent et ravinent les calcaires marmoréens (Malm), ou bien reposent directement sur le socle antémésozoïque. Ils remanient le cortège des roches du socle autochtone et les calcaires sous-jacents, et peuvent comporter des intercalations pélitiques très fines. On n'observe pas de

classement des blocs et le transport des éléments (anguleux et arrondis, de taille centi- à métrique) paraît très faible, d'autant plus que ces conglomérats ne semblent contenir des galets de Malm qu'au voisinage immédiat des calcaires. La « matrice » chlorito-phengito-sériciteuse qui confère au conglomérat sa couleur verte est de nature arkosique.

Plus au Nord, ces conglomérats sont très répandus à la fois dans l'Autochtone (conglomérats du Vecchio, au Sud de Venaco) et dans les écailles parautochtones entre Venaco et Ponte Leccia. L'ensemble est en général très déformé et métamorphisé. L'âge de ces conglomérats, que surmonte en discordance l'Éocène reste imprécis, mais on s'accorde sur un âge « Crétacé supérieur » en comparaison avec le Crétacé supérieur du Briançonnais interne. En fait (Durand Delga, 1984), les comparaisons fondées sur les faciès du Mésozoïque restent incertaines, et les termes mésozoïques de l'Autochtone corse ont davantage d'affinités avec certains faciès prépiémontais qu'avec les faciès du Briançonnais des Alpes occidentales à la même époque.

### **Éocène détritique autochtone**

L'Éocène de la région de Serra di Fium'Orbo – Prunelli – Lugo di Nazza (Flysch de Prunelli) est constitué d'un flysch schisto-gréseux de puissance kilométrique (arkoses à grains de quartz noirs et pélites micacées grises) qui admet localement des décharges conglomératiques. À son « sommet », celles-ci peuvent être très importantes (Pedi Quarcio, Poggio di Nazza) et ces formations très grossières seront individualisées sous le nom de Formation du Monte Cuchero (*cf.* Formation de Venaco).

Cet Éocène, qui marque un nouveau cycle transgressif, débute dans la région étudiée par un conglomérat de base à éléments surtout anguleux reposant directement en discordance sur le socle. Ce contact normal a été observé en deux endroits, à l'Est de Prunelli et à l'Est de Lugo di Nazza (Pointe d'Uccello), mais la plupart des contacts de ce flysch avec le socle ou avec sa couverture mésozoïque sont tectoniques (cisaillements et écaillages importants). Il remanie dans la région sud du terrain d'étude quelques rares Nummulites (ou leurs « fantômes » par dissolution à l'affleurement) (Amaudric du Chaffaut, 1971) provenant peut-être de l'Eocène inférieur calcaire qu'il ravine : calcaires yprésiens affleurant dans une zone restreinte à la base de la série de Solaro (équivalent latéral du Flysch de Prunelli), dans la région de Sari di Porto Vecchio : Monte Santo, Col de Salto, Punta del Fornello.

Lors du lever de la présente carte, un niveau à fantômes de nummulites a été retrouvé à 1,5 m au-dessus du contact transgressif du flysch sur le socle granitique le long de la route, en rive droite du Taravo, montant au village de Chisa. Aucune détermination n'a été possible sur les moules « en creux ».



Enfin, la tectonisation très importante de cet ensemble détritique (cisaillements ductiles importants, plissement isoclinal, recristallisations métamorphiques ...) dans la région étudiée, surtout à proximité des contacts avec les unités allochtones (unités ligures du domaine intermédiaire et schistes lustrés ophiolitifères de l'Inzecca) ne permet qu'une étude sommaire des principales caractéristiques lithostratigraphiques et sédimentologiques.

**e4. Formation de Prunelli : pélites et arkoses (Yprésien-Lutétien) équivalent épi- à métamorphisme de la série de Solaro.** C'est un flysch schisto-gréseux typique, contenant des séquences grano-décroissantes de « grès » (arkoses grossières à fines, parfois conglomératiques)-pélites qui remanie du matériel provenant du socle proche. En effet, ces turbidites, quant elles sont peu déformées, montrent de belles séquences de Bouma à figures sédimentaires variées (structures convolutées, stratifications entrecroisées, figures de charge...). La composition au sein d'un même banc est constante (seule la granulométrie change) et leur épaisseur (10 cm à 2 m) varie latéralement très peu à l'échelle de l'affleurement. Les figures de base de bancs sont assez peu développées et ne forment qu'un faible « relief » sur la surface des bancs (quand elles subsistent).

Vers sa base, ce flysch peut contenir quelques bancs de calcaires fins, parfois siliceux (au Sud-Est d'Ajola, par exemple), plus ou moins recristallisés et azoïques.

**e7. Formation du Monte Cuchero : conglomérats polygéniques (Éocène moyen à supérieur, Priabonien ?).** Ce conglomérat massif et très grossier relaie à l'échelle de l'affleurement, le plus souvent progressivement mais parfois brutalement, le flysch de Prunelli. Les meilleurs affleurements se trouvent à Pedi Quarcio et dans le ruisseau d'Aglià, au Nord de ce hameau. Plus au Nord, à Poggio di Nazza, ce conglomérat est très tectonisé (déformation ductile pénétrative D1) et de ce fait peu caractéristique.

Sa puissance est variable mais il est le plus souvent très épais (> 100 m) et constitue les reliefs dans le paysage (Monte Cuchero au-dessus de Pedi Quarcio ; Crête de Poggio di Nazza).

Du point de vue minéralogique originel, les arkoses sont constituées de débris milli- à centimétriques anguleux ou arrondis de quartz, feldspaths alcalins avec des microclines parfois perthitiques, plagioclases altérés (damouritisation), micas blancs et biotite. Parfois un peu de calcite, oxydes opaques et matière « argileuse », et des petits clastes altérés du socle. Elles peuvent contenir également des débris de calcaires spathiques ou micritiques.

## Sédimentologie sommaire

Ce conglomérat est polymodal, sa matrice arkosique est elle-même une microbrèche, mal triée, à plusieurs granulométries, de sorte qu'il est difficile de définir précisément clastes et matrice, et cette limite sera fonction de l'observateur. Sa composition minéralogique est analogue à celle des arkoses de la Formation de Prunelli : les éléments au sein de cette matrice sont surtout des galets roulés, bien qu'il existe des niveaux à clastes plus anguleux. Leur dimension est très variable : quelques cm à plusieurs mètres (blocs de granites altérés). On note la présence de galets de quartz noirs dont la taille peut aller jusqu'à plus de 5 cm.

Il existe quelques séquences conglomérats-pélites dans cette formation, mais l'ensemble de la lithologie est caractérisée par une granulométrie très grossière où il y a très peu de granoclasses visibles. Par contre, ceux-ci peuvent se trouver dans les bancs de grès (arkoses à éléments anguleux). Les « interlits » pélitiques, noirs, parfois épais (jusqu'à 30 m d'épaisseur), comportent de nombreux éléments, blocs et « portions de bancs » d'arkoses semblables aux arkoses du flysch de Prunelli. Ceux-ci sont le plus souvent distribués de façon aléatoire, parfois selon une orientation préférentielle qui matérialise la stratification. Ces blocs peuvent eux-mêmes être de nature conglomératique (matrice pélitique ou arkosique). Les niveaux les plus grossiers comportent quelques « navettes » d'arkoses grossières fines, ainsi que des « intrusions » pélitiques (galets ou plages) qui peuvent également se trouver dans les arkoses (« galets mous »).

Ainsi, les interlits pélitiques noirs à blocs, s'ils soulignent un caractère sédimentaire chaotique évident, se révèlent être en fait le plus souvent des schistes mylonitiques. Il paraît difficile d'y établir la part de ce qui revient précisément à la sédimentologie « pure » (gravité), et ce qui peut être attribué à la déformation (déformation ductile pénétrative D1). Si ces niveaux pélitiques épais ne peuvent pas être interprétés comme des niveaux dissociés de façon purement tectonique (*cf.* le style des « Tectonic mélanges » des anglo-saxons), ils appartiennent (le conglomérat du Monte Cuchero) vraisemblablement aux derniers dépôts éocènes qui ont précédé la mise en place des nappes de provenance interne. Il ne paraît donc pas exclu qu'à ce stade leur cohésion (diagenèse peu avancée, sédiments gorgés d'eau...) puisse être suffisamment faible pour rendre compte d'une certaine plasticité qui traduise en partie des aspects d'une déformation « molle » ou par gravité, « en masse ».

## Galets remaniés

La nature des galets remaniés dans les niveaux des conglomérats permet de reconnaître la nature des formations érodées à des époques variées. Comme l'empreinte de la déformation D1 est ici peu marquée (D1 peu pénétrative) par rapport aux différents terrains de la région de Poggio di Nazza (y compris le

conglomérat éocène équivalent), les galets recueillis permettent de mettre en évidence ou de mieux préciser les différentes formations qui affleurent (ou ont affleuré) dans cette région :

– le cortège des roches du socle granito-gneissique et sa couverture permienne volcano-détritique : « granites » à hornblende brune, granites à biotite, roches identiques à celles affleurant dans la bande d'Ajola-Prunelli (roches métamorphiques orthodérivées, à texture mylonitique, souvent riches en micas blancs), tufs rhyolitiques, arkoses à matrice tuffique... ;

– des calcaires plus ou moins recristallisés variés d'âges indéterminés : calcaires micritiques ou sparitiques, calcaires à oolithes, à pellets, à débris d'algues, d'encrines, de lamellibranches... ;

– calcaires du Jurassique supérieur (Détermination Peybernès) attribués au Lias à couverture autochtone connus dans la région de Conca, à une vingtaine de kilomètres plus au Sud : calcaire à *Kilianina rahonensis*, Textulariidés, *Limognella* caractérisant le Kimméridgien ;

– calcaire à *Clypeina jurassica*, *Salpingoporella annulata*, *Kurnubia palastiniensis* donnant une fourchette Dogger supérieur à Kimmeridgien ;

– un galet de calcaire microsparitique à *Cuneolina sp.*, *Thaumatoporella sp.*, *Dyctiospsella sp. aff. cuvillieri*, *Idalina antigua*, *Rotalia sp.* caractérisant le Turonien supérieur-Santonien épicontinental (Dét. Peybernès). Ce galet pourrait provenir de niveaux semblables à ceux qui sont remaniés dans les « Poudingues de la Chiappa », au Sud-Est de Porto-Vecchio à galets surtout granitiques et que l'on considère comme éocènes : ceux-ci ont fourni (Amaudric du Chaffaut. 1971 ; Durand-Delga et Peybernès, 1986) des fragments de calcaires micritiques à « Miliolidés (Pérolucines), *Rotalina cayeuxi* Lapp, débris de Dicyclines et Cunéolines », attribués au (?) Turonien-Sénonien inférieur. On retrouverait donc à l'état remanié dans les conglomérats du Monte Cuchero et de la Chiappa, des témoins d'une couverture mésozoïque autochtone, représentée par des calcaires de faciès plateforme, et ultérieurement érodée ;

– des galets de quartzites et de calcaires gréseux dont les faciès rappellent les termes correspondant de la série flyschöide à affinité « piémontaise » du Monte Cuchero.

Sur la base de sa position stratigraphique, de sa déformation et de la présence de galets de quartz noir, la formation du Monte Cuchero a pu être parallélisée avec la Formation de Venaco d'âge Priabonien, cette dernière ayant été elle-même comparée à la Formation du Grès d'Annot (Ferrandini *et al.*, 2010).

## NAPPE PIÉMONTAISE DE SANTA-LUCIA

Deux paquets allochtones de matériel flyschöïde schisto-calcaréo-gréseux, bien individualisés cartographiquement (à Poggio-di-Nazza et Pedi-Quarcio), reposent tectoniquement sur l'Éocène « autochtone ». Chacune des deux nappes occupe le domaine situé entre le socle autochtone et la nappe des « schistes lustrés » à ophiolites en s'intriquant avec l'Éocène sous-jacent qu'on peut ainsi qualifier de « Parautochtone ». Au Nord-Ouest du cours du Fium'Orbo, des gneiss kinzigitiques (analogues à ceux de la nappe de Santa-Lucia *s.s.*) doivent correspondre à la base des formations flyschöïdes.

Le premier ensemble : **la Formation de Poggio di Nazza**, situé le plus au Nord, comporte une base conglomératique. Comparé à la série de Bagliacone-Riventosa (Caron, 1977) ou au flysch de Tralonca de la nappe de Santa Lucia (Durand Delga *et al.*, 1978), cette Formation de Poggio di Nazza sera comparée ici au Conglomérat du Tomboni de la nappe de Santa-Lucia (feuille Corte).

ζk. **Gneiss kinzigitiques**. Découverts par T. Netelbeek (1951), ils affleurent sous la forme de roches très schistosées et altérées, d'un brun vert clair, à la terminaison aval du défilé des Strette. Ce sont la plupart du temps des schistes à séricite-chlorite-pumpellyite à quartz et à lawsonite. Ils sont disposés parallèlement à la foliation alpine régionale S1 en étroites bandes intercalées dans les granitoïdes mylonitisés et leur couverture permienne volcano-sédimentaire. Ces roches contiennent des taches vert foncé de forme arrondie ou lenticulaire, mesurant 1 à 2 mm de diamètre moyen. Les taches sont dispersées dans la roche et sont constituées de grenat presque entièrement rétomorphosé en chlorite et/ou séricite.

Les bancs de ces schistes riches en grenat atteignent une épaisseur maximale de 5 m ; ils alternent avec des bancs formés de roches vertes d'environ la même épaisseur. Des filons blanchâtres à matériel granitique (*s.l.*) semblent recouper la foliation de ces roches (probablement comparables aux veines anatectiques des kinzigites de Santa-Lucia). Les roches riches en grenat qui affleurent sur la route le long du Fium-Orbo, près de Sampolo, se suivent sur une distance de plusieurs km en direction depuis le Nord-Ouest de Rosse jusqu'à proximité de Sampolo. Ces roches ont été étudiées par D. Counas (1986) à qui est empruntée la description qui suit. On peut distinguer en lame mince les reliques d'une foliation mylonitique ancienne (quartz en rubans, alignement et boudinage des grenats) que recoupe la foliation alpine (plans de fracturation des grenats, orientation préférentielle de certaines aiguilles de lawsonite). Les grenats sont riches en inclusions de biotite, quartz ovoïdes, apatite et zircon. Leur composition (Almandin-Pyrope, riche en Mg : Py 38), pauvre en Ca (Grossulaire 4,5), très pauvre en Mn (Spessartine 5), est tout à fait comparable à celle des grenats des paragneiss kinzigitiques du complexe de base de Santa Lucia (Libourel, 1985).

n5-c2. **Formation de Poggio di Nazza. Conglomérats, pélites, grès, calcaires (sommets du Crétacé inférieur, base du Crétacé supérieur) (= Conglomérat du Tomboni).** Deux ensembles peuvent y être distingués. Ici encore, le degré de tectonisation ne permet pas d'établir une succession lithologique précise.

c2. **Formation de PediQuarcio : pélites, grès, calcaires (Turonien) (Flysch de Tralonca).** Au Sud de la région étudiée, la Formation de PediQuarcio, plus homogène dans son ensemble avait d'abord été comparée (Amaudric du Chaffaut, 1980 ; Caron, 1977) aux derniers termes de la série des schistes lustrés ophiolitifères de l'Inzecca (schistes et quartzites). Ayant livré en un point une microfaune turonienne (Counas, 1986), elle est assimilable au flysch de Tralonca (feuille Corté) [reconnu comme équivalent de la série de Bagliacone (considérée alors comme liasique et attribuée comme tel sur la feuille Venaco (1983), puis attribuée au Crétacé supérieur sur la feuille de Corté (1994)]. Cette Formation montre aussi de minces lits siliceux, comparables aux lydiennes de Tralonca.

Les meilleures coupes se trouvent le long de la route qui monte à PediQuarcio depuis la plaine orientale et dans le ruisseau d'Aglià qui traverse le hameau de Nodo.

Cette série se présente sous un aspect un peu particulier, que la mauvaise qualité des affleurements ne fait qu'accentuer. Elle a été décrite (Caron, 1977 ; Amaudric du Chaffaut, 1980) sous la forme de « schistes écailleux » (séricito-schistes et calcschistes) contenant des bancs centi- à métriques plus ou moins boudinés ou « dissociés » de calcaires gris sombres (plus ou moins gréseux) silicifiés aux épontes et de quartzites fins, généralement sombres, avec des « lydiennes » ou « jaspes » verdâtres ou légèrement lie-de-vin qui ont pu être confondus avec des radiolarites du Malm (Amaudric du Chaffaut, 1971 ; carte géologique Corse à 1/250 000, 1980). L'aspect « chaotique » de certains niveaux de cette formation est frappant, à tel point que J.-M. Caron (1977) l'interprète comme un éventuel « Wildflysch » par comparaison avec certains niveaux des schistes lustrés plus au Nord (environs d'Erbajolo) et les wildflyschs ou « flyschs dissociés » alpins (Kerckhove, 1969).

En fait, l'analyse structurale révèle un boudinage intense des bancs parallèlement aux contacts avec l'Éocène et vraisemblablement contemporain de la mise en place de la nappe (phase de déformation ductile pénétrative D1), suivi d'un plissement de deuxième phase, ce qui rend essentiellement compte de l'apparence d'éléments dissociés dans une « matrice » pélimitique (schistes mylonitiques). L'épaisseur de la série, difficile à évaluer du fait de sa tectonisation (imbrications, plis isoclinaux), est vraisemblablement de plusieurs centaines de mètres.

Il est important de noter le contraste existant entre les niveaux se trouvant au voisinage immédiat et ceux se trouvant le plus loin des contacts avec l'Éocène (qui présente une évolution analogue en fonction de la proximité des contacts). Ainsi, les bancs boudinés parfois mylonitiques situés près des contacts ou des couloirs de déformation permettent une étude structurale et métamorphique, mais leur faciès transformé empêche de bien reconnaître la lithologie ou la structure granulométrique originales, encore moins les restes d'éventuels micro-organismes. Inversement, et c'est ce qui fait la particularité de cette série (en comparaison avec celle de Poggio di Nazza, et de façon générale de tout le secteur nord de la zone étudiée), la « fraîcheur » de certaines zones isolées ou éloignées des contacts tectoniques ou des couloirs de déformation ductile permet une étude lithostratigraphique sommaire :

– les calcaires montrent, en lame mince, des grains de calcite spathiques, engrenés avec des quartz très peu roulés, dispersés, en quantité plus ou moins grande. Dans certains bancs, ces derniers peuvent constituer pratiquement la moitié des clastes. Outre du quartz, ces calcaires contiennent des débris isolés de feldspaths alcalins et de plagioclases parfois frais, parfois largement damouritisés ; des éléments rappellent les roches du « socle » avoisinant (« granites » altérés, petits éléments quartzitiques, micas blancs détritiques et biotites détritiques souvent chloritisées). Ils contiennent également des fragments mm à cm de calcaires micritiques à cachet littoral ou de plate-forme (quelques oolites, pellets, et structures alguaires reconnaissables) et des débris monocristallins d'encrines.

Ces calcaires gréseux sont souvent silicifiés à partir de leurs épontes (base et sommet). La croûte siliceuse peut être superficielle ou bien envahir pratiquement tout le banc. Ce faciès est très analogue à certains faciès (« Palombini ») des séries « ligures » dans l'Apennin ligure ou des Alpes cottiennes.

Il existe également au sein de ces calcaires de nombreux « microrhythmes » (variation de la granulométrie et également de la nature du matériel détritique) visibles à l'échelle de l'affleurement qui témoignent d'une sédimentation de type turbiditique.

Le degré de recristallisation rend difficile l'interprétation des rares organismes (souvent à l'état de débris) dans ces calcaires. Un banc calcaréo-gréseux pris à 150 m au Nord-Ouest de Pedi Quarcio, dans un virage de la route, a cependant livré (détermination J. Magné) des sections silicifiées de *Praeglobotuncana helvetica* et *Pr. gibba* d'âge turonien (Photos 8a et 8b, en fin de notice).

Les quartzites sont constitués de débris soit anguleux soit arrondis de quartz, feldspaths alcalins et plagioclases, micas blancs et biotites chloritisées, et de petits galets granitiques. Ils contiennent une quantité variable de grains de calcite. Des oxydes de fer et des encroûtements de matière organique, donnant

des plages de coloration sombre, y sont fréquemment répandus (*les auteurs attribuent souvent le nom de « lydiennes » à ce faciès par comparaison avec les « lydiennes » décrites dans le matériel des nappes de Balagne et de Santa Lucia. Ces dernières correspondent en fait à des Spongolites*). Les grains à l'échelle de la lame mince sont très hétérogènes en dimension (mm à cm) et leur ciment est quartzitique (grains de quartz microcristallins engrenés).

Des figures de granoclassement et de contournements sédimentaires sont visibles également dans ces bancs de quartzites.

Enfin, il existe de nombreux termes intermédiaires entre les quartzites et les calcaires, le passage de l'un à l'autre se faisant progressivement. Dans la nappe de Santa Lucia, située à 50 km plus au Nord, un flysch à pélites et lits siliceux noirs à spicules de spongiaires (« flysch à lydiennes ») passe graduellement vers le haut au « flysch de Tralonca », pélito-gréseux à la base, puis calcaréo-gréseux, d'âge sénonien. Il apparaît donc, les âges et les faciès aidant, que la Formation d'Agli-Pedi Quarcio puisse constituer le prolongement méridional de la nappe de Santa Lucia.

## **Conglomérats**

Les conglomérats se situent à l'extrémité SE de l'affleurement de ce lambeau allochtone, notamment à la sortie Nord de Poggio di Nazza, sur la route allant vers Lugo di Nazza. Les éléments contenus dans la matrice grésocalcaireuse sont très étirés, le plus fréquemment sous forme de mylonites, et l'ensemble est fortement recristallisé. La couleur parfois verdâtre de ces conglomérats est due au développement de l'association chlorite-phengite-séricite.

L'épaisseur de ces conglomérats est évaluée à au moins 150 m. L'ensemble du matériel détritique rappelle étroitement les roches de l'Autochtone :

- les « galets » contenus dans les conglomérats sont de dimension et de nature variées. Boudinés ou tronçonnés, leur géométrie initiale ne peut plus être reconnue. Ils ont essentiellement une nature granitique ou cristallophyllienne à la « base » de la série (la plus proche des contacts avec l'Éocène), et la proportion des éléments rhyolitiques et calcaires augmente de la base vers le sommet ;
- la matrice suit la même évolution : grésopélitique à la base, elle devient calcaréo-gréseuse au fur et à mesure que la quantité d'éléments calcaires augmente. Ces calcaires, à patine grise, sont entièrement recristallisés et peuvent comporter quelques grains de quartz. On y observe comme seuls restes d'organismes reconnaissables des débris d'encrines. Leur faciès rappelle les calcaires du Malm de l'Autochtone avoisinant. La trame des éléments calcaires est d'ordre centimétrique à métrique, leurs rapports axiaux X/Y peuvent aller jusqu'à des valeurs de 20 (*cf.* analyse structurale).

Dans ce cas, ils se présentent sous forme lenticulaire très allongée ou en « portions de bancs ». Les éléments granitiques, plus compétents, sont plus ramassés (rapports X/Y le plus souvent compris entre 3 et 10).

Ils peuvent apparaître en relief avec une teinte claire par rapport à la matrice calcaréo-gréseuse plus sombre qui est plus sensible à l'altération superficielle, ce qui confère parfois un aspect particulier à ces conglomérats permettant de les distinguer à l'affleurement des conglomérats éocènes. Ces derniers (*cf.* entrée sud de Poggio di Nazza) ont été confondus par J.-P. Bloch (1953) avec des lames de granite autochtone traversant le flysch de Prunelli. Vers le sommet de cette formation conglomératique, la proportion et la taille des galets diminuent. La matrice calcaréo-gréseuse y est alors plus abondante. L'ensemble constitue un faciès relativement homogène de grès calcaireux blanchâtres. Des variations de composition, plus calcaire ou plus gréseuse, esquissent des strates, tandis que quelques intercalations de micro conglomérats subsistent. Le passage à la formation flyschöide paraît donc être stratigraphique et progressif.

#### *DOMAINE DES SCHISTES LUSTRÉS : PRISME D'ACCRETION CRÉTACÉ SUPÉRIEUR - ÉOCÈNE SUPÉRIEUR*

La lithostratigraphie des schistes lustrés de la Corse a fait l'objet de nombreux travaux (Caron, 1977 ; Caron et Delcey, 1979 ; Caron *et al.*, 1979 ; Lahondère, 1981 et Lahondère et Lahondère, 1988).

Ces différentes unités ophiolitiques peuvent être distinguées par le degré de métamorphisme qui les affecte et par leur position paléogéographique initiale supposée par rapport à la marge (voir fig. 1 et 2).

La série de l'Inzecca (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972) a été largement étudiée (Peterlongo 1968 ; Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975 ; Padoa, 1999 ; Garfagnoli *et al.*, 2009). C'est une série typiquement supra-ophiolitique qui comprend du bas vers le haut des métaradiolarites, des marbres impurs (détritisme ophiolitique), des calcschistes et des métapélites (ces deux derniers termes constituant la série « d'Erbajolo »).

L'ensemble ophiolitique a été décomposé en plusieurs unités tectoniquement indépendantes (Padoa, 1999). La distinction entre ces quatre unités sera conservée ici, on considérera que ces différentes unités résultent du découpage tectonique de domaines paléogéographiques de l'océan ligure avec, comme dans la région piémontaise, quatre stades :

1 - stade de la dénudation du manteau liée à l'ouverture du rift. Celui-ci est essentiellement représenté par des serpentinites. Localement apparaissent des gabbros surtout magnésiens, donnant un grand massif lenticulaire très épais à l'Est de Lugo di Nazza et s'amincissant dans les autres directions. La mise en



place de ces massifs gabbroïques résulterait du fonctionnement d'une chambre magmatique précoce ;

2 - stade de la sédimentation au-dessus de ce manteau. Cette sédimentation est différente selon qu'elle intervient sur des serpentinites (ophicalcites) ou sur des gabbros (brèches). En plusieurs points (à Pietromini par exemple), des formations sédimentaires de type Erbajolo se déposent au-dessus de ces ophicalcites et brèches ;

3 - stade des émissions basaltiques paraissant, comme les gabbros, résulter du fonctionnement de chambres magmatiques localisées plus ou moins précoces ;

4 - stade de la sédimentation supra-océanique. Cette sédimentation a débuté précocement au-dessus des gabbros de Pietromini. Cela peut rendre compte de la présence de blocs de calcaire dans les basaltes de l'Inzecca comme cela peut être observé sur le flanc de la route en aval du défilé.

## Complexe de l'Inzecca

A. **Serpentinites.** Les serpentinites peuvent se présenter sous deux aspects.

Le premier peut être observé le long de la vallée du Fium'Orbu. Il s'agit d'une roche massive verte à noire, découpée par de nombreuses fractures, localement recoupée par des « filons » d'une roche blanchâtre, qui se présente en amas de teinte claire. Ces faciès peuvent conduire aux rodingites dans les zones plus profondes du métamorphisme de haute pression. On peut les observer entre Pinzalone et la route de Vezzani ; la roche est enrichie en grenat (hydrogrossulaire) auquel s'ajoute de l'idocrase.

Le long du chemin qui part de Lugo di Nazza vers l'Est en direction de Pietromini, ces serpentinites rappellent encore les péridotites dont elles sont issues. Elles sont grossièrement découpées en horizons métriques séparés par des niveaux plus largement serpentinisés.

Le second type d'affleurement apparaît soit à la base des serpentinites massives, mélangées aux formations de Quinzana sous-jacentes, soit au contraire à leur sommet. Elles sont découpées en lamelles et montrent des passées de talcschistes.

Dans les affleurements situés au sommet, elles sont également mélangées à de la calcite et montrent localement une couverture d'ophicalcites.

C. Lefèvre *et al.* (2007) ont analysé en détail le contact entre le manteau serpentinisé et sa couverture sédimentaire océanique dans le complexe ophiolitique de l'Inzecca. Au-dessous de ce contact on peut observer géométriquement de haut en bas, sur une soixantaine de mètres : des

ophicalcites, des brèches ophiolitiques, des ultramylonites de serpentine, des lentilles de serpentine, des serpentinites massives et des pyroxénites altérées. Tous ces niveaux sont recoupés par des zones broyées et des brèches cataclastiques. Les fabriques des serpentinites sont orientées parallèlement au contact. Ces fabriques sont définies par des niveaux de bastite qui résultent de l'hydratation du pyroxène, et par des rubans de serpentine qui proviennent de l'hydratation de l'olivine. L'étude microstructurale, les analyses chimiques, pétrographiques et de microscopie électronique (SEM et TEM) ont permis de caractériser une déformation continue et progressive qui s'est déroulée dans des conditions de haute température en conditions fragiles. Des circulations fluides et des processus d'altération hydrothermale ont été identifiés au cours de ce processus. Quatre étapes ont pu être caractérisées dans les roches localisées à proximité immédiate du contact :

1 - La déformation de la péridotite initiale à haute température a produit des fabriques mylonitiques avec des pyroxènes écrasés et des olivines allongées. Cette étape n'est pas directement observée dans les échantillons mais elle est déduite du développement des structures pseudomorphiques riches en serpentine et de la préservation d'ultramylonites riches en pyroxènes ;

2 - développé durant la déformation, ce premier stade de serpentinitisation est responsable : (i) de la formation de niveaux de serpentine fortement zébrés et (ii) du boudinage de lithologies à bastite. Les analyses TEM et SEM montrent que les niveaux de serpentinites zébrés sont formés de lizardite. Des textures en ruban ont été reconnues jusqu'à 50 m sous le contact ;

3 - la serpentinitisation est intervenue avec la formation de systèmes de veines complexes et polyphasées qui affectent et recoupent les fabriques les plus précoces des faciès décrits ci-dessus. Les observations microtexturales et en TEM indiquent que la lizardite est partiellement remplacée et déstabilisée pour former une phase intermédiaire appelée protoserpentine. Cette étape se termine par le développement de « microcracks » obliques au sein desquels la magnétite et les fibres de chrysotile cristallisent de façon syncinématique. Cette étape peut particulièrement être bien observée dans une zone d'une épaisseur d'une dizaine de mètres située sous le contact (détachement) ;

4 - la dernière étape est dominée par une altération hydrothermale intensive et une bréchification associée, principalement identifiée dans la partie supérieure de l'affleurement, près du contact. Des couloirs cataclastiques se sont développés, parfois avec un angle élevé par rapport au contact entre les brèches d'ophicalcite et les serpentinites.

Il existe donc une zone de faille de détachement au-dessus des ophiolites de l'Inzecca dans laquelle la déformation en extension se développe dans une large gamme de température au cours de la serpentinitisation. Cet événement (dont les caractéristiques minéralogiques et la cinématique sont incompatibles avec la tectonique alpine) représente des reliques de la zone de détachement à faible

angle qui contrôle l'exhumation du manteau en domaine océanique et qui s'est développée avant l'orogénèse alpine.

## Détritisme ophiolitique

### Sédimentation au-dessus du manteau dénudé

Ophd1. **Ophicalcites**. On les rencontre en couverture des serpentinites. On peut les observer en détail sur un affleurement aisément accessible sur la route de Lugo-di-Nazza à Pinzalone : il s'agit de brèches constituées de débris verts anguleux de serpentinites noyés dans un ciment blanc de calcite, parfois chloriteux (teinte verte) ou/et hématitique (teinte rouge). À la loupe on peut observer de gros cristaux brun rouge de calcite et des plages centimétriques de chlorite provenant de débris de serpentinites. Ces ophicalcites ont été décrites par J.-M. Peterlongo (1968), plus au Nord sur la feuille de Venaco, comme « Roches à calcite rouge ». Ces roches se sont déposées sur le fond océanique dénudé tectoniquement. Dans la vallée du Fium'Orbu, les brèches ophicalciques sont du type OC1 (Lemoine *et al.*, 1986). Elles résulteraient de l'éclatement de la roche lors de la dénudation du manteau sous la pression des fluides (fracturation hydraulique).

θgc2. **Grès et conglomérats gabbroïques**. Indiqués dans la légende de la carte comme « conglomérats », ce sont plutôt des microconglomérats et grès principalement constitués de cristaux (ou fragments de cristaux) de pyroxène et de clastes de serpentines (en moindre quantité), cimentés par une matrice chloritisée. Ils se trouvent en niveaux, de 5 à 50 cm, quelquefois granoclassés, et peuvent se situer soit à la base, soit au toit des coulées massives ou bien encore au sein des pillows lavas, ce qui permet d'identifier plusieurs événements effusifs.

Une bonne coupe est visible au pied d'un pylône électrique près du point côté 122. Au niveau de la route affleurent des serpentinites se débitant en « petits galets » verts parmi lesquels des nodules de quelques dizaines de centimètres montrent une écorce et sont constitués d'antigorite. L'extrême fragmentation de ces roches et leur débit particulier sont sans doute dus à l'action des fluides hydrothermaux libérés lors de leur dénudation. Elles sont surmontées par des ophicalcites montrant des débris de serpentinites chloritisées dans des plages de calcite blanche (photo).

Au-dessus se trouve une barre d'un mètre de puissance de métachert : c'est une roche noire, stratifiée, très dure, renfermant du quartz, de l'albite, de la calcite et de chlorite. Ce n'est qu'au-dessus que débute une série pélitique de faciès Erbajolo renfermant des lits boudinés de calcaire. La barre de métachert se rencontre plus à l'Ouest sous la route (213 m). Il s'agit là de schistes riches

en quartz, présentant des horizons bleutés de quartzite et des lits boudinés de calcaire.

Sur la feuille de Bastelica on retrouve ailleurs des ophicalcites dans de minuscules affleurements, toujours associées aux serpentinites, et subordonnés aux basaltes de l'Inzecca (Agheri, Fontaine de Parabujia, Pont de Pinzalone etc...). Lorsque ces ophicalcites ne sont pas surmontées par des basaltes, on peut observer quelques bancs décimétriques de calcaire séparés par des bancs de teinte verte riches en chlorite.

### **Complexe gabbroïque**

**Ø. Gabbros indifférenciés.** Ont été cartographiés sous cette appellation les gabbros pour lesquels aucune distinction pétrographique n'a été effectuée.

**ØMg. Gabbros magnésiens (Euphotides).** Ils affleurent dans les Monts Alziona à l'Est de Lugo di Nazza. On les retrouve au Nord du Fium'Orbu sous la Punta di Corbara ainsi qu'au-delà sur les pentes qui descendent vers le Tagnone, toujours associés aux serpentinites. Mais là, leur épaisseur a toutefois fortement décré et ils disparaissent ensuite très rapidement sur le versant Nord. On retrouve alors les serpentinites avec leur couverture d'ophicalcites.

Les gabbros magnésiens (ou euphotides) sont des roches claires, où les cristaux vert nacré de pyroxènes ressortent bien dans une pâte feldspathique claire. Ce pyroxène est un diallage dont les dimensions, variables, dépassent souvent 1cm. L'aspect nacré du fond est dû aux clivages des cristaux de plagioclase qui sont peu déformés bien qu'ayant subi un métamorphisme de BT qui les a transformés en albite. Dans ces cristaux on peut en outre identifier de la pumpellyite et de la lawsonite : la pumpellyite, fréquente, prend la forme de baguettes enchevêtrées et minuscules ; en revanche, la lawsonite est beaucoup plus occasionnelle et de très petite dimension. L'actinote et la chlorite sont également présentes.

**ØFe. Ferrogabbros (1 - à filons et stocks de trondjémmites).** Les ferrogabbros sont des roches foncées à ferroaugite, magnétite et apatite. À la Punta Corbara, ils renferment des trondjémmites et constituent des « dos de baleines » qui émergent du maquis. Ils jalonnent une bande qui affleure à l'Ouest du sommet de la Punta Corbara où ils reposent là clairement sur les gabbros magnésiens. Une coupe du Nord au Sud montre de bas en haut : des formations de type Erbajolo qui appartiennent à l'unité de Quinzena, puis au-dessus -sans que le contact soit visible à cause du maquis- 1 à 2 m de gabbros magnésiens servant de base à une antenne-relais, puis moins d'un mètre de trondjémmites supportant des brèches. Si on s'éloigne vers le Nord, les gabbros disparaissent et, sur le chemin montant à l'antenne, on observe des serpentinites schistosées,

surmontées par des ophicalcites. Les gabbros magnésiens ont disparu. Près du col de Fucinello, on retrouve ces serpentinites sur lesquelles repose un premier chicot de ferrogabbros à trondjhémities puis, plus loin, une barre de gabbros magnésiens. On retrouve ces ferrogabbros à Pietromini à l'Est de Lugo di Nazza au sommet des gabbros magnésiens des Monts Alziona. En ce point des filons pegmatitiques leucocrates confèrent à la roche un aspect désordonné. Ils traduiraient (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975) des turbulences au sommet de la chambre magmatique.

**η1. Trondjhémities (161 ± 3 Ma, U-Pb/Zr).** Un magnifique affleurement de trondjhémities se suit sur une centaine de mètres à l'Est de Sampolo, le long de la piste qui suit le lac jusqu'au barrage. Au premier aspect la roche, dispersée à l'état de blocs sur le chemin, apparaît comme mal consolidée, et revêt l'aspect d'un grès brun. Sous la mince pellicule d'altération, la roche est d'un blanc éclatant. Au microscope (Ohnenstetter *et al.*, 1981), les trondjhémities ont une structure d'orthocumulat à grain fin. Les cristaux de plagioclase automorphe maclés albite et Carlsbad soulignent l'orientation magmatique. D'autres feldspaths subautomorphes, orientés aléatoirement, sont cloisonnés par du quartz et de l'albite non maclée. La proportion de pyroxène sodique est variable. Les cristaux présentant un cœur « nuageux » d'aegyrine-augite, frangée par du pyroxène jadéitique ou de l'amphibole sodique qui peuvent être des reliques de pyroxène magmatique. Dans les autres cas, les pyroxènes jadéitiques correspondent à la destruction du plagioclase. Les petits minéraux opaques que l'on observe parfois dans les primo-cristaux de plagioclase sont généralement associés avec des clinopyroxènes reliques. L'apatite est rare et quelques biotites en taches ont été observées. Le zircon, automorphe, d'une taille de 0,1 à 0,2 mm, est abondant (de l'ordre de 1 %). Il est parsemé dans la matrice plagioclasique ou il peut être en contact avec des minéraux opaques (Ohnenstetter *et al.*, 1981).

La datation des trondjhémities a été conduite à partir de zircons séparés à partir de deux échantillons prélevés respectivement, pour le premier, dans les trondjhémities de Punta Corbara et pour le second dans la région de Vezzani. Les résultats analytiques obtenus sont identiques. L'âge U-Pb obtenu, de 161 ± 3 Ma (Ohnenstetter *et al.*, 1981), se situe à la base de l'Oxfordien. Cet âge est cohérent avec celui fourni par les radiolaires qui coiffent le complexe ophiolitique (Danelian *et al.*, 2008).

Les âges obtenus sur les zircons de trondjhémities des ophiolites des Schistes lustrés de Corse s'étalent entre 152,5 ± 2,2 Ma à Rusio [15 km au Nord-Est de Corte], (Kimméridgien moyen, voir annexe) et 169 ± 3 Ma (Bajocien moyen-supérieur en Balagne, Rossi *et al.*, 2002) ; ils révèlent ainsi que ces formations se sont mises en place sur un laps de temps qui peut être estimé entre 16 et 22 Ma.

$\beta_c - \alpha\beta(1)$ . **Laves en coussins, dolérites (1)**. C'est dans le célèbre Défilé de l'Inzecca qu'on peut facilement observer une très bonne coupe au sein de la masse des laves ophiolitiques : pillow-lavas et dolérites massives. La description détaillée de ce secteur est empruntée à M. et D. Ohnenstetter (1975).

L'épaisseur estimée de l'ensemble effusif est estimée à 1 200 m. Trois types différents de laves en coussins « pillow-lavas » peuvent être observés :

1 - les coussins de type variolitique, de diamètre d'ordre métrique, qui sont les plus fréquents ; ils sont caractérisés par une écorce où l'on distingue la présence de petites boules claires, constituées de microlites feldspathiques, et incluses dans un verre basaltique rétrotransformé en chlorite ;

2 - les coussins de type aphanitique, à patine verte uniforme, qui ne montrent pas de différenciation sensible du cœur vers la périphérie ;

3 - les coussins de type porphyrique, les plus rares, où des phénocristaux cm de feldspaths tendent à s'orienter parallèlement à la bordure du coussin. La taille des coussins des deux derniers types est couramment plus petite que celle des coussins variolitiques.

L'enveloppe des varioles et la matrice entre les coussins sont formées de fines brèches dites hyaloclastites, qui proviennent de la desquamation de la croûte vitreuse des coussins, lors de leur trempe au contact de l'eau de mer. Ces tufs peuvent former de véritables couches.

Minéralogiquement, les coussins montrent des phénocristaux de plagioclase, toujours albitisés, des reliques d'olivine toujours transformée, des clinopyroxènes, des ilménites squelettiques et de rares spinelles chromifères. Les minéraux secondaires résultent de plusieurs métamorphismes : albite, chlorite, titanite, oxydes de fer sont constants ; la pumpellyite est fréquente ; épidotes, lawsonite, amphiboles vertes, amphiboles et pyroxènes sodiques, mica blanc sont épisodiques.

L'intensité du métamorphisme a été estimée dans le faciès des schistes bleus de bas degré avec une pression de pression de  $0,8 \pm 2$  GPa (Levi *et al.*, 2007) et une température de 307 °C (Vitale Brovarone, 2012).

Des veines remplies de minéraux de l'assemblage métamorphique des schistes verts : albite, quartz, chlorite, pumpellyite, épidote, calcite, recourent ces roches.

La coupe de l'Inzecca montre également des **dolérites** massives qui affleurent notamment à la fontaine de Parabujia. On considère que ce sont des roches hypabyssales massives ou filoniennes qui se sont refroidies rapidement et qui représentent le mieux le liquide primaire.

Le contact dolérites-gabbros n'a jamais été observé tandis que le contact dolérites-laves est souvent primaire. Les dolérites sont intrusives dans les pillows variolitiques car elles renferment des fragments de laves et de hyaloclastites.

Au contact des laves, la bordure doléritique est aphanitique, vert foncé, et s'enrichit progressivement en cristaux allongés, blanc nacré, de feldspaths dont la taille et la proportion varient rapidement. La plupart des minéraux magmatiques (olivine, plagioclase et minéraux opaques) ont disparu ; seuls le clinopyroxène et l'apatite ont résisté aux conditions métamorphiques.

Une importante fracture d'orientation NW-SE sépare deux compartiments :

1 - le compartiment occidental qui montre d'amont en aval : des brèches de pillows, des coussins de type aphanitique puis des dolérites. À la fontaine de Parabujia, une brèche tectonique, composée de fragments de dolérites et de serpentinites dans une matrice de calcite (ophicalcites *s.l.*) marque la limite du compartiment oriental ;

2 - Le compartiment oriental est surtout composé de laves variolitiques à matrice abondante d'hyaloclastites. En approchant de la bordure orientale, des dolérites massives affleurent sur une puissance de quelque 50 m. Sur la route, leur contact avec les pillows est subhorizontal et irrégulier ; la bordure des dolérites est aphanitique, vert-foncé ; elle est marquée par des brèches polygéniques englobant des fragments de pillows et des hyaloclastites.

**j3-7. Radiolarites (Jurassique moyen à supérieur).** Les jaspes rouges et verts (15-20 m dans la coupe-type de l'Inzecca) montrent des radiolaires bien reconnaissables ; la formation d'Erbajolo les surmonte, parfois par l'intermédiaire de quelques lits de calcaires marmorisés.

Des échantillons de radiolarites des diverses unités ligures de type Inzecca ont été recueillis le long du Fium'Orbo en aval du défilé des Strette (De Wever *et al.*, 1987) ; ils n'ont pas pu être datés.

**n1-c2. Formation d'Erbajolo : pélites et calcaires (Crétacé inférieur à base du Crétacé supérieur).** La base de la formation d'Erbajolo consiste en schistes siliceux noirs, satinés, à patine beige ou dorée. Ces assises surmontent les radiolarites, cette association rappelle la zone de passage en Balagne (feuille Santo-Pietro-di-Tenda) entre les radiolarites et les calcaires à Calpionelles. Les schistes quartzeux, de couleur noire en cassure fraîche et altérés en marron clair, sont entièrement dépourvus de carbonates et revêtent souvent un aspect chaotique, du fait de leur grande plasticité. Les horizons des calcaires cristallins, à cassure noire, sont boudinés ; leurs épontes sont fortement silicifiées et, par altération, la section prend une forme en enclume très caractéristique.

## Unité du Rio Magno

M. Durand-Delga *et al.*, 1978, en superstructure tectonique et non intéressée par le métamorphisme alpin, affleure entre les cours du Tavignano et du Fium'Orbu. La description ci-après de cette unité et de ses composants est reprise d'E. Padoa et M. Durand-Delga (2001).

Cette unité est affectée par des plis serrés, à vergence ESE, avec des axes N10-N40 plongeant vers le Sud-Sud-Ouest. À l'échelle régionale, cet événement plicatif peut être rapporté à la seconde phase principale de déformation alpine qui, dans toutes les unités sous-jacentes, replisse et en grande partie oblitère les structures associées à l'empilement vers l'Ouest des unités métamorphiques de HP-BT.

L'analyse de l'unité du Rio Magno est rendue difficile par la solifluxion et le couvert végétal. Sa situation, en superstructure tectonique et le long de la faille néogène de Saint-Antoine limitant la plaine orientale, explique que cette unité soit réduite à deux affleurements, dont les prolongements latéraux éventuels peuvent être masqués par les atterrissements quaternaires. Le premier est situé sur la rive sud du Fium'Orbu, à 1 km à l'ouest du centre de Saint-Antoine sur la feuille Bastelica. Le second se trouve à 10 km à l'Est et en contrebas de Casevecchie, sur la feuille Pietra-di-Verde.

Les termes de la Série du Rio Magno, sur la feuille Bastelica, affleurent au Sud-Ouest de Saint-Antoine au sein d'un étroit fossé tectonique. Du côté occidental, des fractures séparent les formations de l'unité du Rio Magno des métagabbros qui sont en situation structurale élevée dans l'empilement des Schistes lustrés du massif ophiolitique de l'Inzecca (*cf.* fig. 3 de Padoa et Durand Delga, 2002).

Du côté oriental, une zone d'accidents parallèles fait remonter les grès éocènes parautochtones de la formation de Prunelli.

Entre ces grès et la faille de Saint-Antoine, on trouve, enfin, le long du ruisseau de Casetta, divers termes, débités par des fractures et appartenant aux Schistes lustrés : métagabbros, metabasaltes, métaradiolarites et formation d'Erbajolo (colline de Montone).

L'unité du Rio Magno montre ici des basaltes sur un sentier, à 250 m au Sud-Ouest de la cote 133. Des marnes à bancs de micrites claires à Calpionelles semblent les surmonter au Nord. Enfin, dans un champ qui fut cultivé, à l'Ouest de la cote 155, affleure une formation détritique.

Trois termes lithologiques composent la succession de l'unité du Rio Magno : des basaltes, une formation marno-calcaire (de type Palombini), une formation détritique flyschöide. Aucune de ces roches ne montre de trace de déformation



ductile ou de métamorphisme alpin de HP-BT. Tous les contacts entre les termes principaux sont tectoniques ; la reconstruction de la série stratigraphique initiale est donc partielle.

**βM. Basaltes.** Les basaltes sont, soit massifs (surtout dans le secteur de Saint-Antoine), soit en coussins (surtout dans le secteur du Rio Magno sur la feuille Pietra-di-Verde). Malgré les traces d'un métamorphisme océanique (plagioclase → albite + épidote, et clinopyroxène → chlorite ± pumpellyite), les textures primaires, ophitiques à sub-ophitiques, sont préservées. Le spectre des éléments en trace est comparable à celui de basaltes de ride médio-océanique normaux (N-MORB) et présente une étroite analogie géochimique avec celui des basaltes des Schistes lustrés de l'Inzecca et des Ligurides internes de l'Apennin septentrional (Padoa *et al.*, 2001).

**c1. Formation Palombini : argiles, marnes et calcaires (Crétacé inférieur).** Il s'agit d'une succession argilo-marneuse, dont les bancs calcaires dispersés possèdent souvent des épontes légèrement silicifiées, à la manière des Palombini des Ligurides de l'Apennin.

La seule coupe observable est fournie par la rive gauche du Rio Magno sur la feuille Pietra-di-Verde. La succession, épaisse d'une trentaine de mètres, plonge vers l'Est. Les deux tiers de l'épaisseur sont représentés par des argiles calcareuses feuilletées noirâtres, finement détritiques, parmi lesquelles s'intercalent quelques minces lits de calcaires marneux et des bancs calcaires durs, gris blanchâtre, d'épaisseur métrique. Le nannoplancton conservé consiste en rares spécimens de *Watznaueria barnesae* (détermination S. Gardin, Paris), forme robuste, à large répartition (Bajocien à Crétacé supérieur).

Les calcaires sont des micrites à grain très fin, avec des quartz détritiques, de l'ordre de 30 μm, exceptionnellement 50-100 μm, généralement dispersés, mais pouvant occuper jusqu'à 10 % de la roche, et de petits micas blancs, abondants dans certains cas ; on observe parfois un début de granoclassement. De petits cristaux d'albite de néogénèse ne sont pas rares.

Ces niveaux peuvent contenir, d'une manière aléatoire, des Calpionelles, de petits Radiolaires, des spicules de Spongiaires et des *Nannoconus*. Un banc du sommet de la coupe du Rio Magno a montré une association caractéristique : *Calpionellopsis oblonga*, *Tintinnopsella longa*, *T. carpathica*, *Calpionella alpina*. La présence de *C. oblonga*, espèce type du Berriasien supérieur, dans un certain nombre d'échantillons dispersés des deux secteurs de Saint-Antoine et du Rio Magno, prouve la fréquence de ce niveau. Un horizon légèrement plus ancien, à la limite Berriasien moyen-Berriasien supérieur, est caractérisé par l'association *Calpionella elliptica*-*Calpionellopsis oblonga*, avec *Cadosina fusca*. Une section de *Calpionellites* cf. *darderi*, dans un cas, indique que la succession atteint le Valanginien.

La forte diagenèse de ces roches est marquée par des surfaces stylolitiques ferrugineuses, par un certain aplatissement, parfois perceptible par la déformation des micro-organismes, et probablement par la dissolution de presque toute la nanoflore.

L'absence de radiolarites dans la série du Rio Magno, si elle n'est pas d'ordre tectonique, peut être expliquée, soit par un non-dépôt, soit par leur remplacement latéral par la formation de type Palombini.

**n6-c1. Formation détritique flyschoïde (Albien supérieur - Cénomanién ?).** La formation détritique flyschoïde n'a été observée que dans le secteur de Saint-Antoine. L'abondance des blocs dispersés en surface montre qu'il s'agit d'un véritable affleurement. Les faciès dominants consistent en grès-quartzites fins, gris sombre, parfois à laminites, et en grès arkoses calcareux, gris brunâtre à l'altération. Outre le quartz, dominant, on note : plagioclases, rares feldspaths potassiques, biotite chloritisée, micas blancs, zircons, débris de micaschistes. Ces roches, souvent chargées de sidérite rhomboédrique, peuvent être ferruginisées et silicifiées.

Comme dans un flysch, on note un granoclasement et des figures biologiques de base de bancs.

Des grès calcareux micacés, riches en foraminifères de petite taille, caractérisent la partie moyenne du Crétacé : *Praeglobotruncana delrioensis* (une section axiale), de douteux *Rotalipora*, *Protomarssonella* sp. gr. *oxycona* (espèce inconnue avant l'Albien moyen), et, dominantes en nombre, de petites formes benthiques : *Verneulinidae*, *Ataxophragmiidae*, *Nummoloculina* sp. Selon M. Moullade (Nice), à qui sont dues ces déterminations, il s'agit d'Albien supérieur, pouvant atteindre le Cénomanién. En outre, les débris d'algues ne sont pas rares, en particulier *Paraphyllum primaevum* Lemoine (détermination Poignant, Paris), algue rouge de l'Albien supérieur - Cénomanién. Un faciès intéressant est celui de lits à fond siliceux, chargé de calcite amiboïde, parfois recristallisée en rhomboèdres. Les spicules siliceux y sont très abondants, certaines sections étant attribuables à des Radiolaires.

## FORMATIONS QUATERNAIRES ET NÉOGÈNES (post-nappes)

### Miocène

Le contact du Néogène avec les Schistes lustrés s'effectue par faille (faille de Saint-Antoine). Le Miocène a un pendage général vers l'Est et se trouve fortement redressé au contact de l'accident.

m. **Formation de Pratello : sables grossiers (Miocène supérieur) 1 : blocaille granitique.** Cette formation a été définie (Loÿe, 1990) sur la feuille Ghisonaccia, il s'agit de sables grossiers à quartz peu roulés que l'on observe formant les collines à pente douce à l'Ouest de la plaine orientale, ou bien dans les vallées creusées par les différents cours d'eau. Ils ne contiennent pas de faune caractéristique, hormis des fragments de Lamellibranches (*Ostrea* surtout).

Sur la bordure est de la feuille Bastelica et au Nord-Ouest de la feuille Ghisonaccia à Pratello, il s'agit de formations beaucoup plus grossières.

Une large accumulation de gros blocs de granite ou « **Blocaille granitique** » que l'érosion a découpé de leur matrice affleurent isolés au sein du maquis ; la plus étendue se trouve à Petra Fessa, elle est accompagnée d'autres affleurements de surface moindre à Teghia Piana, au Sud, et à Tempielle, au Nord. Ces blocs qui peuvent mesurer entre 10 cm et 50 cm, allant même pour certains jusqu'à 3 m, ont été rattachés à la formation de Pratello mais l'attribution au Miocène de cet amas de blocs reste discutée par M. Durand Delga ; celui-ci -comme E. Maury (1913, 1936)- voit, au-dessus des sables langhiens, dans la blocaille de Petra Fessa un dépôt d'âge quaternaire ancien ou pliocène (Counas, 1986).

## Quaternaire

### En montagne

La chronologie relative des alluvions fluviales a été établie d'après leur étagement lorsque plusieurs terrasses existent transversalement, et surtout d'après le degré d'altération des galets. Chaque niveau N a été caractérisé par son altération dans les vallées du Golo et du Tavignano (Conchon, 1972, 1975, 1976a) et les mêmes caractères s'observent, en tenant compte de la lithologie des galets, dans les alluvions de la Gravona et du Fium'Orbo.

Ces caractères d'altération se retrouvent dans les alluvions fluvio-glaciaires et glaciaires, permettant ainsi de les mettre en corrélation avec les dépôts fluviaux.

Pour la chronologie absolue et les corrélations avec les régions alpines, on dispose d'arguments biostratigraphiques et de datations au radiocarbone. Les datations ont été effectuées dans des sédiments organiques prélevés dans les massifs du Rotondo et de l'Incudine ; la palynologie des niveaux datés peut être comparée à celle d'autres sondages sans datation (dans le massif du Monte Renoso en particulier) et une échelle biostratigraphique a été dressée par M. Reille (1975). En confrontant la chronologie à la palynologie et le radiocarbone à la stratigraphie des dépôts de montagne, le dernier stade glaciaire

(GN7) a été mis en correspondance avec le début du Tardiglaciaire (Dryas 1), le Dryas II n'étant plus glaciaire (Conchon, 1975, 1976).

Les sédiments de la fin du Tardiglaciaire et de l'Holocène constituent, dans certains fonds de vallons ou de cirques à haute altitude, les formations très particulières que sont les pozzines, sortes de pelouses tourbeuses parcourues par un réseau anastomosé de petits canaux aux bords abrupts. Les plus étendues sont celles des Pozzi, au Sud du Monte Renoso.

Par déduction, mais sans critère de chronologie absolue, les dépôts antérieurs sont attribués au Würm supérieur pour N6, Würm moyen pour N5, Würm inférieur pour N4 et Riss pour N3. Les alluvions antérieures au Riss ne sont pas conservées à l'altitude du massif du Renoso.

## En plaine

Les dépôts quaternaires à l'Ouest de la plaine de Ghisonaccia sont des dépôts fluviaux à blocs et galets recouverts localement de quelques colluvions localisées aux pieds des reliefs des terrains anté-néogènes.

### Alluvions fluviales

Les dépôts fluviaux sont disposés en terrasses étagées ou emboîtées dans le cours moyen et inférieur des cours d'eau.

Les alluvions ont été soumises pendant les périodes « interglaciaires » à des climats plus chauds et souvent plus humides que le climat actuel : leurs matériaux ont été affectés par une pédogenèse de type fersialitique entraînant leur rubéfaction et leur altération.

Les horizons superficiels de ces anciens sols ont disparu, en revanche en surface des alluvions, les horizons d'accumulation sont souvent conservés. En-dessous existe une zone d'altération plus ou moins épaisse selon l'intensité de l'altération et la nature des matériaux.

Les matériaux des alluvions sont altérés et les matrices sont rubéfiées pour les alluvions anciennes **Ft** à **Fv** ; la rubéfaction est moins forte, il s'agit plutôt d'une brunification, pour les alluvions **Fw**, affectées dans toute leur épaisseur.

Les alluvions **Fx** portent un sol brun ancien en surface (1 m d'épaisseur), mais en profondeur elles ne sont pas altérées. Les alluvions récentes **Fy** et **Fz** ne sont pas altérées ; leur matrice est grise. Ont été cartographiées sous la symbolique **F** les alluvions pour lesquelles aucune distinction n'a été effectuée.

Les formations alluviales les plus anciennes sont les plus altérées, d'une part parce que les climats anciens sont responsables de pédogenèses plus agressives que le climat actuel et, d'autre part, parce qu'étant plus anciennes elles ont été soumises à une pédogenèse polyphasée. L'état d'altération des matériaux alluviaux constitue donc un critère chronologique.

Les principaux points permettant de caractériser le degré d'altération des nappes alluviales sont donc les suivants :

- la couleur de la matrice ;
- la granulométrie de la matrice (fraction < 2 mm) ;
- la nature des argiles ;
- l'altération des galets.

Les correspondances entre la chronologie N et les notations F (alluvions), FG (alluvions fluvio-glaciaires) et G (formations glaciaires) ont été établies selon les tableaux suivants :

N7	Z	les plus récentes	FGYZ	GZ	les plus récents
N6	Y3	très récentes, grises	FGY3	GY3	à galets non altérés
N5	Y2	à paléosol brun, récentes	FGY2	GY2	avec galets altérés
N4	Y1	à paléosol orange assez anciennes			
N3	X	à paléosol orange, anciennes			
N2	W	à paléosol orange, très anciennes			
N1	V	à paléosol orange, les plus anciennes			

	Corsigliese	Corsigliese aval	Rio Magno	Golo/Casamozza	Tavignano/Corté
N6-7	z2	z1	z2		y3
N5	z1	y2	y2/y1	Y2	y2
N4	y	y	y1	y1	y1
N3	x	x	x	x	x
N2	w	w			

**Fu. Alluvions fluviales à paléosol rouge, des anciens cours.** La matrice est argilo-gravillonneuse, rubéfiée : de 5 YR 5/8 en profondeur à 2,5 YR 3/6 en surface. Elles contiennent de nombreux graviers de quartz, schistes, et se débite en agrégats nuciformes de 1 à 2 cm de diamètre.

**Fv. Alluvions fluviales à paléosol orange, les plus anciennes.** Ces formations constituent des terrasses qui longent le cours actuel des rivières.

**Fw. Alluvions fluviales à paléosol orange, des très hautes terrasses.** Elles forment les vastes terrasses qui bordent les cours d'eau. Les alluvions brunes sont affectées par une altération moins poussée que les alluvions rouges, la couleur de leur matrice variant du beige rosé au brun foncé selon la nature pétrographique du matériau et le degré d'hydromorphie.

**Fx. Alluvions fluviales à paléosol orange, des hautes terrasses.**

Ces alluvions constituent des terrasses en contrebas des terrasses brunes FW dans la partie en amont de la plaine. Elles ne sont pas altérées dans leur épaisseur, mais présentent seulement en surface une brunification de moins d'un mètre d'épaisseur. Cette brunification correspond aux horizons profonds d'un sol brun ; à ces niveaux les galets présentent une légère altération de surface.

Dans le Fium'Orbo, on trouve ces alluvions au confluent avec le ruisseau de Ruello (rive gauche) et dans la rive droite du méandre qui lui fait face (lit actuel à 440 m), une alluvion à matrice orange se caractérise par l'altération typique des galets de roches microgrenues (altération orange sur 3-5 mm d'épaisseur autour du galet), comme on en trouve dans les alluvions N3 du Tavignano et du Golo.

**Fy. Alluvions fluviales à paléosol orange, des moyennes terrasses.**

Dans les vallées au-dessus du lit majeur des fleuves on trouve une terrasse à galets à matrice sableuse grise, relayée par endroits par des niveaux plus sableux et sablo-limoneux, variés. Les galets sont de même nature que les galets actuels et ne présentent aucune altération. Trois types sont distingués : Fy1, Fy2 et Fy3.

Fy1. Au confluent du Fium'Orbo et du ruisseau de Rivusecco, la basse terrasse N5 est dominée par une alluvion plus altérée, à matrice orange, équivalente du niveau N4 défini ailleurs. Des lambeaux de ces divers niveaux jalonnent le Fium'Orbo, qui offre la particularité de présenter un méandre abandonné au Sud-Est de Ghisoni; dans l'ancien méandre s'est déposée l'alluvion N5 que le fleuve actuel entaille de 25 m environ.

Fy2. Le long du Fium'Orbo, en aval de 800 m commence une basse terrasse N5 à sol brun, que la rivière entaille de 8-15 m ; les galets granitiques y sont, en petite proportion, pulvérulents.

Fy3. Dans la vallée de la Gravona, les terrasses fluviales commencent, en aval du pont de Sellola, par la très basse terrasse N6 d'abord, puis par l'étagement des autres niveaux. N6 : le long du Fium'Orbo, une très basse terrasse apparaît en aval de la maison forestière de Marmano (alt. 920 m) : elle est constituée d'alluvions à matrice grise, avec un sol très peu évolué et des galets non altérés. Elle correspond au niveau désigné N6 dans les autres vallées de Corse orientale, situé 3-5 m au-dessus du lit actuel des fleuves (Conchon, 1975).

**Fz. Alluvions fluviales des cours actuels.** Il s'agit essentiellement de limons associés à la basse plaine ou des alluvions du lit vif. Dans la partie amont des cours, les alluvions actuelles sont des sables à galets. Le transport des sédiments dans le cas particulier du Fium'Orobo a été étudié par A. Gauthier (1980).

J, Jx, Jy<sub>1</sub>, Jy<sub>2</sub>, Jy<sub>3</sub>. **Cônes torrentiels.**

J. **Indifférenciés.** Ils n'ont pas été distingués par des caractères spécifiques.

Jx. **Cônes de déjection anciens, à paléosols orange.** À l'exemple du cône du ruisseau de Lamaja à l'Ouest de Tavera, ces cônes contiennent des galets granitiques pulvérulents tandis que les roches filoniennes ont un cortex altéré mince.

Jy<sub>1</sub>. **Cônes de déjection assez anciens, à paléosols orange.** Peu fréquents, leurs caractères d'altération sont les mêmes que ceux des alluvions fluviales Fy<sub>1</sub>.

Jy<sub>2</sub>. **Cônes de déjection récents, à sol brun.** Au confluent de ruisseaux avec les cours d'eau principaux, comme la Gravona en aval de Tavera, ils s'étalent en éventail formés par des alluvions brunes. Leurs caractères d'altération sont les mêmes que ceux des alluvions fluviales Fy<sub>2</sub>.

Jy<sub>3</sub>. **Cônes de déjection récents, à matrice grise avec galets non altérés.** Leurs caractères d'altération sont les mêmes que ceux des alluvions Fy<sub>3</sub>.

## Alluvions fluvio-glaciaires et formations glaciaires

À haute altitude, le Quaternaire du massif du Monte Renoso est caractérisé par des formes et des dépôts glaciaires, passant dans les moyennes vallées à des alluvions fluviales, par l'intermédiaire de dépôts fluvio-glaciaires plus ou moins typiques. Des critères morphologiques et d'altération permettent d'établir la chronologie relative de ces formations quaternaires, dont les plus récentes appartiennent à l'Holocène, d'après des analyses biostratigraphiques (palynologie).

## Formations glaciaires

Gy<sub>2</sub>. **Sol brun, avec galets altérés.** Gy<sub>3</sub>. **Matrice grise, avec galets non altérés.** Gz. **Les plus récentes.** Tandis que R. Lucerna (1911) avait signalé des glaciers dans le massif du Renoso (mais sans aucun détail pour les versants est et sud), E. Maury (1913) n'a pas porté d'alluvions glaciaires sur la carte géologique Bastelica à 1/80 000. D. Hollande (1917) a signalé des lacs glaciaires et un paysage glaciaire dans le bassin du Fium' Orbo, sans les décrire en détail. Plus tard, A. Rondeau (1961) évoque aussi l'existence de glaciers dans le massif et indique une moraine latérale sur une photographie de la région des bergeries de Mezzaniva à l'Est de Bastelica.

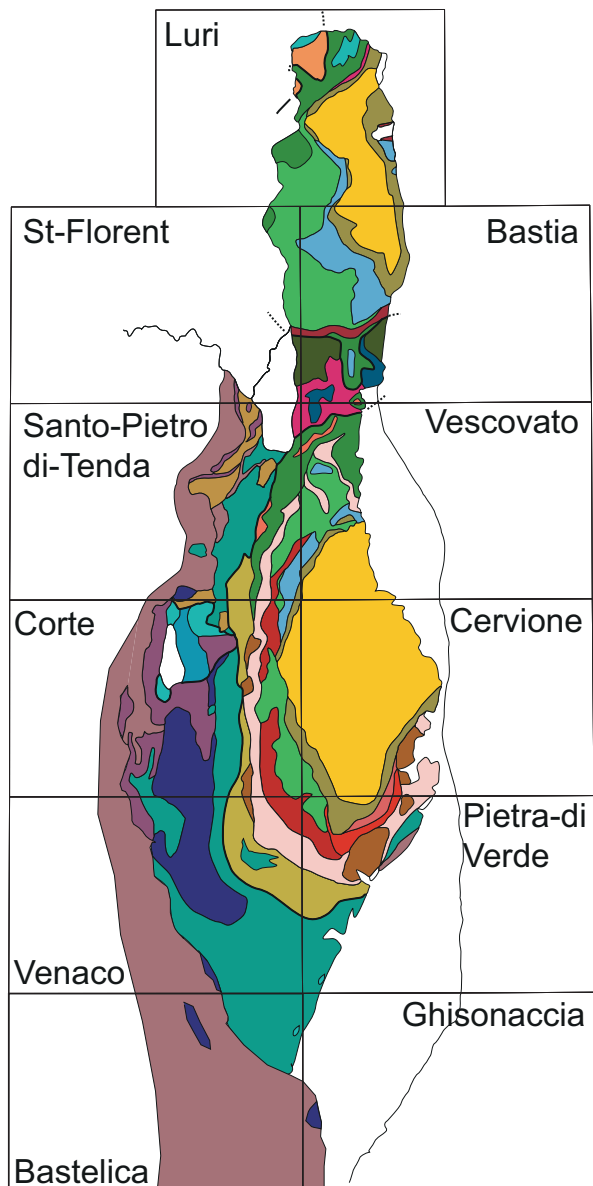


Fig. 2 - Localisation des différentes unités de l'ensemble des Schistes Lustrés en Corse (J.-C. Lahondère et D. Lahondère), voir légende détaillée ci-contre. Le rectangle figure l'espace couvert par la feuille Bastelica. NB : le massif du Tenda et la Balagne ne sont pas représentés

### Ensemble des unités sous-jacentes au MCB

- I Mc Unité de la Castagniccia (Delcey, 1974)
- I Mb Unité de Sisco (Lahondère, 1983)
- I Ma Unité de Mandriale Lavasina (Lahondère, 1983)

### Massif Cristallin Bastiais (MCB) et formations océaniques (Liguro- Piémontaises) associées

#### Unités à substratum continental

- II Ce1
- II Ce2 Unité éclogitique (Lahondère, 1996)
- II Ce3
- II Ce4
- II Cd Unité de Campitello (Lahondère et Caby, 1989)
- II Cb1
- II Cb2 Couverture métasédimentaire du MCB
- II Cc
- II Ca

### Formations liguro-piémontaises (LP)

- II Me
- II Mc-d Séries ligures de l'unité éclogitique
- II-III M
- II Ma-b Formations océaniques associées aux séries des Monts de la Torre et du Pigno-Olivaccio

### Ensemble des unités ophiolitiques supérieur

- III Me Série de Lento
- III Md
- III Mc Unités ophiolitiques ligures (Pineto, Rio Magno)
- III Mb
- III Ma

### Séries de la paléomarge

- III C3 Formations piémontaises (Santa-Lucia)
- III C2 Formations prépiémontaises
- III C1 Socle autochtone



Quelques moraines dont la forme est bien conservée sont observables en divers endroits, fait rare en Corse, où l'érosion intense a très souvent détruit la morphologie des dépôts glaciaires dans les massifs septentrionaux. D'autres dépôts glaciaires qui n'apparaissent pas dans la topographie sont reconnaissables par l'absence de stratification, leurs galets et blocs hétérométriques, peu émoussés, ayant des formes typiques : galets à faces planes, avec marques de pression et de chocs.

Sur le versant oriental du massif du Renoso, une moraine latérale est très nette en rive droite du ruisseau de Scarpaceja (Est de la Punta dell'Oriente, 2 112 m), où elle descend jusqu'à 1 180 m d'altitude. D'autres moraines sont longées par le ruisseau de Canareccia, jusqu'à 1 200 m en rive gauche, 960 m en rive droite (Est du Monte Renoso). À plus haute altitude, les dépôts correspondent surtout à des « rock glaciers » (White, 1976) : ils ont la forme de moraines latérales ou frontales, mais sont constitués d'éléments anguleux, vers 1 860 m entre les bergeries de Capanelle et le lac de Bastani (Nord-Est du Monte Renoso), vers 1 800-2 000 m dans les cirques à l'Est du Monte Renoso-Punta Orlandino. Ces formations semblent correspondre à un substratum localement très diaclasé, macrogélique.

Sur le versant sud-ouest, dans le haut bassin du Prunelli (Est de Bastelica), des « rock glaciers » forment un arc vers 1 950 m, au Nord-Est du lac de Vitalaca, et des moraines longitudinales sont bien conservées en aval des bergeries de Mezzaniva, jusqu'à 1 150 m d'altitude.

Le long de la Gravona, une moraine subsiste au-dessus des bergeries de Capija, à 1 150 m. Dans la vallée du haut Taravo enfin, de belles moraines sont visibles à l'Est et au Sud-Est du Monte Giovanni.

## **Alluvions fluvio-glaciaires**

### **FG. Alluvions fluvio-glaciaires, FGy<sub>2</sub>, FGy<sub>3</sub>, FGz. les plus récentes.**

En Corse, les alluvions fluviales des moyennes vallées gardent des caractères glaciaires dans la forme des galets, et peuvent être qualifiées pour cette raison de fluvio-glaciaires. Mais nous avons réservé le terme de fluviales aux alluvions disposées en terrasses, et désigné par fluvio-glaciaires les dépôts de transition entre le glaciaire typique et le fluviale des terrasses (Conchon, 1975). Ces formations fluvio-glaciaires sont parfois finement stratifiées, distinctes des alluvions glaciaires non litées et des alluvions fluviales où la stratification n'apparaît que par quelques lits ou lentilles limoneuses. Dans les massifs au Nord du Renoso (Monte Cinto, Monte Rotondo, Monte d'Oro), la granulométrie des matrices (< 1 600 µm) a parfois permis de distinguer les alluvions glaciaires quand elles n'ont pas la forme de moraines, des alluvions fluvio-glaciaires quand elles ne sont pas litées (alors interprétées comme des dépôts de débâcle

glaciaire) : la fraction limoneuse 2-50  $\mu\text{m}$  a tendance à former une plus grande partie, en poids, des matrices glaciaires ( $24 \pm 12\%$ ) que des matrices fluvioglaciaires ( $17 \pm 6\%$ , Conchon, 1975, vol. 1, p. 203) c'est-à-dire qu'un échantillon ayant plus de 23-24 % de limons peut être considéré comme glaciaire, tandis qu'un échantillon avec moins de 12-13 % serait fluvioglaciaire. Ces valeurs ont été vérifiées pour les alluvions du massif du Renoso, dans les cas où les faciès sont typiques (les comparaisons granulométriques sont toujours effectuées sur des alluvions alimentées par des granites et leurs filons).

Ainsi, par exemple, peut être déterminée comme glaciaire une alluvion coupée en deux endroits par la route des bergeries de Capanelle, le long du ruisseau de Tomba, à 1 400 et 1 450 m d'altitude. Le dépôt n'est pas stratifié et ne présente pas de topographie typique ; la fraction de la matrice inférieure à 1 600  $\mu\text{m}$  contient, en poids, 36 % de particules 2-50  $\mu\text{m}$  dans les deux coupes. Cette formation prolonge vers l'aval un dépôt glaciaire reconnu vers les bergeries de Capanelle.

Au contraire, au pont de Casaccio sur le ruisseau de Casso, à 1 350 m, l'alluvion serait fluvio-glaciaire (8 % de particules 2-50  $\mu\text{m}$ ) et elle l'est encore au pont de Casso à 800 m d'altitude (9 % de 2-50  $\mu\text{m}$  et moins de particules argileuses que dans les alluvions fluviales aussi altérées).

### **Pozzines (tourbières)**

**T. Tourbières (Pozzines).** Les pozzines de l'étage subalpin sont des pelouses tourbeuses avec des dépressions subcirculaires remplies d'eau. Elles résultent du colmatage progressif de lacs glaciaires d'altitude par les sédiments tourbeux où circule l'eau (Reille, 1975). Ce terme a été créé par J. Briquet (1910) pour désigner les pelouses tourbeuses à gazon ras, à partir du mot « pozzu » (« puits » en langue corse) et de la terminaison du mot « alpine ».

### **Formations superficielles indifférenciées**

**E. Éboulis.** Ces formations non différenciées sont largement réparties dans les zones de forte pente. Elles n'ont été cartographiées que lorsqu'elles forment des éventails facilement identifiables. Dans les zones de forêt (Forêt de Vizzavona), où leur identification sous le couvert végétal est malaisée, leur extension est très vraisemblablement largement supérieure à celle indiquée sur la carte, où la représentation de la nature du substrat a été privilégiée.

**A. Formations superficielles indifférenciées.** Ces dernières sont circonscrites à la partie NE de la feuille.

## Formations anthropiques

X. **Remblais anthropiques.** Ce sont essentiellement les remblais des travaux ferroviaires (notamment à Vizzavona) et routiers.

### CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Au sein de la Branche Varisque Méridionale (BVM), la nature de la croûte continentale inférieure de la chaîne hercynienne peut être appréhendée sur la marge téthysienne (Zone d'Ivrée dans les Alpes, Corse, Calabre), là où l'aminçissement crustal, puis les tectoniques cénozoïques, ont permis son exhumation. Ses métasédiments ont des compositions de graywackes et de shales métamorphisés dans des conditions de P et T estimées à  $P = 0,8-1,4$  GPa,  $T = 900-1000$  °C (Libourel, 1985). L'étude des zircons détritiques révèle que les sédiments proviennent du socle du Gondwana, puis ont été enfouis vers 400 Ma. Les magmatismes du Cambrien inférieur et de l'Ordovicien inférieur figurent parmi les principales sources d'alimentation du détritisme. L'âge et l'intensité des recristallisations métamorphiques successives enregistrées par les zircons des métasédiments en base de croûte sont en bonne correspondance avec les événements tectonométamorphiques documentés dans la croûte supérieure entre 400 et 200 Ma, dont notamment le climax métamorphique tardi-hercynien vers 290 Ma (Rossi *et al.*, 2006 ; Micheletti *et al.*, 2007).

C'est la fusion de métasédiments de ce type qui est principalement à l'origine des magmas granitiques varisques, les conditions de fusion (température, pression d'eau, interaction avec des magmas basiques) rendant compte de la variété des magmas produits au cours de l'orogénèse mais aussi de leurs caractères communs.

### *MAGMATISMES PRÉ-OROGÉNIQUES CAMBRIENS ET ORDOVICIENS*

On retrouve, surtout en Sardaigne, la trace de l'intense activité magmatique du Paléozoïque inférieur, avec deux maxima au Cambrien inférieur et à l'Ordovicien inférieur, essentiellement sous la forme d'orthogneiss -ou de « porphyroïdes »- dans le Massif central, le Massif armoricain, la zone axiale des Pyrénées. Le paléoenvironnement du magmatisme ordovicien reste encore débattu entre celui d'un arc et celui d'un rift. Dans certaines formations métavolcaniques acides, celle de l'Ollo de Sapo en Galice, ou des « porphyroïdes » en Vendée, la grande quantité de zircons panafricains et plus anciens hérités révèle l'importante contribution de la croûte continentale ainsi que la rapidité de la fusion qui peut suggérer un mécanisme de sous-plaquage dans un environnement de rift.

## MAGMATISME TARDI- À POST-COLLISIONNEL VARISQUE

Dans la Branche Varisque Méridionale (BVM), depuis la Bohême (pluton de Bohême centrale) en passant par les Vosges (granite des Crêtes), les Alpes (Massifs de l'Aar, la Lauzière, l'Argentera) et jusqu'en Corse occidentale, se met en place un magmatisme métallumineux U1 magnésio-potassique (Mg-K), caractérisé par l'association de roches ultrapotassiques (vaugnérites, durbachites etc.) et de monzonites quartziques-monzogranites. L'intrusion de ces magmas Mg-K se déroule dans un intervalle de temps assez bref, autour de 340 Ma, au sein de la branche E de la suture sud-varisque (limite SE du microcontinent Armorica).

**La période tardi à post-collisionnelle** (Carbonifère supérieur : 320-290 Ma) se traduit par des phénomènes de désépaississement crustal. Le retour à une épaisseur de croûte normale est essentiellement accommodé par une tectonique en extension et contemporain du jeu de grands décrochements (Bard, 1997). À la même époque se produit une remontée des isothermes, due au sous-plaquage de magmas basiques en base de croûte.

Dans le Massif central et la BVM, une anomalie thermique mantellique se développe pendant l'évolution tardive de la chaîne varisque. Elle a engendré un épisode de fusion partielle de très haute température responsable de la production d'un grand volume de magmas comme c'est le cas pour les granites alumineux à cordiérite du dôme du Velay, mis en place autour de 300 Ma, et contemporains de l'épisode granulitique tardif de la croûte inférieure (climax thermique).

Dans la BVM, se mettent en place entre 310 et 290 Ma, des granites métallumineux à biotite  $\pm$  amphibole : granites du Mont Blanc, *p.p.* des Massifs cristallins externes, du batholite de Corse et de la cordillère catalane. À ces intrusions correspondaient en surface d'importants appareils volcaniques, depuis lors érodés, et dont il ne reste plus que quelques témoins comme dans l'Estérel ou en Corse. Dans les Pyrénées et en Corse, entre 305 et 285 Ma, les intrusions granitiques sont accompagnées par l'injection, à différents niveaux crustaux, de basaltes tholéitiques sous la forme de complexes stratifiés cumulatifs basiques à ultrabasiques, de stocks, d'enclaves, de filons doléritiques et d'appareils volcaniques (Pic du Midi d'Ossau). La composition des magmas parents est celle de tholéites variablement enrichies, issues de la fusion d'un manteau sous-continental hétérogène, dont la composition correspond à celle d'une lherzolite à spinelle ou amphibole sans grenat (Cocherie *et al.*, 1994).

Au sein du batholite corso-sarde, au Permien inférieur (autour de 290 Ma), la mise en place de larges plutons de leucomonzogranites métallumineux s'accompagne d'une phase de métamorphisme de HT-BP donnant des gneiss à sillimanite-cordiérite-grenat. Au cours de cet épisode, se produit l'intrusion des fameux granites perthitiques « alcalins » de Corse (288  $\pm$  2 Ma), dont l'origine

reste débattue entre la différenciation de basaltes alcalins ou tholéitiques ou bien celle de magmas formés par fusion partielle anhydre à haute température de la croûte inférieure.

La grande abondance des granitoïdes *s.l.* constitue un trait caractéristique majeur de la chaîne varisque, qui semble refléter la combinaison de deux facteurs particulièrement favorables à la production de magmas intra-crustaux : d'une part, la très large prépondérance, à tous les niveaux structuraux, de lithologies métasédimentaires fertiles (métagreywackes, métapélites), et d'autre part la mise en œuvre de processus thermo-tectoniques permettant d'établir un flux thermique élevé. L'épaississement crustal par empilement d'unités tectoniques a assurément joué un rôle, notamment en accumulant des matériaux supracrustaux riches en éléments radioactifs producteurs de chaleur (K, Th, U) et en permettant l'introduction de fluides libérés lors du métamorphisme prograde des séries sédimentaires sous-charriées. Toutefois, la présence ubiquiste de magmas basiques indique aussi que la remontée de matériaux mantelliques très chauds à des niveaux relativement superficiels a causé un apport thermique important. On peut tenir cette advection de chaleur d'origine mantellique pour le responsable de la différenciation intracrustale en un niveau inférieur à caractère restitique et cumulatif et un niveau supérieur riche en granitoïdes qui clôturé l'orogénèse varisque.

### *SUCCESSION DES ÉVÈNEMENTS TECTONOMÉTAMORPHIQUES VARISQUES*

En Corse, trois épisodes de métamorphisme varisques principaux ont été reconnus.

1) **Les pyrigarnites de Porto-Vecchio** (Libourel, 1985 ; Giacomini *et al.*, 2008) qui ont subi un métamorphisme de HP ( $P \sim 1,2-1,5$  GPa) et HT ( $T \sim 800-900$  °C) ont un protolithe estimé à  $466 \pm 30$  Ma (Rossi *et al.*, 2009). Des âges compris entre  $440 \pm 12$  Ma et  $412 \pm 32$  Ma sont interprétés comme ceux du climax métamorphique. Des niveaux d'orthogneiss alumineux, à protolithe cambro-ordovicien, sont accolés aux niveaux métasédimentaires (Porto Vecchio :  $463 + 14/-11$  Ma ; Asco :  $476 \pm 8$  Ma). Une phase d'anatexis s'est déroulée entre 350 et 340 Ma durant laquelle est intervenue la rétomorphose des écolitoides ( $345 \pm 5$  Ma à Porto Vecchio) ; à Asco, cet épisode est enregistré vers  $337 \pm 8$  Ma ; c'est durant ce même épisode que se mettent en place les granites Mg-K. En **Sardaigne**, dans le complexe migmatitique septentrional, des reliques écolitiques T-MORB ont été identifiées ( $P \sim 1,3$  GPa ;  $T \sim 690-760$  °C) ; l'âge du protolithe y est daté Ordovicien supérieur ( $457 \pm 2$  Ma), l'âge du métamorphisme étant rapporté au Dévonien inférieur à  $403 \pm 4$  Ma. Dans le Golfe d'Aranci (Giacomini *et al.*, 2008), le protolithe de reliques écolitiques a

été daté à  $460 \pm 5$  Ma avec un événement thermique à  $352 \pm 3$  Ma, comparable à celui enregistré en Corse.

2- **Le deuxième épisode** est caractérisé par un métamorphisme de faciès amphibolite auquel est très souvent associée un épisode anatectique qui a été daté autour de 350 Ma (Porto Vecchio, Belgodere) et qui est pénécemporain de la mise en place du magmatisme Mg-K.

3 - **Le troisième événement** métamorphique important se produit au Carbonifère supérieur, il est de haute température et basse pression. En Corse, l'examen de la croûte inférieure kinzigitique varisque, exhumée à l'Alpin, montre qu'une anomalie thermique mantellique a engendré un épisode de fusion partielle de très haute température responsable de la production d'un grand volume de magmas basiques et acides, mis en place autour de 300 Ma, et contemporain de l'épisode granulitique tardif de la croûte inférieure (Rossi *et al.*, 2006).

La datation i) de leucosomes anatectiques à grenat à  $307 \pm 3$  Ma à proximité des enclaves et septa de gneiss plus ou moins anatectiques et ii) celle de leucomonzogranites à  $297 \pm 2$  Ma enclavant des septa de gneiss anatectiques à grenat + biotite + sillimanite + cordiérite + andalousite dilacérés ductilement dans la foliation, indique que cet épisode thermique s'est déroulé sur une durée d'au moins une dizaine de Ma.

Cette évolution correspond à une décompression contemporaine d'une augmentation progressive de la température, synchrone d'une anatexie généralisée de la croûte continentale.

Après l'orogène varisque et la constitution de la Pangée permienne, au départ de l'histoire mésozoïque de la Corse se place l'ouverture de l'océan ligure qui va séparer l'Europe, à l'Ouest, de l'Afrique. Les événements tectonométamorphiques alpins, liés la fermeture de l'océan liguro-piémontais, se déroulent dès le Crétacé supérieur.

## CYCLE ALPIN

### Sédimentation mésozoïque

Le premier cycle sédimentaire jurassique dont il reste encore quelques témoins à la marge du batholite sur la feuille Bastelica se retrouve jusqu'en Sardaigne orientale où il affleure largement (Costamagna *et al.*, 2007). Les dépôts se sont développés dans le contexte de l'ouverture de la Téthys alpine, à partir du Bajocien, sur un système de horsts et grabens en cours d'effondrement vers le Nord-Est. Des sédiments continentaux se mettent d'abord en place, suivis par des sédiments marins carbonatés de rampes interne et externe, à leur tour

recouverts par des sédiments de rampe interne. La discontinuité du Kimméridgien-Tithonien termine ce cycle sédimentaire, dont la totalité peut être interprétée comme une séquence transgressive-régressive contrôlée par des phénomènes tectono-eustatiques. L'ensemble des formations liées à ce cycle sédimentaire constitue le « Groupe de Baunei » défini en Sardaigne.

Le caractère dominant des dépôts de l'Éocène autochtone, particulièrement pour ce qui concerne la Formation du Monte Cuchero, que ce soit dans les niveaux grossiers ou dans les niveaux péliques épais, est la grande hétérogénéité de dimension de nature des clastes au sein d'un ensemble qui peut être extrêmement homogène sur plusieurs mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Tous ces caractères semblent traduire un mode mimant le transport ou le dépôt en masse, par « debris flows ». Dans un modèle de cône sous-marin, le conglomérat du Monte Cuchero se situerait dans un contexte très proximal. Il constituerait le plus logiquement des dépôts correspondant à la limite du talus continental à la sortie d'un chenal d'alimentation ou en début de plaine (cône supérieur). Mais il convient toutefois ici d'être très prudent quant à l'interprétation du style et du mode de dépôt de ce conglomérat.

### **Déformation alpine**

La marge orientale du batholite est affectée par des accidents majeurs comme les failles des cols de Vizzavona ou de Verde par exemple. De même, au contact de la nappe des Schistes lustrés, en aval du défilé des Strette et en amont du contact avec les formations alpines, une bande d'accidents dont la nature évolue depuis des failles à quartz-actinote jusqu'à des failles ductiles, découpe les granitoïdes en lames verticales. Cette zone d'accidents se poursuit, avec la même verticalité, depuis la feuille Corté au Nord, en passant par la feuille Venaco jusque sur celle de Bastelica. À proximité de ces accidents, sur une distance pouvant aller jusqu'à quelques centaines de mètres de l'axe de la faille, la schistosité transforme ces granites en orthogneiss (« protogine » des anciens auteurs).

Au cœur de l'ensemble des accidents figurés par les symboles ~, le quartz apparaît toujours sous la forme de rubans à forte extinction onduleuse et localement sous la forme de petits grains coalescents recristallisés ; les micas sont recristallisés en chlorites flexueuses, on observe un développement de crossite aux dépens de la biotite qui est complètement rétomorphosée, les plagioclases sont entièrement séricitisés, déformés et brisés, les perthites présentent toutes une orientation et sont de forme sigmoïde. F. Gueydan (2001) a montré que la fracturation des gros grains de feldspaths initie une transformation progressive des feldspaths en micas, ce qui affaiblit considérablement la résistance de la mixture feldspath-quartz-mica. Cette transformation progressive du feldspath en mica, initiée par micro-fracturation

est associée à la formation des bandes de cisaillement. En s'éloignant de la zone centrale de l'accident, on observe tous les termes de transition jusqu'au granite non déformé.

Dans le Golo, P. Laurent (*in* Maluski, 1977) a conclu que la géométrie des zones de cisaillement et les directions de mouvement sont compatibles avec une direction de cisaillement principal subhorizontale N155. L'étude géochronologique systématique menée par H. Maluski (1977) sur la déformation dans les granites de la Scala di Santa-Regina, l'a amené à conclure qu'un âge compris entre 30 et 40 Ma est une valeur plausible pour dater l'effet des déformations alpines dans le socle cristallin compatible avec un âge de mise en place des nappes dans l'intervalle fini-Bartonien à Priabonien (37-34 Ma). Cette estimation est cohérente avec les observations réalisées au sein de la Formation de Venaco (Ferrandini *et al.*, 2010) où des blocs de protogine sont repris en galets au sein de conglomérats priaboniens non affectés par la déformation alpine, ni par le métamorphisme en faciès schistes verts.

### **Déformation dans la couverture autochtone et le Piémontais**

La mise en évidence, à toutes les échelles, d'une même logique dans la succession des différentes générations de structures observables permet de distinguer plusieurs épisodes tectoniques. Chacune des « phases » correspond à un stade d'évolution des déformations progressives de la matière affleurant dans le secteur d'étude. Ainsi, cette notion de « phase » définie pour des raisons de commodité, traduit difficilement la continuité à une échelle plus vaste, crustale, des mouvements responsables de cette évolution.

#### **a) Phase principale**

Les structures actuellement observables sur l'ensemble du terrain d'étude sont la somme de deux phases tectoniques principales, chacune caractérisée par une déformation qui lui est propre.

Les différentes cartes structurales rendent compte de la géométrie générale et des rapports entre les unités.

Une phase majeure D1 de déformation ductile pénétrative non-coaxiale, associée à un métamorphisme de type HP/BT. De vergence vraisemblablement SW, elle est soulignée par une foliation (mylonitique) régionale S1, de direction N140 souvent plan axial de plis P1 isoclinaux ou en flammes aiguës, et responsable des principaux contacts tectoniques, zones de cisaillements et écaillages parallèles à S1. Cette phase affecte de façon analogue les différentes unités allochtones ainsi que les termes de « l'Autochtone » (Parautochtone) quel que soit leur âge, et son intensité augmente lorsqu'on se rapproche des contacts (tectoniques) entre les différentes unités. Les principaux écaillages dans le socle



autochtone, les contacts tectoniques majeurs entre les différentes unités, les cisaillements ductiles intra-unités, ainsi que la disposition générale à l'échelle cartographique ont une orientation moyenne commune d'environ N140, l'ensemble de ces structures ayant été redressé à la verticale ou replissé par la phase D2.

À l'échelle de la mésostructure, une linéation d'allongement dans le plan de foliation S1, d'orientation originelle également constante, voisine de N60, associée à du boudinage, se conforme à l'ensemble de ces caractères macrostructuraux.

Cette phase majeure de déformation est interprétée comme un épisode de cisaillement important de l'ENE vers l'WSW contemporain de la mise en place des nappes : nappe piémontaise de type Santa Lucia et nappes ligures des Schistes lustrés à ophiolites qui reposent tectoniquement sur l'Éocène autochtone.

L'essentiel de la phase de transport vers l'Ouest doit être replacé dans un intervalle de temps, très court, situé dans l'Éocène supérieur (Counas, 1986 ; Égal et Caron, 1988 ; Bézert et Caby, 1988). Cet intervalle se situe entre le Bartonien supérieur et le Priabonien (Ferrandini *et al.*, 2010), ce qui correspond à environ 3 millions d'années.

## **b) Deuxième phase**

Une deuxième phase synschisteuse D2 reprenant l'ensemble des structures liées à D1 d'importance moindre que celle-ci à l'échelle cartographique, et caractérisée à l'affleurement par des plis P2 en cascades d'axes subhorizontaux parfois courbes, fortement déversés vers l'Est, accompagnés d'une schistosité de crénulation ou de plan axial. Leurs orientations axiales sont variées et se répartissent le plus souvent entre les directions N 320 et N 20.

## **c) Phases tardives**

Il s'agit de structures mineures sporadiques associées à des fractures subverticales décrochantes et en failles normales :

– une phase plicative D3 caractérisée par des plis à grand rayon de courbure d'orientation N100 à N110 reprend les structures précédentes. Elle est responsable de la verticalisation locale des axes des plis P2 (Pedi Quarcio, Poggio di Nazza). À l'échelle de l'affleurement, des fractures frustes subverticales N100 à N120, surtout visibles dans les niveaux péliques, peuvent y être rattachées. Ces plis semblent régir la morphologie d'ensemble de la région en conditionnant les interfluves sur lesquels sont construits le plus souvent les villages (Pedi Quarcio, Prunelli di Fium'Orbo, Poggio di Nazza) et les vallées encaissées des ruisseaux tels ceux d'Aglià, de l'Abatesco, du Varagno ou du Saltaruccio ;

– des fractures subverticales sont observables à l’affleurement. Les plus importantes peuvent se suivre cartographiquement et dans le paysage grâce aux photographies aériennes sur lesquelles elles sont extrêmement nettes et de fréquence très importante. Elles établissent un véritable découpage en panneaux et rendent compte du morcellement à l’échelle cartographique des différentes unités et des variations brutales des directions structurales. Certaines fractures ont rejoué plusieurs fois et indiquent à la fois des mouvements décrochants et des mouvements verticaux. Leurs directions reproduisent les directions dessinées par les phases précédentes. En gros, quatre directions principales peuvent être distinguées : N20-N30 ; N50-N60 ; N100-N110 ; N140-N160.

Il paraît vraisemblable que ces fractures traduisent des mouvements de socle. En outre, les principales fractures recoupant le socle occidental sont communément rattachées au fameux « cadre faillé tardi-hercynien » SW-NE et considérées comme ayant rejoué lors des phénomènes alpins.

### **Métamorphisme dans la couverture autochtone et le Piémontais**

Même si les structures indiquent que la déformation ductile D1 est associée à des conditions métamorphiques relativement sévères (mylonitisation, phengites de haute pression) les paragenèses minérales observées qui sont liées à D1 restent relativement pauvres dans les différentes séries sédimentaires présentes sur la feuille Bastelica.

Le caractère de la déformation D1 est très hétérogène et les recristallisations métamorphiques syntectoniques se concentrent dans certaines zones privilégiées (couloirs tectoniques et zones de mylonitisation).

Ainsi, à titre d'exemple, au contact entre l'Éocène schisto-gréseux (arkoses) et les gabbros de la série de l'Inzecca en aval de Poggio di Nazza, l'association crossite + pumpellyite ± chlorite se développe à la périphérie des augites dans les gabbros tandis que l'Éocène gréseux mylonitisé présente l'association quartz + phengite ± chlorite (Counas, 1986, y a observé de l'amphibole bleue « crossite »). Cette hétérogénéité apparaît également entre les schistes et calcaires mylonitiques (quartz + phengite) de la série de l'Inzecca, au sortir du défilé des Strette (pont de Sampolo), au contact avec l'Autochtone granitique et cristallophyllien mylonitique (pyroxène sodique + phengite + lawsonite + crossite) et dans l'Éocène mylonitique qui affleure à 500 m au Sud-Est (quartz + phengite). Au sein de la série ophiolitifère des « Schistes lustrés » de l'Inzecca (Netelbeek, 1951 ; Peterlongo, 1968 ; Ohnenstetter, 1975 ; Garfagnoli *et al.*, 2009), les néoformations synschisteuses (pyroxènes sodiques, Mg-riebeckite-glaucophane, actinote) d'orientations subparallèles se répartissent le long de couloirs de déformation ductile qui correspondent le plus souvent à des contacts

tectoniques majeurs séparant deux unités : par exemple les schistes amphiboliques (actinote et glaucophane) du contact serpentinites-spilites à 100 m à l'Ouest de Pinzalone ou les schistes à lawsonite du contact serpentinites-schistes de l'Inzecca à 200 m au Sud-Est de Salastraco.

L'étude sommaire à la microsonde des phengites syntectoniques néoformées ou recristallisées dans les différentes formations à proximité des contacts tectoniques majeurs a révélé des taux de substitution phengitiques élevés ( $7,2 < Si < 6,8$ ) typiques d'un métamorphisme HP/BT. Cela signifie que, pour des températures comprises entre 250 et 350 °C et des conditions de  $P_{H_2O} = P_{totale}$ , les pressions enregistrées ont été de l'ordre de 4 à 7 kbar (Velde, 1967).

Ces taux de substitution sont identiques :

- dans les granites et les roches du socle paléozoïque alpinisés qui montrent dans les plans de schistosité, associés aux phengites, du pyroxène sodique et de la lawsonite ;
- et dans leur couverture éocène, dépourvue de cette association à Na-pyroxène + lawsonite.

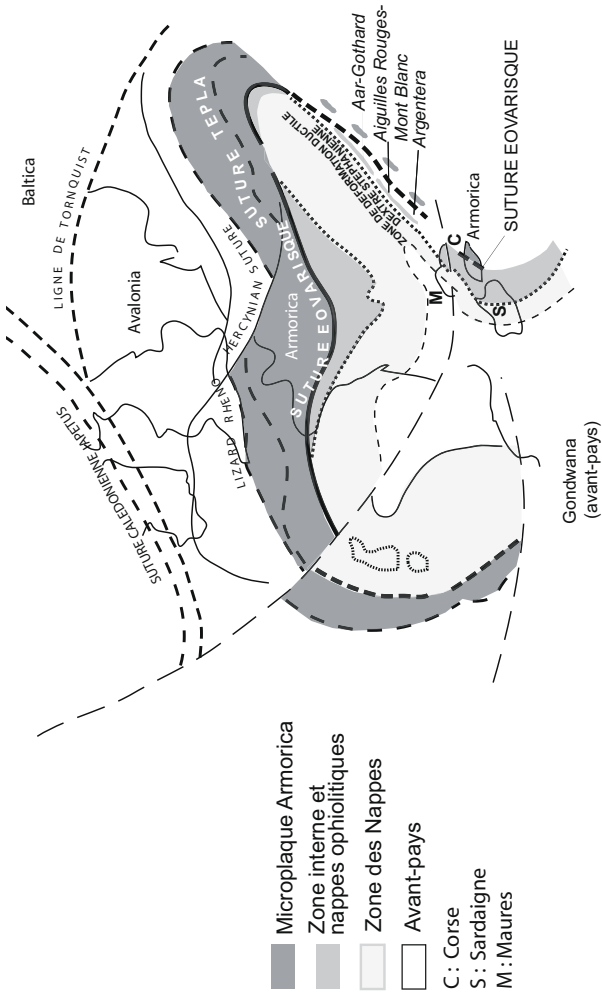
Ces résultats, qui soulignent les inégalités de répartition des minéraux néoformés pendant la déformation D1, semblent donc confirmer l'identité des conditions tectono-métamorphiques et de style de la déformation D1 soulignés aux échelles macro- et mésoscopiques à travers les différents terrains de la région d'étude et l'âge tardi-éocène d'une forte déformation pénétrative associée à un métamorphisme de type HP/BT.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

La présentation de l'organisation des différentes sutures et des microplaques au sein de l'orogène varisque se réfère ci-après (fig. 6) au schéma général de P. Matte (2001) complété pour la branche varisque méridienne ou BVM (Rossi *et al.*, 2009). Les pièces du puzzle de la BVM, en position orientale par rapport au poinçon gondwanien, doivent être replacées dans leur position anté-Permien pour permettre d'y retrouver une logique structurale.

### *ÉVOLUTION DE LA BRANCHE MÉRIDIONALE DE LA CHAÎNE VARISQUE*

Pour bien comprendre l'histoire de la branche varisque méridionale (fig. 6), il est nécessaire de replacer cette partie de la chaîne avant son démembrement au cours du Stéphanio-Permien. En Corse, les sédiments grésopélitiques, d'âge néoproterozoïque à cambrien et leur couverture paléozoïque inférieur (série de Galeria) ont les mêmes caractéristiques que ceux du paléocontinent Armorica et



**Fig. 6 - Localisation de la suture sud varisque (SSV) dans la branche méridionale de l'orogène varisque (modifié d'après Matte, 2001).** En trait noir plein : suture sud varisque (Sud de la plaque Armorica). En pointillés : chevauchement des nappes internes sur le parautochtone de Gondwana

sont en position d'arrière-pays dans la zonation de la chaîne varisque. À l'inverse les séries métamorphiques de haut grade des gneiss de Belgodere, Porto-Vecchio... présentent toutes les caractéristiques tectono-métamorphiques de la zone Rhénohercynienne et Moldanubienne et sont à replacer dans la continuité du massif de Bohême (fig. 6).

Il y a environ 500 Ma, l'océan Rhéique commence à s'ouvrir (fig. 7). Ce rifting conduit à l'individualisation de la Laurussia qui se détache de la marge passive du continent Gondwana.

Environ 10 à 20 Ma après, la marge nord de Gondwana continue à se disloquer donnant naissance à l'Océan sud-armoricain (ou Médio-Européen) qui va séparer le microcontinent Armorica de la marge nord-gondwanienne. À partir de 420 Ma (Silurien) le rapprochement entre les continents Laurussia et Gondwana s'amorce par la subduction vers le Nord-Ouest, sous le bloc Armorica, de l'Océan Médio-Armoricain. Cette fermeture conduit vers 380 Ma (Dévonien inférieur) à la collision entre Armorica et Gondwana et la formation de la suture éovarisque soulignée par les reliques éclogitiques que l'on retrouve en Corse et en Sardaigne ainsi que dans la zone interne des Aiguilles Rouges, de Belledonne, de l'Oisans et des Maures.

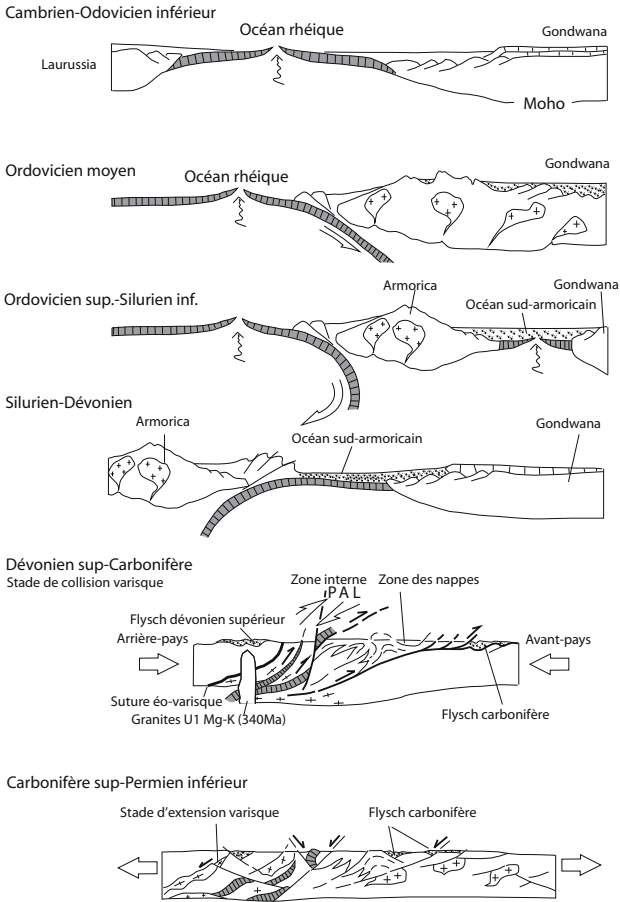
Cette première phase de subduction-collision est relayée pendant tout le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur par la fermeture de l'océan Rhéique sur la marge nord de l'Armorica.

La collision qui s'en suit au cours du Viséen, entre 340 et 320 Ma, est marquée par une tectonique tangentielle vers l'Ouest qui s'accompagne d'un métamorphisme de MP-MT et la mise en place des granitoïdes U1 Mg-K qui scellent le collage des formations d'Armorica (série de Galeria) et des gneiss de Belgodere. Ces granites U1 forment un longue et étroite guirlande de plutons qui s'étend, sur près de 1 500 km, depuis la Corse jusqu'à la Bohême (fig. 6) mais dont la géométrie actuelle résulte du fonctionnement de décrochements senestres au Carbonifère supérieur (Bard, 1997 ; Rossi *et al.*, 2009).

L'extension crustale post-épaississement voit la dénudation des granitoïdes U1 et la mise en place de l'association volcano-plutonique calco-alkaline composite U2.

L'activité magmatique s'achève durant le Permien inférieur avec la mise en place du magmatisme U3 au sein d'appareils volcano-plutoniques (Porto, Evisa, Monte Cinto, ...).

L'association volcano-plutonique calco-alkaline composite U2 constitue un épisode dont les termes plutoniques sont largement exprimés en Corse comme en Sardaigne (Orsini, 1980 ; Rossi, 1986), les reliques de formations



**Fig. 7 - Schéma de l'évolution géodynamique du bloc corso-sarde**

Cambrien-Ordovicien inférieur : ouverture de l'océan rhéique entre Laurussia et Gondwana. Ordovicien moyen. Subduction de la croûte océanique de l'océan rhéique sous la marge continentale septentrionale de Gondwana et volcanisme associé de type andin en Sardaigne. Ordovicien supérieur - Silurien inférieur : ouverture arrière arc et rifting de la marge septentrionale de Gondwana, ouverture de l'océan sud armoricain. Silurien-Dévonien. La subduction de l'océan sud armoricain sous Armorica conduit à la formation d'une collision possiblement oblique et d'un prisme orogénique au Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur. Dévonien supérieur - Carbonifère. La collision entre Armorica et Gondwana se déroule entre le dépôt des formations du Tournaisien inférieur (vers 360 Ma) et la mise en place du plutonisme Mg-K autour de 340 Ma. Carbonifère-Permien inférieur. Mise en place du batholithe pendant l'extension varisque

volcaniques associées étant aujourd'hui réduites à l'affleurement par suite de l'érosion. Ces intrusions granitiques et mafiques U2 se mettent en place dans l'encaissant métamorphique et dans les granitoïdes U1 qui jouent le rôle d'un socle ou encore dans des unités U2 plus anciennes ou au sein même de leur propres éjectats volcaniques. Le dispositif structural peut donc être reconstitué selon le schéma suivant : les formations volcaniques calco-alcalines représentent un étage supérieur (supra- socle et granites U1 Mg-K), les intrusions granitiques et mafiques U2 l'étage inférieur (infra-U1), les filons calco-alcalins représentant dans cette hypothèse les dykes d'alimentation faisant correspondre les plutons U2 et les volcanites calco-alcalines correspondantes (premier cycle de Vellutini, 1977). Les conditions et la profondeur de mise en place des magmas peuvent être estimées dans le massif où, dans la partie occidentale du Désert des Agriates, des granodiorites et des leucomonzogranites sont intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires à une profondeur de l'ordre du millier de mètres, ou moindre encore (Rossi *et al.*, 1993). La profondeur de mise en place du complexe mafique du Tenda, du même ordre, est estimée autour de 0,05 GPa (Tribuzio *et al.*, 2009).

Les séries sédimentaires déposées durant la mise en place du batholite témoignent de l'importance des phénomènes d'érosion qui se déroulaient en surface. Ainsi la série conglomératique (« wesphalienne ») de Solche dans les Agriates (feuille Saint-Florent) (Rossi *et al.*, 1994) comporte des conglomérats remaniant les granites U1 en galets et métamorphisés par les granites U2. Ces observations permettent d'estimer que dans un laps de temps d'une quarantaine de millions d'années, entre 340 et 300 Ma, une dizaine de km d'épaisseur de terrains a pu être décapée par l'érosion.

Entre 305 et 285 Ma, les intrusions granitiques U2 sont accompagnées, par l'injection, à différents niveaux crustaux, de basaltes tholéitiques sous la forme de complexes stratifiés cumulatifs basiques à ultrabasiques, de stocks, d'enclaves, de filons doléritiques et d'appareils volcaniques (Osani) (Rossi et Cocherie, 1991). La composition des magmas parents est celle de tholéiites variablement enrichies, issues de la fusion d'un manteau sous-continentale hétérogène, dont la composition correspond à celle d'une lherzolite à spinelle ou amphibole, sans grenat (Cocherie *et al.*, 1994).

Au Permien inférieur (autour de 290 Ma), dans un environnement d'extension crustale, la mise en place de larges plutons de leucomonzogranites métalumineux s'accompagne d'une phase de métamorphisme de HT-BP donnant des gneiss à sillimanite-cordiérite-grenat qui témoignent du fort réchauffement de la croûte continentale. Au cours de cet épisode se produit l'intrusion des fameux granites perthitiques ( $288 \pm 2$  Ma), qui pourraient avoir été formé par fusion partielle anhydre à haute température de la croûte inférieure.

Une centaine de millions d'années va séparer la fin de la mise en place du batholite de l'ouverture de l'océan ligure au Jurassique.

### *OROGENÈSE ALPINE : LA FERMETURE DE L'OCÉAN LIGURO-PIÉMONTAIS*

L'histoire mésozoïque de la Corse commence avec celle de l'ouverture de l'océan liguro-piémontais (ou Téthys ligure) qui va séparer l'Europe, à l'Ouest, de l'Afrique.

Le bassin ligure est né de l'étirement de la croûte lithosphérique continentale durant le Dogger, conséquence de l'ouverture de l'Atlantique central qui débute durant le Trias et qui décroche le Gondwana de la Laurasia. Une transformante continentale : la transformante de Gibraltar va dès lors séparer l'Afrique de l'Europe entraînant le coulisement senestre de l'Afrique. Cette transformante va relier deux bassins océaniques : la Téthys atlantique et le bassin liguro-piémontais (Téthys ligure).

La période d'océanisation est calée entre l'ouverture du bassin balano-ligure - estimé d'âge bathonien supérieur à callovien inférieur à partir de datations biostratigraphiques (Danelian, 2008) ; en accord avec la datation U-Pb sur zircons de trondjémite de Balagne (Rossi *et al.*, 2002) à  $169 \pm 3$  Ma. L'âge le plus récent a été obtenu sur des zircons de sur des zircons de trondjémite à Rusio en Castagniccia à  $153 \pm 2$  Ma soit Kimméridgien (annexe géochronologie). L'océanisation pourrait s'être déroulée sur un laps de temps de l'ordre de  $16 \pm 5$  Ma.

La fermeture de l'océan liguro-piémontais va se traduire par la subduction d'une partie de la croûte océanique et du prisme d'accrétion et de l'obduction d'une partie de ce matériel sur la marge européenne au Barthonien (Counas, 1986 ; Bezert et Caby, 1988, 1989 ; Egal et Caron, 1988). En revanche, l'accord n'est pas entièrement réalisé sur la paléogéographie du Crétacé avant la fermeture océanique ni sur la vergence (ou les vergences successives) de la subduction.

Plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés pour rendre compte de l'empilement des différentes unités constituant l'édifice structural des Schistes lustrés en Corse. Leur diversité provient avant tout de la complexité des structures tectoniques et du manque de contraintes chronologiques biostratigraphiques et radiométriques. Ces modèles doivent intégrer plusieurs points importants, notamment l'existence de roches éclogitiques, développées à partir de protolites océaniques et continentaux, ainsi que la présence en superstructure de nappes à substratum ophiolitique peu déformées et à métamorphisme faible à très faible.



Les premiers modèles ont proposé une subduction à vergence vers l'Est (Mattauer et Proust, 1976 ; Faure et Malavieille, 1981), ou bien vers l'Ouest (Abbate et Sagri, 1982 ; Principi et Treves, 1984 ; Durand-Delga *et al.*, 1997 ; Lahondère, 1991 ; Jolivet *et al.*, 1998). Un modèle mixte (par exemple : Molli et Malavieille, 2010) propose que la subduction vers l'Est (vergence alpine) a fonctionné depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Paléocène, puis, qu'à l'Éocène inférieur (50 Ma), le sens de la subduction s'est renversé vers l'Ouest (vergence apenninique) et se poursuit aujourd'hui par une délamination de la lithosphère mantellique vers l'Est (« *Slab rollback* »). Il est certain qu'à partir, au moins, d'une quarantaine de millions d'années la vergence de la subduction a été vers l'Est. En témoigne l'ouverture du Golfe Ligure (bassin arrière-arc) et le volcanisme calco-alcalin de Provence, du Sud-Ouest corse et de Sardaigne (Rossi *et al.*, 1998 ; Réhault *et al.*, 2012).

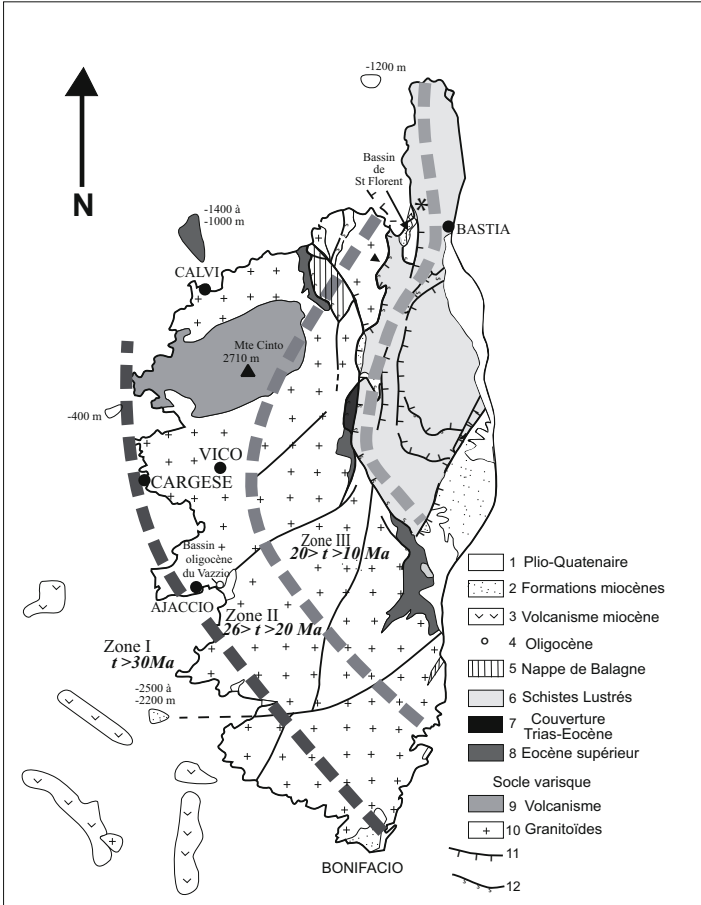
## GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

La Corse qui se situe géologiquement dans le prolongement méridional des Alpes occidentales s'en est éloignée à la faveur de l'ouverture du bassin algéro-provençal. La position du « microcontinent » corso-sarde, au coeur du golfe de Gênes, résulte, de sa rotation (une trentaine de degrés) dans le sens anti-horaire. Ce déplacement s'est effectué au Miocène inférieur (22-18 Ma), à partir de sa position d'origine : l'ancien « continent pyrénéo-corso-sarde » (Argand, 1924). Il est donc nécessaire de rétablir cette position anté-miocène pour obtenir l'organisation structurale et les directions géométriques primitives que l'on pourra comparer à celles des Maures et des Pyrénées à la même époque.

La datation par traces de fission sur apatites (fig. 8) du passage sous l'isotherme 120-60 °C (Jakni *et al.*, 2000) met en évidence une zonation remarquable qui révèle une exhumation oligo-miocène et un rajeunissement du Sud-Ouest vers le Nord-Est de l'île. Deux événements thermiques majeurs sont ainsi datés respectivement de 26-20 Ma et de 18-10 Ma. Ces événements correspondent à des refroidissements rapides et des dénudations en liaison d'une part avec le rifting fini-oligocène liguro-provençal, et d'autre part avec l'extension tyrrhénienne miocène.

Il faut noter que si les mouvements verticaux sont de grande ampleur puisqu'on connaît de l'Éocène supérieur autochtone à 2 400 m d'altitude (Monte Cardo, sur la feuille Venaco) alors que la base du Miocène est à -1 500 m au niveau de la côte orientale, le fait que le bassin néogène qui s'étend jusqu'à l'Italie n'est pas plissé implique que les phases de serrage post-burdigaliennes (après 16 Ma) n'ont eu que peu d'effet dans ce domaine de la Méditerranée occidentale.

C'est au Tortonien (vers 11 Ma) que la zone des Schistes lustrés va émerger et que vont se former les premiers reliefs et des grands plis de fond orientaux. En



**Fig. 8 - Carte structurale de la Corse, montrant la distribution des âges TF sur apatites. n = nombre d'échantillons datés (Jakni *et al.*, 2000)**

1 : Plio-Quaternaire ; 2 : Miocène ; 3 : volcanisme sous-marin calco-alcalin (20-16 Ma) ; 4 : Oligocène supérieur ; 5 : unités supérieures alpines ; 6 : schistes lustrés *s.l.* ; 7 : écloïtes ; 8 : couverture parautochtone ; 9 : Éocène supérieur ; 10 : Éocène inférieur, Crétacé supérieur ; 11 : volcanites stéphano-permiennes ; 12 : socle hercynien ; 13 : faille normale ; 14 : chevauchement

effet, jusqu'à cette époque, les formations du Miocène de la Plaine orientale étaient directement alimentées par des éléments provenant du batholite, et ce n'est qu'à partir du Tortonien que l'on voit y apparaître du matériel alpin.

Plusieurs observations sur la disposition générale des terrasses alluviales ont permis de mettre en évidence des mouvements tectoniques affectant les terrains quaternaires en Plaine orientale sur la feuille de Ghisonaccia. Les terrasses sont étagées ou emboîtées dans le secteur nord et le centre de la carte alors qu'au Sud de l'Abatesco les alluvions d'une période recouvrent à l'aval celles de la période précédente. Ceci a été mis en relation avec une subsidence active de cette zone au cours du Quaternaire, les autres zones étant stables ou soulevées.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *DONNÉES CLIMATIQUES*

La situation géographique de la Corse, confère à l'île un climat de type méditerranéen. L'importance et la forte variabilité de son relief provoquent cependant des variations locales de ce contexte climatique général, allant même jusqu'à créer des conditions de climat de type alpin en altitude.

La feuille de Bastelica se situe dans un contexte de moyenne et haute montagne, où l'on distingue notamment les massifs du Renoso (2 352 m) et de la Punta di a Capella (2 042 m), orientés nord-sud et séparés par le col de Verde. La bordure est de la feuille, relativement proche de la mer, présente une morphologie beaucoup plus douce et des altitudes moyennes de l'ordre de 50 m.

Ce relief implique une variabilité importante de la pluviométrie qui est de l'ordre de 500 à 1 000 mm par an jusqu'à 500 m et qui peut atteindre 1 500 mm en altitude. Le régime de précipitations typiquement méditerranéen se traduit par des précipitations irrégulières pouvant être brutales et intenses.

Les températures présentent aussi des variations importantes, puisqu'elles vont de 15 °C en bordure littorale à moins de 7 °C au dessus de 1 000 m en moyenne annuelle. L'ensoleillement est très important (peut atteindre plus de 2 700 h sur l'année) et les vents sont parfois très violents puisqu'ils peuvent dépasser les 100 km/h.

### *HYDROGRAPHIE*

La feuille de Bastelica est parcourue par un grand nombre de rivières parmi les plus connues en Corse qui prennent naissance au niveau des deux massifs précédemment décrits. Ainsi, la bordure ouest de la feuille est drainée vers

l'Ouest du Nord au Sud, par la Gravona, le Prunelli et l'Ese (qui se jette dans le précédent à la limite sud-ouest de la feuille). Le Nord et l'Est de la feuille sont drainés vers l'Est, du Nord au Sud, par le Fium'Orbu et ces deux affluents, le Saltaruccio et le Varagno, puis par l'Abatesco. Le centre et le Sud de la feuille sont drainés par le Taravo.

Ces cours d'eau présentent des écoulements importants (en moyenne annuelle, 3,7 m<sup>3</sup>/s et 1 015 mm de lame d'eau pour le Fium'Orbu à Ghisoni ; 5,5 m<sup>3</sup>/s et 864 mm de lame d'eau pour la Gravona à Péri ; 7,5 m<sup>3</sup>/s et 720 mm de lame d'eau pour le Taravo à Zigliara).

### *HYDROGÉOLOGIE*

Sur le plan hydrogéologique, l'essentiel des affleurements de la feuille est constitué de formations granitiques de différentes natures. La principale entité hydrogéologique présente sur cette feuille est ainsi celle dite de la Corse ancienne granitique (619a), avec sur un petit quart sud-ouest, une partie de l'entité volcanique de Bastelica (619c).

Au niveau de la bordure est de la feuille, les granites entrent en contact avec des formations métamorphiques (Corse métamorphique est - 598a) et sédimentaires (Éocène de Solenzara - 599a et Miocène d'Aléria - 599c).

L'ensemble des formations granitiques et métamorphiques peuvent être le siège de circulations aquifères d'importance inégale en fonction de leur degré de fissuration et d'altération. Les circulations d'eau dans les formations sédimentaires se trouvent préférentiellement dans les failles et diaclases de ces formations relativement compactes et argileuses, dans lesquelles des niveaux poreux discontinus peuvent exister.

#### **Corse ancienne volcanique de Bastelica (système 619c)**

Cette entité hydrogéologique, placée à cheval sur les feuilles de Sarrola, Bastelica, Zicavo et Ajaccio, n'est représentée que sur une faible superficie à l'angle sud-ouest de la feuille. Elle concerne essentiellement la commune de Bastelica, dans sa portion située au sud-ouest du village.

Des circulations d'eau souterraine peuvent exister dans ce type de formation dans les secteurs altérés (arènes) et dans les zones fracturées. Les zones arénisées sont susceptibles d'avoir un effet capacitif dont l'importance dépend de l'épaisseur de l'horizon d'altération, mais aussi de la topographie. Les hétérogénéités de la roche (filons de quartz et de roches basiques) et la

fracturation sont susceptibles de jouer un rôle de drain ou de barrage selon les cas et influencer la productivité des aquifères.

Bien que l'on puisse considérer ces formations comme perméables en grand, il est très difficile de caractériser précisément la géométrie des réservoirs et d'affirmer qu'il y ait une continuité de la ressource sur l'ensemble du système. Sur le territoire de la présente feuille, aucun forage, ni source ne sont recensés sur cette entité.

### **Corse ancienne granitique (système 619a)**

Cette entité, qui couvre la quasi-totalité de la partie occidentale de la Corse, est présente sur la totalité de la feuille au nord et à l'ouest de l'entité 619c. Constituée de roches granitiques du socle hercynien affectées d'une fracturation d'intensité variable, elle présente des épaisseurs d'horizons altérés importantes. Les conditions de mise en place de l'eau souterraine sont similaires à celles décrites pour les formations de Bastelica (Caballero et Lachassagne, 2003).

Sur l'ensemble du territoire de la Corse, cette entité contient une ressource en eau exploitée de manière relativement importante, tant par captage des sources que l'on y trouve que par l'intermédiaire de forages. Sur le territoire de la feuille de Bastelica, on recense sur cette entité sept forages de profondeur généralement comprise entre 40 et 80 m. Le niveau statique est généralement proche de la surface, mais il peut se trouver jusqu'à 20 m de profondeur. Les débits exploités au niveau de ces forages sont généralement compris entre 1 et 5 m<sup>3</sup>/h, les plus productifs ne dépassant pas 10 m<sup>3</sup>/h.

Un total de 47 sources captées ou non sont aussi recensées sur l'ensemble du territoire couvert par cette entité sur cette feuille. Ces sources témoignent de l'existence d'une ressource en eau souterraine non négligeable bien que difficile à caractériser.

### **Corse métamorphique Est (système 598a)**

Cette entité, présente sur la feuille à l'extrême nord-est, est constituée de schistes lustrés, de serpentinites, de micaschistes et de metabasaltes qui sont généralement riches en sources. Comme dans les granites, les circulations d'eau souterraine s'effectuent dans les horizons d'altération et dans les fissures et failles qui affectent la roche. La présence de bancs de cipolins ou de calcaire métamorphique, qui montrent parfois des vestiges de processus de karstification, contribue à conférer à cette entité une potentialité supérieure à celle des entités granitiques.

Une quinzaine de sources et un seul forage (90 m de profondeur pour un débit de 8 m<sup>3</sup>/h et un niveau statique situé à 15 m du sol) sont recensés sur cette entité dans le périmètre de la présente feuille. Les eaux sont généralement peu minéralisées et à faciès bicarbonaté calcique.

### **Éocène de Solenzara (système 599b)**

Cette entité, présente sur la bordure est et sud-est de la feuille de Bastelica, est constituée de pélites, flyschs, grès, arkoses, conglomérats et calcaires discontinus. Ces formations contiennent des aquifères discontinus et compartimentés que l'on recherche principalement en se basant sur la fracturation. Une dizaine de forages sont observés dans le territoire de la feuille sur cette entité. Leurs profondeurs sont comprises entre 40 et 70 m et le débit des plus productifs peut atteindre 10 m<sup>3</sup>/h (bien que des débits air-lift supérieurs à 30 m<sup>3</sup>/h aient parfois été observés). Leur transmissivité semble généralement faible. Les niveaux statiques observés sont en général situés à 10 m de profondeur, mais peuvent être parfois plus profonds (40 m). Une dizaine de sources sont aussi recensées sur cette entité, dont les sources thermo-minérales de Pietrapola et d'Acqua Cetosa. L'eau est généralement modérément minéralisée, à faciès bicarbonaté calco-magnésien et présente parfois des teneurs en fer non négligeables.

### **Miocène d'Aléria (système 599c)**

Cette entité n'est que très peu représentée sur la bordure est de la feuille de Bastelica. Pour des informations sur les caractéristiques hydrogéologiques des aquifères superposés et essentiellement de type poreux que cette entité contient, il convient de se reporter aux notices des feuilles de Ghisonaccia (carte géologique n° 1119) et de Pietra-di-Verde (carte géologique n° 1115), sur lesquelles elle affleure bien plus largement.

**Eaux thermo-minérales** (Berthier *et al.*, 1980 ; Dominici, 1992)

#### **Sources de Pietrapola**

Situé sur la commune d'Isolaccio di Fium'Orbo à 3 km au Sud de Prunelli-di-Fium'Orbo, cet ensemble de sources est exploité en établissement thermal. Les eaux sont de nature sulfurée sodique, leur température se situe entre 35 et 50 °C pour un débit total de l'ordre de 2 l/s et un âge estimé autour de 9 000 ans. Les granodiorites situées au contact des flyschs éocènes constituent le réservoir de ces sources, dont la zone d'alimentation se situe au niveau des massifs de la Punta di a Capella situés à l'Est du site et dont la température serait de l'ordre de 133 °C.

Coordonnées (Lambert IV) : X = 576,84 ; Y = 190,00 ; Z = 190 EPD.  
Numéro archivage national 118-SX-0101.

Situation : les émergences reconnues se situent dans le hameau de Pietrapola (commune d'Isolaccio, canton de Prunelli di Fiumorbo), en rive gauche du torrent de l'Abastesco.

Caractères de émergences : la littérature fait état des sources Rastello, Doccia, Leccia, Plateau, Spiritolo et Occhiera, mais reste très imprécise quant à leur localisation. À ce jour, neuf sources sont recensées, les sept principales ont été étudiées :

1 - source de l'établissement thermal (« source Rastello ») : deux sources sont captées dont on ne peut observer l'émergence. Le débit unique peut être évalué à 125 l/mn (160 000 à 200 000 l/jour). La température a varié entre juillet et août 1979 de 54 à 57 °C ;

2 - source en aval de l'établissement (Leccia) : son débit est de 18 l/mn, sa température de 44 °C (mesure août 1979), température extérieure 23 °C ;

3 - fontaine en amont de l'établissement (Vasque) : débit de 3 l/mn, température : 54 °C ;

4 - lavoir en contrebas de l'établissement 40 l/mn à 53 °C. Émergence dans les alluvions ;

5 et 6 - émergences dans le thalweg : ces deux émergences sourdent du mur de soutènement de l'établissement thermal ;

5 - débit de 13,5 l/mn ; température 52 °C ;

6 - débit de 9 l/mn ; température 46 °C ;

7 - émergence dans un jardin au-dessus de l'établissement : débit de 1,3 l/mn à 34 °C. En réalité, le débit doit être supérieur (ruissellement autour du captage, traduisant des pertes) ;

8 - source Santa-Lucia (Nord-Est de Pietrapola) débit : 2 l/mn à 34 °C.

Exploitées, les émergences déposent des produits gélatineux dans les réservoirs et les conduites.

### **Données géochimiques sur la source Rastello** (Laboratoire National de la Santé Publique)

Date du prélèvement : 22/05/1972.

Lieu : émergence - Température : 51 °C - Résistivité à 20 °C : 3 570 -  
pH : 9,80.

Titre alcalimétrique : 3,5° (degrés français) - Titre alcalimétrique total :  
8 °C.

Degrés sulfhydrométrique : 3,89 - Résidu sec à 180° : 2,75 mg/l - Silice : 97 mg/l - CO<sub>3</sub> : 42 mg/l - HCO<sub>3</sub> : 12,2 mg/l - Cl : 30 mg/l - SO<sub>4</sub> : 12 mg/l - NO<sub>2</sub> : 00 - NO<sub>3</sub> : 00.

F- : 3,27.

### Radioactivité

Eau brute : <sup>226</sup>Ra pCi/l < 1 - Thorium naturel 1 µg/l < 10.

Eau filtrée : activité beta totale pCi/l < 5 - Uranium naturel µg/l < 0,5 - HS- : 2,25 mg/l - S203 : 19,00 mg/l - Ca : 2,6 mg/l - Mg : 0,2 mg/l - Be : < 0,001 mg/l - K : 3,0 - Na : 67,5 mg/l - Li : 0,1 - Fe<sup>++</sup> : 0,07 mg/l - M4<sup>++</sup> : < 0,005 - Cd : 0,0005 mg/l - Cu : 0,003 mg/l - Pb : 0,002 mg/l - Zn : 0,004 mg/l - As : 0,0049 mg/l.

Résidu de filtration :

- activité volumique beta totale pCi/l < 0,5 ;
- activité massique beta totale pCi/l < 900.

Température estimée du réservoir : 135 °C.

Âge probable de l'eau : 9 175 ± 855 ans.

### Source d'Acqua Cetosa - Ornaso

Située en bordure est de la feuille sur la commune de Serra-di-Fium'Orbo, au niveau du hameau de Sualello, à 2 km au Sud d'Abazzia, cette petite source aménagée en fontaine n'est pas exploitée. Elle présente des eaux carbogazeuses et ferrugineuses, bicarbonatées sodiques dont la température est de 18 °C. Son réservoir semble être constitué de formations flyschoides sous un recouvrement de grès, d'où elle sourd à la faveur d'une faille bordière satellite d'un grand accident passant par Vignola au Sud, avec un débit de l'ordre du litre/minutes.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *GÎTES MINÉRAUX (J. Féraud)*

Les batées effectuées dans les ruisseaux drainant les granoïdes hercyniens de la partie nord de la feuille ont livré (Aicard *et al.*, 1977) différents indices alluvionnaires de scheelite, barytine (et ponctuellement fluorine) notamment dans plusieurs petits ruisseaux aux sources du Vecchio sur les flancs sud-est du Monte d'Oro, dans deux petits bassins juste au Nord-Ouest de Ghisoni, et dans le ruisseau de Ruello au Nord-Est.



La seule minéralisation notable reconnue sur la feuille Bastelica est très originale à plusieurs titres. Il s'agit de l'ancienne mine de plomb et cuivre de Fontana Rossa à l'Est-Sud-Est de Ghisoni (indice de classement national BSS n° 1118-3X-4002) et des différents petits indices de même type associés.

Au plan historique, il est probable que les affleurements minéralisés étaient connus depuis longtemps. A. Gauthier (1993) rapporte que de Gensanne en 1793 a recherché dans la région les endroits dénommés Bocca d'Oro et d'Argento « qui étaient cités dans l'histoire du pays ». C'est vers 1910 que les recherches modernes commencent. En février 1922 la concession est instituée ; elle passe successivement sous le contrôle de la Société des Recherches des Mines de Ghisoni, de la Compagnie d'Exploitation des Mines, Minerais et Métaux, puis de la Compagnie Kyrie Eleison et à partir de 1949 de la famille Van Ruymbeke qui en est toujours titulaire. La production arrêtée en 1957 est évaluée au total à 2 ou 3 000 t de concentrés de plomb (à 70 % Pb) et quelque 100 t de concentrés à 9 % Cu et à 6 kg/t d'Ag, principalement durant la période 1925-1931. De 1958 à 1963, dans le cadre d'une option, le BRGM exécuta une étude géologique assortie de 1 600 m de sondages et de 430 m de nouvelles galeries à la cote 560. Sur un premier aval reconnu sur une centaine de mètres, les réserves sont de moyenne importance mais à teneurs trop marginales avec en « prouvé + probable » environ 600 000 t de tout-venant à 2,8 % Pb, 2 % Zn et 77 g/t d'Ag.

Le gisement se trouve à 1 500 m à l'Ouest du contact avec les unités alpines, au sein d'un compartiment de formations volcaniques subverticales qui sont pincées dans les granitoïdes mylonitiques sur 800 m de large et 1 500 m d'allongement nord-sud. La minéralisation y est d'allure stratiforme et constitue des bandes ou trainées dans les tufs bariolés de la série volcano-sédimentaire rhyolitique, arkosique et dolomitique de Pajanello. La séricite des tufs verts magasins, les seuls à être minéralisés, souligne une schistosité alpine parallèle à la stratification. Une source froide, ferrugineuse, jaillit dans la protogine du toit au droit de l'amas minéralisé principal. La minéralisation comprend (en rive droite du torrent de la Finosa) un corps principal de 200 m de long et 50 m de puissance totale (en rive gauche), un corps occidental de 80 m de long et 4 m de puissance situé stratigraphiquement à 20 m au-dessus du précédent, et enfin une apophyse plus au Nord (Scaffo) de 80 m de long et 20 m de puissance (auréolée d'une zone à minéralisation plus diffuse), qui se prolonge au Nord du Fium'Orbo par l'indice de Ruello.

La minéralisation sulfurée se présente en mouchetures millimétriques, filonnets et imprégnations diffuses dans la masse du tuf. Elle ne renferme aucune cristallisation remarquable pour les collectionneurs. Elle se distribue suivant une zonalité verticale avec cuivre, argent et cobalt au sommet, puis plomb dominant avec Cu et Zn, puis blende dominante, et enfin Pb à l'extrême base. Elle comporte principalement des minéraux de plomb, zinc, cuivre, argent,

antimoine, arsenic et cobalt, à savoir blende argentifère (1 200 g/t) et cadmière (3 500 g/t), galène, pyrite, bornite, chalcopyrite, tétraédrite argentifère, tétraédrite cobaltifère, arsénopyrite, chalcocite et covellite ; il s'y adjoint une proportion importante (jusqu'à 20 % de la phase sulfurée) de stromeyerite Cu Ag S, de la proustite et de la polybasite, un peu de linnéite variété carrollite et de greenockite. La gangue comporte quartz, barytine, adulaire, séricite et des carbonates type ankérite.

Au plan géologique, la minéralisation ne laisse pas d'intriguer les métallogénistes (Aicard *et al.*, 1962) puisque, par certains caractères, elle apparaît comme précoce, syngénétique du volcanisme et de l'hydrothermalisme stéphano-permiens ; par d'autres, épigénétique (remplaçant les échardes vitroclastiques et les débris de feldspath du tuf), tandis que par ses caractères syntectonique, syn-schisteux et synmétamorphique alpin épizonal elle apparaît indubitablement d'âge alpin (Autran 1966). Au plan géochimique, on l'a comparée à celle de Bawdwin (Birmanie) qui est d'âge cambro-ordovicien (Myo Myint, 2001), contrôlée par une altération hydrothermale, et qui serait soit d'origine hydrothermale liée à un granite, soit un amas sulfuré massif volcanogénique.

À La Finosa, deux aspects de la minéralisation non sulfurée retiennent aussi l'attention. On remarque d'abord plusieurs espèces assez originales parmi les minéraux d'oxydation puisque (outre goethite, lépidocrocite, cérusite et anglésite) ils comprennent des minéraux oxydés de cuivre et de cobalt ; on distingue des sulfates et chlorosulfates de cuivre (brochantite, spangolite et connellite), des carbonates (azurite et malachite) et un chlorure de cuivre (atacamite), un sulfate de cobalt (biébérite), un arséniate (bayldonite) et un sulfate de plomb et de cuivre (linarite) et un silicate de cuivre indéterminé. On remarque aussi au mur du gisement une minéralisation en manganèse de type stratiforme exhalatif (indice 1118-4X-4001) ; elle comporte, d'une part, en association avec la série dolomitique rouge, de l'oligiste et de minces couches syngénétiques de braunite rubanée, partiellement transformée en polianite ; d'autre part, en ciment dans la brèche volcanique fine à éléments d'ignimbrite et de rhyolite, de la piémontite en fines aiguilles avec quartz et hématite.

De l'exploitation qui s'ouvre dans le cadre paysager spectaculaire du Nord-Ouest de la Pointe du Christe Eleison, il subsiste à la cote 590-600 d'imposantes excavations en carrière et plusieurs entrées de galeries qui ont été mises en sécurité ; leur accès est interdit et extrêmement dangereux. La laverie de traitement gravimétrique inférieure à la cote 455 en rive droite du Fium'Orbo est démantelée mais sur celle du haut à la cote 590 il subsiste, à la date d'édition de cette notice, d'intéressants vestiges d'archéologie industrielle (concasseurs, trommel).

On note encore sur la commune de Tavera un indice de minéralisation en zinc de type disséminé (n° 1118-1X-4001) dans le secteur de la Punta d'Isa.

Une autre tentative d'extraction notable de la feuille a porté sur une modeste minéralisation en cuivre et pyrite située en lentille dans les roches vertes ou à leur contact des schistes lustrés, au lieu-dit Castellucio entre Antisanti et Saint-Antoine dans la commune de Pietroso (indices de classement national BSS n° 1118-4X-4002 et 4003). A. Gauthier (1993) rapporte que ces recherches datent de la période 1901-1907 et se situent aux lieux-dits Castellucio et Scio. Les plus importantes ont consisté en un travers-banc de 35 m et un de 13 m, un dépilage, deux galeries et trois descenderies. Une demande en concession a été rejetée en 1909. Au total 20 t de minerai à 8 % Cu (malachite, chalcopryrite, pyrite et sans doute bornite) ont été extraites et vendues en Angleterre. Cet indice est situé à 12 km à l'Est-Sud-Est de l'ancienne mine de cuivre du village de Vezzani (qui se trouve sur la feuille Venaco) et il doit son attrait éphémère à l'enthousiasme (momentané) suscité en 1900 par cette petite exploitation ; il se rattache génétiquement comme elle aux très nombreuses petites minéralisations de type amas sulfuré, stratiforme ou filonien qui caractérisent les ophiolites de la Corse alpine.

Enfin, il faut mentionner au même titre que dans les autres massifs de serpentine de la Corse alpine, la présence d'une minéralisation disséminée en sulfures de nickel (Azaïs et coll., 1968) qui a été découverte et prospectée en talus de route par le BRGM en 1961 dans les serpentines et gabbros du massif de l'Inzecca (n° 1118-4X-4001). Le fer nickelé n'y a pas été décelé, mais en revanche la pentlandite est fréquente, souvent associée à la pyrrhotite. La heazlwoodite  $Ni_3S_2$  a été repérée en grandes plages de 0,1 à 0,5 mm, assez abondantes en quelques points (kilomètres 16 et 17 et galerie aval du Fium'Orbo). Une minéralisation disséminée de sulfures de cuivre (chalcopryrite, bornite, idaïte, covellite), de pyrite et d'oxydes (magnétite, ilménite, chromite, martite et oligiste) complète ce cortège caractéristique.

Au total 76 échantillons du massif ophiolitique de Ghisoni jusqu'à Chiose au Nord-Est ont été examinés après sciage et 14 (dont quatre amiantifères) ont fait l'objet d'un essai d'enrichissement en laboratoire. Ces recherches n'ont pas abouti à des résultats économiquement intéressants.

#### BIBLIOGRAPHIE

ABBATE E., SAGRI M. (1982) - Le unità torbiditiche cretacee dell'Apennino settentrionale e di margini continentali della Tetice. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, p. 115-126.

- AICARD A., AZAÏS H., BOULADON J., SAINFELD P. (1962) - Une imprégnation plombo-zincifère dans les tufs rhyolitiques de la Finosa, près Ghisoni (Corse). *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7) IV p. 286-297.
- AICARD P., HEETVELD H., MASLARD P. (1977) - Prospection stratégique alluvionnaire Corse. Rapport BRGM 77RDM06FE.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1971) - Étude géologique de la région de Solaro-Poggio di Nazza (Corse sud-orientale) Thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle, *Fac. Sci. Paris*.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1980) - Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse, Thèse doct. Sci. Univ. Paris VI, Travaux du laboratoire de géologie, Presses de l'École normale supérieure, Paris, 247 p.
- 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. Paris*, série D 275, p. 2611-2614.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., LEMOINE M. (1974) - Découverte d'une série jurassico-crétacée d'affinités Briançonnaises transgressive sur la marge interne de la Corse granitique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 278, D, p. 1317-1320.
- ARGAND E. (1924) - La tectonique de l'Asie. *C. R. Int. Geol. Congr.*, 13<sup>th</sup> (Bruxelles), 13, I, p. 171-372.
- AUTRAN A. (1966) - Rapport de missions en Corse de 1958 à 1965. BRGM inédit, MPMG, note M. 1758.
- AZAÏS H., BOULADON J., PICOT P., SAINFELD P. (1968) - Le problème du nickel dans les serpentines de Corse. *Bull. BRGM* (II), 1, p. 55-115.
- BARCA S., DURAND DELGA M., ROSSI PH., STORCH P. (1996) - Les micaschistes panafricains de Corse et leur couverture paléozoïque : leur interprétation au sein de l'orogène varisque sud-européen. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 322, série IIa, p. 981-989.
- BARD J.-P. (1997) - Démembrement anté-mésozoïque de la chaîne varisque d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord : rôle essentiel des grands décrochements transpressifs dextres accompagnant la rotation translation horaire de l'Afrique durant le Stéphanien. *C. R. Acad. Sci., Paris*, IIa, 324, p. 693-704.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., VENTURELLI G. (1977) - The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, p. 11-31.
- BERTHIER F., DEMANGE J., DESPLAN A. (1980) - Étude préliminaire des ressources géothermiques de la Corse. Rapport BRGM 80 SGN784 GTH, 56 p.
- BEZERT P., CABY R. (1988) - Sur l'âge post-Bartonien des événements tectono-métamorphiques alpins en bordure de la Corse cristalline. *Bull. Soc. géol Fr.*, t. 6, p. 965-972.

- BEZERT P., CABY R. (1989) - La déformation progressive de l'Éocène de la région de Corte : nouvelles données pétrostructurales et conséquences pour la tectogenèse Alpine en Corse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309 (II), p. 95-101.
- BLOCH J.-P. (1953) - Géologie de la région entre Lugo di Nazza et la Punta de Quarcio Grosso (Corse). Dipl. Et. Sup. Paris, in 4° dactylographié.
- BLOCH J.-P. (1963) - Relations géométriques et chronologiques entre les séries sédimentaires, les schistes lustrés et le granite dans le Sud de la Corse alpine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 5, n° 3, p. 363-369.
- BONIN B. (1973) - Le complexe granitique subvolcanique de la région de Tolla-Cauro (Corse). Thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paris VI, 127 p.
- BRIQUET J. (1910) - Prodrôme de la flore corse. Vol. 1, H. Georg., Genève.
- CABALLERO Y., LACHASSAGNE P., (2003) - Évaluation de la ressource en eau des aquifères de socle des roches granitiques de Corse. Rapport de fin des phases 1 et 2 du projet : synthèse documentaire, choix des forages expérimentaux. BRGM/RP-52669-FR. 44 p., 11 fig., 2 tab., 2 ann.
- CARON J.-M. (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale, *Sci. Géol.* (Strasbourg), Mém. 48, 326 p.
- CARON J.-M., DELCEY R. (1979) - Lithostratigraphie des Schistes lustrés corses : diversité des séries post-ophiolitiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 288, p. 1525-1528.
- CARON J.-M., DELCEY R., SCIUS H., EISSEN J.-P., FRAIPONT de P., MAUCHIN B., REUBER I. (1979) - Répartition cartographique des principaux types de séries dans les Schistes lustrés corses. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 288, p. 1363-1366.
- COCHERIE A., ROSSI PH., FOULLAC A.-M., VIDAL Ph. (1994) - Crust and mantle contributions to granite genesis. An example from the Variscan batholith of Corsica studied by trace element and Nd-Sr-O isotope systematics. *Chem. Geol., isotope geoscience sect.*, 115, p. 173-211.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A.-N. (1998) - Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 2475-2497.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, p. 4509-4522.
- COCHERIE A., ROSSI PH., FANNING C.-M., GUERROT C. (2005) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.

- COCHERIE A., ROBERT M. (2008) - Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. Special Issue of Gondwana Research. Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. *Gondwana Research*. 14, p. 597-608.
- COMPSTON W., WILLIAMS I.-S., KIRSCHVINK J.-L., ZHANG Z., MA G. (1992) - Zircon U-Pb ages for early Cambrian time scale: *Journal of the Geological Society, London*, 149, p. 171-184.
- CONCHON O. (1972) - Observations sur les terrasses fluviales de Corse orientale : leur caractérisation.
- CONCHON O. (1975) - Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse Doct. Sci., Paris, mult., 514 p.
- CONCHON O. (1976 a) - Les alluvions fluviales en Corse orientale, in de Lumley H. (édit.), *La Préhistoire française*, I, CNRS, Paris, p. 83-88.
- CONCHON O. (1976 b) - Les glaciers quaternaires en Corse. *ibid.* p. 44-49.
- CONCHON O., GAUTHIER A. (1977) - Les formations quaternaires du Massif du Monte Renoso (Corse). *Bull. BRGM (série II)*, section 1, n° 4, p. 277-284.
- COSTAMAGNA L.-G., BARCA S., LECCA L. (2007) - The Bajocian-Kimmeridgian Jurassic sedimentary cycle of Eastern Sardinia: stratigraphic, depositional and sequence interpretation of the new "Baunei Group". *C. R. Geoscience*, 339/9, p. 601-612.
- COUNAS D. (1986) - Les unités alpines -Autochtone et Allochtone- à l'Ouest de Ghisonaccia (Corse sud occidentale) Thèse Doct. Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 200 p.
- COUTURIÉ J.-P. (1965) - Étude géologique de la série des Schistes lustrés de la vallée du Tavignano. *Bull. Soc. Sci. hist. et nat. Corse* 3.
- DANELIAN T., DE WEVER P., DURAND-DELGA M. (2008) - Revised radiolarian ages for the sedimentary cover of the Balagne ophiolite (Corsica, France). Implications for the palaeoenvironmental evolution of the Balano-Ligurian margin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 179, n° 3, p. 289-296.
- DE WEVER P., DANELIAN T., DURAND-DELGA M., CORDEY F., KITO N. (1987) - Datations des radiolarites post-ophiolitiques de Corse alpine à l'aide des radiolaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, p. 893-900.
- DOMINICI R. (1989) - Synthèse hydrogéologique de la Corse. Rapport BRGM R 30150 CSC 4S 89.
- DOMINICI R. (1992) - Eaux thermales et eaux minérale de Corse. Rapport BRGM R 1050 CSC 4S 92. 75 p.
- DURAND-DELGA M. (1972) - Impressions sur l'édifice alpin de la Corse. Livre Jub. Prof. D. Andrusov, Bratislava, p. 203-230.
- DURAND-DELGA M. (1984) - Principaux traits de la Corse alpine et corrélations avec les Alpes ligures, *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, p. 285-329.

- DURAND-DELGA M. *et al.* (1978) - Corse. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 208 p.
- ÉGAL E., CARON J.-M. (1988) - Tectonique polyphasée dans l'Éocène autochtone à la bordure ouest de la nappe de la Balagne (Corse) *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, p. 315-321.
- FAURE M., MALAVIEILLE J. (1981) - Étude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique Corse dans la région de Bastia. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23, p. 335-343.
- FERRANDINI J., FERRANDINI M., ROSSI P., SAVARY-SISMONDINI B. (2010) - Définition et datation de la Formation de Venaco (Corse) : dépôt d'origine gravitaire d'âge Priabonien. *C. R. Geosciences* 342, p. 921-929.
- GARFAGNOLI F., MENNA F., PANDELI E., PRINCIPI G. (2009) - Alpine metamorphic and tectonic evolution of the Inzecca-Ghisoni area (Southern Alpine Corsica, France). *Geol. Journal* 44, p. 191-210.
- GAUTHIER A. (1980) - Contribution à l'étude de la genèse et du transport des sédiments en milieu de type torrentiel. Apports en milieu marin. Le Fium'Orbo : fleuve de la plaine orientale. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Marseille, 242 p.
- GAUTHIER A. (1993) - Les mines de cuivre en Corse : contribution à l'histoire de leur exploitation. Cahiers Corsica 152-156, (ISBN-2-85279153-6), 64 p.
- GIBBONS W., WATERS C., WARBURTON J. (1986) - The blueschist facies schistes lustrés of Alpine Corsica: A review. *Geol. Soc. Am. Mem.* 164, p. 301-311.
- GIACOMINI F., DALLAI L., CARMINATI E., TIEPOLO M., GHEZZO C. (2008) - Exhumation of a Variscan orogenic complex: insights into the composite granulitic-amphibolitic metamorphic basement of Southeast Corsica (France), *J. Metamorphic Geol.* 26, p. 403-436.
- GIRAUD L. (1983) - Étude pétrographique et structurale des granitoïdes de la région Zicavo-Santa-Lucia-di-Tallano (Corse du Sud). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Aix-Marseille III, 297 p.
- GRANDJEAN M., MAURY E. (1913) - Feuille de Bastelica. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXI, p. 120-122.
- GUEYDAN F., LEROY Y.-M., JOLIVET L., AGARD P. (2003) - Analyses of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction softening. *Journal of Geophysical Research* 108 (B2), doi:10.1029/2001JB00611.
- HOLLANDE D. (1917) - Géologie de la Corse. *Bull. Soc. Sci. nat. hist. Corse.*
- JAKNI B., POUPEAU G., SOSSON M., ROSSI PH., FERRANDINI J., GUENOC P. (2000) - Dénudations cénozoïques en Corse : une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 331, p. 775-782.

- JOLIVET L., FACENNA C., GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., STORTI F., FUNICIELLO R., CADET J.-P., D'AGOSTINO N., PARRA T. (1998) - Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the Northern Tyrrhenian Sea, *J. Geophys. Res.* 103, p. 123-160.
- KERCKHOVE C. (1969) - La zone du Flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géol. Alp.*, 45, p. 5-204.
- LAHONDÈRE D. (1996) - Les schistes bleus et les éclogites à lawsonite des unités continentales et océaniques de la Corse alpine. Thèse doct. Sciences, Univ. Montpellier. *Documents BRGM*, 240, 285 p.
- LAHONDÈRE J.-C. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bastia (1104). Orléans : BRGM. Notice explicative par Lahondère J.-C. (1983), 37 p.
- LAHONDÈRE J.-C., LAHONDÈRE D. (1988) - Organisation structurale des « Schistes lustrés » du Cap Corse (Haute-Corse). *C. R. Acad. Sci, Paris*, t. 307, sér. II, p. 1081-1086.
- LAPADU-HARGUES P., MAISONNEUVE J. (1956) - Les relations probables en Corse entre les massifs granitiques et les prétendus Schistes lustrés. *C. R. Acad. Sci, Paris*, 243, 25, p. 2107-2108.
- LEFÈBVRE C., CHAUVET A., ANDRÉANI M., MERESSE F., LAGABRIELLE Y., MASIMI E. (2007) - Relics of oceanic detachment-related structures within the Corsican ophiolites: witness of possible Tethyan OCT. Colloque Académie des Sciences: Transition Océan-Continent, Paris, 19-21 septembre 2007.
- LEVI N., MALASOMA A., MARRONI M., PANDOLFI L., PAPERINI M. (2007) - Tectonometamorphic history of the ophiolitic Lento unit (Northern Corsica): evidences for the complexity of accretion-exhumation processes in a fossil subduction system. *Geodin. Acta* 20, p. 99-118.
- LIBOUREL G. (1985) - Le complexe de Santa-Lucia-di-Mercurio (Corse). Ultramafites mantelliques, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques. Un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. Toulouse, 461 p.
- LEMOINE M., BOILLOT G., TRICART P. (1986) - Les fonds océaniques ultramafiques et gabbroïques de la Téthys ligure (Alpes, Corse, Apennins) : recherche de modèles. *C. R. Acad. Sci., Paris*, série II, 303, p. 851-856.
- LUCERNA R. (1911) - Les anciens glaciers de la Corse et les oscillations pléistocènes de la Méditerranée. *Ann. Géogr. Fr.*, 20, p. 44-51.
- LUDWIG K.-R. (2003) - ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub.* n° 4, 70 p.
- MAISONNEUVE J. (1960) - Étude géologique sur le Sud de la Corse, Thèse Doct. Sci, Univ. Clermont-Ferrand. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 260, 57, 289 p.



- MALUSKI H. (1977) - Application de la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 19, p. 849-855.
- MATTAUER M., PROUST F. (1976) - La Corse Alpine : un modèle de genèse du métamorphisme de haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 1249-1252.
- MATTE P. (2001) - The Variscan collage and orogeny ( $480 \pm 290$  Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, p. 122-12.
- MAURY E. (1913) - Feuilles de Bastelica et de Corté. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 133, t. XXII, p. 209-214.
- MAURY E. (1933) - L'Inzecca. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 5, t. III, p. 803.
- MAURY E. (1936) - Sur le Quaternaire marin et fluviatile de la Plaine orientale de la Corse. *C. R. sommaires Soc. Géol. Fr.*, p. 240-241.
- MAURY E., GRANDJEAN M. (1924) - Feuille de Bastelica. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 128, t. XXI, p. 128-131.
- MICHARD A. (1965) - Étude géologique des hautes vallées du Taravo et du Fium'Orbo (Corse). Thèse 3<sup>e</sup> cycle (pétrographie), Clermont-Ferrand.
- MICHELETTI F., FORNELLI A., PICCARRETA G., BARBEY P., TIEPOLO M. (2007) - The basement of Calabria (southern Italy) within the context of the Southern European Variscides: LA-ICPMS and SIMS U-Pb zircon study. *Lithos* 104, p. 1-11.
- MOLLI G., MALAVIEILLE J. (2010) - Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution: insights from Taiwan. *Int. J. Earth. Sci.* (Geol. Rundsch.) DOI 10.1007/s00531-010-0598-y.
- MYO MYINT M., KAJIWARA Y. (2001) - Sulphur isotopic records of Precambrian-Ordovician Pb-Zn-Ag deposits of Myanmar. GSA Annual Meeting, Session 100, Geochemistry (posters).
- NARDI R. (1968) - Le unità alloctone della Corsica e loro correlazione con le unità delle Alpi e dell'Appennino. *Mem. Soc. Geol. It.* 7, p. 323-344.
- NENTIEN E. (1897) - Étude sur la constitution géologique de la Corse. *Ann. Mines*, 12, (9), 244 p.
- NETELBEEK T.-A.-F. (1951) - Géologie et pétrologie de la région entre Vezzani et Lugo di Nazza. Thèse, univ. Amsterdam, 151 p.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1975) - Le puzzle ophiolitique corse : un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nancy, 417 p.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1976) - Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrologique de l'ophiolite corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, p. 889-894.

- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., ROCCI G. (1976) - Étude des métamorphismes successifs des cumulats de l'ophiolite corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, p. 115-134.
- OHNENSTETTER M. (1979) - La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement de zones transformantes ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, p. 1199-1202.
- OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., VIDAL P., CORNICHE J., HERMITTE D., MACÉ J. (1981) - Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites: consequences for oceanic expansion in Jurassic times. *Earth Planet. Sci. Lett.* 54, p. 397-408.
- ORSINI J.-B. (1980) - Le batholite corso-sarde : un exemple de batholite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans la Chaîne varisque de l'Europe moyenne. Thèse Doct. Sci., univ. Aix-Marseille III, 370 p.
- PADOA E., DURAND-DELGA M. (2001) - L'unité ophiolitique du Rio Magno en Corse alpine, élément des Ligurides de l'Apennin septentrional. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, p. 285-293.
- PADOA E. (1999) - Les ophiolites du massif de l'Inzecca (Corse alpine) : lithostratigraphie, structure géologique et évolution géodynamique, *Géologie de la France* 3, p. 37-48.
- PADOA E., SACCANI E., DURAND-DELGA M. (2001) - Structural and geochemical data on the Rio Magno Unit: evidences of a new 'apenninic' ophiolitic unit in Alpine Corsica and its geodynamic implications. *Terra Nova* 13, 2, p. 135-142.
- PÉQUIGNOT G., POTDEVIN J.-L., CARON J.-M., OHNENSTETTER M. (1984) - Détritisme post-ophiolitique dans les schistes lustrés corses et paléogéographie du domaine piémontais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 26, p. 913-920.
- PETERLONGO J.-M. (1968) - Les ophiolites et le métamorphisme à glaucophane dans le massif de l'Inzecca et la région de Vezzani (Corse), *Bull. Bur. Rech. Geol. Minières* (Fr.). Sect. 4, p. 17-79.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, p. 207-220.
- PRINCIPI G., TREVES B. (1984) - Il sistema Corso-Apenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Apennini. *Mem. Soc. Geol. It.* 28, p. 549-576.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- RÉHAULT J.-P., HONTHAAS C., GUENNOG P., BELLON H., RUFFET G., COTTEN J., SOSSON M., MAURY R.-C. (2012) - Offshore Oligo-Miocene volcanic fields within the Corsica-Liguria Basin: Magmatic diversity and slab evolution in the western Mediterranean Sea. *Journal of Geodynamics* 58, p. 73-95.

- REILLE M. (1975) - Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation de la montagne corse. Thèse Doct. Sci, Marseille, mult., 189 p., 5 pl. ph., 44 pl.
- ROSSI Ph. (1986) - Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse Doct. Sci, Un. Toulouse. *Doc. BRGM*, n° 107, 292 p.
- ROSSI Ph., COCHERIE A. (1991) - Genesis of a Variscan batholith. Field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. *In: Freeman R., Huch M. and Mueller S. (Ed.). The European geotraverse. Tectonophysics*, 195, p. 319-346.
- ROSSI Ph., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1993) - Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge stéphanien supérieur - permien inférieur en Corse. *C. R. Acad. Sci., Paris*, II, 316, p. 1779-1788.
- ROSSI Ph., LAHONDÈRE J.-C., LLUCH D., LOÏYE-PILOT M.-D., JACQUET M. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Florent (1103). Orléans : BRGM. Notice explicative par Rossi Ph., Lahondère J.-C., Lluch D, LoÏye-Pilot M.-D. et coll.
- ROSSI Ph., GUENOC P., REHAULT J.-P., ARNAUD N., JAKNI B., POUPEAU G., TEGYEV M., FERRANDINI J., SOSSON M., BESLIER M.-O., ROLLET N., GLOAGUEN R. (1998) - Importance du volcanisme calco-alcalin miocène sur la marge sud-ouest de la Corse (campagne MARCO). *C. R. Acad. Sci., Paris.*, 327, p. 369-376.
- ROSSI Ph., COCHERIE A., LAHONDÈRE D., FANNING C.-M. (2002) - La marge européenne de la Téthys jurassique en Corse : datation de trondhjémites de Balagne et indices de croûte continentale sous le domaine balano-ligure. *C. R. Geosciences*, 334, p. 313-332.
- ROSSI Ph., COCHERIE A., FANNING C.-M., DELOULE E. (2006) - Variscan to eo Alpine events recorded in European lower-crust zircons sampled from the French Massif Central and Corsica, France. *Lithos*, 87, p. 235-260.
- ROSSI Ph., OGGIANO G., COCHERIE A. (2009) - A restored section of the "Southern Variscan realm" across the Corsica-Sardinia microcontinent. *C. R. Geosciences*, 341, 2-3, p. 224-238.
- ROUTHIER P. (1946b) - L'association radiolarites- roches vertes dans les chaînes géosynclinales. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 16, 26, p. 66-89.
- ROUTHIER P. (1946a) - Volcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. *C. R. Acad. Sci.*, t. 222, p. 182-194.
- ROUTHIER P. (1968) - Sur les relations entre Corse « hercynienne » et Corse « alpine ». Inventaire des acquisitions et des problèmes, des progrès et des régressions. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 10, p. 13-35.

- TERA F., WASSERBURG G.-J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.
- TRIBUZIO R., RENNA M.-R., BRAGA R., DALLAI L. (2009) - Petrogenesis of Early Permian olivine-bearing cumulates and associated basalt dykes from Bocca di Tenda (Northern Corsica): Implications for post-collisional Variscan evolution. *Chemical Geology* 259, p. 190-203.
- VELLUTINI P.-J. (1977) - Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest ; son extension en Méditerranée occidentale. Thèse Doct. Sci., univ. Aix-Marseille III, 317 p.
- VITALE BROVARONE A., BELTRANDO M., MALAVIEILLE J., GIUNTOLI F., TONDELLA E., GROPPA C., BEYSSAC O., COMPAGNONI R. (2011) - Inherited Ocean-Continent Transition zones in deeply subducted terranes: Insights from Alpine Corsica. *Lithos*. doi: 10.1016/Lithos. 2011.02.013.
- VITALE BROVARONE A., BEYSSAC O., MALAVIEILLE J., MOLLI G., BELTRANDO M., COMPAGNONI R. (2012) - Tectono-metamorphic evolution of a high-pressure subduction wedge: The example of Alpine Corsica (France). *Earth Sci. Rev.* doi: 10.1016/j.earscirev.2012.10.003.
- WIEDENBECK M., ALLÉ P., CORFU F., GRIFFIN W.-L., MEIER M., OBERLI F., VON QUADT A., RODDICK J.-C., SPIEGEL W. (1995) - Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, p. 1-23.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.* 86, p. 275-285.
- WILLIAMS I.-S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, vol. 7, p. 1-35.

## Rédaction de la notice

Ph. Rossi : coordination. Des extraits de textes ont été empruntés à D. Couas (1986) pour ce qui concerne les paragraphes concernant la description des formations mésozoïques et cénozoïques ; à O. Conchon et A. Gauthier pour les formations glaciaires du Monte Renoso ; à L. Giraud pour le plateau de Coscione ; à D. et M. Ohnenstetter pour les ophiolites de l'Inzecca *p.p.*, à E. Padoa, (Rio Magno et description structurale de l'Inzecca ...), à la notice de Ghisonaccia pour les formations miocènes et quaternaires.

- A. Cocherie : géochronologie.
- Y. Caballero : hydrogéologie.
- J. Féraud : gîtes minéraux.
- J.-C. Lahondère : Schistes lustrés.
- Ph. Rossi : socle varisque.

Les auteurs remercient le professeur Michel Durand-Delga pour sa relecture du manuscrit ainsi que pour ses commentaires et ses remarques dont a bénéficié le présent document.

### **Errata**

- A Pietromini (Est de Lugo di Nozza) les basaltes indiqués  $\beta M$  sont en réalité  $\beta C$  (basaltes du complexe de l'Inzecca) et non des basaltes du Rio Magno.
- Dans la légende de la carte, le caisson J5-7 n'a pas de légende ; lire : calcaires marmoréens (Malm).
- Sur la crête au Sud-Est du Col de Verde, l'affleurement en rouge  $f^f$  est un ébouli E.



**ANNEXE**





## ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE

### Datations U-Pb sur zircon à l'aide de la microsonde ionique SHRIMP (ANU Canberra)

La technique d'analyse est décrite en détail par I.-S. Williams (1998). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de K.-R. Ludwig (2003). Tous les âges sont calculés à  $\pm 2\sigma$ , à 95 % de confiance. En revanche, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à  $1\sigma$ . Pour les âges inférieurs à 800 Ma, on utilise le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972).

#### Calcul des âges moyens

Pour les zircons récents ( $< 1\ 000$  Ma), l'imprécision du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  peut devenir critique ; on utilise le diagramme Concordia de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972) modifié par W. Compston *et al.* (1992), dans lequel on porte les rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du  $^{207}\text{Pb}$  et non plus par celle du  $^{204}\text{Pb}$  comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$  pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble de tous les points d'âges voisins, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun. L'utilisation de la méthode F. Tera et G.-J. Wasserburg est discutée dans A. Cocherie *et al.* (2005).

Tous les calculs d'âges sont effectués ( $2\sigma$ ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95 % de confiance en prenant des erreurs à  $2\sigma$  et les analyses sont également portées à  $\pm 2\sigma$  dans les figures. Par contre, ces erreurs sont données à  $1\sigma$  dans le tableau. En fonction du nombre d'analyses, le MSWD permet de valider l'homogénéité de la population considérée (Wendt et Carl, 1991).

#### Trondhémite de Rusio

L'échantillon a été prélevé à l'entrée nord du village de Rusio sur la feuille de Corte.

Environ cinquante grains ont été montés en section polie. Les zircons de cette trondhémite sont assez petits (~100 à 200 µm), généralement limpides mais avec de nombreuses inclusions d'apatite. Les grains sont généralement indexables selon la typologie de J.-P. Pupin (1980), il a été possible de calculer un indice moyen : 673-773 à partir d'une population particulièrement homogène dont la morphologie correspond presque exclusivement au type D, caractéristique de zircons de haute température.

Douze analyses ont été effectuées sur 12 zircons différents. Les zircons sont très pauvres en U (~10 ppm), la combinaison de ces deux facteurs (roche jeune et zircons pauvres en U) conduit à des concentrations en Pb radiogénique particulièrement basses aux environ de 0,2 ppm (tabl. 1).

La très bonne qualité des grains fait que l'on n'observe pas de perte de Pb radiogénique (fig. 1), en revanche, le niveau très bas de ce Pb radiogénique conduit parfois à un taux de Pb commun proportionnellement élevé : 4 à 5 % et même jusqu'à 13 % dans le cas de l'analyse 8.1.

Le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg montre tout son intérêt, en particulier dans ce type de cas extrême (fig. 1). La droite de mélange, depuis la composition du Pb commun à 150 Ma ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,843$ ) vers la population d'analyses, permet de calculer un âge à l'intersection avec la Concordia. L'âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  moyen sur les 12 analyses est de **152,5 ± 2,2 Ma (2σ)**. Cet âge de cristallisation des zircons est interprété comme celui de la mise en place de la trondhémite de Rusio.

*Trondhémite de Rusio*

2.1	153	176	1.15	3.2	0.000455	0.12	40.794	0.633	0.0502	0.0012	0.0245	0.0004	155.9	2.4
3.1	11	5	0.45	0.2	0.002239	4.73	40.172	1.306	0.0867	0.0062	0.0237	0.0008	151.1	5.0
4.1	235	325	1.38	4.8	0.000462	0.19	41.783	0.616	0.0506	0.0009	0.0239	0.0004	152.2	2.2
5.1	16	8	0.49	0.3	0.001635	3.21	41.237	1.220	0.0746	0.0044	0.0235	0.0007	149.6	4.5
6.1	32	24	0.76	0.7	0.000844	1.16	41.455	0.913	0.0583	0.0027	0.0238	0.0005	151.9	3.4
7.1	27	19	0.71	0.6	0.001342	2.00	40.271	0.933	0.0651	0.0032	0.0243	0.0006	155.0	3.6
8.1	8	4	0.47	0.2	0.007645	13.12	38.486	1.390	0.1533	0.0095	0.0226	0.0009	143.9	5.6
9.1	22	12	0.56	0.5	0.005092	2.69	38.770	1.005	0.0707	0.0039	0.0251	0.0007	159.8	4.2
10.1	27	15	0.56	0.5	-	1.25	42.212	0.998	0.0590	0.0032	0.0234	0.0006	149.1	3.6
11.1	49	46	0.94	1.0	0.001490	1.69	41.676	1.013	0.0625	0.0023	0.0236	0.0006	150.3	3.7
12.1	15	8	0.54	0.3	0.008956	4.72	40.016	1.138	0.0867	0.0049	0.0238	0.0007	151.7	4.4
13.1	17	9	0.51	0.4	0.006627	5.02	40.868	1.100	0.0890	0.0046	0.0232	0.0006	148.1	4.1

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard Temora (0.29 %) est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

**Tabl. 1 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons de la trondhémite de Rusio**

## Tuf rhyolitique vert de Pajanello, RC 26

Les zircons de ce tuf sont de taille assez hétérogène, mais souvent bien cristallisés et limpides. Quarante-cinq grains ont été montés en section polie.

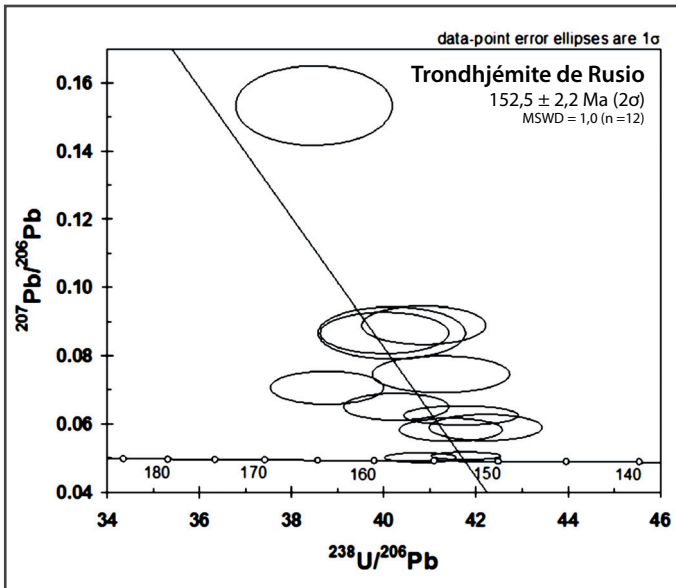


Fig. 1 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les zircons de la trondhjemite de Rusio

L'indexation selon la typologie de J.-P. Pupin (1980) montre un regroupement autour des types S13-S13.

Douze analyses ont été effectuées sur 11 zircons différents. Deux analyses (6,1 et 11,1) montrent une forte contribution du Pb commun (tabl. 2). Un âge à  $276 \pm 3$  Ma, intégrant l'ensemble des analyses, est bien contraint par 10 analyses concordantes (fig. 2). Le MSWD (0,69) est sans équivoque quant à l'unicité de la population (Wendt et Carl, 1991). Cet âge définit l'âge de cristallisation des zircons. Il peut être interprété comme celui de la mise en place du tuf vert de Pajanello.

*Tuf rhyolitique RC 26*

1.1	123	45	0.37	4.6	0.000320	0.52	23.026	0.407	0.0559	0.0018	0.0432	0.0008	272.7	4.8
2.1	296	175	0.59	11.0	0.000337	0.17	23.161	0.347	0.0531	0.0009	0.0431	0.0007	272.0	4.0
3.1	681	284	0.42	25.3	0.000154	0.05	23.104	0.322	0.0521	0.0006	0.0433	0.0006	273.0	3.8
4.1	132	86	0.66	5.0	-	0.06	22.552	0.485	0.0524	0.0016	0.0443	0.0010	279.5	5.9
5.1	409	117	0.29	15.4	-	<0.01	22.867	0.333	0.0518	0.0007	0.0437	0.0006	275.9	4.0
5.2	159	71	0.44	6.0	-	0.06	22.814	0.382	0.0523	0.0012	0.0438	0.0007	276.4	4.6
6.1	406	155	0.38	16.9	0.004347	9.73	20.614	0.299	0.1299	0.0014	0.0438	0.0007	276.3	4.0
7.1	186	85	0.46	7.0	0.000162	0.29	22.700	0.437	0.0541	0.0011	0.0439	0.0009	277.1	5.3
8.1	379	150	0.40	14.4	0.000070	0.17	22.670	0.333	0.0532	0.0008	0.0440	0.0007	277.8	4.0
9.1	249	152	0.61	9.3	-	0.16	23.010	0.386	0.0530	0.0013	0.0434	0.0007	273.8	4.5
10.1	316	114	0.36	12.3	0.000053	0.10	22.055	0.390	0.0528	0.0007	0.0453	0.0008	285.6	5.0
11.1	1432	458	0.32	57.3	0.002409	4.48	21.492	0.354	0.0878	0.0014	0.0444	0.0007	280.3	4.6

- Notes :
1. Incertitudes données à  $1\sigma$ .
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard Temora est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun.
  4. Pour les domaines plus jeunes que 800 Ma, la correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

**Tabl. 2 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons du tuf rhyolitique vert de Pajanello RC26**

### Granodiorite de Bastelica 07 Bastel 01

Cet échantillon n'a pas été prélevé sur la feuille Bastelica mais sur la feuille Ajaccio à Bastelicaccia au carrefour de Pisciatello.

Quarante grains ont été montés en section polie. Les grains sont de grande taille (~200 à 500  $\mu\text{m}$ ). Ils sont souvent allongés et clairs avec parfois une zonation concentrique visible en cathodo-luminescence. L'indexation selon la méthode de J.-P. Pupin (1980) montre une répartition majoritaire dans le domaine S5-S15 et P1-P3.

Quatorze analyses ont été effectuées sur 13 zircons différents. Deux analyses (7,1 et 3,1) montrent une forte quantité de Pb commun (tabl. 3) associée, semble-t-il, à une perte de Pb\*. On n'en a donc pas tenu compte dans le calcul de l'âge moyen. Une analyse isolée (4,1), très riche en U, donne au contraire un âge apparent nettement plus ancien. Elle a également été écartée des calculs. Neuf des 11 analyses restantes sont particulièrement bien regroupées (fig. 3), tandis que les analyses 10,2 et 13,1 se situent parfaitement sur la droite de mélange entre une composition de Pb\* et de Pb commun à l'âge des zircons. Ces 11 analyses ont donc été toutes utilisées pour calculer l'âge intercepté à  $297,7 \pm$

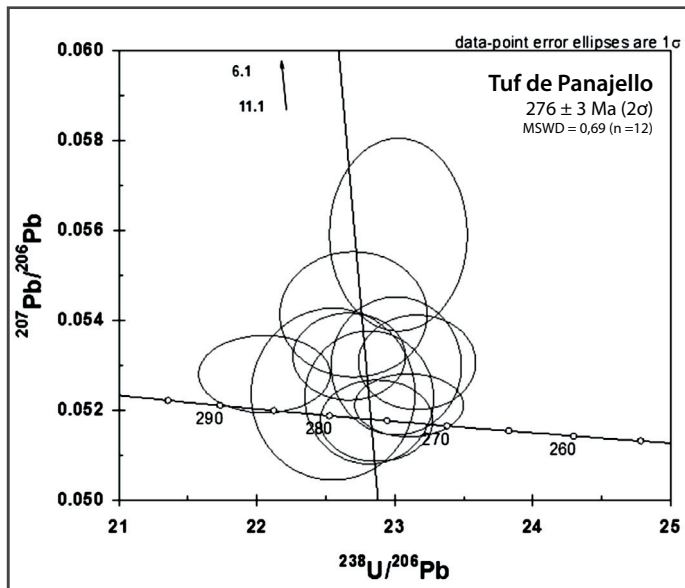


Fig. 2 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons du tuf rhyolitique vert de Pajanello RC 26

2,4 Ma (fig. 3). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place de la granodiorite de Bastelica.

Grain point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total			Radiogénique		Age (Ma)		
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>238</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	
<b>Granodiorite de Bastelica (07BASTEL01)</b>														
1.1	823	149	0.19	33.5	0.000046	0.150	21.084	0.278	0.05349	0.00039	0.04736	0.00063	298.3	3.9
2.1	1064	185	0.18	43.2	0.000087	0.176	21.175	0.276	0.05370	0.00034	0.04714	0.00062	296.9	3.8
3.1	6151	7897	1.33	215.1	0.001867	3.380	24.571	0.314	0.07939	0.00047	0.03927	0.00051	248.6	3.1
4.1	5032	548	0.11	227.8	0.000134	0.256	18.982	0.243	0.05434	0.00015	0.05260	0.00068	330.1	4.2
5.1	969	396	0.42	39.8	0.000170	0.284	20.923	0.273	0.05457	0.00036	0.04766	0.00063	300.1	3.9
6.1	525	192	0.38	21.3	0.000163	0.291	21.171	0.281	0.05462	0.00061	0.04709	0.00063	296.7	3.9
7.1	132	39	0.31	5.8	0.007194	13.782	19.417	0.365	0.16278	0.00449	0.04438	0.00091	280.1	5.6
8.1	575	150	0.27	23.0	0.000044	0.060	21.423	0.287	0.05277	0.00047	0.04665	0.00063	293.9	3.9
9.1	218	80	0.38	8.7	0.000167	0.291	21.444	0.301	0.05462	0.00075	0.04649	0.00066	293.0	4.1
10.1	1381	141	0.11	56.3	0.000049	0.118	21.066	0.273	0.05324	0.00029	0.04741	0.00062	298.6	3.8
10.2	379	98	0.27	16.75	0.004318	8.681	19.450	0.262	0.12189	0.00153	0.04696	0.00065	295.8	4.0
11.1	1297	152	0.12	53.7	0.000052	0.085	20.768	0.269	0.05297	0.00030	0.04812	0.00063	302.9	3.9
12.1	1195	249	0.21	49.9	0.000023	0.049	20.588	0.442	0.05268	0.00031	0.04856	0.00105	305.6	6.5
13.1	663	68	0.11	27.2	0.000804	1.463	20.951	0.276	0.06402	0.00047	0.04703	0.00063	296.3	3.8

- Notes :
1. Incertitudes données à 1 $\sigma$ .
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard Temora est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

**Tabl. 3 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons de la granodiorite de Bastelica 07BASTEL1**

### Granodiorite du Coscione

Quarante-cinq grains ont été montés en section polie. Les grains sont de grande taille (~200 à 500  $\mu$ m). Ils sont souvent allongés et limpides avec parfois une zonation concentrique visible en cathodo-luminescence. L'indexation selon la méthode de J.-P. Pupin (1980) montre une répartition majoritaire dans le domaine S9-S15.

Grain point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total			Radiogénique		Age (Ma)		
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>238</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	
<b>Granodiorite de Coscione (07BA 04)</b>														
1.1	1959	503	0.27	78.1	-	0.004	21.544	0.451	0.05227	0.00026	0.04641	0.00098	292.5	6.0
2.1	622	225	0.37	24.8	0.000070	0.102	21.567	0.277	0.05306	0.00046	0.04632	0.00060	291.9	3.7
3.1	419	222	0.55	16.8	0.000004	0.012	21.366	0.302	0.05234	0.00057	0.04680	0.00067	294.8	4.1
4.1	793	162	0.21	31.8	0.000025	0.084	21.439	0.310	0.05291	0.00041	0.04660	0.00068	293.6	4.2
5.1	730	219	0.31	29.6	0.000032	0.029	21.199	0.271	0.05247	0.00048	0.04716	0.00061	297.0	3.7
5.2	862	594	0.71	36.1	0.000026	0.06	20.512	0.261	0.05272	0.00040	0.04872	0.00063	306.7	3.8
6.1	1373	438	0.33	56.5	0.000087	0.099	20.883	0.263	0.05303	0.00031	0.04784	0.00061	301.2	3.7
7.1	292	117	0.41	11.7	0.000093	0.154	21.454	0.288	0.05348	0.00068	0.04654	0.00063	293.2	3.9
8.1	79	38	0.49	3.2	0.000498	0.658	21.394	0.354	0.05752	0.00143	0.04644	0.00078	292.6	4.8
9.1	1132	356	0.32	46.3	-	0.071	21.021	0.265	0.05281	0.00034	0.04754	0.00060	299.4	3.7
10.1	665	163	0.25	26.9	0.000032	0.091	21.221	0.272	0.05297	0.00043	0.04708	0.00061	296.6	3.7

- Notes :
1. Incertitudes données à 1 $\sigma$ .
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard Temora est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

**Tabl. 4 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons de la granodiorite de Coscione 07BA4**

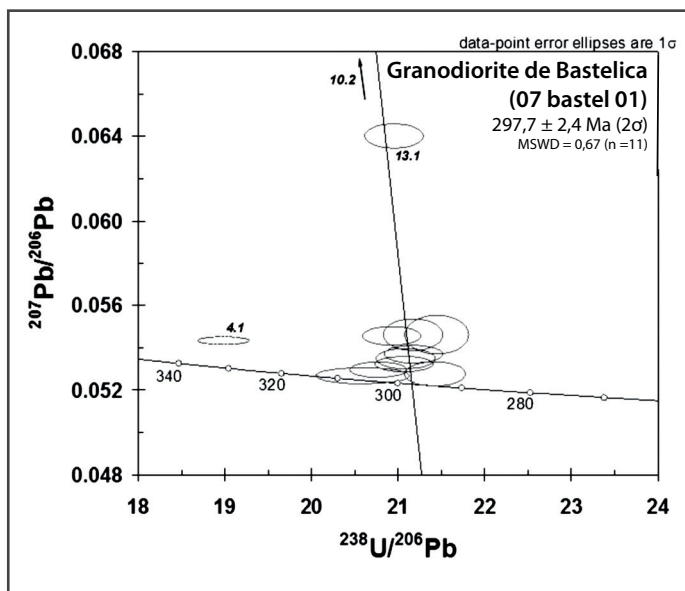


Fig. 3 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons de la granodiorite de Bastelica 07BASTEL1

Onze analyses ont été effectuées sur 10 zircons différents. Toutes les analyses montrent que ces zircons sont pratiquement dépourvus de Pb commun (tabl. 4). Une analyse donne un âge légèrement plus ancien (5,2 : 306,7 Ma), mais le MSWD (1,4) calculé en prenant en compte cette analyse reste cohérent avec une population unique. De plus, si on excepte l'analyse 8.1, dans la limite des erreurs analytiques, ces analyses sont toutes situées sur la concordia (fig. 4). Les 11 analyses ont donc été toutes utilisées pour calculer l'âge intercepté à **297,0 ± 2,4 Ma** (fig. 4). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place de la granodiorite du Coscione.

### Monzogranite de Molini - Punta di Lisa 07 AJA 01

L'échantillon a été prélevé dans la ville d'Ajaccio à Aspretto.

Quarante-cinq grains ont été montés en section polie. Les grains sont de taille moyenne (~200 à 300 µm). Ils sont souvent massifs et rarement limpides avec parfois une zonation concentrique visible en cathodo-luminescence. L'indexation selon la méthode de J.-P. Pupin (1980) montre une répartition majoritaire dans le domaine S25 des zircons de haute température.

Grain point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total		Radiogénique		Age (Ma)			
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±		
<i>Monzogranite d'Ajaccio (07 AJA 01)</i>														
1.1**	373	213	0.59	12.4	-	0.055	25.840	0.330	0.05264	0.00063	0.03862	0.00050	244.6	3.1
2.1**	890	220	0.26	34.1	0.000022	0.034	22.403	0.270	0.05247	0.00035	0.04460	0.00054	281.4	3.3
3.1**	384	241	0.65	13.4	0.000139	0.389	24.721	0.309	0.05532	0.00060	0.04025	0.00051	254.7	3.1
4.1**	1799	415	0.24	50.2	0.000248	0.532	30.814	0.411	0.05647	0.00052	0.03220	0.00043	204.8	2.4
5.1**	520	159	0.32	13.2	0.000065	0.218	33.859	0.434	0.05395	0.00084	0.02938	0.00038	187.2	2.5
6.1	755	184	0.25	30.0	0.000050	0.110	21.643	0.262	0.05308	0.00039	0.04615	0.00056	290.9	3.5
7.1	1395	311	0.23	56.4	0.000257	0.411	21.231	0.254	0.05549	0.00069	0.04691	0.00057	295.5	3.5
8.1	1404	381	0.28	58.5	0.000740	1.447	20.605	0.247	0.06380	0.00076	0.04784	0.00058	301.2	3.6
9.1	814	159	0.20	33.0	0.000065	0.156	21.213	0.267	0.05345	0.00039	0.04707	0.00060	296.5	3.7
10.1	1125	318	0.29	42.9	0.000263	0.403	22.532	0.704	0.05543	0.00041	0.04418	0.00139	278.8	8.6
11.1	513	137	0.28	20.4	0.000051	0.250	21.623	0.266	0.05420	0.00049	0.04613	0.00057	290.7	3.5
12.1	1223	636	0.54	48.6	-	-	21.608	0.279	0.05195	0.00031	0.04629	0.00060	291.7	3.7
13.1	2866	1024	0.37	115.7	0.000066	0.108	21.286	0.252	0.05307	0.00028	0.04693	0.00056	295.6	3.4
14.1**	3641	778	0.22	118.8	0.000999	1.923	26.331	0.330	0.06761	0.00074	0.03718	0.00047	235.8	2.9

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard Temora est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

\*\* Calibration U/Pb probablement affectée par une particule de poussière sur la surface près des grains !

**Tabl. 5 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons du monzogranite de Molini - Punta di Lisa 07 AJA 01. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen**

Quatorze analyses ont été effectuées sur 14 zircons différents. En revanche, comme il est indiqué sur le tableau 5, une petite particule de poussière (~100 µm) s'est maintenue à la surface de la section, au voisinage des grains (1 à 5 et 14). La calibration s'en est trouvée affectée au point de rendre six analyses inutilisables. Par ailleurs, une analyse (8,1) montre une contribution significative du Pb commun et une autre est affectée par une perte de Pb\* (10,1). Ces deux



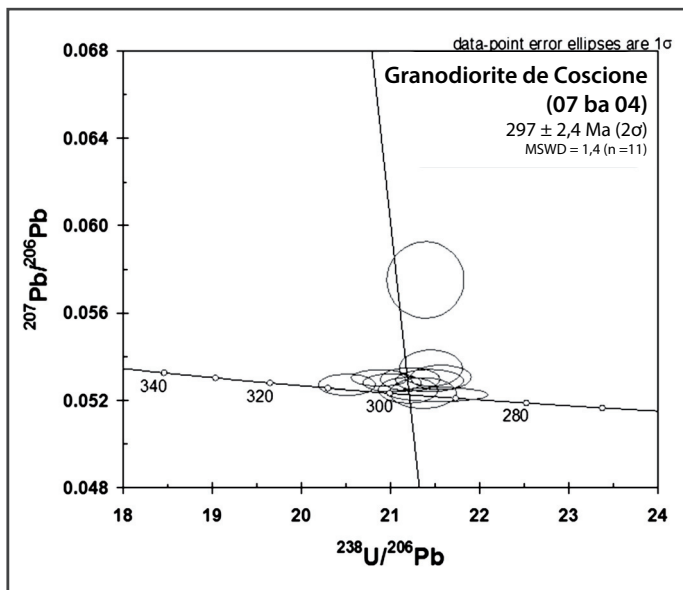


Fig. 4 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons de la granodiorite de Coscione 07 BA 04

analyses n'ont pas été prises en compte dans le calcul de l'âge moyen. Les six analyses restantes ont donc été utilisées pour calculer l'âge intercepté à  $293,5 \pm 2,8$  Ma (fig. 5). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place du monzogranite.

### Granite perthitique du Kyrie Eleison 07 BA 11

Les grains sont de petite taille (~50 à 150 µm), 17 ont pu être montés en section polie. Ils sont souvent limpides et généralement sans zonation. L'indexation selon la méthode de J.-P. Pupin (1980) montre une répartition très dense de type P5, caractéristique des roches alcalines potassiques. Ce domaine correspond à des zircons ayant cristallisé à haute température.

Grain point (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total		Radiogénique		Age (Ma)			
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±	±		
<b>Granite de Ghisoni (07 BA 11)</b>														
1.1	506	165	0.34	19.7	0.000202	0.423	22.013	0.275	0.05547	0.00063	0.04523	0.00057	285.2	3.5
2.1	742	345	0.48	26.0	0.000118	0.146	24.543	0.299	0.05325	0.00053	0.04065	0.00050	257.1	3.1
3.1	84	40	0.49	3.3	-	0.179	21.617	0.361	0.05351	0.00167	0.04618	0.00078	291.0	4.8
3.2	134	74	0.57	5.3	0.000237	0.354	21.581	0.330	0.05491	0.00124	0.04618	0.00072	291.0	4.4
4.1	622	436	0.72	23.0	-	0.019	23.194	0.286	0.05223	0.00057	0.04309	0.00054	272.1	3.3
5.1	1685	699	0.43	67.3	-	-	21.509	0.288	0.05163	0.00033	0.04652	0.00063	293.1	3.9
6.1	1578	673	0.44	62.0	0.000081	0.244	21.867	0.280	0.05403	0.00126	0.04562	0.00059	287.6	3.7
7.1	1915	756	0.41	76.1	0.000056	0.073	21.628	0.253	0.05267	0.00032	0.04621	0.00055	291.2	3.4
8.1	1402	457	0.34	54.1	0.000076	0.121	22.275	0.263	0.05305	0.00038	0.04483	0.00053	282.8	3.3
9.1	1940	1532	0.82	66.9	0.000245	0.401	24.924	0.292	0.05529	0.00065	0.03992	0.00047	252.6	2.9
10.1	1486	496	0.35	59.0	0.000024	0.042	21.638	0.255	0.05242	0.00035	0.04620	0.00055	291.1	3.4
11.1	1134	211	0.19	44.6	-	0.022	21.814	0.260	0.05226	0.00042	0.04583	0.00055	288.9	3.4
12.1	1325	295	0.23	49.0	0.000075	0.111	23.203	0.275	0.05297	0.00040	0.04303	0.00051	271.7	3.2

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard Temora est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

**Tabl. 6 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons du granite perthitique du Kyrie Eleison 07 BA 11. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen**

Treize analyses ont été effectuées sur 12 zircons différents. Toutes les analyses montrent que ces zircons sont pratiquement dépourvus de Pb commun (tabl. 6). En revanche, quatre analyses (2.1, 4.1, 9.1 et 12.1) présentent des pertes de Pb\* variables. Ces analyses n'ont pas été prises en compte dans le calcul de l'âge moyen. Les neuf analyses restantes ont permis de déterminer un âge bien défini à  $288,9 \pm 2,4$  Ma (fig. 6). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place du granite du Kyrie Eleison.

### Granite perthitique du Christe Eleison 07 BA 20

Quarante-cinq grains ont pu être montés en section polie. Les grains sont petits (~50 à 150 µm), mais relativement nombreux, souvent sombres et parfois métamictes. L'indexation selon la méthode de J.-P. Pupin (1980) montre une répartition très dense selon le type P5. Cette répartition est caractéristique des

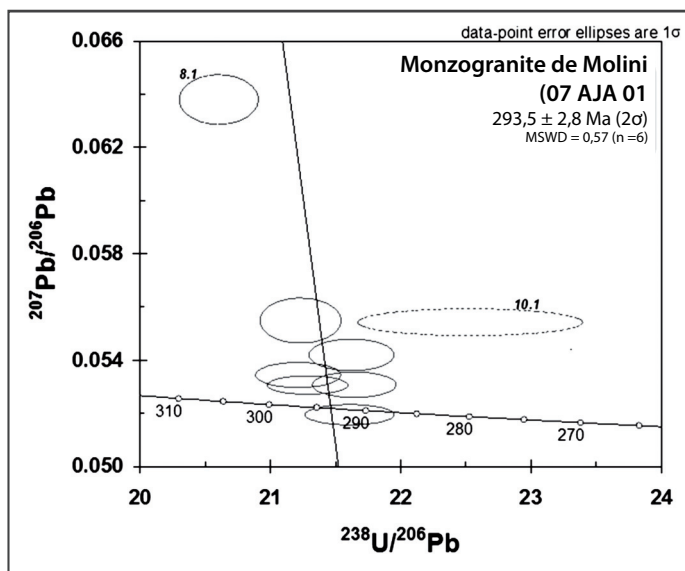


Fig. 5 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons du monzogranite 07 AJA 01

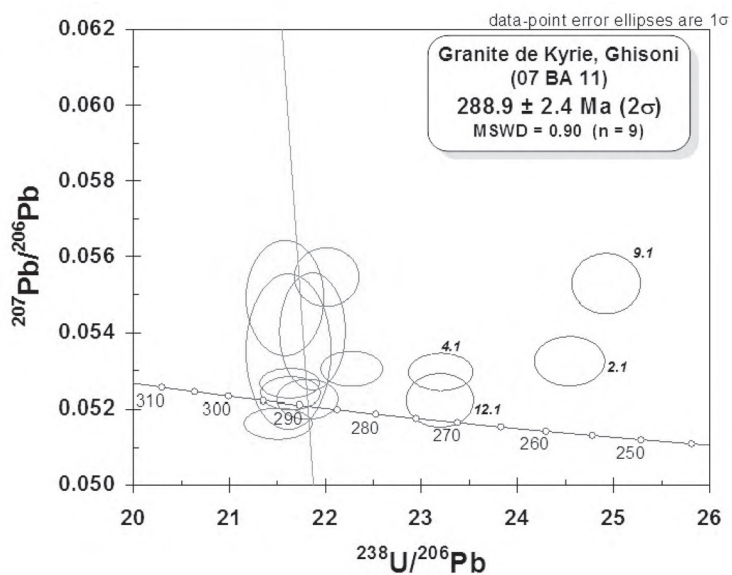


Fig. 6 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons du granite perthitique du Kyrie Eleison 07 BA 11

roches alcalines potassiques, très similaire à ce qui a été observé pour les zircons du granite du Kyrie Eleison. Ce domaine correspond à des zircons ayant cristallisé à haute température.

Grain point (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±
<i>Granite de Ghisoni (07BA20)</i>														
1.1	966	385	0.41	38.1	0.000035		21.796	0.264	0.05271	0.00044	0.04584	0.00056	288.9	3.4
2.1	387	237	0.63	15.2	-		21.910	0.279	0.05203	0.00068	0.04564	0.00059	287.7	3.6
3.1	680	270	0.41	27.0	0.000034		21.687	0.269	0.05220	0.00053	0.04610	0.00058	290.5	3.6
4.1	1305	571	0.45	51.2	0.000066		21.917	0.283	0.05292	0.00056	0.04558	0.00059	287.3	3.7
5.1	997	452	0.47	39.2	0.000103		21.861	0.262	0.05399	0.00099	0.04563	0.00055	287.6	3.4
6.1	1697	714	0.43	67.0	-		21.752	0.257	0.05211	0.00034	0.04597	0.00055	289.7	3.4
7.1	362	201	0.58	14.0	-		22.192	0.286	0.05302	0.00073	0.04500	0.00059	283.8	3.6
8.1	1030	558	0.56	39.7	0.000509		22.305	0.266	0.05978	0.00074	0.04439	0.00053	280.0	3.3
9.1	2144	754	0.36	81.9	0.000058		22.506	0.263	0.05313	0.00030	0.04436	0.00052	279.9	3.2
10.1	1592	544	0.35	62.4	0.000045		21.905	0.260	0.05248	0.00035	0.04563	0.00055	287.6	3.4
11.1	1233	571	0.48	46.6	0.000058		22.740	0.270	0.05364	0.00078	0.04388	0.00053	276.9	3.3
12.1	1259	519	0.43	49.0	0.000032		22.083	0.262	0.05245	0.00040	0.04526	0.00054	285.3	3.3

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard Temora est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

**Tabl. 7 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons du granite perthitique du Christe Eleison 07 BA 11. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen**

Douze analyses ont été effectuées sur 12 zircons différents. Une seule analyse montre une contribution significative du Pb commun (8,1), (tabl. 7 et fig. 7). Par ailleurs, deux analyses (9,1 et 11,1) présentent une légère perte de Pb\* (fig. 7). Ces analyses n'ont pas été prises en compte dans le calcul de l'âge moyen dans la mesure où elles s'écartent de la droite de mélange entre le Pb commun et le Pb\* à l'âge de cristallisation des zircons. Les neuf analyses restantes ont permis de déterminer un âge bien défini à **287,7 ± 2,3 Ma** (fig. 7). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place du granite.

### Datation U-Pb sur zircon : couplage laser- ICPMS-MC (NEPTUNE), BRGM

Les datations U-Pb sur zircon : couplage laser- ICPMS-MC (NEPTUNE) ont été réalisées au BRGM (Cocherie et Robert, 2008). La procédure par ablation laser nécessite un zircon standard de référence pour normaliser tous les rapports isotopiques et pour estimer les teneurs en U, Th et Pb. Le géostandard 91500 de l'Ontario (Canada) a été retenu (1 065 ± 1 Ma ; Wiedenbeck *et al.*, 1995). Conditions d'ablation laser : Laser UV 213 nm, diamètre : 20 μm, profondeur : ~15-20 μm, énergie : 25 %, fréquence : 5 Hz, durée : 90 s.

Conditions d'analyse : le standard 91500 daté à 1 065 Ma, contenant 81 ppm de U et 14 ppm de Pb (radiogénique, pas de Pb commun) conduit à un signal

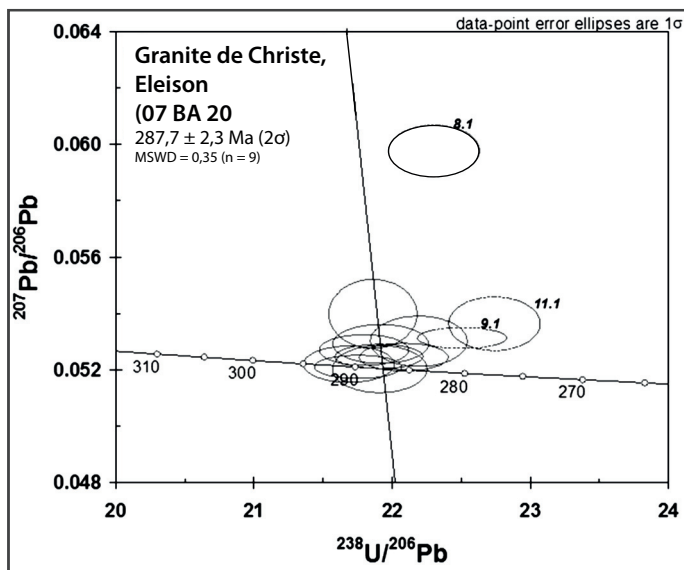


Fig. 7 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons du granite perthitique du Christe Eleison 07 BA 20

d'environ 30 000 cps sur  $^{206}\text{Pb}$  et 3 mV sur  $^{238}\text{U}$ . Un bloc de 23 cycles a été enregistré.

Le calcul des âges moyens a été réalisé selon la même méthodologie que pour les analyses SHRIMP.

### Monzogranodiorite à grenats 02BA30

Soixante-dix grains ont été montés en section polie. Ils sont souvent allongés, généralement limpides, et peuvent mesurer jusqu'à 400  $\mu\text{m}$ . La typologie a été possible sur 73 % des grains. Les types S13 à S24 en passant par S18-S20 sont les plus représentés, c'est-à-dire que ce sont plutôt des zircons de température moyenne à haute (Pupin, 1980).

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}$	$f_{206}$ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}/$ $^{238}\text{U}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}/$ $^{238}\text{U}$	$\pm$
<i>Granodiorite 02BA30</i>														
1.1	624	243	0.39	27	-	-	20.202	0.152	0.05178	0.00029	0.04950	0.00037	311	2
2.1	911	374	0.41	38	-	-	20.840	0.161	0.05193	0.00026	0.04799	0.00037	302	2
3.1	473	155	0.33	20	-	-	20.164	0.133	0.05190	0.00037	0.04959	0.00033	312	2
4.1	452	135	0.30	19	17810	-	20.295	0.157	0.05191	0.00029	0.04927	0.00038	310	2
5.1	596	173	0.29	25	7417	0.022	20.268	0.146	0.05275	0.00025	0.04933	0.00036	310	2
6.1	238	134	0.57	11	1162	0.057	19.282	0.130	0.05340	0.00035	0.05183	0.00035	326	2
7.1	261	123	0.47	11	1472	0.138	20.737	0.160	0.05351	0.00041	0.04816	0.00037	303	2
7.2	298	114	0.38	12	4657	0.042	20.850	0.173	0.05272	0.00030	0.04794	0.00040	302	2
8.1	415	176	0.42	17	20709	0.010	20.911	0.204	0.05244	0.00036	0.04782	0.00047	301	3
9.1	359	122	0.34	15	34951	0.030	20.576	0.272	0.05272	0.00035	0.04859	0.00064	306	4
10.1	455	214	0.47	18	7831	-	21.731	0.179	0.05174	0.00036	0.04602	0.00038	290	2
11.1	283	114	0.40	12	-	0.071	20.802	0.209	0.05295	0.00029	0.04804	0.00048	302	3
12.1	226	127	0.56	10	1845	-	20.063	0.213	0.05166	0.00038	0.04984	0.00053	314	3
13.1	514	316	0.61	21	2103	-	20.915	0.256	0.05203	0.00026	0.04781	0.00058	301	4
14.1	283	77	0.27	12	48941	0.047	21.205	0.186	0.05264	0.00032	0.04714	0.00041	297	3
15.1	529	310	0.59	22	-	-	21.236	0.167	0.05186	0.00025	0.04709	0.00037	297	2

- Notes :
1. Incertitudes données à 1 $\sigma$ .
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

**Tabl. 8 - Analyse U-Pb (SHRIMP) sur zircons de la leucomonzogranodiorite à grenats 02BA30. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen**

Seize analyses ont été réalisées sur 15 grains différents (tabl. 8). Le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg montre que toutes les analyses sont remarquablement concordantes (fig. 8). Tous les âges sont carbonifères. Seul le grain 6 pourrait être hérité. Si on considère que les analyses des trois grains 10, 14 et 15 correspondent à des domaines ayant subi de légères pertes de Pb\* radiogénique, alors les 12 analyses restantes permettent de calculer un âge  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  moyen à **303  $\pm$  3 Ma**. Le MSWD faible de 3,0 est statistiquement acceptable. Cet âge de cristallisation des zircons est interprété comme celui de la mise en place de la granodiorite.

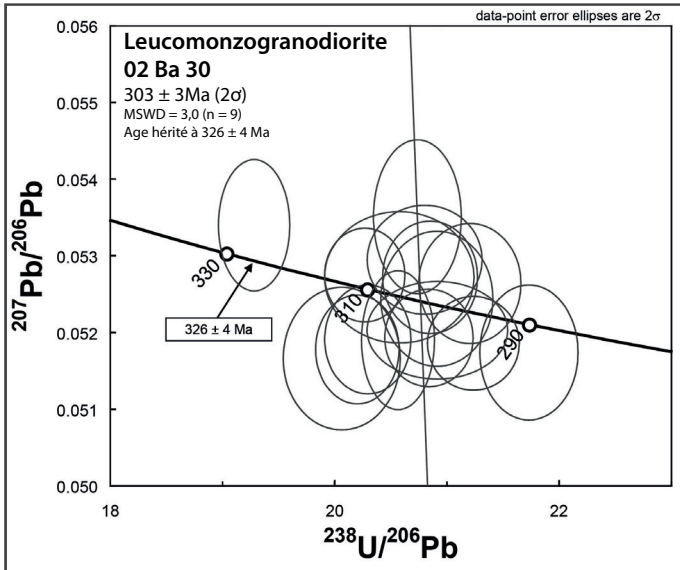


Fig. 8 - Ensemble des analyses sur zircons de la leucomonzogranodiorite à grenat 02BA30 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg



## **Datation U-Th-Pb sur monazite : microsonde électronique, SX 50 (BRGM)**

La méthode retenue s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde électronique. L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans Cocherie et al. (1998). Les conditions d'analyses (courant de 200 nA) conduisent aux limites de détection suivantes : Pb = 110 ppm, Th = 130 ppm et U = 105 ppm (microsonde électronique CAMECA SX 50, BRGM). Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut être calculé ainsi que son erreur à l'aide du diagramme isochrone  $U/Pb = f(Th/Pb)$  selon la méthode définie dans A. Cocherie et F. Albarède (2001), si une certaine variation du rapport U/Th est observée. Cette méthode permet de distinguer, sur les grains issus d'une même roche, des événements séparés de 20 à 60 Ma (selon la gamme d'âges concernée). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT (Ludwig, 2003) ; tous les âges sont calculés à  $2\sigma$ .

### **Leucomonzogranite 01BA06A**

Treize grains de monazite d'une taille entre 200 et à 300  $\mu\text{m}$  ont été extraits pour cette datation. La mesure des teneurs en U, Th et Pb, a été effectuée sur 110 points. Certains de ces grains présentaient des domaines sains suffisamment étendus pour y effectuer les mesures.

Dix points ne correspondent pas à des compositions de monazite ou ne donnant pas un total de l'ensemble des oxydes analysés compris entre 97 et 103 % ont été écartés de la suite des calculs. Le traitement statistique direct sur les 100 points restants a donné lieu au rejet de 7 points fournissant des âges très significativement différents de la moyenne pondérée calculée.

Les 93 analyses restantes montrent une faible quantité de Th, au voisinage de 2 % seulement (tabl. 9). La quantité d'U est en revanche très variable et peut atteindre 1 %. Au total, la quantité de Pb radiogénique produite est donc faible (environ 500 ppm) ; par conséquent, la précision analytique sur les rapports Th/Pb et U/Pb est médiocre. La grande variabilité du rapport U/Th qui conduit à une large dispersion des points dans le diagramme isochrone (fig. 9) permet d'accéder à un âge relativement bien défini à **351  $\pm$  12 Ma** ( $2\sigma$ ), si on tient compte de la forte incertitude sur la détermination des teneurs en Pb. Le MSWD à 1,3, confirme la qualité statistique de la droite isochrone dans la limite des erreurs indiquées par les ellipses. Les âges Th-Pb et U-Pb respectivement calculés sur les interceptes avec les axes Th/Pb et U/Pb à 357 +29-25 Ma et 345 +25-29 Ma sont précis et tout à fait comparables dans la limite des erreurs. Ceci valide la signification géochronologique de la corrélation linéaire obtenue et autorise donc à calculer l'âge des monazites au barycentre des points, là où la distance entre les deux hyperboles d'erreur est la plus faible.

L'âge obtenu sur la population de monazites est de  $351 \pm 12$  Ma. Sur le même échantillon de ce leucomonzogranite, un âge à  $287,1 \pm 1,6$  Ma a été obtenu sur zircons à la microsonde ionique (Cocherie *et al.*, 2005 ; typologie des zircons : fig. 9a). L'âge de mise en place est fourni par la datation sur zircons à 287 Ma, l'âge sur monazite est hérité des enclaves de socle métamorphique voisin (voir discussion dans le texte).

<b>Pb (ppm)</b>	<b>U (ppm)</b>	<b>Th (ppm)</b>	<b>Âge isochrone</b>
537 ± 225	4 470 ± 4 490	22 330 ± 6 138	351 ± 12 Ma (n = 93)

**Tabl. 9 - Analyses U-Th-Pb (microsonde électronique) des monazites du leucomonzogranite 01BA06A**

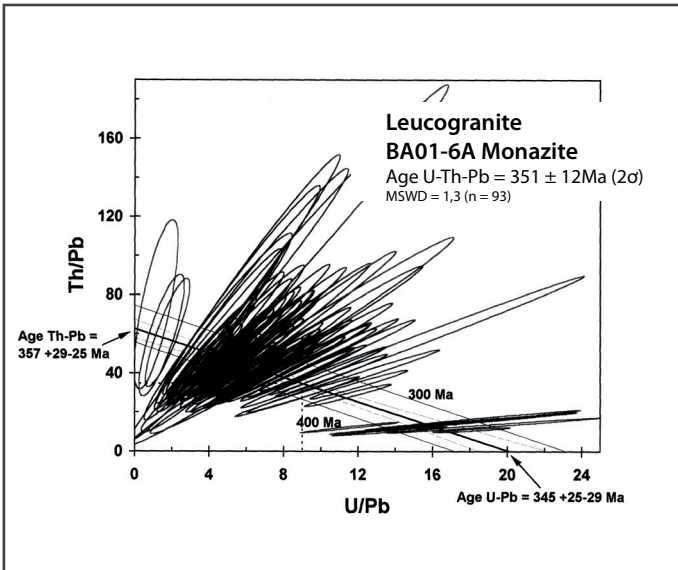
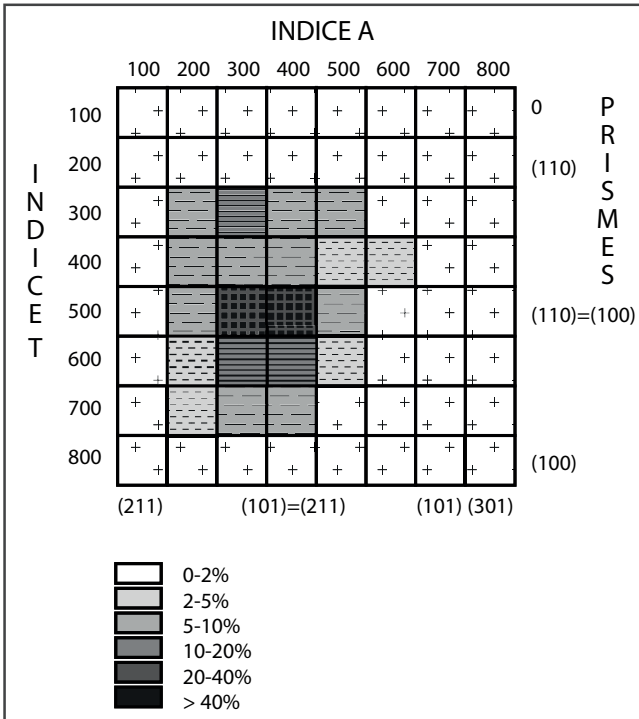


Fig. 9 - Diagramme isochrone Th/Pb f (U/Pb) pour les monazites du leucomonzogranite 01BA06A



**Fig. 9a - Diagramme typologique (selon Pupin, 1980) des zircons du leucomonzogranite 01BA06A**

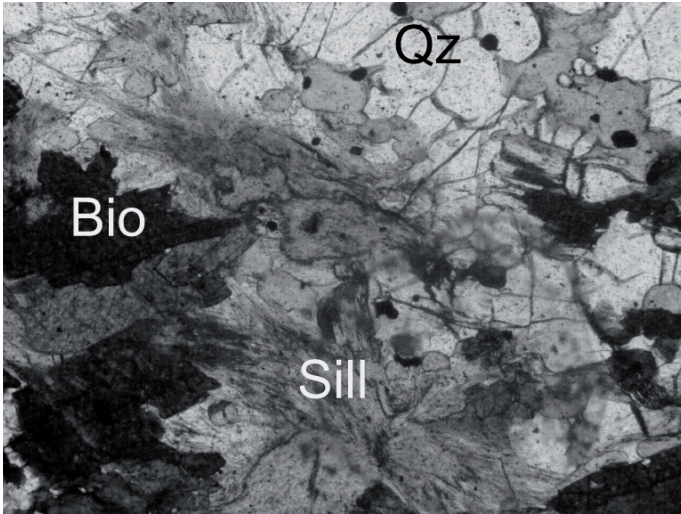


Photo 1 - Gneiss sans grenat (02BA5D), biotite, cordiérite et sillimanite -  
Lumière « naturelle »

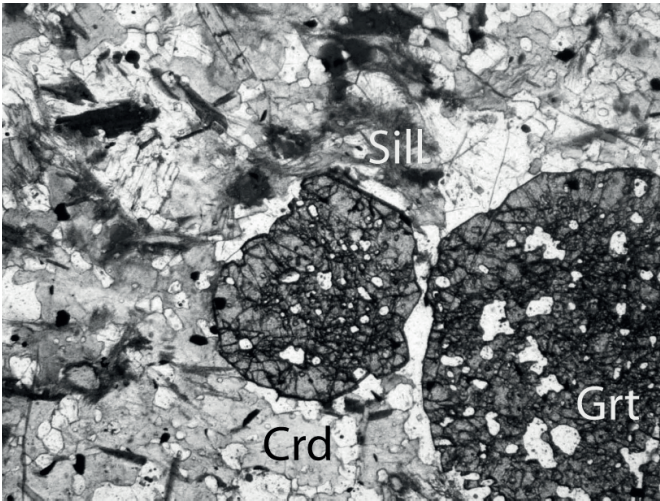


Photo 2 - Gneiss à grenat (02BA5B), sillimanite, cordiérite et biotite  
Lumière « naturelle »



**Photo 3 - Leucomonzogranodiorite à grenats (Mte Renoso, parking station de ski)**



**Photo 4 - Enclaves de granodiorite à amphibole-biotite dans les monzogranites à biotite dans une arène granitique, Bastelica village)**



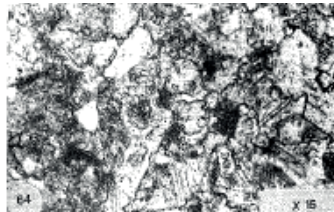
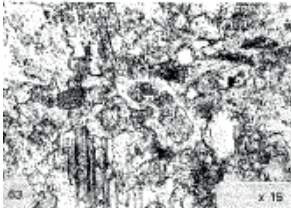
**Photo 5 - Granodiorite à amphibole-biotite de Bastelica recoupée par le monzogranite à biotite d'Ajaccio, chaos granitique au sommet du remonte-pente, Plateau d'Ese)**



**Photo 6 - Une frange de grenats se développe dans le leucomonzogranite au contact avec une enclave de socle anatectique (01BA6A). L'apparition de grenat almandin-spessartine dans le leucomonzogranite se concentre immédiatement au contact de l'enclave de gneiss anatectique dilacérée dans la foliation. La composition des grenats est : Py 5,2-12,7 ; Alm 58,7-69,7 ; Gro 2,4-2,2 ; Sp 33,7-15,4**



Photo 7 - Mélanges gabbro-granite (Punta d'Isa)



Photos 8a et 8b - Microfaune planctonique du Turonien. Calcaires gréseux de la Formation de Pedito Quarcio. Sections silicifiées de *Praeglobotuncana gibba* (63) et *Praeglobotuncana helvetica* (64) d'âge turonien (Counas, 1986)

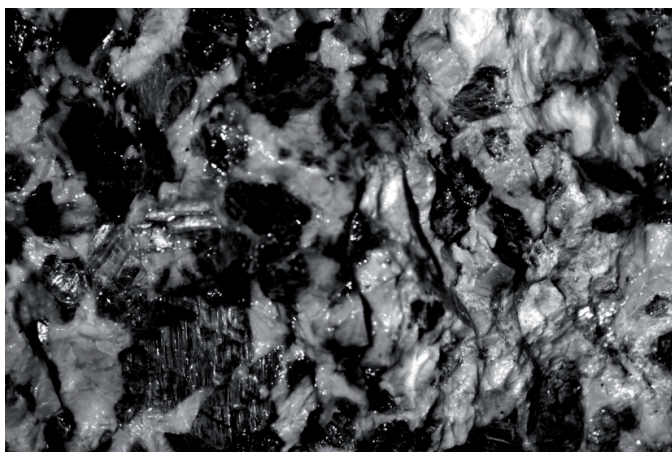




Photo 9 - Péridotites serpentinisées (Lugo di Nazza)



Photo 10 - Ophicalcite (Inzecca)



**Photo 11 - Gabbro magnésien (euphotide)**



**Photo 12 - Pozzines, Nord du col de Scaldasole**

*Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.*

*Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.*

Échelle 1/50 000

