

Les chemins de pierres et d'eau



Corse alpine

- Formations quaternaires
- Formations miocènes
- Formations éocènes
- Formations allochtones de la marge continentale
- Formations métasédimentaires et ophiolitiques (schistes lustrés) proches de la marge continentale
- Formations métasédimentaires et ophiolitiques (schistes lustrés) océaniques

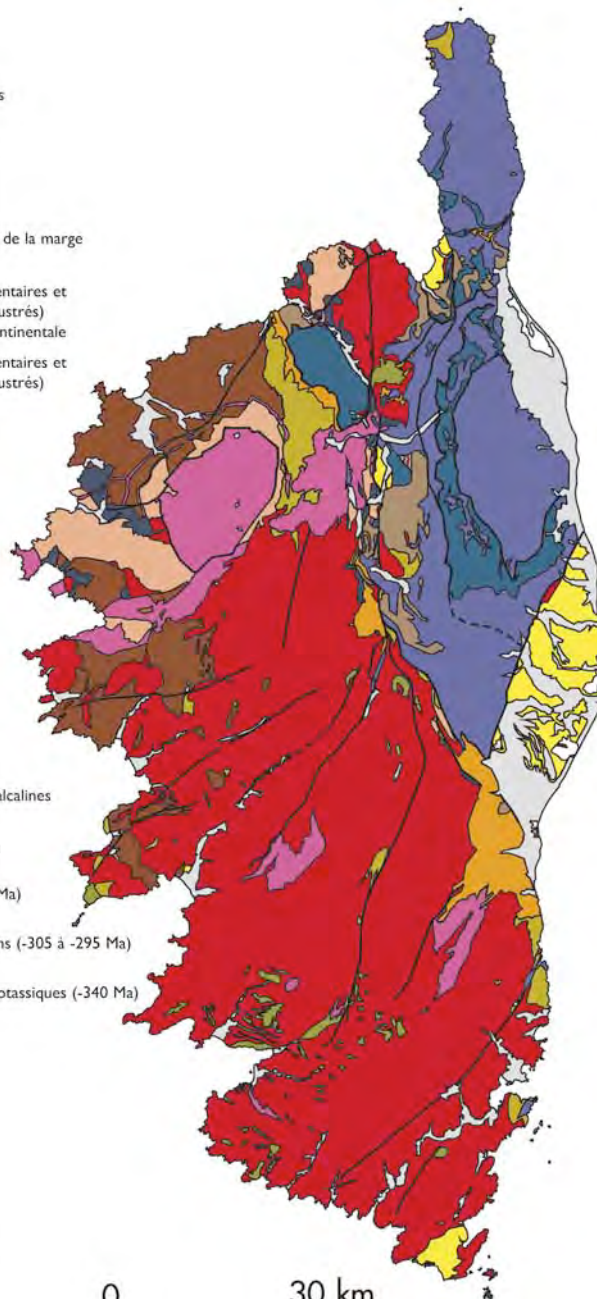
Corse hercynienne

- Roches basiques calco-alcalines
- Volcanisme calco-alcalin
- Granites alcalins (-290 Ma)
- Granitoides calco-alcalins (-305 à -295 Ma)
- Granitoides magnésio-potassiques (-340 Ma)

Précambrien

- Socle T2, gneiss
- Socle T1, micaschistes

0 30 km



Charte stratigraphique internationale

Eon	Ere	Syst.	Série	Etage	Âge MA
Phanérozoïque	Cénozoïque	Quaternaire	Holocène		
				Supérieur	0.0117
			Pleistocène	Ionien	0.126
				Calabrien	0.781
				Gélasien	1.806
		Pliocène		Piacensien	2.588
				Zancléen	3.600
			Miocène	Messinien	5.332
				Tortonien	7.246
				Serravallien	11.608
				Langhien	13.82
				Burdigalien	15.97
				Aquitanién	20.43
		Paléogène		Chattien	23.03
				Rupélien	28.4 ± 0.1
			Eocène	Priabonien	33.9 ± 0.1
				Bartonien	37.2 ± 0.1
				Lutétien	40.4 ± 0.2
		Paléocène		Yprésien	48.6 ± 0.2
				Thanétien	55.8 ± 0.2
				Sélandien	58.7 ± 0.2
				Danien	-61.1
					65.5 ± 0.3
	Mésozoïque	Crétacé	Supérieur	Maestrichtien	70.6 ± 0.6
				Campanien	83.5 ± 0.7
				Santonien	85.8 ± 0.7
				Coniacien	-88.6
				Turonien	93.6 ± 0.8
			Inférieur	Cénomanién	99.6 ± 0.9
				Albien	112.0 ± 1.0
				Aptien	125.0 ± 1.0
				Barrémien	130.0 ± 1.5
				Hauterivién	-133.9
		Jurassique	Malm	Valanginién	140.2 ± 3.0
				Berriasien	145.5 ± 4.0
				Tithonien	150.8 ± 4.0
			Dogger	Kimméridgien	-155.6
				Oxfordien	161.2 ± 4.0
				Callovien	164.7 ± 4.0
			Lias	Bathonien	167.7 ± 3.5
				Bajocién	171.6 ± 3.0
				Aalénien	175.6 ± 2.0
		Trias	Supérieur	Toarcién	183.0 ± 1.5
				Pliensbachien	189.6 ± 1.5
				Sinemurién	196.5 ± 1.0
			Moyen	Héttangien	199.6 ± 0.6
				Rhétien	199.6 ± 0.6
				Norien	203.6 ± 1.5
			Inférieur	Carnien	216.5 ± 2.0
				Ladinien	-228.7
				Anisien	237.0 ± 2.0
				Olénékien	-245.9
				Induen	-249.5
					251.0 ± 0.4
Phanérozoïque	Paléozoïque	Permien	Lopingien	Changhsingien	253.8 ± 0.7
				Wuchiapigien	260.4 ± 0.7
			Guadalupien	Capitanien	265.8 ± 0.7
				Wordien	268.0 ± 0.7
				Roadien	270.6 ± 0.7
		Cisuralien		Kungurien	275.6 ± 0.7
				Artinskien	284.4 ± 0.7
				Sakmarien	294.6 ± 0.8
				Assélién	299.0 ± 0.8
					303.4 ± 0.9
		Carbonifère	Pennsylvanien	Gzhélién	307.2 ± 1.0
				Kasimovien	311.7 ± 1.1
				Moscovien	318.1 ± 1.3
			Bashkirien	Bashkirien	328.3 ± 0.6
				Serpuhovien	345.3 ± 2.1
		Mississipien		Viseén	359.2 ± 2.5
				Tournaisien	374.5 ± 2.6
			Famennien	Famennien	385.3 ± 2.6
				Frasnien	391.8 ± 2.7
				Givélién	397.5 ± 2.7
		Dévonien	Supérieur	Eifélién	407.0 ± 2.8
				Emsien	411.2 ± 2.8
				Praguien	416.0 ± 2.8
			Moyen	Lochkovien	418.7 ± 2.7
					421.3 ± 2.6
					422.9 ± 2.5
		Silurien	Pridoli	Ludfordien	426.2 ± 2.4
				Gorstien	428.2 ± 2.3
				Homérién	443.7 ± 1.5
			Wenlock	Sheinwoodien	445.6 ± 1.5
				Télychien	455.8 ± 1.6
		Ordovicien	Supérieur	Sandbien	460.9 ± 1.6
				Darriwilien	468.1 ± 1.6
				Dapingien	471.8 ± 1.6
			Moyen	Floien	478.6 ± 1.7
				Trémadocién	488.3 ± 1.7
		Cambrien	Série 4	Etage 10	-492
				Gonggirién	-496
				Paibien	-499
			Série 3	Guzhangien	-503
				Drumien	-506.5
				Etage 5	-510
			Série 2	Etage 4	-515
				Etage 3	-521
				Etage 2	-528
			Série 1	Fortunien	542.0 ± 1.0
					542
Précambrien	Protérozoïque	Néo-protérozoïque		Ediacarien	-635
				Cryogénien	850
				Ionien	1000
		Méso-protérozoïque		Sténien	1200
				Ectasien	1400
	Archaéen	Paléo-protérozoïque		Calynnién	1600
				Stathérién	1800
				Croazién	2050
		Néoarchéen		Rhyacién	2300
				Sudérién	2500
		Mésarchéen			2800
					3200
					3600
		Hadéen			4000
					4600
Eon	Ere	Système			Âge MA

Les chemins de pierre et d'eau

Auteurs

MICHELLE FERRANDINI

Maître de conférences

MARIE-MADELEINE OTTAVIANI-SPELLA

Maître de conférences, Habilitée à Diriger des Recherches

LAURENT CIANCALEONI

Docteur en géologie

JEAN FERRANDINI

Maître de conférences, Habilité à Diriger des Recherches

ELISABETH PEREIRA

Maître de conférences

BÉATRICE KHOUMERI

Maître de conférences

Université de Corse Pasquale Paoli, UMR CNRS SPE 6134

Collaborations techniques

ANTOINE BERLINGHI

Ingénieur d'Etudes, litholamelleur

Université de Corse Pasquale Paoli, UMR CNRS SPE 6134

JEAN-FRANÇOIS CUBELLS

Professeur agrégé

Centre Régional de Documentation Pédagogique de Corse

Coordination

MARIE-FRANÇOISE SALICETI

Université de Corse Pasquale Paoli, valorisation de la recherche

Remerciements

*Les auteurs remercient toutes les personnes ayant contribué à la réalisation de ce guide, en particulier :
Madame Marie José Milleliri, CCSTI « A Meridiana » ;
Monsieur Michel Luccioni, photographe ;
Monsieur Jacques Nicolau, DREAL de Corse ;
Monsieur Philippe Rossi, BRGM.*

Sommaire



Circuit 1 : Fiumorbup. 14 - 15



Circuit 2 : Cortenaisp. 30 - 31



Circuit 3 : Balagnep. 52 - 53



Circuit 4 : Tendap. 66 - 67



Circuit 5 : Cap Corsep. 82 - 83

Selon le code de la propriété intellectuelle, toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement du CRDP est illicite. Il en est de même pour la traduction, l'adaptation ou la transformation, l'arrangement ou la reproduction par un art ou un procédé quelconque.

Cette reproduction ou représentation, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

N° ISBN : 978 286 620 236 1

Dépôt légal : novembre 2009

Avant-propos



ES ROCHES ET LES PAYSAGES DE CORSE constituent pour les géologues, mais également pour de nombreux amoureux de la nature, une source inépuisable d'enchantements, de découvertes et d'interrogations.

La proclamation par les Nations Unies, le 22 décembre 2005, de l'Année Internationale de la Planète Terre (AIPT), fut pour l'Université de Corse, l'occasion de contribuer à la valorisation de ce patrimoine naturel unique. Ce projet a été labellisé par le Comité Stratégique de l'AIPT sous le n° 208 le 20 décembre 2007.

Notre modeste engagement prit tout d'abord la forme de petits livrets guide qui nous servirent à illustrer les diverses excursions auxquelles nous fûmes amenés à participer. Cependant, il nous est apparu important de pouvoir mettre ces travaux à la disposition d'un plus large public. Ainsi s'imposa la réalisation de cet ouvrage.

Les circuits géologiques proposés parcourent essentiellement la Corse alpine. Ce choix volontaire fut dicté par l'abondance des objets géologiques (roches, minéraux, fossiles...) et des phénomènes tectoniques et métamorphiques rencontrés.

Au-delà du seul aspect scientifique, nous souhaitons également que ce recueil puisse permettre une meilleure prise en compte des richesses géologiques de notre île, dans son contexte méditerranéen. Ce patrimoine qui nous entoure quotidiennement, nous devons le respecter et le préserver.

Les auteurs

Introduction

BRÈVE HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA CORSE

Du Précambrien au Permien

Le début de cette histoire remonte à la fin du Précambrien supérieur¹, il y a 600 Ma. Le territoire qui deviendra la Corse fait alors partie du Gondwana^{*2}, où, dès le Cambrien (-540 Ma), des bassins* sédimentaires y fonctionnent. Au Carbonifère inférieur, vers -340 Ma, débute la mise en place de la chaîne* hercynienne qui se traduit par l'installation du batholite* granitique corso-sarde. Ce magmatisme* calco-alcalin affleure entre L'Île-Rousse et Ajaccio. Au Carbonifère supérieur (-310 Ma), ces granites sont soumis à une dénudation* à l'origine de dépôts conglomératiques* d'épaisseur importante. L'effondrement gravitaire de la chaîne se traduit en surface par des bassins houillers subsidents* dont il reste un témoin dans la région d'Osani. En profondeur, des remontées de l'asthénosphère* entraînent une fusion partielle du manteau* supérieur, la formation de granites* alcalins et un volcanisme important au Permien supérieur (-270 à -250 Ma). Le Monte Cinto, le massif de Tolla, les aiguilles de Bavella et de Popolasca en sont des témoins. Puis le batholite et son encaissant sont partiellement recouverts par des sédiments triasiques (-230 à -200 Ma). Cette première partie de l'histoire géologique de la Corse se réfère à celle de la chaîne hercynienne. Lui fait suite une autre histoire de montagne, celle des Alpes.

Du Trias à l'Actuel

Ainsi, pendant une longue période, la Corse a été adossée sur la marge* continentale sud-européenne qui constituait la bordure nord de l'océan* alpin. La croûte* océanique et sa couverture sédimentaire peuvent être observées en divers endroits et en particulier dans le défilé de l'Inzecca. Au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé (-160 à -100 Ma) se déposent, dans ce domaine marin, des sédiments (futurs schistes* lustrés). La fermeture de l'océan alpin a commencé au Crétacé supérieur (-100 Ma) par le fonctionnement de subductions* intra-océaniques. Au début de l'Eocène supérieur (-40 à -37 Ma), le blocage de la subduction est responsable de la mise en place

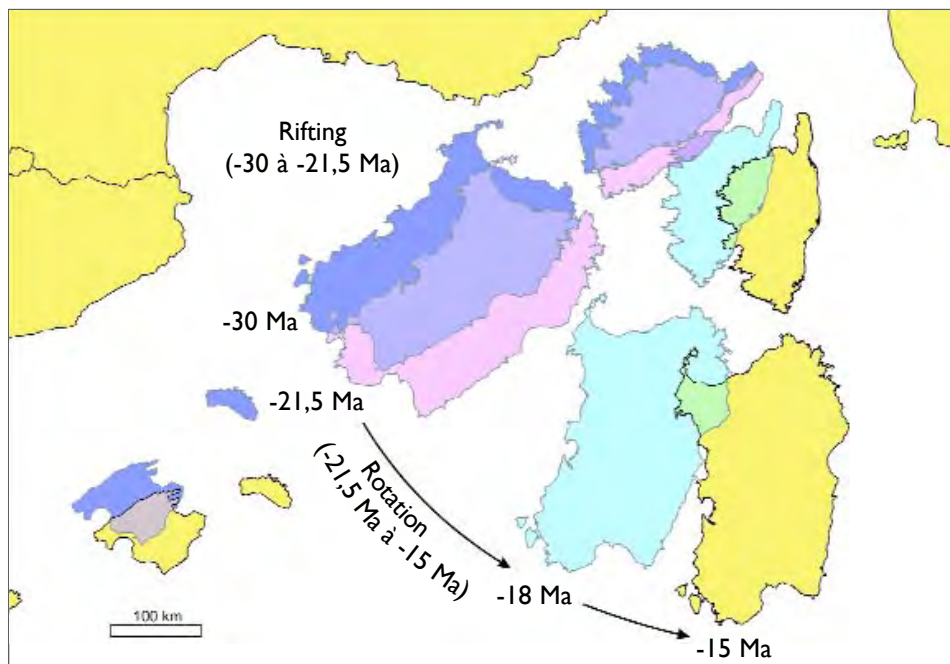
1 : toutes les références stratigraphiques s'appuient sur la charte stratigraphique internationale adoptée en 2009 et qui est reproduite sur la 1^e de couverture (rabat).

2 : les mots suivis d'une étoile sont définis dans le glossaire. Seule leur première mention est signalée.

de nappes* superposées qui seront charriées sur la marge continentale européenne. Trois unités, ayant des origines et des parcours différents, sont distinguées en fonction de leurs déformations et de leurs faciès*³ métamorphiques : unités bastio-ligures, ligures de type Inzecca et balano-ligure (respectivement de moins en moins transformées). À la suite de ces événements compressifs, une tectonique* post-orogénique extensive est responsable de la reprise en failles* normales de certaines failles ductiles*.

À l'Oligocène supérieur (-25 Ma), la Corse est encore accolée à la marge sud-européenne. A la suite d'un épisode de rifting* et de l'ouverture de l'océan liguro-provençal, commence la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde. Au début, entre -21,5 et -18 Ma, elle est rapide puisque le bloc tourne de 30° sur les 45 totaux. Le mouvement de dérive a cessé autour de -15 Ma.

Pendant le Miocène inférieur et moyen (-23 à -11,6 Ma), seule la partie granitique de la Corse émergeait. Les sédiments marins et continentaux déposés à cette époque constituent les actuels bassins de Bonifacio, de la Plaine



Rotation du bloc corso-sarde, d'après Gattacceca et al., 2007.

3 : les différents faciès métamorphiques du diagramme P-T de Yardley (1989) sont reproduits sur la 4^e de couverture (rabat).

Orientale, de Francardo et de Saint Florent. A partir de -11 Ma, les premiers reliefs de la Corse orientale (Castagnicia et Cap Corse) se forment. À la suite de l'événement* messinien, la transgression* pliocène (-5,3 Ma) a comblé les vallées précédemment formées. Au Quaternaire, les glaciers ont contribué à façonner le relief et cette morphogenèse glaciaire est encore très visible (Restonica, Manganello...). L'altitude importante des sommets de Corse traduit un déséquilibre isostatique*, également lié à des mouvements verticaux différentiels qui ont pu être mesurés. La sismicité de l'île est modérée et se traduit par des événements de très faible magnitude.

LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA CORSE

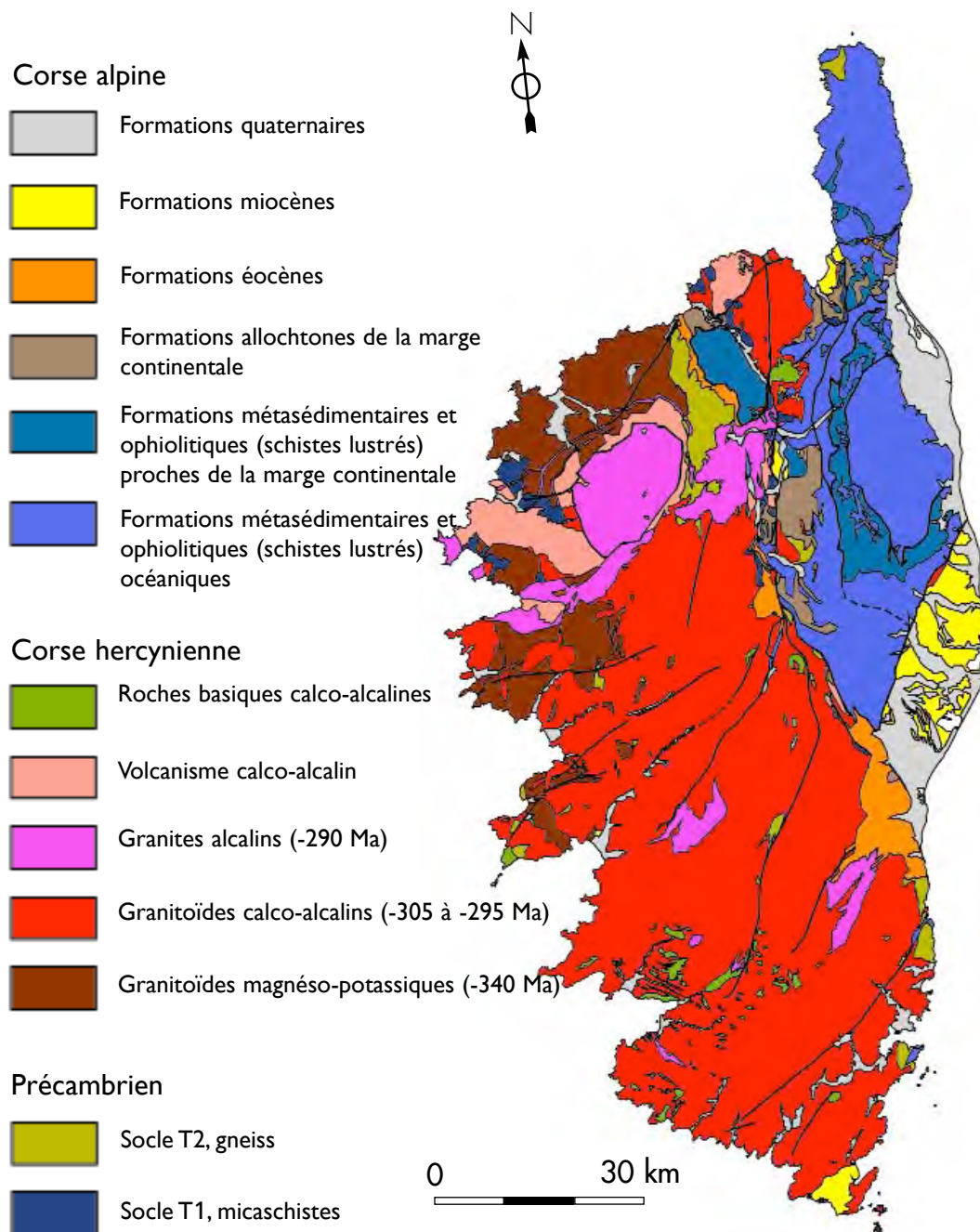
Elle correspond à la transcription de tous ces événements. Ainsi, on reconnaît, à l'ouest, sur les trois quarts de la superficie de la Corse, dans les tons rouges, la partie hercynienne qui comporte de nombreux sommets granitiques dépassant 2000 m dont le Monte Cinto (2706 m) et le Monte Rotondo (2650 m).

A l'est, dans les tons vert bleu, c'est la partie alpine avec le massif de la Castagnicia (point culminant au San Petrone, 1767 m) structuré en un vaste antiforme* qui se prolonge par celui du Cap Corse. Les roches de ce secteur sont majoritairement métamorphiques (« roches* vertes » et schistes lustrés). Une zone complexe, entre la Corse hercynienne et la Corse alpine, caractérisée par des écaillages et de nombreux contacts anormaux (exemple des écaillages de Corte) est nommée « dépression centrale » par les géomorphologues.

Enfin, la partie la plus jeune, le Mio-Plio-Quaternaire, qui correspond aux petits affleurements dispersés au pourtour de la partie alpine et dans l'extrême sud, est représentée en jaune et en gris.

SUR LE TERRAIN

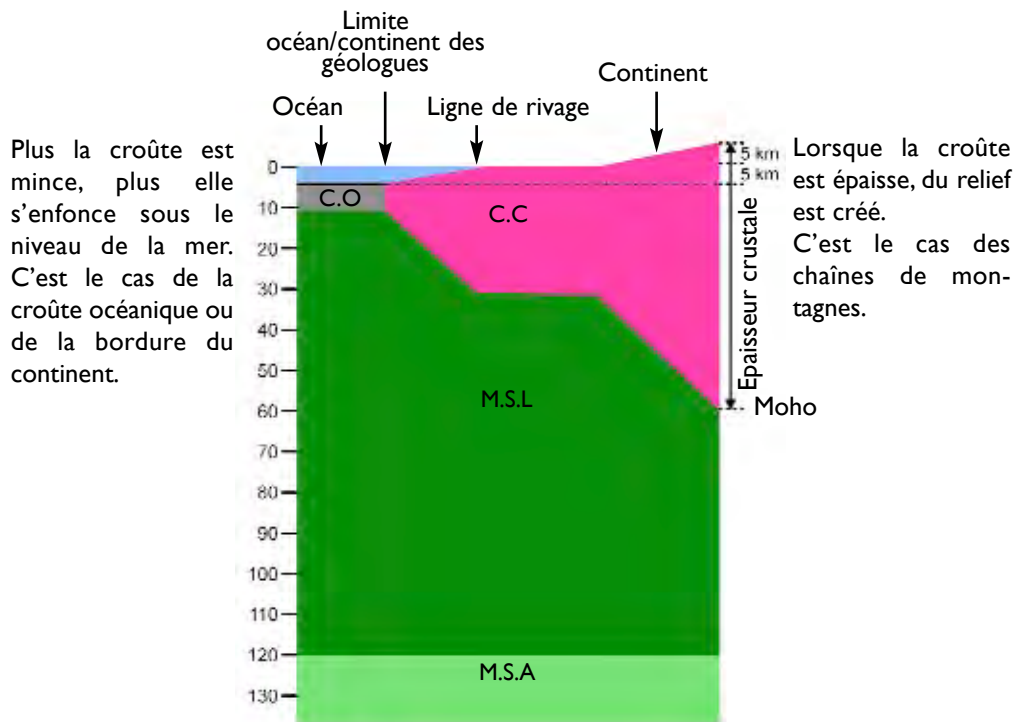
Cinq circuits permettront d'illustrer, en partie, ce qui précède : Fiumorbo, Cortenais, Balagne, Tenda et Cap Corse. Pour chacun, la carte géologique à 1/50 000 correspondante est indiquée ; les schémas, empruntés pour la plupart à la bibliographie et les photos, viennent en appui du texte. Pour approfondir tel ou tel sujet le lecteur se reportera à la bibliographie volontairement simplifiée.



Carte géologique simplifiée et sa légende, d'après Rossi, 2000.

QUELQUES ÉLÉMENTS DE TECTONIQUE DES PLAQUES

Les changements d'aspect de la surface de la Terre au fil du temps s'expliquent par la géodynamique. La Terre est constituée soit d'une croûte continentale (granites), soit d'une croûte océanique (péridotites*, gabbros*, basaltes*) aux caractéristiques bien différentes.



C.C : croûte continentale, densité = 2,8

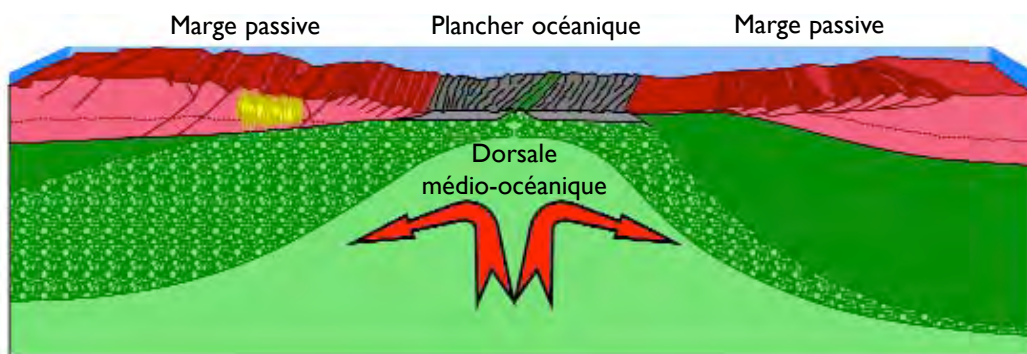
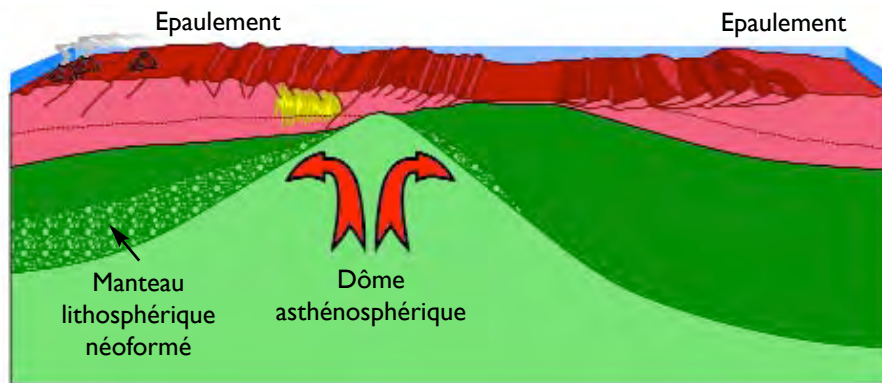
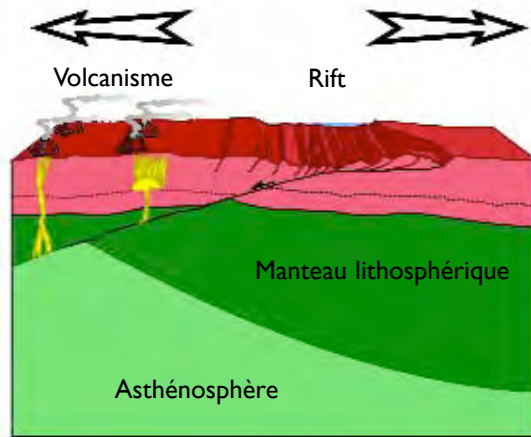
C.O : croûte océanique, densité = 2,9

M.S.L : manteau supérieur lithosphérique, densité = 3,4

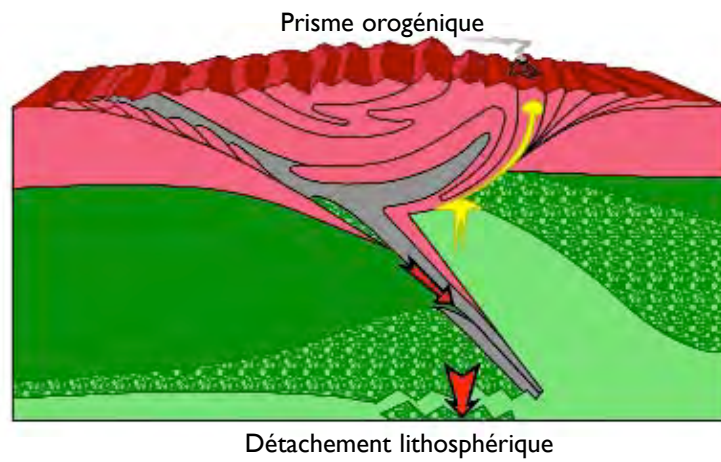
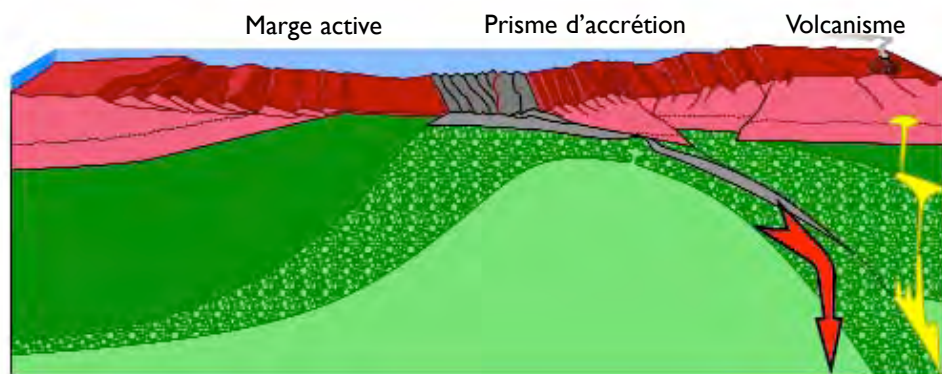
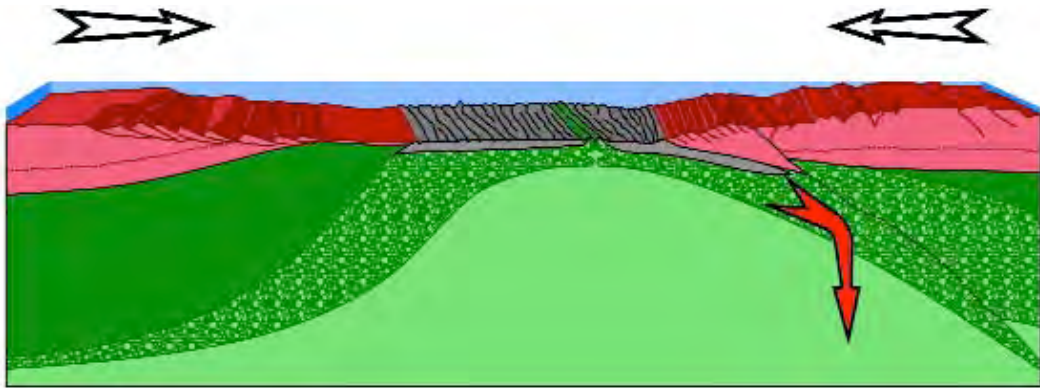
M.S.A : manteau supérieur asthénosphérique, densité = 3,3

Schéma des deux croûtes et du manteau, d'après <http://geoazur.oca.eu/>.

Les mouvements des plaques traduisent les forces de compression et d'extension qui s'appliquent cycliquement sur la lithosphère*. En une centaine de millions d'années, à partir d'un rift continental, une aire océanique s'initie, s'élargit puis se referme et disparaît pour laisser place à une chaîne de montagne, ainsi que les schémas suivants le montrent.



Trois stades de l'ouverture océanique, d'après <http://geoazur.oca.eu/>.



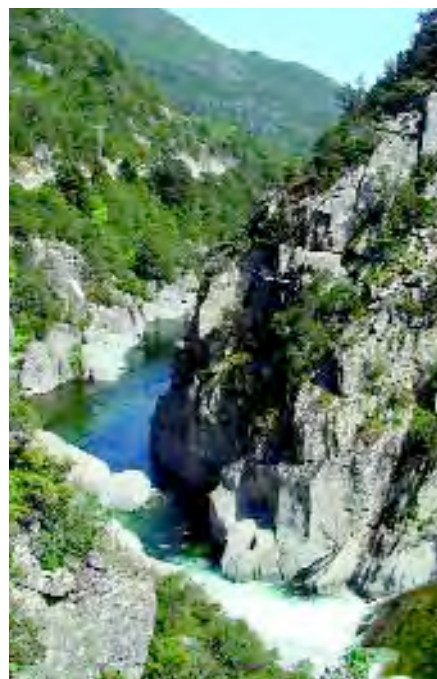
Trois stades de la fermeture océanique, d'après <http://geoazur.oca.eu/>.

LES CIRCUITS

1 Fiumorbo

De Corte à Aléria, la série des schistes lustrés puis le bassin mio-plio-quaternaire de la Plaine Orientale sont recoupés. Le site d'Aléria qui domine la vallée du Tavignano comporte de nombreux vestiges de la capitale antique (forum, capitole, thermes...) dont certains sont visibles au musée archéologique départemental Jérôme Carcopino.

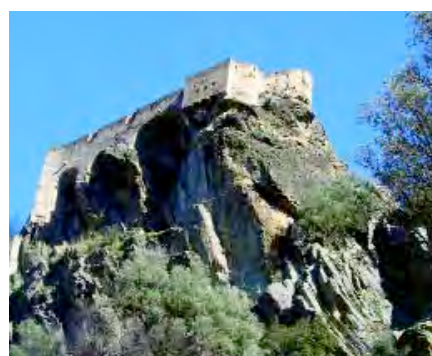
Au cours de ce circuit, les différents termes de la série ophiolitique* de l'Inzecca sont reconnus. Au niveau de la partie amont du barrage de Sampolo, on peut examiner le contact qui sépare la Corse alpine de la Corse hercynienne. À l'ouest de cette faille majeure, la route circule dans les Strette où le fleuve Fiumorbo a profondément surcreusé son lit.



Les gorges du Fiumorbo.

2 Cortenais

Corte, située au centre de la Corse, à une altitude de 450 m, est une commune d'environ 150 km², et compte aujourd'hui 7000 habitants. Cette capitale historique est le siège de l'Université de Corse. Trois cours d'eau convergent au niveau de la ville : la Restonica, le Tavignano et l'Orta. La citadelle, située sur un promontoire de



La citadelle de Corte.

roches vertes et perchée à 100 m, est une ancienne forteresse militaire aux puissants remparts. Construite en 1420 par Vincentello d'Istria, vice-roi de Corse au nom du roi d'Aragon, elle abrite, à l'intérieur des murs d'enceinte, des bâtiments des XVIII^e et XIX^e siècles.

Aujourd'hui, dans l'ancienne caserne Serrurier se trouve le Musée de la Corse ou Musée Régional d'Anthropologie, inauguré en 1997.

Les arrêts proposés dans ce circuit permettent d'observer des roches sédimentaires, magmatiques et métamorphiques et des figures tectoniques de base. Au niveau de la source de Minesteghju, le fonctionnement complexe d'un aquifère* de montagne est abordé.



Corte.

3 Balagne

Au cours de ce circuit, la coupe de la nappe de Balagne est établie. Elle montre les rapports entre les unités alpines et le substratum* autochtone* hercynien (le socle et sa couverture éocène). Compte-tenu du faible degré de métamorphisme, le circuit permet d'observer de nombreux microfossiles. L'olivier, arbre identitaire, est très cultivé dans cette région : une foire lui est même dédiée, en juillet, à Montegrosso.



Les oliviers de Balagne.

4 Tenda

Ce circuit est l'occasion d'analyser des structures microtectoniques (linéations*, sens de cisaillement*), ainsi que l'influence du métamorphisme sur la déformation. Il traite également de la chronologie des événements tectoniques avant et pendant la convergence alpine. Après avoir traversé les klippes* sédimentaires du Nebbiu, le circuit recoupe la série miocène, ce qui permet d'aborder le mode de dépôt, les biocénoses* fossiles et la paléogéographie* à cette époque.



L'Ostriconi.

5 Cap Corse

Dans la région du Cap Corse s'observent, à la fois, les unités les plus profondes et les plus élevées de l'édifice tectonique, les schistes lustrés ainsi qu'un équivalent de la nappe de Balagne (les écailles de Macinaggio). L'arrêt au niveau de la tour d'Erbalonga est l'occasion de traverser ce magnifique village. Celui de Monte Maggiore permettra d'admirer l'île de la Giraglia, point le plus septentrional de la Corse.



La tour de Santa Maria la Chiapella.



1. Corsiglièse
2. Pino
3. Défilé de l'Inzecca
4. Sorbo
5. Pont de Sampolo
6. Strette
7. Testalo



Fiumorbo

Fiumorbo

Carte géologique 1/50 000 Ghisonaccia (1119).



Arrêts :

1. Corsiglièse
2. Pino
3. Défilé de l'Inzecca
4. Sorbo
5. Pont de Sampolo
6. Strette
7. Testalo

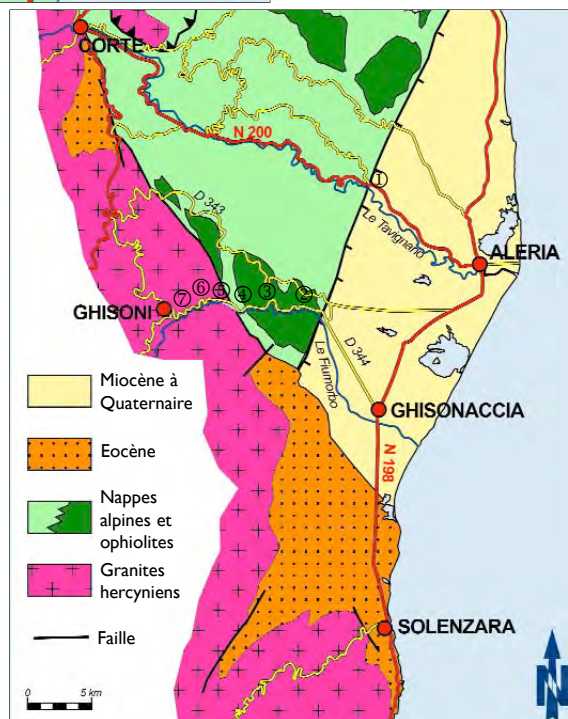


Schéma structural simplifié.

Corsiglièse



Contact entre la Corse alpine et le bassin miocène de la Plaine Orientale, vu en direction du nord.

Prendre la N 200 jusqu'au carrefour de Pancheraccia puis, la D 14 sur une centaine de mètres pour observer le paysage.

La Corsiglièse est un affluent du Tavignano. Au niveau de cet arrêt, son lit se confond avec une faille normale de direction NNE-SSO qui constitue la limite ouest du bassin sédimentaire de la Plaine Orientale.

Celui-ci est limité au sud par le prolongement probable de l'accident qui limite la Corse hercynienne de la Corse alpine. A l'est, ce

bassin se prolonge en mer par le canal* de Corse et la Ride* de Pianosa.

L'épaisseur des dépôts miocènes à quaternaires, augmente vers l'est pour atteindre plus de 2000 m au niveau du littoral et 8000 m au centre du bassin.

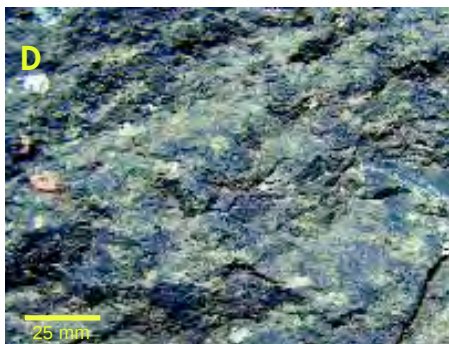
Pour rejoindre la vallée du Fiumorbo (arrêts 2 à 7), le trajet traverse (en suivant les N 200, 198 et la D 344) plusieurs formations sédimentaires marines et continentales du Miocène, du Pliocène et du Quaternaire.

Pino

Cet arrêt, sur la D 344, permet d'observer le manteau supérieur en voie de transformation.

Comme dans d'autres lieux de Haute-Corse, affleure ici une serpentinite* porphyroblastique*, du plus bel effet, le vert étoilé ou Verde Stella. L'échantillon vert sombre, à surface lisse, montre de gros cristaux automorphes* de diallage*, à reflets argentés, d'un vert plus pâle. Par endroits des filons* gabbroïques d'épaisseur décimétrique recoupent cette roche.

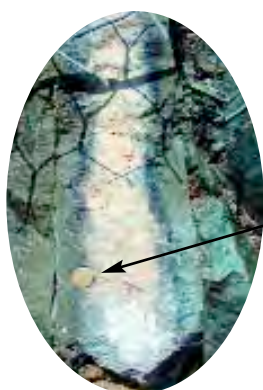
Microscopiquement¹, le fond de la roche est constitué de cristaux fins présentant une



*Serpentinite porphyroblastique.
D : diallage.*



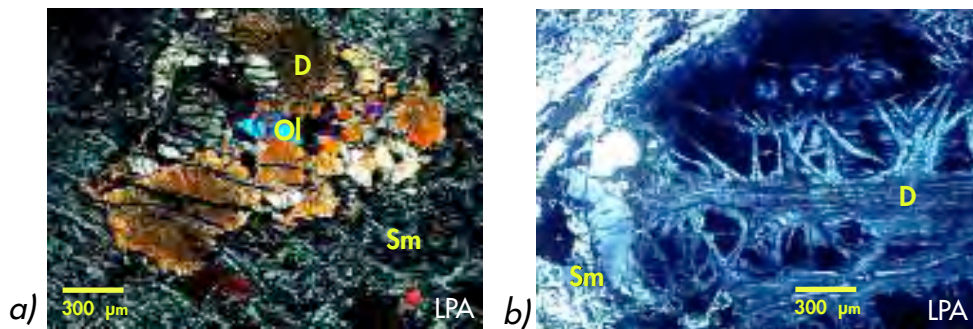
Filon gabbroïque intrusif dans la serpentinite, vues d'ensemble et de détail.



¹ : l'étude de certaines roches nécessite l'utilisation d'un microscope polarisant à transmission qui permet des déterminations à partir de lame* mince de roche. Les observations sont réalisées soit en lumière polarisée non analysée (LPNA) soit en lumière polarisée analysée (LPA).

structure maillée dans laquelle se détachent les cristaux de diallage. La plupart sont en voie de serpentinisation mais quelques reliques subauto-morphes de pyroxènes* et d'olivines* subsistent. La serpentinisation se manifeste

par des fibres d'antigorite noires et blanches en LPA, par des rubans (remplis de fibres serpentineuses perpendiculaires aux épontes*) anastomosés qui dissocient les pyroxènes. La roche contient aussi de nombreux minéraux opaques.



Lames minces de serpentinite.

a) D : reliques de diallage, Ol : olivines en voie de serpentinisation, Sm : serpentines maillées ; b) D : diallage serpentinisé, Sm : serpentines maillées.

La serpentinite couvre une importante surface en Haute-Corse :

135 communes sont en effet concernées par ce type d'affleurement potentiellement amiantifère ! L'altération naturelle ou mécanique des affleurements (au cours de travaux routiers ou de constructions, de l'extraction et/ou de la manipulation de matériaux...) produit des fibres d'amiante qui correspondent à plusieurs espèces minérales. Ces dernières se différencient d'après leur couleur, leur taille, leur aspect macroscopique, leur composition chimique. Ces espèces appartiennent à deux groupes minéralogiques :

- 1. Le groupe des amphiboles* : minéraux en prismes plus ou moins allongés, en aiguilles ou en fibres dont la classification est liée aux variations progressives des teneurs en Mg, Fe, Ca et en Na (exemples trémolite, actinote, crocidolite, amosite, anthophyllite) ;*
- 2. Le groupe des serpentines : chrysotile en fibres soyeuses très fines, parfois très longues et antigorite le plus souvent en lamelles.*

Défilé de l'Inzecca



Empilement de basalte en coussins.

La D 344 emprunte le défilé de l'Inzecca. On y observe le terme le plus élevé de la série ophiolitique avant la couverture sédimentaire. Il correspond à un empilement de coulées de basalte sous forme de tubes à l'intérieur desquels la lave s'écoule avant consolidation. Chaque

épanchement, refroidi brusquement au contact de l'eau froide, se moule sur les précédents. Il en résulte un débit en coussins. Les pillow-lavas, ou coussins, en section transversale, constituent un bon critère de polarité. En effet, le coussin ayant une surface supérieure bombée et une surface inférieure avec un pédoncule, il sera facile de dire si la série est à l'endroit ou pas. La matrice qui enveloppe les pillow-lavas est constituée de fragments de la croûte vitreuse altérée par l'eau de mer. De petites sphérules qui correspondent à des cristallites de feldspaths* se sont formées dans le verre en périphérie du pillow-lava pendant sa mise en place. Ce basalte porte le nom de variolite. En rive droite, on peut observer des pillow-lavas sur une épaisseur importante correspondant à d'autres unités de cet ensemble volcanique.

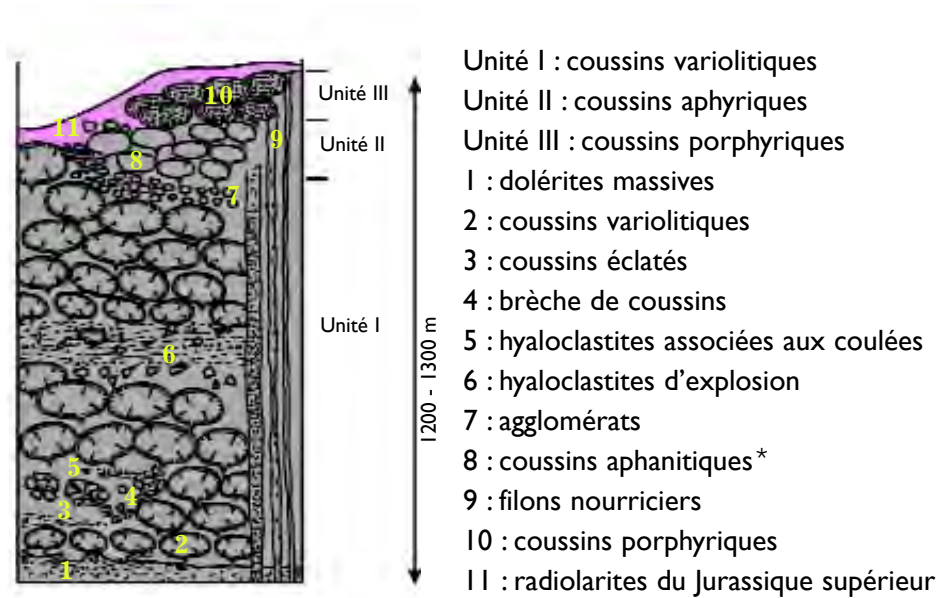
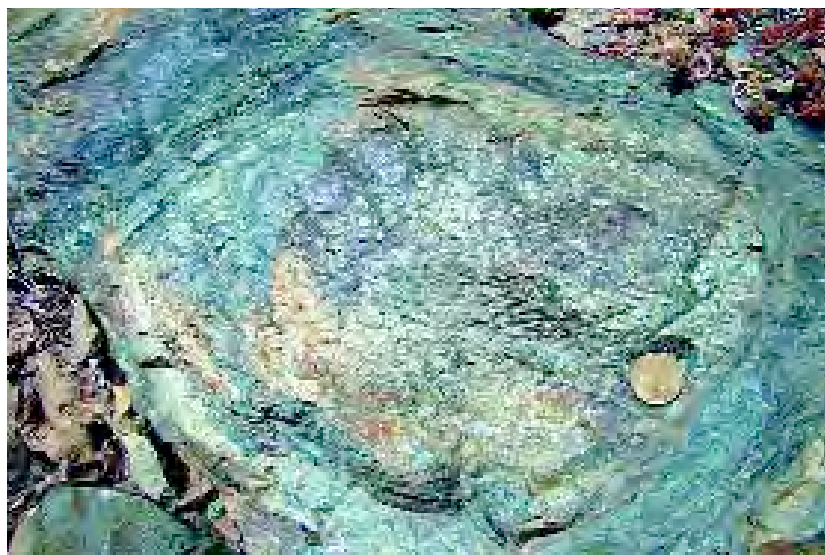
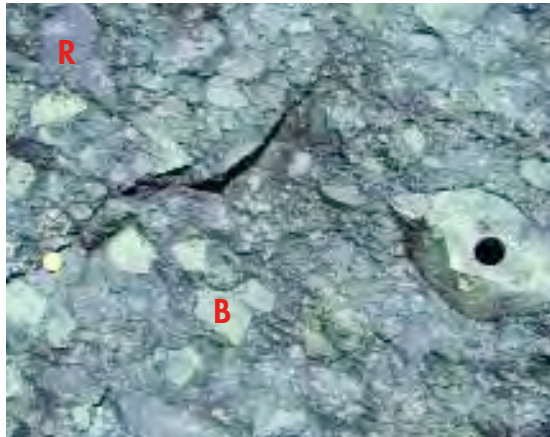


Schéma de l'ensemble volcanique de l'Inzecca, d'après D. et M. Ohnenstetter, 1975.



Coussin et son enveloppe variolitique (unité I).

Sorbo



Brèche de pillow-lavas.

B : basalte, R : radiolarite.

Sur la droite de la photo, un élément de basalte a été foré en vue d'une étude paléomagnétique*.



Radiolarites en bancs verticaux.

La poussée du magma* sous la croûte refroidie rompt parfois celle-ci. Les débris anguleux se mélangent au basalte vitrifié et aux sédiments en voie de dépôt, comme les radiolarites. La roche résultante est une brèche (brèche de pillow-lavas puisque ce sont les éléments dominants). Les radiolarites, ou jaspes, sont des roches siliceuses. La silice (SiO_2) provient d'une part des squelettes d'organismes unicellulaires faisant partie du zooplancton, les radiolaires, et d'autre part du volcanisme. Leur couleur rouge ou verte est due à la présence d'oxydes de fer. Elles constituent la couverture sédimentaire des ophiolites. La quasi absence de calcaire* montre que le milieu de dépôt se situe sous une bathymétrie supérieure à 4000 m environ. Ici, les radiolarites sont verticales et

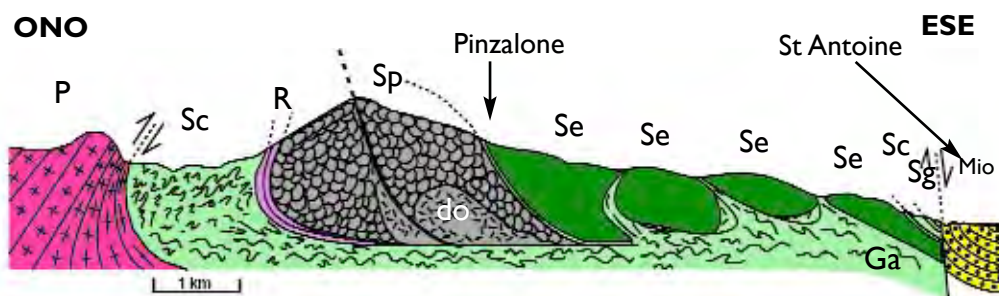
schistosées, ce qui implique des événements tectoniques post-dépôt. La conservation des radiolaires étant imparfaite, nous renvoyons le lecteur à l'illustration des radiolaires de Balagne (cf. circuit Balagne).

La série ophiolitique, que nous venons d'examiner de près peut représenter d'anciennes portions de lithosphère océanique (croûte et manteau supérieur) aujourd'hui incorporées à la croûte

continentale dans la chaîne alpine.

La tectonique montre que l'ensemble de la série ophiolithique est déplacée vers l'ouest sur un ensemble de surfaces de glissement. Chaque unité de « roches vertes » appartient à un système d'écaillés.

La faille de Saint-Antoine de direction NNE-SSO est en relation avec le fonctionnement du bassin sédimentaire de la Plaine Orientale.



Se : serpentinites
Ga : gabbro
do : dolérites massives
Sp : pillow-lavas
R : radiolarites

Sc : formations schisteuses de la série de l'Inzecca
Sg : formation schisto-gréseuse (unité tectonique supérieure ?)
P : socle parautochtone des Strette
Mio : Miocène inférieur post-nappes

Interprétation structurale des ophiolites de l'Inzecca, d'après Durand Delga, 1978.

Pont de Sampolo

Au niveau du pont, les schistes lustrés affleurants correspondent également à la couverture sédimentaire de la croûte océanique de l'océan alpin. Il s'agit de niveaux de pélite*, de cipolin* et de quartzite* déformés. Ces anciennes roches sédimentaires marines

se sont déposées au-dessus des radiolarites.

Le carbonate de calcium a été conservé (même si le métamorphisme a fait disparaître les fossiles) car le milieu de dépôt était au-dessus de la limite* de dissolution des carbonates* (environ 4500 m).



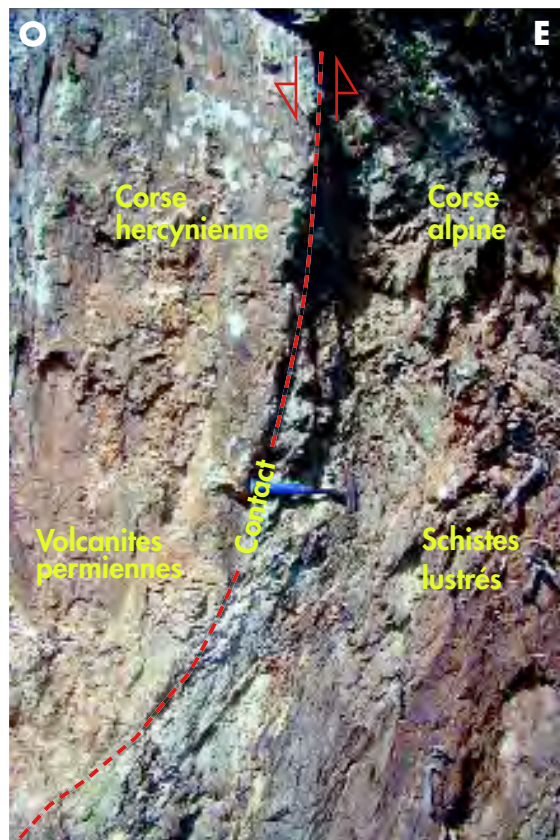
Ces schistes lustrés ont été transportés avec leurs déformations ductiles (plis* isoclinaux*, schistosité* (plans S), boudinage*...) puis recoupés par des cisaillements (plans C).

La présence de niveaux de quartz est liée à l'expulsion de fluides riches en silice, sous l'effet des contraintes.

Schistosité verticale dans des calcschistes et niveaux de quartz boudinés (Q).



Cisaillements tardifs subhorizontaux (plans C) affectant la schistosité (S) des calcschistes.



Cinq cents mètres en amont du pont, se situe le contact entre la Corse hercynienne et la Corse alpine.

Il se matérialise ici par une faille subverticale de direction NNO-SSE.

Le compartiment occidental est constitué par des roches volcaniques permiennees intensément déformées de façon ductile (mylonites*) et le compartiment oriental par les schistes lustrés. Le pendage* actuel vers l'ouest de la faille est lié à une tectonique récente.

Contact entre la Corse hercynienne et la Corse alpine.

Fiumorbo

Strette



Lames verticales de granite liées à la déformation mylonitique et détail du granite mylonitisé avec plans S et C contemporains.

La morphologie des Strette, où le granite apparaît découpé en lames verticales, est la conséquence de la déformation ductile de cette roche.

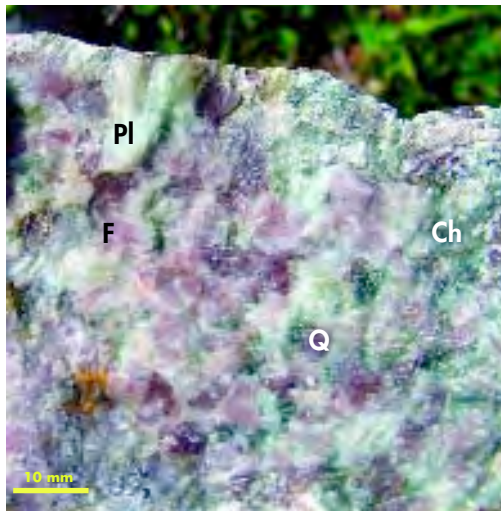
Ce granite mylonitisé est affecté par deux plans S et C. Les Strette font partie

d'une bande de déformation, à l'origine de la formation des lames verticales, qui longe le contact majeur.

En conséquence, en allant vers l'ouest, la déformation s'amortit. C'est ce qui est

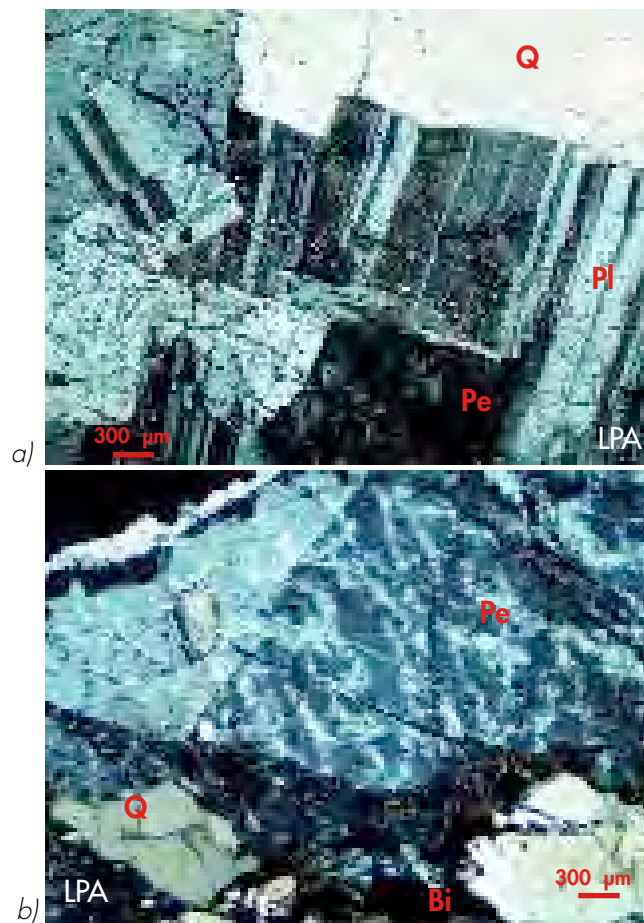
Testalo

A cet endroit, affleure un granite peu déformé mais légèrement transformé dans lequel sont reconnaissables le quartz, gris à éclat gras et rayant l'acier, le feldspath alcalin rosâtre et le plagioclase blanc à verdâtre. La teinte verdâtre de la roche est due à un métamorphisme rétrograde*. Microscopiquement, la roche, à texture grenue



Granite alcalin peu déformé. F : feldspaths alcalins, Q : quartz, Ch : chlorite, Pl : plagioclase.

grossière, montre des quartz globuleux xénomorphes*, en amas, cassés et à extinction onduleuse ainsi que des perthites xénomorphes (feldspaths alcalins, à aspect zébré en LPA) de grande taille et présentant parfois la macle* de Carlsbad caractéristique des feldspaths. On observe aussi des plagioclases subautomorphes (feldspaths calco-alcalins), peu séricitisés*, reconnaissables par leurs macles polysynthétiques (bandes noires et blanches en LPA) ; la déformation est marquée par le décalage de certains traits de macles. Quelques cristaux xénomorphes de biotite* sont transformés en partie en chlorite*, micas* blancs et minéraux opaques. La roche est parcourue de fractures remplies de quartz, micas blancs, chlorite et petits grains d'épidote*.



Lames minces de granite.

*a) Pl : plagioclases,
Q : quartz,
Pe : perthites.*

*b) Pe : perthites
présentant la macle de
Carlsbad,
Bi : biotite transformée
en minéraux opaques,
Q : quartz à extinction
onduleuse.*

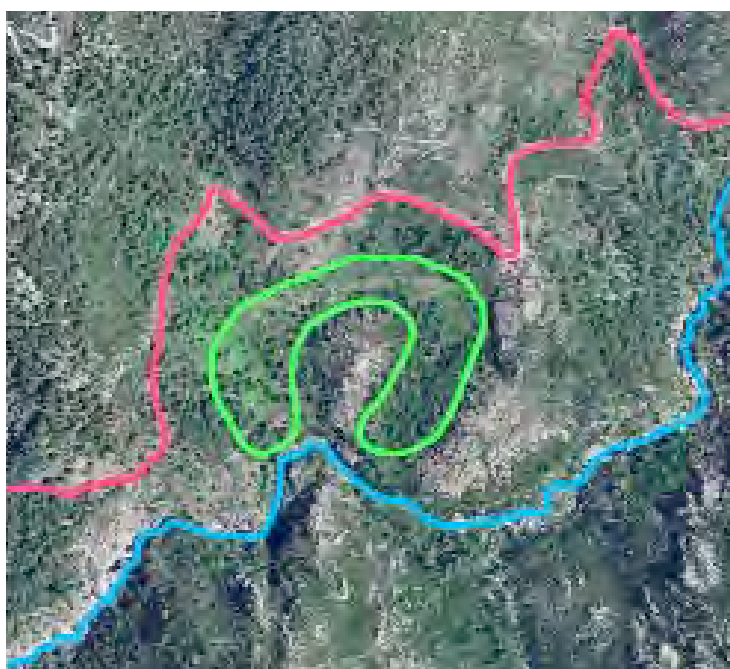
En parcourant le petit sentier, on peut observer d'une part, sous différents angles, un méandre abandonné et d'autre part, en se rapprochant du fleuve, sa vallée très encaissée. Un tel surcreusement nécessite un abaissement du niveau de base lié à des variations eustatiques*.

Dans l'histoire géologique récente, deux événements ont eu une répercussion sur la position du niveau marin global :

- la crise de salinité de la Méditerranée entre -5,6 et -5,32 Ma,
- les alternances de périodes glaciaires et interglaciaires du Quaternaire.



*Photo aérienne
du
paléoméandre.*



*Schéma
interprétatif.*

D 343
Fiumorbo
Paléoméandre



1. Serpentine altérée
2. Flysch à blocs bartonien
3. Tufs
4. Failles normales
5. Source de Minesteghju
6. Marbre de la Restonica
7. Marbre de Corte

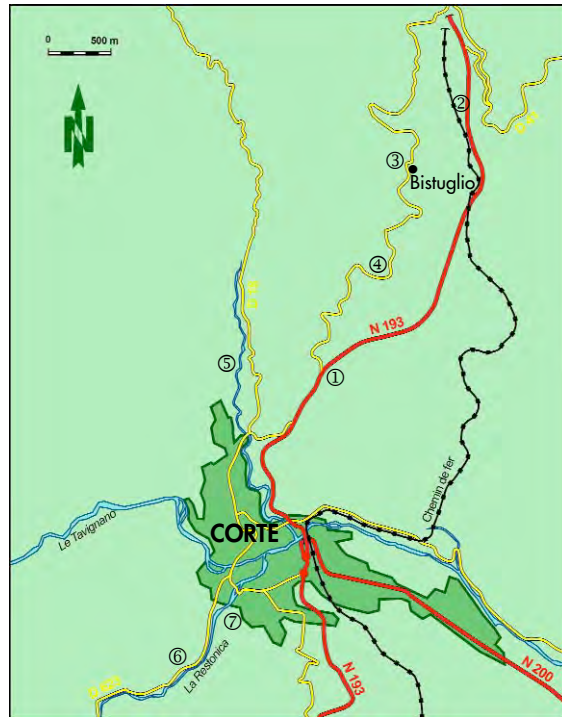


Cortenaais



Cortonais

Carte géologique 1/50 000 Corte (1110).



Arrêts :

1. Serpentinite altérée
2. Flysch à blocs bartonien
3. Tufs
4. Failles normales
5. Source de Minesteghju
6. Marbre de la Restonica
7. Marbre de Corte



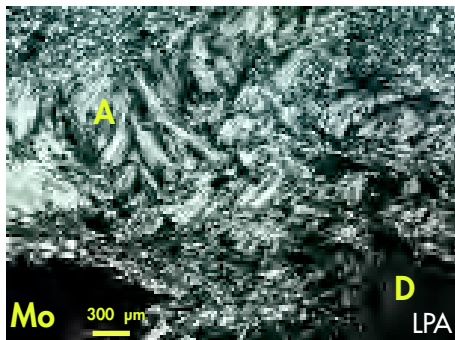
Corte et la
dépression centrale.

Serpentinite altérée

De Corte (rond-point à la sortie nord), prendre la N 193 en direction de Bastia. Après le rond-point, derrière la station service BP, sont présents un affleurement de serpentinite altérée et des déblais de cette roche. L'échantillon de serpentinite porphyroblastique, vert sombre, à surface lisse, montre de gros cristaux fibreux de diallage chatoyants d'un vert plus pâle.



Affleurement de serpentinite.



Lame mince de serpentinite.

D : diallage en voie de serpentinisation, A : antigorite, Mo : minéraux opaques.

Au microscope, ce clinopyroxène* apparaît moins serpentinisé que dans la serpentinite de Pino (cf. circuit Fiumorbo).

L'altération de la roche se manifeste par des amas de petites fibres en éventail d'antigorite, noires et blanches en LPA, des fibres plus longues de chrysotile, ainsi que des veinules remplies de fibres perpendiculaires aux épontes. On observe aussi des minéraux opaques, du sphène* secondaire et des amas de petits zircons*.

A la sortie droite de la station BP, certaines serpentinites sont parcourues par des veines à épidote, vert pistache et à calcite*, blanchâtre. Ce dernier minéral (carbonate de calcium) est reconnaissable par sa réaction d'effervescence avec de l'acide chlorhydrique (HCl) dilué et à froid ; il raie le verre mais pas l'acier.



Veines à épidote (Ep) et calcite (C) dans un affleurement de serpentinite.



Paquets de fibres d'amiante prélevés dans les déblais derrière la station BP et placés dans une résine (baume de Canada).



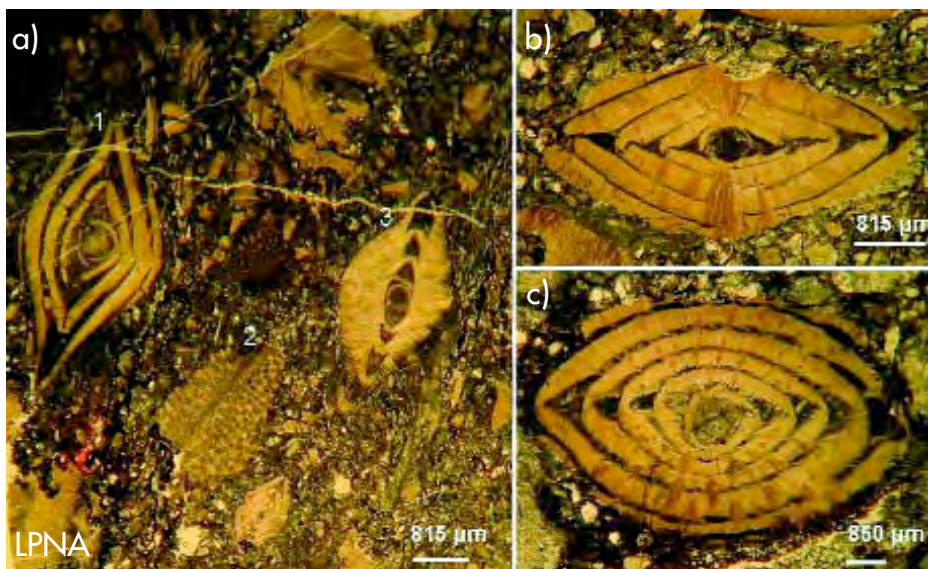
Serpentinite. Ep : épidote, C : calcite.

Antigorite et chrysotile sont des minéraux qui appartiennent au groupe des serpentines. Mais dans ce groupe seule la chrysotile est considérée amiantifère aux yeux de la loi. Sa dangerosité est liée à sa structure (fibreuse), à sa nature minéralogique et à sa dimension. La libération des fibres d'amiante dans l'air et leur inhalation sont à l'origine de nombreuses pathologies (atteintes pleurales, mésothéliome, fibrose pulmonaire...). Actuellement, en Haute-Corse, des études sont menées et des mesures de prévention devraient être prises lors de travaux de Génie civil.

Flysch à blocs bartonien

Au lieu-dit Piercortinco, de récents travaux routiers ont mis à jour un affleurement de flysch* à blocs de nature variée, dont des calcaires à « grands foraminifères* » (nummulites, assilines et discocyclines). Ces animaux benthiques qui ont vécu pendant un laps de temps très court sont de bons fossiles stratigraphiques et permettent des datations fiables.

Les espèces déterminées montrent qu'il existait au Bartonien inférieur (-40 Ma) une plate-forme carbonatée adossée à la marge européenne et dont on retrouve des témoins dans les Alpes Maritimes et en Corse. Le fait que ces calcaires à nummulites soient impliqués dans les charriages* indique que ces derniers leur sont postérieurs.



Lames minces de calcaire.

a) 1 : *Nummulites chavannesi* de la HARPE, 2 : *Discocyclina* sp., 3 : *Assilina* sp. ;

b) *N. incrassatus* de la HARPE ;

c) *N. biarritzensis* d'ARCHIAC et HAIME.

Tufs



Tufs.

Après le tunnel de San Quilico, prendre l'ancienne N 193 (N 2193), en direction de Bistuglio.

A Bistuglio, affleurent des tufs, ou travertins d'âge quaternaire sur une épaisseur d'environ 10 m, observables au niveau du talus de la route. C'est une roche carbonatée, caverneuse qui montre des dépôts lamellaires de calcite. Sa genèse se fait en trois étapes : prélèvement du calcium par

dissolution de la roche mère par les eaux météoriques, puis transport du calcium en solution sur une distance variable et précipitation du carbonate de calcium.

Au cours du temps, l'eau, chargée en carbonate de calcium, fossilise petit à petit la végétation présente autour des sources. Les tufs constituent des affleurements très localisés.

Leur datation précise par radiochronologie* reste difficile.

Failles normales

Au sud de Bistuglio, affleurent des calcaires noirs en petits bancs, à odeur fétide à la cassure, due à la présence de matière organique. Ils sont datés du Lias (-200 à -180 Ma). Ces calcaires sont affectés par des failles normales. On peut lire la valeur du rejet* vertical et horizontal.

Ces failles témoignent d'une tectonique en extension, liée au fonctionnement d'une marge passive.

Latéralement, ce Lias est surmonté par le Trias supérieur (dolomies* et pélites), ce qui correspond à une série renversée, liée à la tectonique alpine.



Failles normales affectant le Lias (noté "l" sur la carte géologique de la page 38).

Source de Minesteghju

La ville de Corte est connue pour ses nombreuses fontaines et sources. En voici un exemple.

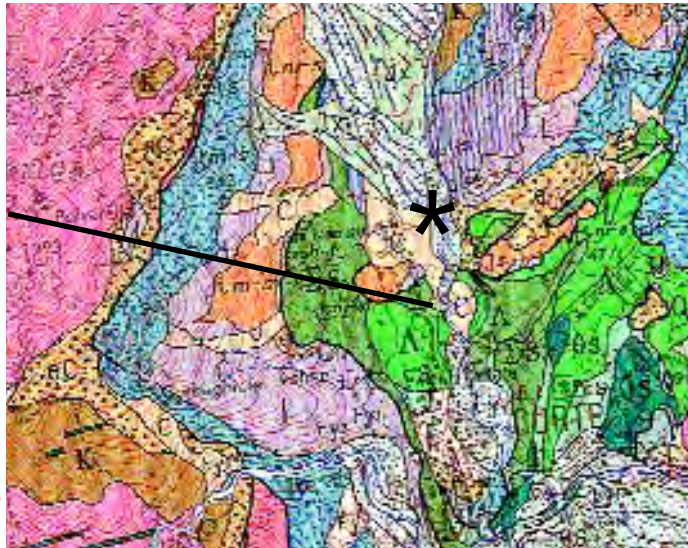
Dans le cadre de la maîtrise de l'eau pour la ville, il est envisagé d'utiliser cette source, comme ressource de substitution à l'eau de la Restonica en cas de sécheresse ou de divers problèmes sur le réseau (pollution accidentelle).

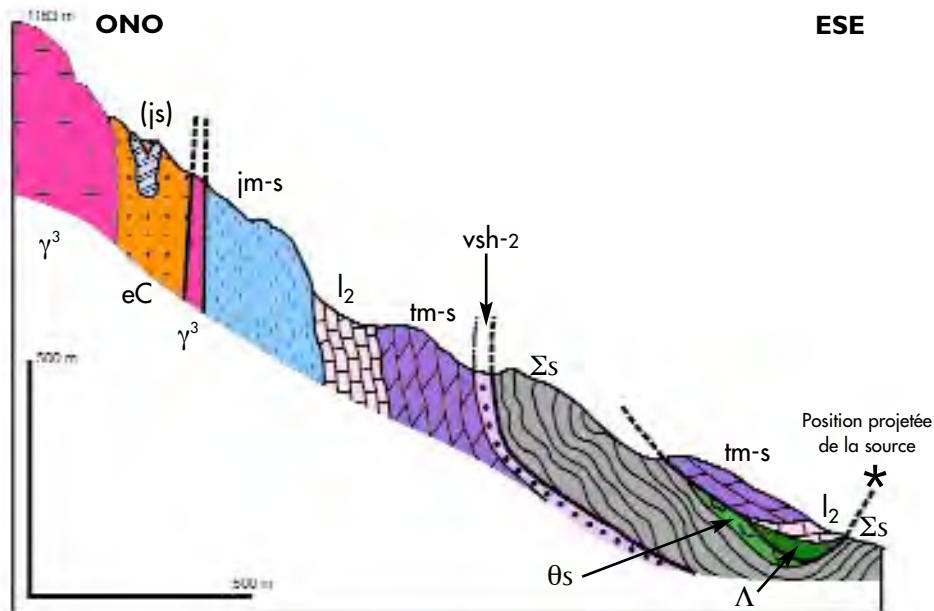
Pour se rendre à la source, prendre le chemin en rive droite de l'Orta dont le départ est situé près du carrefour de la N 193 et de la D 18 en direction de Castirla. La source pérenne de Minesteghju draine un

bassin hydrogéologique, d'une surface d'environ 10 km², composé de plusieurs unités :

- les unités ligures (Σs , Λ , θs),
- les écaillles prépiémontaises cortenaises ($tm-s$, l , $jm-s$). Ces écaillles sont en série inverse : Trias sur Lias qui repose sur le Jurassique supérieur.
- l'autochtone sur lequel reposent les écaillles précédentes : eC , K , $\gamma^3 b$ (le granite $\gamma^3 b$ a développé une bordure de cornéennes* K sur son flanc oriental).

Extrait de la carte géologique 1/50 000, feuille Corte (1110), Rossi et al., 1994), localisation de la coupe géologique et de la source de Minesteghju. Légende : voir page 39.





Coupe dans les unités géologiques proches de la source de Minesteghju (extrait de la notice de la carte géologique 1/50 000, feuille Corte (1110), Rossi et al., 1994).

K : roches brunes (cornéennes et terrains anciens plus ou moins métamorphiques indifférenciés) - γ^3_b : granites perthitiques (Permien) - γ^3_b : monzogranites leucocrates à biotite de l'association calco-alcaline **U2** (Permo-carbonifère) - $\gamma^4_{a,b}$: granodiorites à amphibole-biotite et enclaves (Casamaccioli) permo-carbonifères - γ : granites et granodiorites indifférenciés - **Q** : filons de quartz - **p** : filons de roches acides - **dθ** : filons de roches basiques - **vsh-r** : rhyodacites, arkoses, conglomérats (Permo-carbonifère) - **tm-s** : dolomies et cargneules (Trias moyen et supérieur) - **l** : calcaires et dolomies (Lias) - **jm-s** : formation détritique (Jurassique moyen-supérieur) - **js** : calcaires plus ou moins marmorisés (Jurassique supérieur) - **Λ** : serpentinites - **Σs** : metabasites en coussins, massifs et/ou agglomérats - **θs** : métagabbros indifférenciés - **cS** : alternance schistes et calcaires (formation d'Erbajolo) - **e** : Eocène détritique - **eC** : conglomérats, calcaires, flyschs gréseux (Eocène) - **m** : conglomérats miocènes (Corte) - **Jx** : alluvions torrentielles anciennes, à paléosol orange - **JCy¹** : alluvions torrentielles à matériel colluvial, assez anciennes, à paléosol orange - **Fy²** : alluvions fluviales récentes, à sol brun - **Fy³** : alluvions fluviales très récentes, à sol gris - **C** : colluvions indifférenciées.



Vue d'ensemble de l'aménagement extérieur.



Vue de la chambre de décantation (D) et de mise en charge (MC).



Evacuation de l'eau, lors d'une crue automnale.



Echelle limnigraphique, à l'étiage.

L'aménagement de la source par la Mairie de Corte a permis l'installation de divers appareils automatiques financés par la DREAL et l'Université de Corse. Ainsi le comportement physicochimique en continu peut être connu et étudié. Le débit est très variable au cours de l'année hydrologique. Le débit d'étiage est de l'ordre de 20 L.s⁻¹, et celui de crue dépasse 100 L.s⁻¹. Les mesures de conductivité permettent d'estimer la quantité d'éléments dissous dans l'eau. Sa valeur varie de 130 à 400 $\mu\text{S.cm}^{-1}$. Ces variations sont liées à la nature des réservoirs. Par les fractures du granite, les eaux de pluie et de fonte des neiges (peu minéralisées) sont acheminées vers la source. Tandis que pendant l'été, la source rejette une eau ayant séjourné dans un système karstique présent à l'est, ce qui explique la conductivité importante. Le report des éléments majeurs dans le diagramme de Schoëller-Berkaloff permet de donner le type d'eau.

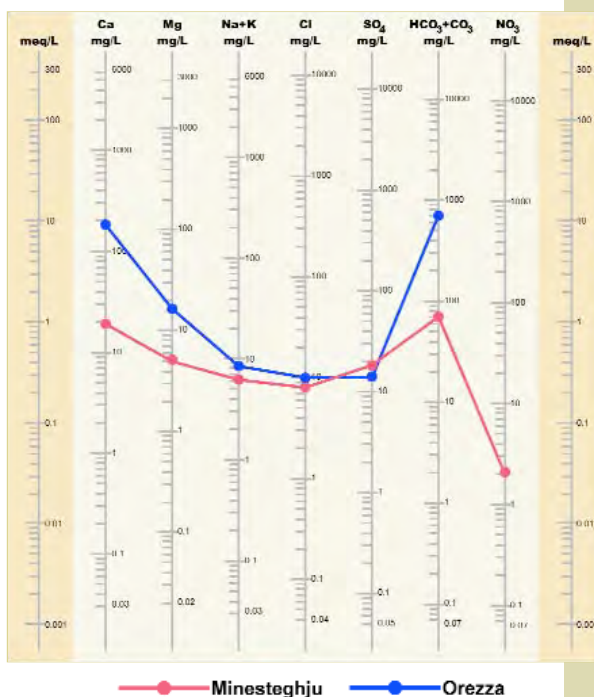


Diagramme de Schoëller-Berkaloff.

Ainsi, l'eau de Minesteghju est bicarbonatée, chlorurée, calcique et sodique. A titre de comparaison, une autre eau, bien connue en Haute-Corse, a été reportée sur le même diagramme : Orezza en Castagniccia, issue des schistes lustrés et qui est bicarbonatée, sulfatée, calcique et sodique.

La géologie du bassin versant est illustrée par quelques roches métamorphiques, magmatiques et carbonatées qui le composent.

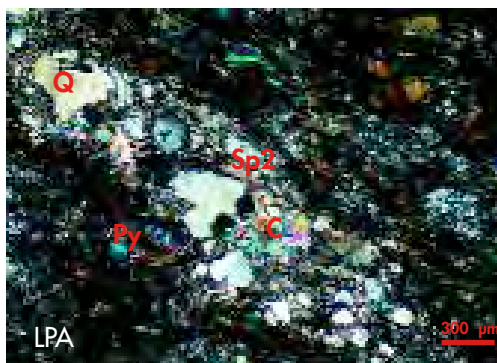
Métabasalte

A l'entrée nord de Corte, sur l'ancienne route, après le croisement des deux N 193, on observe un affleurement de métabasalte, au niveau du talus. Macroscopiquement, c'est une roche assez légère, verdâtre, présentant des filonnets de quartz blanc et une légère schistosité. Elle montre à la surface une altération rouille. Au microscope, on observe, dans une matrice finement cristallisée, une foliation* des minéraux dont la plupart sont étirés, cassés et transformés. Le pyroxène, parfois maclé, est quelquefois transformé en chlorite ou en actinote*. Les plagioclases sont difficilement repérables car écrasés. Des quartz onduleux et à bordure déchiquetée, de la calcite, de la chlorite, de l'épidote, des baguettes d'actinote, tous secondaires, colmatent les trous et les veines. Les sphères secondaires, nombreux et étirés, marquent

l'orientation. Cette composition minéralogique permet de rattacher ce métabasalte au faciès « schistes verts ».



Affleurement de métabasalte.



Lame mince de métabasalte.

Py : pyroxène, C : calcite, Sp2 : sphère secondaire, Q : quartz à extinction onduleuse.

Serpentinite

La serpentinite s'observe entre autre, au début de la route qui permet de se rendre à la chapelle Saint-Pancrace.

Macroscopiquement, cette roche ressemble à celle décrite à Pino (cf. circuit Fiumorbo).

Microscopiquement, il y a présence de cristaux de pyroxène (relique) au milieu de plages lamelleuses ou rubanées à structure maillée ou entrecroisée d'antigorite,

avec de nombreux minéraux opaques dont l'hématite (oxyde de fer).



Lame mince de serpentinite.

Sr : serpentines rubanées, Sm : serpentines maillées.



Les écailles de Corte.

Σs : metabasites - K : cornéennes - js : calcaire du Jurassique supérieur - jm-s : formation détritique du Jurassique moyen-supérieur - I : calcaires et dolomies du Lias - γ³ : Monzogranite.

Calcaires et dolomies

Ces roches sédimentaires sont recoupées au niveau des écailles de Corte, sur le sentier qui longe le Tavignano et qui va jusqu'au refuge de A Sega. Ils sont également représentés au Monte Cecu (sommet supportant différents relais hertziens). Ils ont été datés du Lias (-200 à -180 Ma). Ce Lias montre un faciès bréchique (éléments de dolomie triasique emballés dans le calcaire liasique) ainsi que des microstructures tectoniques comme par exemple, des fentes* en échelon.



Calcaires liasiques affectés par des fentes en échelon remplies de calcite (C) et de quartz (Q). Z : direction de raccourcissement ; X : direction d'allongement.

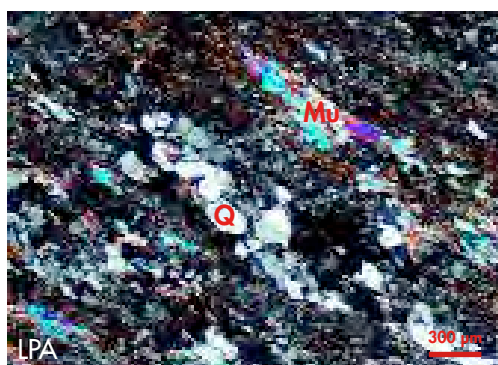


Brèche calcaire à éléments de dolomie (D).

Cornéenne

En poursuivant vers l'ouest ce même sentier pédestre, on rencontre une roche métamorphisée, gris-beige-bleu, montrant des lits de minéraux orientés et parfois plissés. Elle présente un faciès typique de cornéennes rubanées. La patine est brun rouille.

Au microscope, la roche présente des alternances de nombreux quartz et biotites, de minéraux opaques (dont l'hématite), de micas blancs et de chlorites, de quelques feldspaths légèrement perthitiques et des fantômes de minéraux séricitisés.



Lame mince de cornéenne.

Q : quartz, Mu : muscovite.

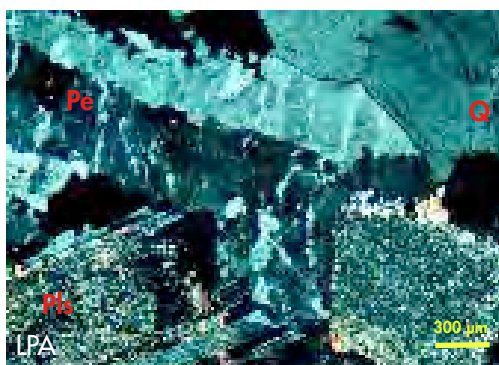
La texture de la roche est granolépidoblastique* à diablastique*, texture en mosaïque (ou de recuit) caractéristique d'un métamorphisme de contact (haute température HT). On observe quelques veinules d'hématite.

Granite

A environ 1,6 km du départ du sentier, affleure une roche magmatique gris verdâtre, de texture grenue (à grain moyen de 5 mm de diamètre).

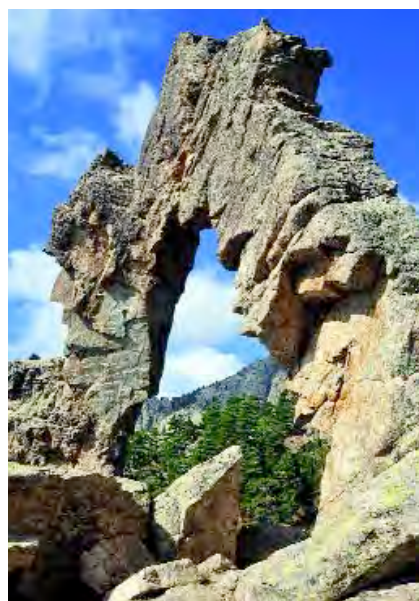
Au microscope, le plagioclase subautomorphe est plus ou moins séricitisé, les feldspaths alcalins sont surtout représentés par les perthites souvent maclées Carlsbad, le microcline étant rare.

Le quartz est xénomorphe et ondulant. Le stilpnomélane* apparaît au pourtour des chlorites et entre les feuillets. Des grains d'épidote et de sphène secondaire sont présents dans les chlorites. La roche contient de rares zircons parfois zonés et des veinules d'oxydes. C'est un granite monzonitique calco-alcalin c'est-à-dire un granite dans lequel coexistent en quantité égale feldspaths alcalins et plagioclases.



Lame mince de granite monzonitique calco-alcalin.

Q : quartz, Pls : plagioclases séricitisés, Pe : perthites présentant la macle de Carlsbad.



Le granite de l'arche de Corte.

La ville de Corte est aussi réputée pour la qualité de son « marbre » affleurant dans les vallées de la Restonica et du Tavignano. Cette roche désignée par deux appellations différentes correspond à deux formations géologiques distinctes : le marbre de la Restonica et le marbre de Corte. Dans les deux cas, il s'agit de cipolin. Les deux principaux gisements, autrefois exploités, sont observables dans la vallée de la Restonica.

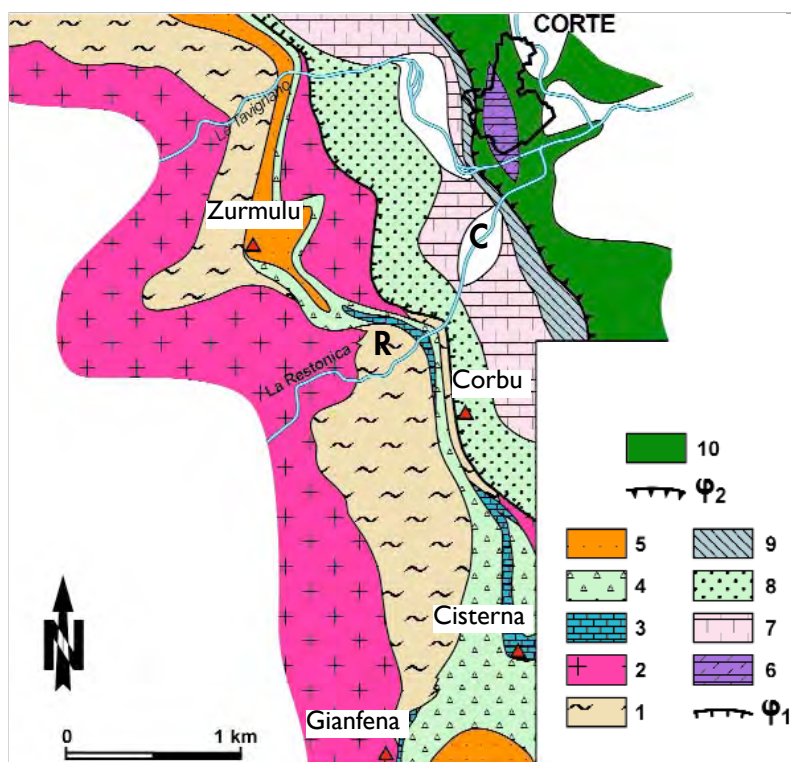
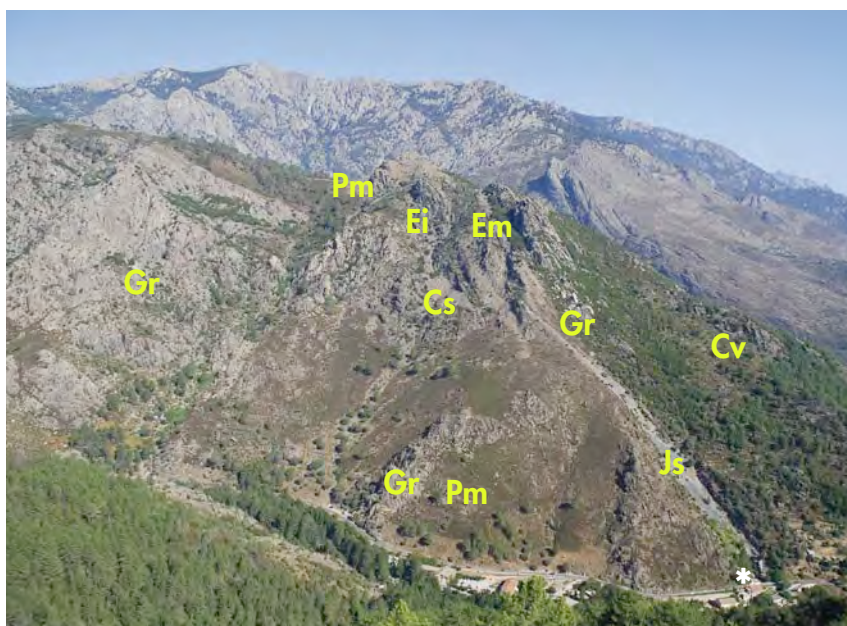


Schéma structural au sud de Corte, d'après Amaudric du Chaffaut, 1982 et localisation des deux marbres ; **R** : marbre de la Restonica, **C** : marbre de Corte. 1 : socle métamorphique - 2 : granites - 3 : marbres (Malm) - 4 : brèches (Crétacé supérieur) - 5 : conglomérat et grès (Eocène) - φ1 : contact anormal de base de l'unité de Corte - 6 : dolomies (Norien) - 7 : calcaires plaquetés et brèches (Lias) - 8 : « conglomérat vert » (Crétacé supérieur ?) - 9 : brèches chaotiques et schistes à blocs - φ2 : contact anormal de base de la nappe des schistes lustrés - 10 : « roches vertes ».

Marbre de la Restonica

De Corte, prendre vers le sud-ouest la D 623 qui longe la vallée de la Restonica, jusqu'au niveau de l'hôtel La glacière, au lieu-dit La Paillote. Le

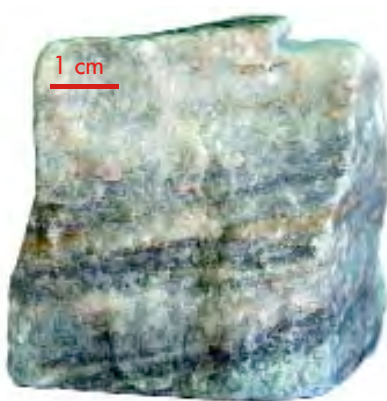
gisement, d'âge Jurassique supérieur (-154 à -135 Ma), est une formation de 20 à 50 m d'épaisseur, intercalée dans une formation de « roches brunes » schisteuses.



Panorama sur la Punta di Zurmulu et la vallée de la Restonica et localisation de la carrière.

Gr : granite - Pm : Primaire métamorphique - Js : marbres (Jurassique supérieur) - Cs : brèches (Crétacé supérieur) - Ei : conglomérats (Eocène inférieur) - Em : flysch (Eocène moyen) - Cv : conglomérat vert (Crétacé).

Macroscopiquement, il s'agit de cipolins rubanés blancs et gris, présentant de gros cristaux de calcite en écailles d'oignons, avec des passées vertes, grises, violettes dues à la présence d'impuretés dans la roche d'origine (oxydes de fer...).

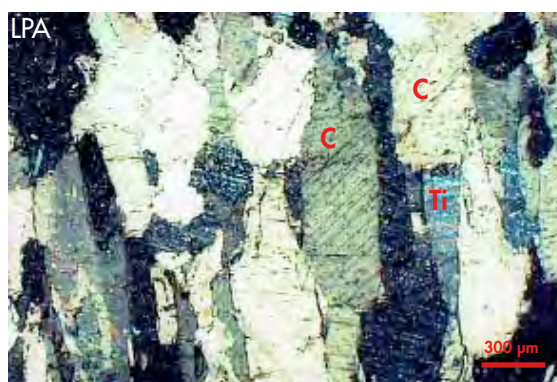


Marbre de la Restonica.

Microscopiquement, les cristaux de calcite orientés se caractérisent par des clivages* à 120° , des teintes irisées (LPA) et des macles polysynthétiques.



Carrière de marbre de la Restonica.



Lame mince de marbre de la Restonica.

*C : cristaux de calcite en écailles d'oignon,
Ti : teintes irisées de la calcite.*

La carrière de la Restonica (occupant des terrains communaux) connut une activité importante liée à l'extraction et à la transformation du marbre. L'épaisseur des bancs exploités variait de 5 cm à 5 m. A l'apogée de l'exploitation, les blocs étaient équarris sur les lieux mêmes de l'extraction avant d'être livrés aux marbriers : cette industrie prospère aurait débuté en 1770 pour s'achever en 1975.

Ce marbre était recherché par les entrepreneurs français et étrangers.

En 1855, lors de l'exposition universelle à Paris, les réalisations en marbre de la Restonica ont obtenu la Médaille de première classe.

Plusieurs réalisations en marbre de la Restonica sont visibles à Corte (trottoirs, murs, pierres tombales, caveaux, bordure du monument aux morts, façades et escaliers d'immeubles, cheminées, fontaines, socle de la statue de Pasquale Paoli, arcades de la citadelle, Ponte Diunisu près de la gare...) et dans d'autres régions de Haute-Corse (église de Bastia...).

Réalisations en marbre de la Restonica.

*a) fontaine des Quatre Canons ;
b) socle de la statue de Pasquale Paoli.*



Marbre de Corte



Carrière de marbre de Corte.

Plusieurs accès sont possibles : par le chemin à côté de la chapelle Saint-Antoine ou par l'entrée de la faculté des sciences de l'Université de Corse, lieu-dit Grossetti (près de l'INRA et face au clocher franciscain, prendre le chemin à droite).

La formation, d'âge Jurassique inférieur à moyen (-184 à -154 Ma), est puissante (100 à 200 m d'épaisseur) ; elle présente des niveaux détritiques siliceux et des niveaux bréchiques, se débitant en plaquettes (au sommet de la formation) séparées par des minéraux en feuillets.

Cette carrière ouverte dans les années 1940 est plus récente que celle de la Paillotte.

Plusieurs réalisations en marbre de Corte sont visibles en ville : murs, façades d'immeubles, mur d'enceinte de la citadelle...

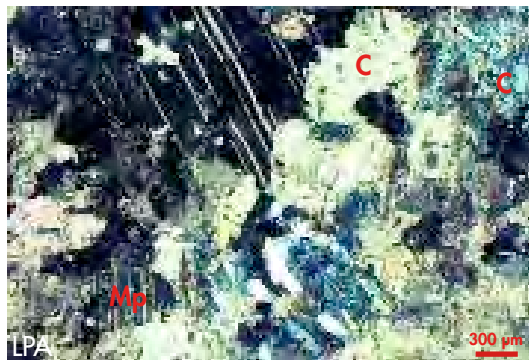


Muret et affleurement de marbre de Corte.

Macroscopiquement, il s'agit de cipolins gris sombres, saccharoïdes, à grain fin. Microscopiquement, les cristaux de calcite plus ou moins orientés, présentent les mêmes caractéristiques que ceux du marbre de la Restonica.



Marbre de Corte.



Lame mince de marbre de Corte.

C : calcite, Mp : macles polysynthétiques.



*Chemin pavé dans la citadelle.
Le marbre de Corte, plus sombre,
au centre est entouré par du marbre de la Restonica plus clair.*



Réalisation en marbre de Corte. Mur entourant un tombeau.



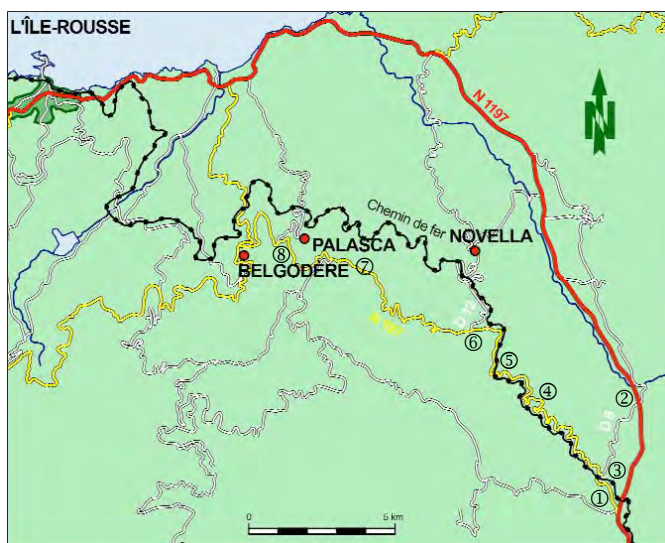
1. Série autochtone éocène
2. Flysch éocène autochtone
3. Conglomérat « rouge et vert »
4. Basalte en coussins
5. Basalte et couverture sédimentaire
6. Flysch de Novella
7. Flysch de l'Annunciata
8. Contact allochtone-autochtone



Balagne

Balagne

Carte géologique 1/50 000 Santo-Pietro di Tenda (1106).



Arrêts :

1. Série autochtone éocène
2. Flysch éocène autochtone
3. Conglomérat « rouge et vert »
4. Basalte en coussins
5. Basalte et couverture sédimentaire
6. Flysch de Novella
7. Flysch de l'Annunciata
8. Contact allochtone-autochtone

La nappe de Balagne présente deux ensembles superposés : l'un est autochtone et d'âge Eocène et l'autre est allochtone*, comportant à sa base une série à affinité ophiolitique d'âge Jurassique. Avec la klippe du Nebbio et celles de Macinaggio, elle est caractérisée par l'absence de métamorphisme important. L'évolution structurale

de la nappe de Balagne est polyphasée. Il convient de distinguer au moins deux types d'évènements tectoniques : anté-nappe et post-nappe. Actuellement, la nappe de Balagne, allongée selon un axe nord-sud, se localise dans un synforme* qui correspond à un hémigraben* limité à l'est par la zone faillée du massif du Tenda.

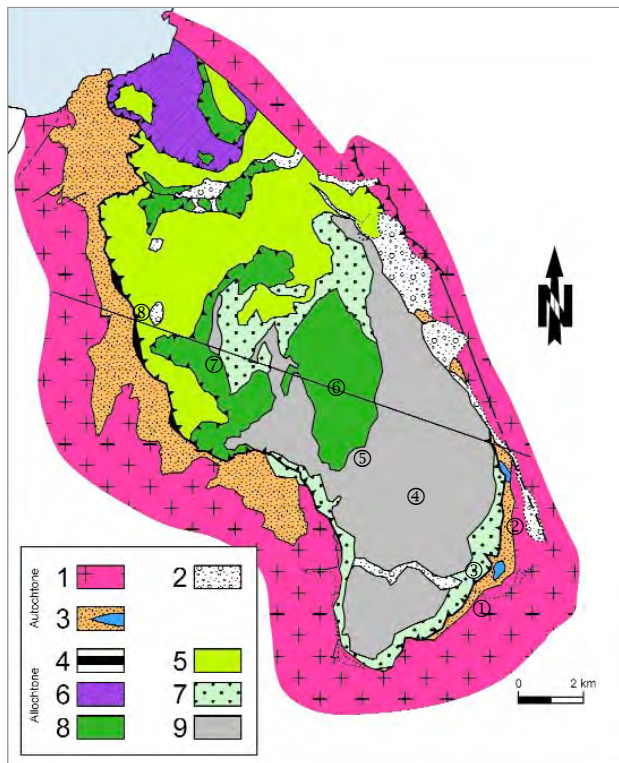
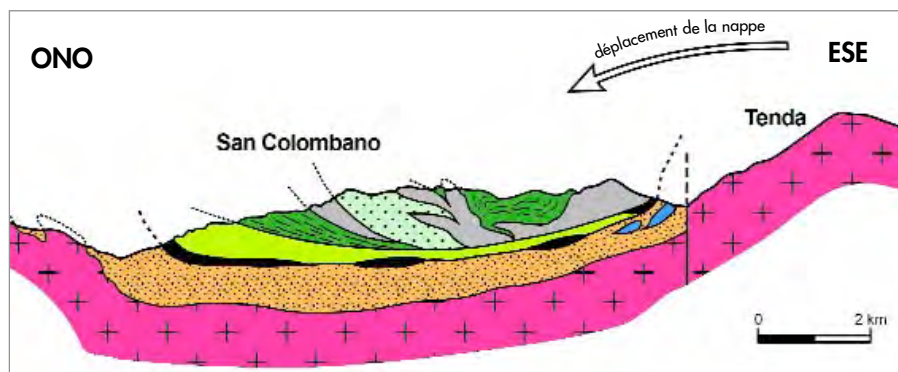


Schéma structural de la nappe de Balagne et position des arrêts d'après Durand-Delga, 1978, modifié pour la partie nord d'après Egal, 1989.

Légende commune aux deux figures :

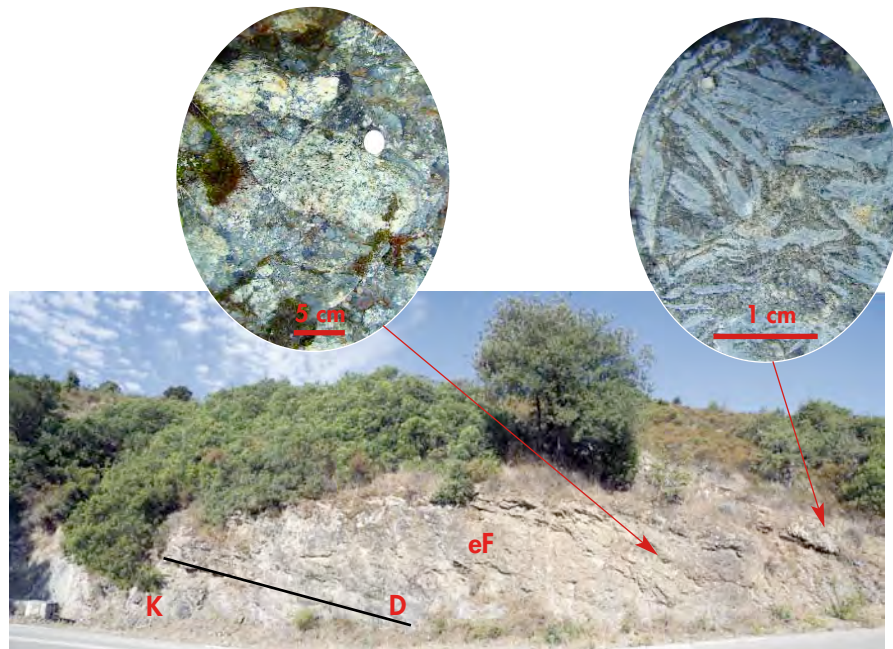
Autochtone : 1 : socle varisque, 2 : Quaternaire, 3 : Eocène avec olistolite

Allochtone : 4 : zone des écailles, 5 : formation de l'Annunciata, 6 : flysch de Narbinco, 7 : formation de l'Alturaia, 8 : couverture "Jurassique supérieur à Crétacé supérieur" des laves en coussins, 9 : laves en coussins.



Coupe synthétique de la nappe de la Balagne, d'après Durand-Delga, 1978. Trait de coupe sur le schéma structural.

Série autochtone éocène

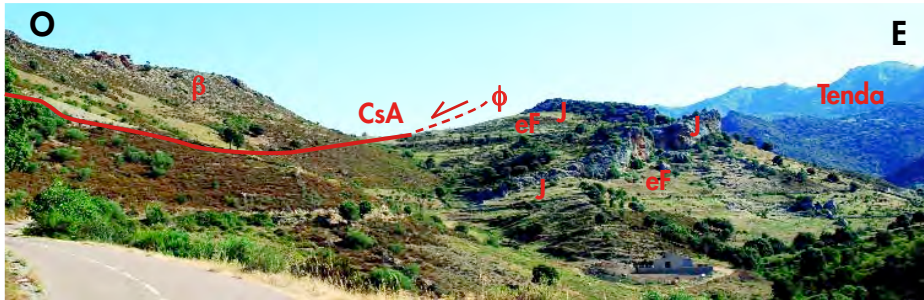


Discordance (D) de l'Eocène moyen sur le socle et détails du conglomérat et des calcaires à nummulites. K : cornéennes, eF : Eocène.

Cet arrêt, sur la N 197, montre la discordance* de l'Eocène autochtone sur le socle occidental (roches métamorphiques, granites et volcanites). La série marine éocène autochtone comporte trois termes avec de bas en haut : des conglomérats, des calcaires à nummulites et une série flysch. Ici, le conglomérat comporte des galets hétérométriques et arrondis de granite (comme sur la

photo) mais aussi de rhyolite* permienne. Cet épisode transgressif détritique est relayé par une sédimentation carbonatée. Les calcaires gris sont particulièrement riches en microfossiles : nummulites, assilines, operculines et discocyclines. Les différentes espèces de nummulites (en particulier *N. brongniarti*) datent ces calcaires du Bartonien inférieur (-40 Ma).

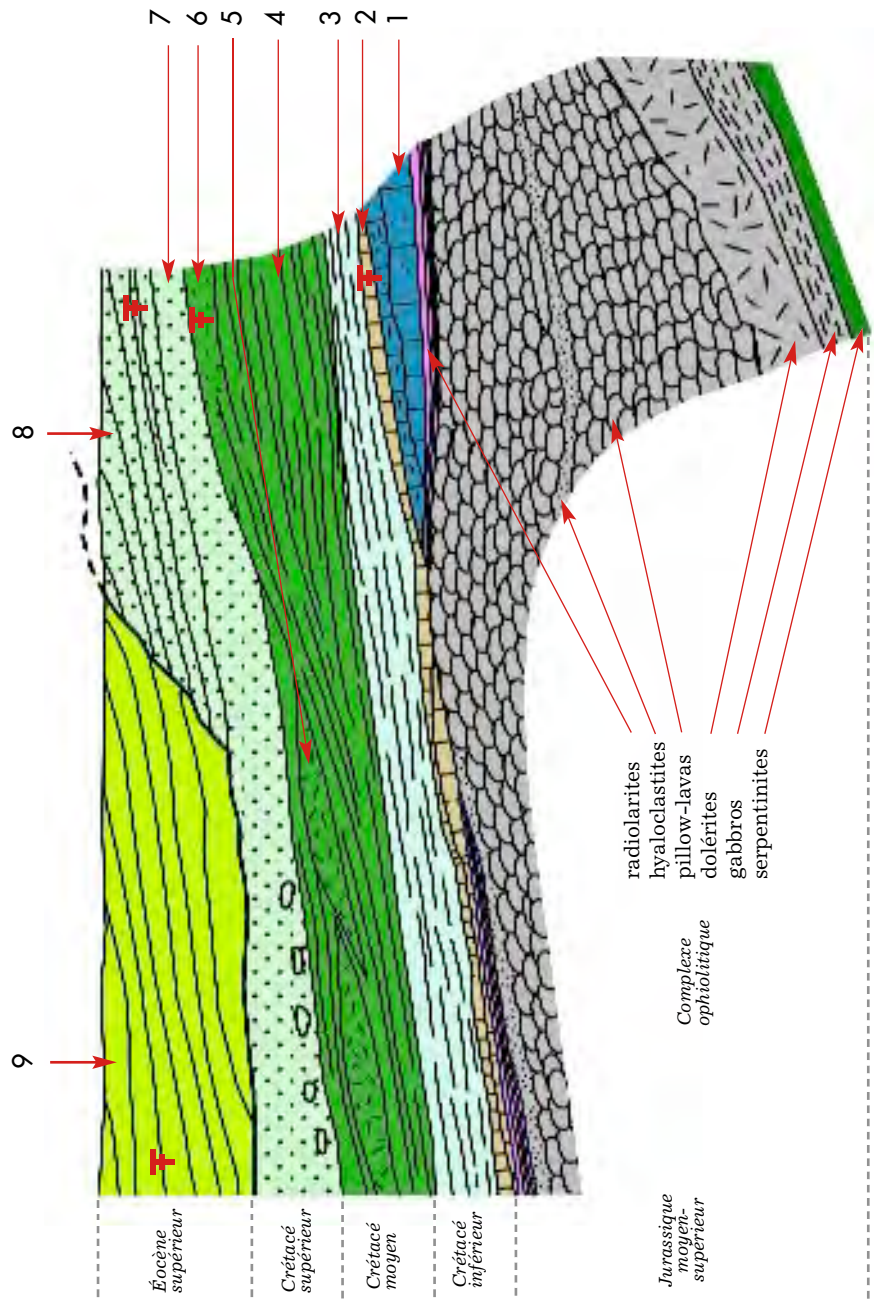
Flysch éocène



Panorama de l'**autochtone** (ef : flysch éocène moyen, J : olistolite de calcaire du Jurassique terminal) et de l'**allochtone** (CsA : conglomérat « rouge et vert », β : basalte en coussins), φ : contact anormal.

En empruntant la D 8, on s'élève dans la série. Ainsi, au-dessus des calcaires, se place un flysch gréseux micacé d'aspect rubané, visible dans le talus de la route. La présence de nummulites et d'orthophragmines permet d'attribuer ce flysch au Lutétien terminal (-41 Ma). Au-dessus, une grande barre de calcaire, massif et karstifié, forme falaise et se distingue nettement dans le paysage. La microfaune indique un âge Jurassique terminal. Après l'avoir traversée à pied, on retrouve le flysch éocène. Cette relation géométrique et les différences d'âge montrent bien que la barre calcaire est un

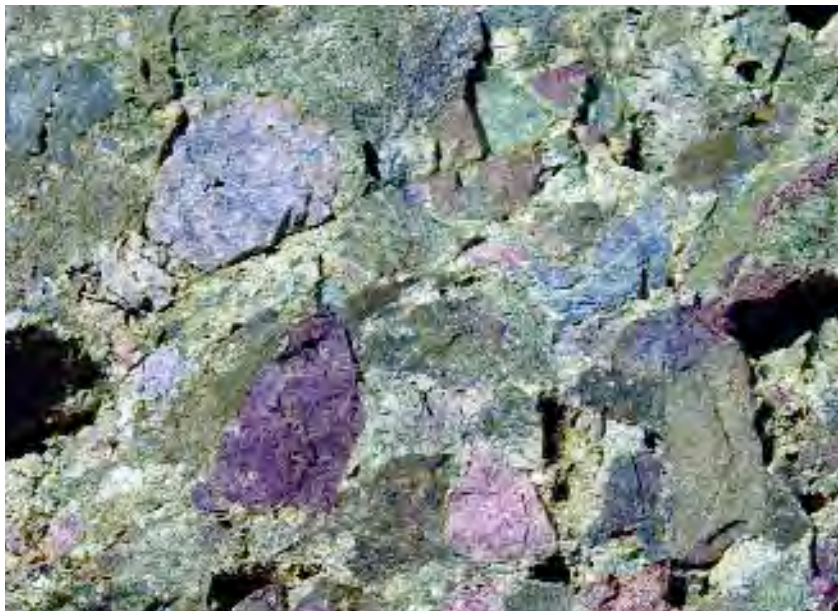
olistolite* qui témoigne de l'écroulement de falaise dans le bassin flysch éocène, situé à proximité de la marge continentale corse. En poursuivant la crête en direction de l'ouest, vers l'ancien moulin à vent, on traverse d'abord la formation des « conglomérats rouges et verts » puis celle des basaltes massifs à la base et en coussins au sommet, que l'on revoit respectivement aux arrêts 3 et 4. Le panorama observé de cet endroit, montre que les basaltes affleurent sur de vastes étendues. On a donc le chevauchement d'une nappe à matériel océanique sur l'Eocène autochtone.



Les formations allochtones de la nappe de Balagne dans l'ordre stratigraphique, d'après Durand Delga, 1978.

1. Calcaire de San Colombano ; 2. Calcaire à Calpionelles ; 3. Formation de San Martino ; 4. Fm. à lydiennes* ou flysch de Novella ; 5. Brèche de Tocco ; 6. Grès de la gare de Novella ; 7. Fm. de l'Alturaja ; 8. Fm. de Mitulelli ; 9. Fm. de l'Annunciata ; T. Fossiles stratigraphiques.

Conglomérat « rouge et vert »



Conglomérat « rouge et vert ».

Après avoir fait demi-tour, on observe au croisement de la D 8 et de la N 197, un affleurement de « conglomérat rouge et vert ». Le nom de cet ensemble détritique, ou formation de l'Alturaja, tire son origine dans l'abondance des éléments de granite et de rhyolite d'une part et de basalte d'autre part.

Sa genèse implique un mélange des produits de l'érosion à la fois de la croûte océanique et de la croûte continentale. L'âge de ces conglomérats est post-Lutétien supérieur et vraisemblablement contemporain de la mise en place de la nappe.

Basalte en coussins



Carrière de pillow-lavas.

Une carrière exploite le basalte qui présente ici de très beaux pillow-lavas observables selon deux directions orthogonales. Comme dans le Fiumorbo, les laves en coussins dont l'épaisseur est ici estimée à environ 1000 m, représentent le sommet de la série ophiolitique. L'âge de cet ensemble est Jurassique supérieur. Il y a donc un contact anormal entre le basalte et le conglomérat « rouge et vert » sous-jacent.



Détail de la carrière.

Pour des raisons tectoniques ou de contexte géodynamique, les autres termes de la série ophiolitique (gabbros et serpentinites) sont peu représentés.

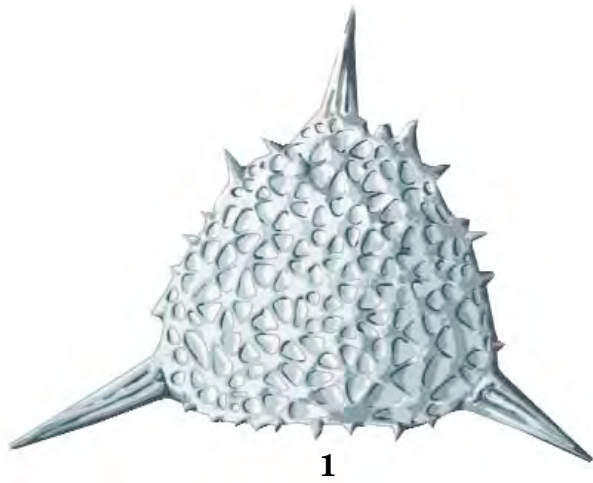
Basalte et couverture sédimentaire



Radiolarites verticalisées et détail.

Au niveau du pont de chemin de fer, on accède à la tranchée de la voie ferrée. En suivant celle-ci vers le nord, la coupe suivante peut être levée : laves en coussins, brèche de pillow-lavas, radiolarites rouges et vertes de quelques mètres d'épaisseur. Des radiolaires du Callovien supérieur au

Tithonique inférieur et des spicules d'éponges ont été observés au microscope. Des calcaires remplacent progressivement les radiolarites. Ils sont riches en Calpionelles* qui indiquent un âge Tithonique à Berriasien. Au col de San Colombano, ces calcaires sont plus développés et supportent un ensemble de marnes* feuilletées qui ont fourni des Calpionelles du Berriasien moyen à supérieur.



1



2



3

Radiolaires. 1 : Alievium sp., x 200 ; 2 : Paronaella sp., x 100 ; 3 : Mirifusus sp., x 180 ; d'après De Wever et al., 1987.

Flysch de Novella

A 500 m du carrefour entre la N 197 et la D 12, affleure un flysch à lydiennes*, le flysch de Novella, caractérisé par des bancs siliceux noirs, riches en spicules d'éponge. Ces bancs alternent avec des niveaux plus calcaires et gréseux séparés par des niveaux de pélites. Il s'agit d'une sédimentation de type turbiditique*. Encadrés par des bancs à stratification plane, certains niveaux apparaissent avec une stratification contournée ou slump. C'est le résultat de glissement sous-aquatique en masse de sédiments encore gorgés d'eau, appelé slumping. Des plis isopaques* témoignent de déformations postérieures à la mise en place de la nappe. Certaines espèces d'*Orbitolina*, de *Rotalipora* et de *Praeglobotruncana*, présentes dans ces sédiments, caractérisent la période albocénomanienne. Vers le haut, ce flysch se charge en éléments détritiques souvent très grossiers, il prend alors le nom de brèche de Toccone.



Stratification rythmique du flysch.



Slump.



Plis isopaques.

Flysch de l'Annunciata



Panorama depuis le col de San Colombano.

En contre-bas du col de San Colombano, en direction du nord, affleure largement le flysch de l'Annunciata.

Il s'agit de la formation la plus récente de la nappe, de plus de 300 m d'épaisseur. Ce flysch est formé par des bancs métriques de grès* arkosiques gris clair séparés par des lits de pélites. Localement il est affecté par

des failles normales.

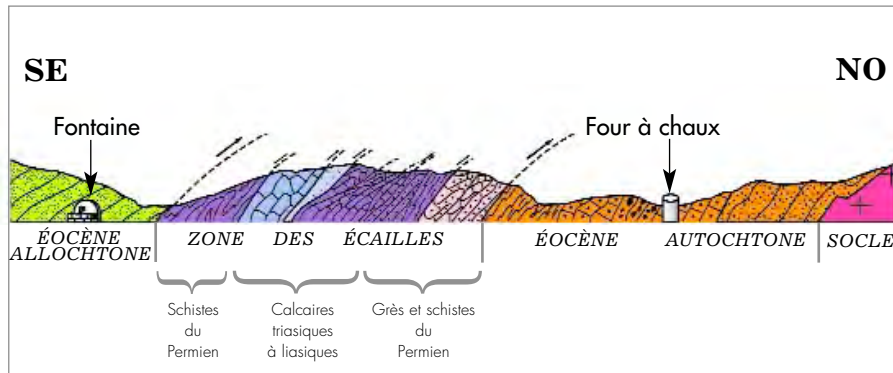
Il peut reposer sur tous les termes antérieurs.

La présence de *Nummulites brongniarti* permet de lui attribuer un âge bartonien inférieur.



Faille normale dans le flysch de l'Annunciata.

Contact allochtone-autochtone



Coupe schématique de la zone des écailles entre Palasca et Toccone, d'après Durand Delga, 1978.

A 1,5 km après le village de Toccone, on retrouve le contact entre l'autochtone et l'allochtone. Ce contact majeur est jalonné par des écailles à éléments de granite, de basalte, de calcaires du Jurassique et d'autres types de roches qui correspondent probablement à une remobilisation d'olistolites inclus dans le flysch

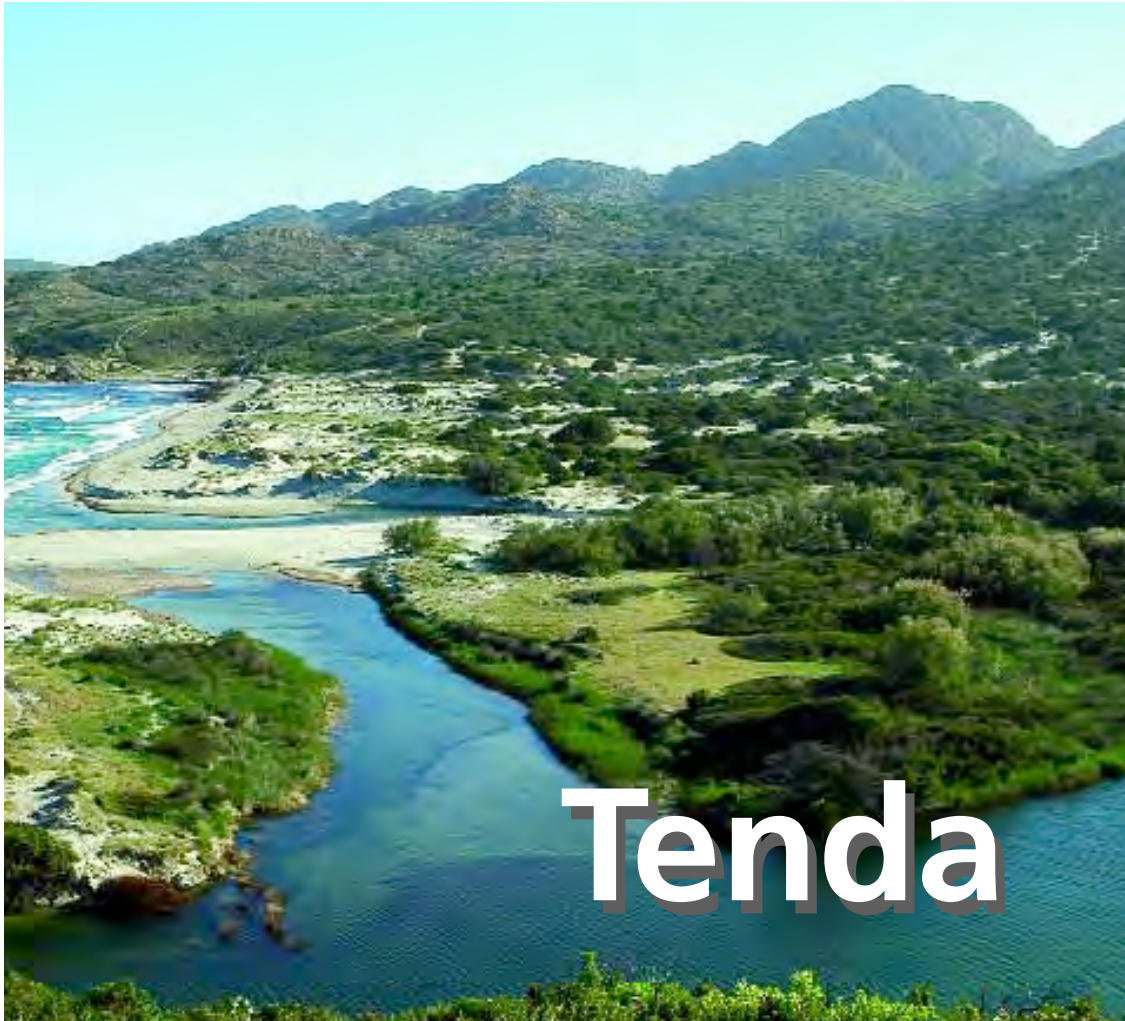
autochtone. Le muret de la route est fait de blocs taillés de calcaire à nummulites tout à fait remarquables.



Nummulites du Bartonien inférieur.



1. Granodiorite de Casta
2. Zone de cisaillement majeure du Tenda
3. Miocène de Saint-Florent
4. Nappe du Nebbio
5. Plaine de la Marana



Tenda

Tenda

Cartes géologiques 1/50 000 : Santo-Pietro Di Tenda (1106), Saint-Florent (1103), Bastia (1104).



Arrêts :

1. Granodiorite de Casta
2. Zone de cisaillement majeure du Tenda
3. Miocène de Saint-Florent
4. Nappe du Nebbio
5. Plaine de la Marana

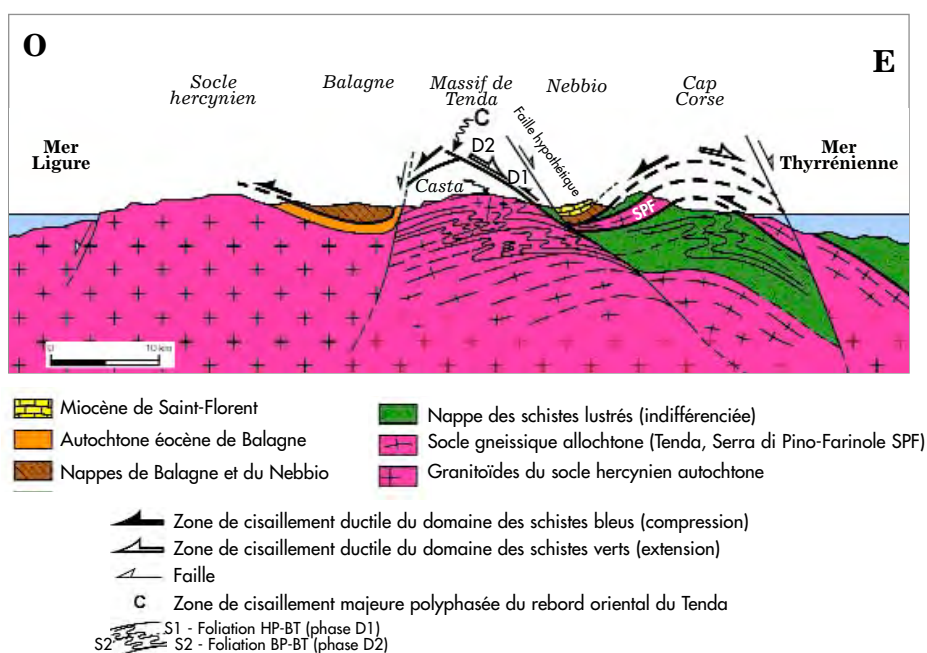
Le long de cet itinéraire, un aperçu de l'histoire magmatique hercynienne de la marge continentale corse sera complété par un trait essentiel de l'histoire alpine de cette marge. De nature essentiellement granitique, le massif du Tenda constitue le socle continental européen. Lors de la convergence alpine, le massif du Tenda a été déformé et métamorphisé* dans les conditions du faciès « schistes* bleus », au cours d'un épisode de subduction daté du Crétacé supérieur-Éocène. Ce socle

est considéré soit en position autochtone, soit en position para-autochtone et charrié vers l'ouest lors du raccourcissement de la marge européenne.

Le Tenda est en contact, dans sa partie orientale, avec l'unité sus-jacente des schistes lustrés par une zone de cisaillement majeure polyphasée, d'épaisseur hectométrique : la zone de cisaillement du rebord oriental du Tenda. Pendant la subduction, elle a d'abord servi de surface de charriage vers l'ouest lors de

la mise en place de la nappe des schistes lustrés sur la marge continentale corso-sarde (épisode de déformation D1). Cet événement sera suivi à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène par une extension syn-collision vers le nord-est, réalisée pour l'essentiel sous les conditions du faciès schistes verts et achevée dans le domaine fragile (déformation D2). La réactivation tardi-orogénique

de la zone de cisaillement du Tenda, avec une cinématique de faille normale, traduit le retour à l'équilibre gravitaire d'une croûte continentale épaissie au cours de la convergence. Des roches profondes, situées au mur de la faille de détachement*, sont ainsi ramenées à la surface. L'âge de la faille de détachement est aussi celui du rifting dans le bassin liguro-provençal.

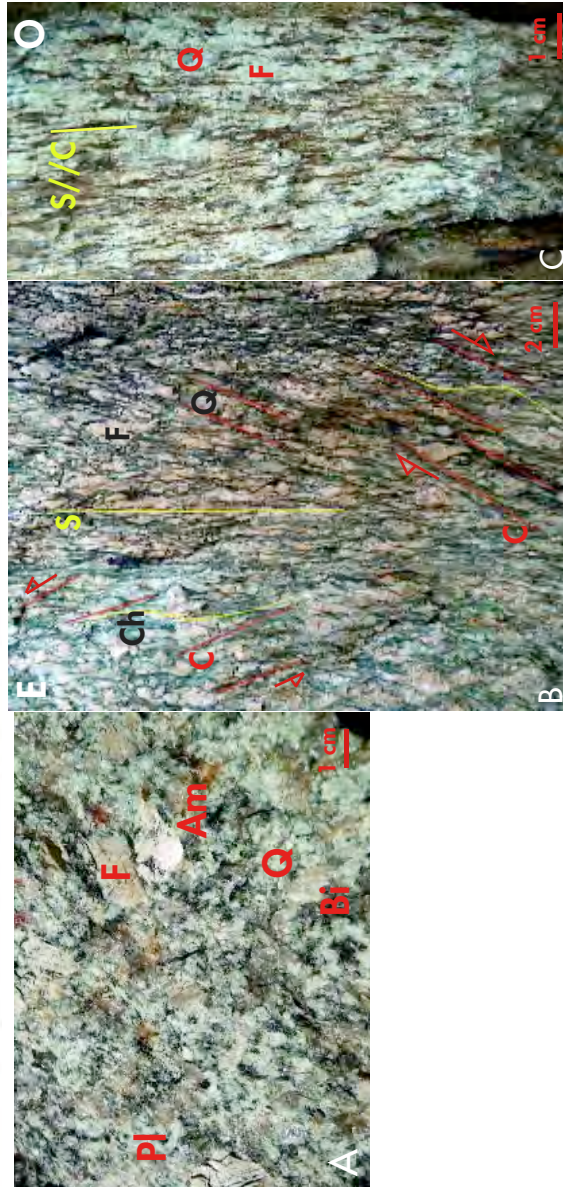
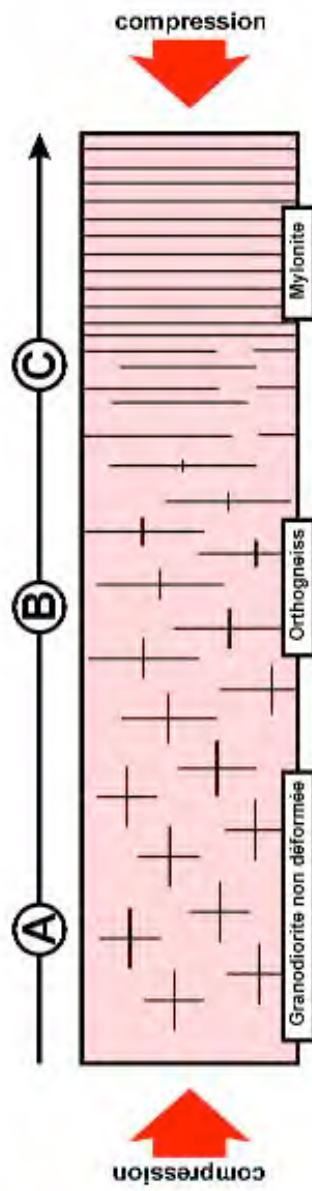


Coupe géologique synthétique à l'échelle crustale, modifiée d'après Daniel et al., 1996 et Malavieille et al., 1998.

Granodiorite de Casta

A partir de la N 1197, emprunter la D 81. Dans le village de Casta, en face des habitations, nous pouvons observer une granodiorite soumise à une forte déformation hétérogène (gradient de déformation). La granodiorite, ici arénisée*, passe d'un faciès non déformé, où la texture magmatique est encore reconnaissable, à un faciès orthogneissique* puis mylonitique. Un faciès de monzogranite mylonitisé (roche plus claire) s'intercale également au sein de cet affleurement de granodiorite. Le faciès orthogneissique est plus facilement reconnaissable dans la partie haute des talus, en face des habitations. L'observation du faciès exempt de déformation, décrit ci-après, se fera à la sortie du village, dans le virage juste après la dernière habitation, sur un bel affleurement de roche saine. Le long du gradient de déformation ductile, la taille

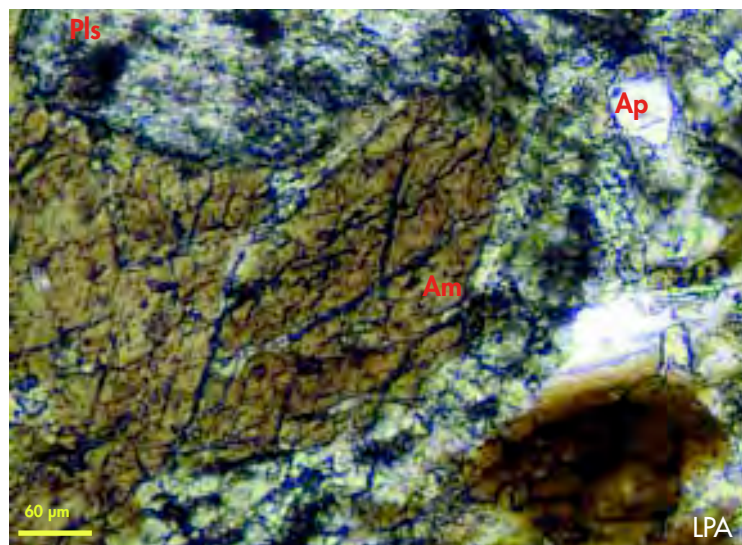
des minéraux magmatiques diminue progressivement en réponse à la déformation. Le plan d'aplatissement (foliation) est vertical, de même que la linéation d'étirement, de direction est-ouest, portée par ce plan. Cette dernière est soulignée par l'orientation préférentielle de taches sombres et claires, en amandes aplaties, où dominant respectivement la biotite et le feldspath. Dans la foliation, les porphyroclastes* de feldspaths et de quartz sont aplaties, étirés sous forme d'amandes sigmoïdes par la déformation plastique, et moulés par les lits plus micacés. Dans le détail du faciès orthogneissique, les bandes de cisaillement conjuguées et leur relation angulaire avec la foliation verticale (structure C-S) indiquent, à cette échelle, un déplacement à la fois vers l'ouest et vers l'est. Cette déformation est associée à un raccourcissement horizontal et un étirement vertical.



Granodiorite de type Casta, déformée progressivement de façon hétérogène le long d'un gradient de déformation. F : feldspaths alcalins, Pl : plagioclases, Bi : biotite, Am : amphibole, Q : quartz, Ch : chlorite, S : schistosité, C : bande de cisaillement.

La roche acquiert progressivement un rubanement d'origine tectonique où lits clairs, quartziques et feldspathiques, alternent avec lits sombres riches en minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole). Ainsi, dans la mylonite, la texture magmatique a totalement disparu en raison de l'intensité de la déformation ductile. Les porphyroclastes de feldspath ou de quartz ont entièrement recristallisé sous la forme de rubans polycristallins. La roche exempte de déformation, à grain moyen, est composée

de minéraux magmatiques, le plus souvent subautomorphes. Les minéraux les plus abondants sont les feldspaths blancs (plagioclases et feldspaths alcalins). Le quartz grisâtre est interstitiel ou se présente en larges plages. Les minéraux ferromagnésiens (sombres) sont la biotite et l'amphibole. Microscopiquement, le quartz présente une extinction onduleuse, les plagioclases sont altérés (séricitisés et/ou épidotisés), les feldspaths alcalins (perthites) montrent parfois la macle de Carlsbad ; l'amphibole verte



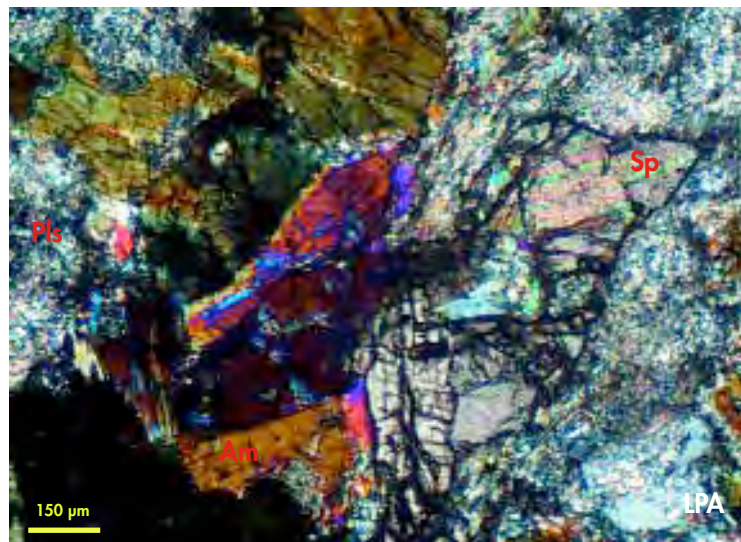
Lame mince de granodiorite non déformée.

Am : amphibole avec 2 clivages à 120°, Ap : apatite, Pls : plagioclases séricitisés.

trichroïque (tons vert et beige) se reconnaît par des sections à 2 clivages à 120°, parfois maclée, parfois altérée en épidote; la biotite est dilacérée, tordue et remplacée par les micas blancs et le sphène secondaire. Les autres minéraux présents sont le sphène magmatique (à fort relief et teintes irisées), l'apatite (phosphate de calcium, en baguettes parfois étirées et cassées), l'allanite zonée (épidote contenant du cerium et du lanthane) et le zircon automorphe : les trois premiers minéraux, calciques,

sont caractéristiques de granitoïdes calco-alcalins. On observe aussi des minéraux opaques dont l'hématite.

Un filon basique noir, finement cristallisé, puissant d'environ un mètre, recoupe cette granodiorite dans la partie gauche de l'affleurement : il est donc relativement plus jeune que la granodiorite. Il s'agit d'une métadolérite ou dolérite métamorphisée où seules des petites lattes millimétriques de plagioclases sont aisément reconnaissables.

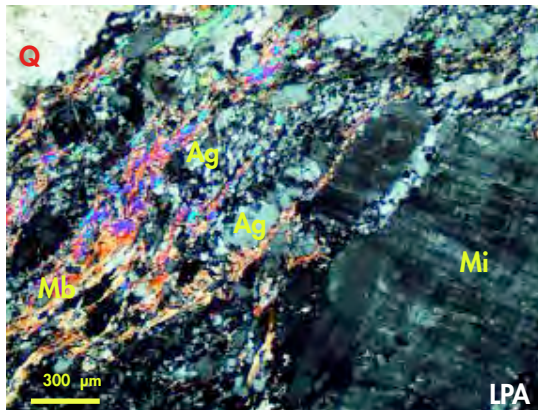


Lame mince de granodiorite non déformée.

Am : amphibole maclée, Sp : sphène, Pls : plagioclases séricitisés.

Zone de cisaillement majeure du Tenda

S'arrêter aux pieds du Monte Guppio, environ 500 m après le champ de tir, là où un ancien virage en épingle sur la D 81 a été coupé. Un affleurement frais d'orthogneiss mylonitique (métamonzogranite à biotite) montre une foliation (S1) portant une belle linéation d'étiement (L1), associée à des sens de cisaillement constants



Lame mince de monzogranite déformé.

Q : quartz, Mi : microcline,

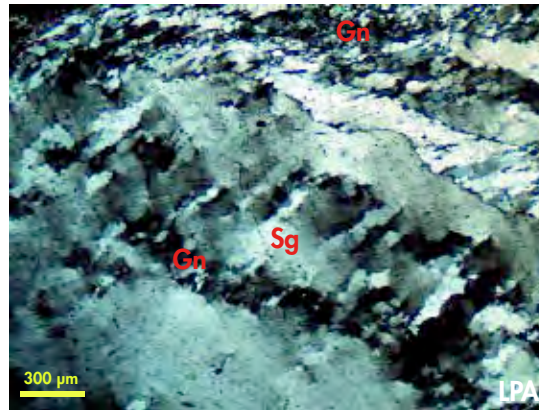
Mb : micas blancs,

Ag : agrégats polyphasés à quartz et feldspaths recristallisés.

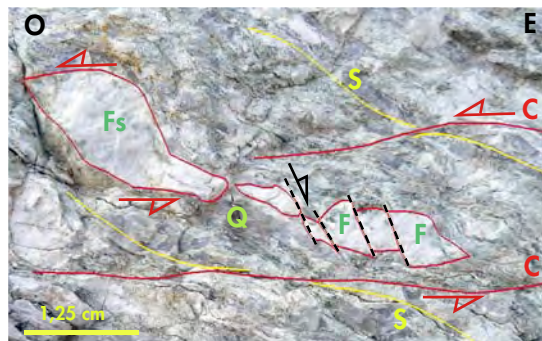
vers l'ouest (D1). La déformation ductile donne à la roche un aspect rubané comme vu précédemment. La phase feldspathique montre à la fois un comportement cassant (porphyroclastes fracturés) et ductile (lits à feldspaths étirés et recristallisés). Le quartz, ductile, se présente sous forme de rubans allongés dans la foliation.

Microscopiquement, les feldspaths sont représentés par l'orthose, le microcline* et les perthites (feldspaths alcalins) et par les plagioclases. Les micas blancs présentent des teintes vives en LPA et les rubans de quartz montrent une fabrique de forme typique d'un mécanisme de recristallisation dynamique (syn-déformation) du quartz. Cette fabrique définit une foliation oblique par rapport à la bordure des rubans étirés dans la foliation principale. Des reliques de gros grains de quartz

(magmatique) avec extinction onduleuse et sous-grains allongés passent latéralement à des domaines recristallisés. Dans ces derniers, de petits grains de quartz sont néoformés par un mécanisme de type rotation des sous-grains. Le comportement fragile-ductile de la phase feldspathique et celui ductile du quartz sont caractéristiques de conditions de relative basse température (300-500°C) pendant la déformation. Les critères de sens de cisaillement vers l'ouest (porphyroclastes de feldspath asymétriques de type sigma, porphyroclastes de feldspaths fracturés de type domino et structure C-S), très homogènes, permettent d'attribuer cette déformation à l'événement précoce de HP-BT. Environ 1 km plus loin, en bordure de route, juste avant la carrière du Monte Guppio, un affleurement frais permet d'observer l'évolution de la déformation ductile en se rapprochant du contact avec la nappe des schistes lustrés.



Lame mince montrant la recristallisation dynamique du quartz dans le monzogranite déformé. Sg : sous-grains de quartz, Gn : grains néoformés.



Monzogranite transformé en orthogneiss lors d'un cisaillement vers l'ouest (phase D1), en faille inverse.

F : feldspath, Fs : feldspath sigmoïde

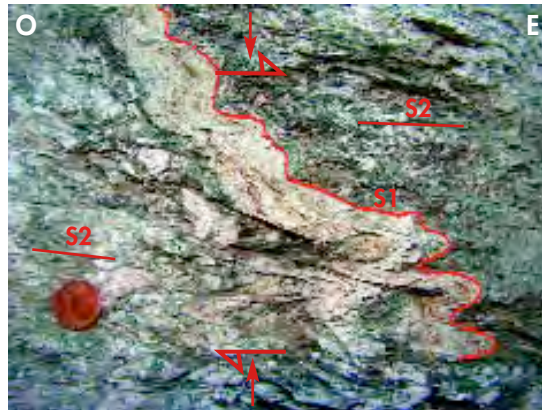
Q : quartz,

S : schistosité ou foliation,

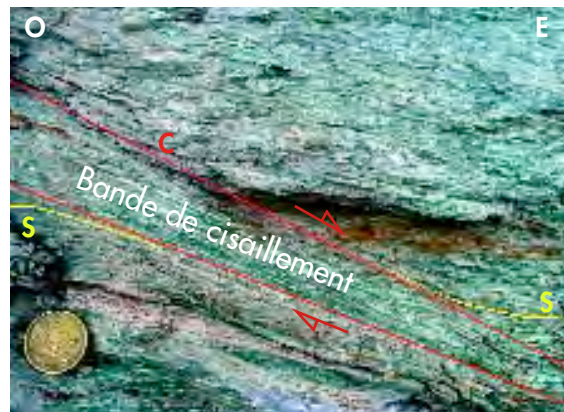
C : plan de cisaillement.

Une schistosité de crénulation (S2) est superposée à la première schistosité (S1). Cette foliation principale S2, à pendage léger vers l'est, est plan axial des microplis S1. Les microstructures associées à la linéation d'étirement L2 (par exemple microplis d'entraînement ou en cascade) témoignent ici d'une déformation extensive (D2). Les roches ont été à la fois raccourcies verticalement et cisillées vers l'est. Il s'agit de la déformation dominante visible dans la roche de la carrière. Depuis cet affleurement, en suivant la route vers le nord-est sur quelques centaines de mètres, cette déformation D2 est d'intensité croissante (mylonitisation croissante).

Le gradient de déformation cisailante D2 est souligné notamment par des plis isoclinaux à axe courbe, qu'il est possible d'observer par endroits au gré de l'érosion et des travaux de terrassement, au sein des granites totalement mylonitisés.



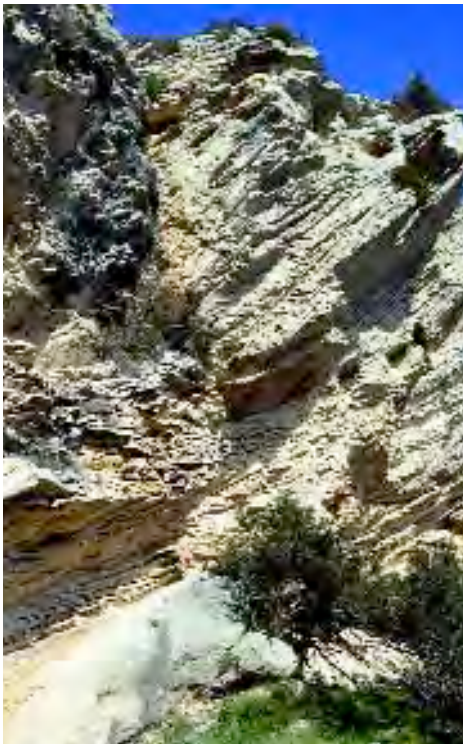
Schistosité de crénulation horizontale (S2) de phase 2 superposée à une première schistosité verticale microplissée (S1). La roche a été à la fois raccourcie verticalement et cisillée vers la droite de la photo.



Monzogranite mylonitisé, avec structure C-S.

Miocène de Saint-Florent

Traverser la ville de Saint-Florent et poursuivre sur la D 81. Plusieurs formations continentales et marines ont été reconnues et décrites ; comme dans les autres bassins miocènes de Corse, c'est la transgression du Burdigalien supérieur qui est enregistrée à la base de cette série.



Calcarénite à pendage ouest dans la formation de San Angelo.

Au niveau des Strette, les roches sédimentaires carbonatées de la formation du Monte San Angelo sont des calcarénites* à calcirudites*. La fraction détritique grossière a deux origines :
- les unités du Nebbio, sous forme de blocs et galets peu évolués de basalte et de grès ;
- les massifs permien (massif du Cinto par exemple) sous forme de galets très arrondis de rhyolite.

En plus, il faut noter la présence de galets de gneiss faciès Tenda dans la formation continentale de base ou formation du Fium Albino. Ceci prouve que, avant le dépôt des premiers niveaux marins, le massif du Tenda était en voie d'érosion. Les conclusions de l'étude des traces de fission confirment cette hypothèse. En rive gauche du fleuve A Strutta, la fouille d'un abri sous roche montre que ce dernier a été occupé de -9000 ans à l'époque romaine.

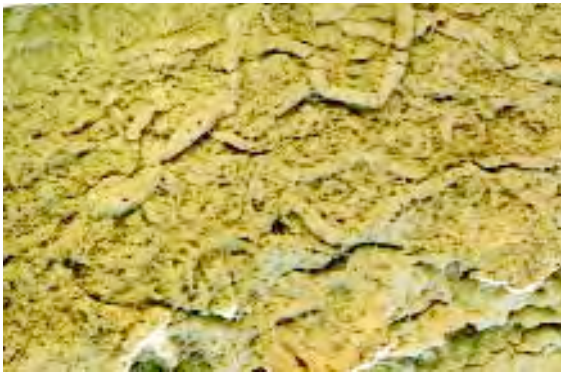
Les couches ont un pendage général vers l'ouest, ce qui est en relation avec la structuration de l'antiforme du Cap. Dans la formation du Monte San Angelo, la stratification est oblique. Le façonnement du sédiment en vagues de sable ou en mégarides est fonction du régime d'écoulement et de la taille des grains. Localement, des figures syndépositionnelles indiquent des courants de type marée.

Ces roches sont très riches en fossiles. L'accumulation d'un même type d'organisme non brisé s'appelle une lumachelle. Il n'est pas rare d'en rencontrer en parcourant les affleurements de Miocène, mais c'est surtout sous forme de bioclastes* que les organismes participent à la lithogenèse.

L'étude au microscope de ces roches révèle une riche biophase avec rhodophycées*, bivalves, échinides, bryzoaires*, cirripèdes*, foraminifères, ostracodes*... d'environnement de plate-forme interne à moyenne.



Stratification oblique dans les calcarénites.



Bioturbations en base de banc.



Lumachelle à Parascutella paulensis (NB : tous les individus reposent sur leur face supérieure, ce qui suppose des courants post-mortem, la couche étant bien à l'endroit).

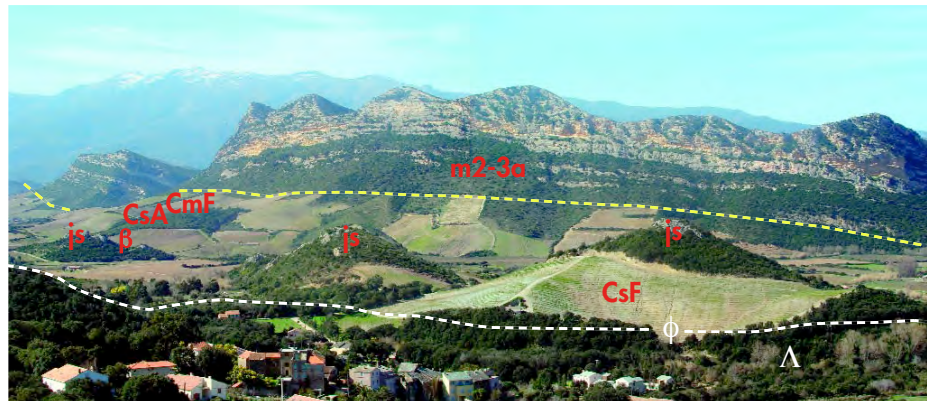


Lames minces de calcarénites, texture « grainstone » ». FB : foraminifère benthique, Bry : bryzoaire, R : rhodophycée, B : brachiopode, E : échinide, Q : quartz. Le liant est une calcite sparitique [C].*

Nappe du Nebbio

Traverser Patrimonio et, à environ 2 km, observer le point de vue vers l'ouest. Dégagés en feston par l'érosion, les dépôts miocènes, à pendage ouest, reposent en discordance sur la nappe du Nebbio qui est un équivalent, avec basaltes, des klippes de Macinaggio (cf. circuit Cap Corse) et localement sur des forma-

tions alpines. Pour une observation *in situ*, des différents termes de la nappe (cf. légende photo), il faut parcourir le vignoble à partir d'une petite route faisant une boucle au sud-ouest de Patrimonio. Cette nappe du Nebbio repose elle-même sur les schistes lustrés.



Panorama vers l'ouest, au-dessus du village de Patrimonio.

m2-3a : Burdigalien supérieur-Langhien ; trait discontinu jaune : discordance du Miocène sur la nappe du Nebbio ; **CmF** : flysch de l'Albien-Cénomarien ; **CsA** : conglomérat « rouge et vert » ; **β** : basalte ; **js** : calcaire du Kimméridgien ; **CsF** : flysch du Sénonien ; **φ** : contact majeur entre la nappe du Nebbio et la nappe des schistes lustrés ; **Λ** : serpentinite.

La plaine de la Marana



Panorama vers le sud-est depuis le col de Toghime.

Au col de Toghime, le panorama vers le sud-est permet d'observer la plaine de la Marana. Celle-ci est constituée par l'accumulation des épandages quaternaires de deux fleuves côtiers, le Golo et le Bevinco. Au-delà du trait de côte, se développent des canyons qui canalisent le transit sédimentaire entre la plateforme et les milieux bathyaux* où s'élaborent des cônes profonds tel celui du Golo activement étudié par géophysique. Le cordon littoral (ou lido) délimite deux domaines : la zone littorale et l'étang à eau saumâtre (site Natura 2000), de

faible profondeur (2 m maximum). Cette plaine joue un rôle économique important. En effet, les apports des fleuves côtiers entretiennent une bonne qualité des sols autorisant élevage et maraîchage. De plus, ils génèrent un aquifère exploité par la ville de Bastia.



Étang de Biguglia.



1. Unités profondes de la nappe des « schistes lustrés »
2. Prasinites et cipolins déformés
3. Klippe de Macinaggio
4. Monte Maggiore



Cap Corse

Cap Corse

Cartes géologiques 1/50 000 Bastia (1104), Luri (1102)



Arrêts :

1. Unités profondes de la nappe des « schistes lustrés »
2. Prasinites et cipolins déformés
3. klippe de Macinaggio
4. Monte Maggiore

Cet itinéraire, complémentaire du précédent (Tenda), permet de présenter quelques traits structuraux, métamorphiques et géodynamiques essentiels de la nappe des « schistes lustrés s.l. » et de la chaîne alpine de Corse, depuis la subduction-collision et l'obduction* d'unités océaniques sur le socle continental, jusqu'à l'extension post-orogénique. Les affleurements choisis montrent des microstructures de déformation ainsi que des faciès et des associations de roches variées. Sur le trajet proposé, il s'agira essentiellement de matériel océanique : roches du manteau (péridotites), de la croûte océanique (gabbros et basaltes métamorphiques) et sédiments océaniques (marbres dérivant de calcaires et schistes dérivant d'argiles).

Unités profondes de la nappe des « schistes lustrés »



Métagabbro traversé par un filon de metabasalte.

Depuis Bastia, suivre la D 80 jusqu'au village d'Erbalunga. La visite du village conduira nos pas aux pieds de la tour génoise en ruine. Nous pouvons observer un métagabbro traversé par deux filons de metabasalte. L'ensemble est affecté d'une foliation à faible pendage vers l'est. Un assemblage métamorphique (paragenèse) de HP-BT, remarquablement préservé, témoigne du passage de la roche dans les conditions du faciès « schistes bleus ». La linéation d'étirement correspondante, de direction NO-SE, est soulignée par plusieurs minéraux. La glaucophane (amphibole sodique bleue) croît dans le plan de foliation, entre les

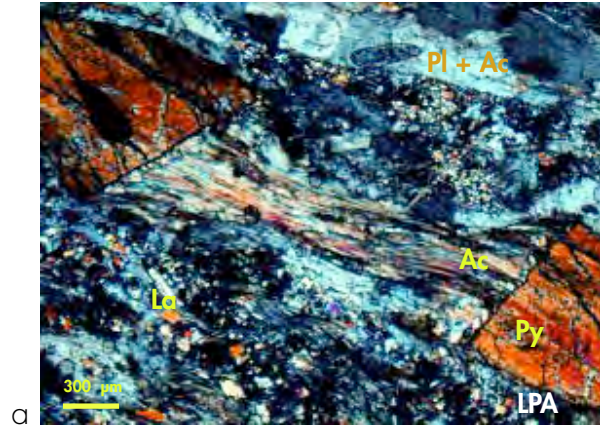
pyroxènes magmatiques sombres, fracturés, dilacérés et autour de ceux-ci, dans les ombres de pression asymétriques. L'actinote (amphibole verte) semble le plus souvent traverser le clinopyroxène magmatique et s'arrêter à la couronne de glaucophane autour de ce dernier. Cette association métamorphique a donc été acquise au moins en partie dans les conditions du métamorphisme du faciès « schistes verts », avant la formation de la glaucophane. Elle traduit donc l'évolution rétrograde du gabbro au cours de son refroidissement dans la lithosphère océanique et avant l'enfouissement de la roche dans les profondeurs mantelliques. Les feldspaths,



Assemblage métamorphique dans le métagabbro. Py : pyroxène, Ac : actinote, Gl : glaucophane.

blancs, se présentent en amandes plates ou en flammes très allongées dans la direction d'étirement de la roche. La foliation est soulignée par ces lits feldspathiques.

Au microscope, le pyroxène calcique (augite) est étiré, cassé et/ou remplacé par des baguettes d'actinote et de sphène secondaire. Le feldspath plagioclase apparaît recristallisé sous l'effet de la déformation (recristallisation dynamique). Le plus souvent cependant, il est d'aspect fantomatique car déstabilisé au profit d'un assemblage de HP à lawsonite* et/ou remplacé par l'actinote et par des cristaux d'épidote, qui soulignent la foliation. Ces lits feldspathiques moulent les porphyroclastes boudinés de pyroxène. L'ensemble témoigne d'un fort étirement ductile de la roche. Cependant, le comportement cassant du pyroxène (phase résistante, ou compétente, non recristallisée) et celui ductile du plagioclase (phase molle ou incompétente), traduit les



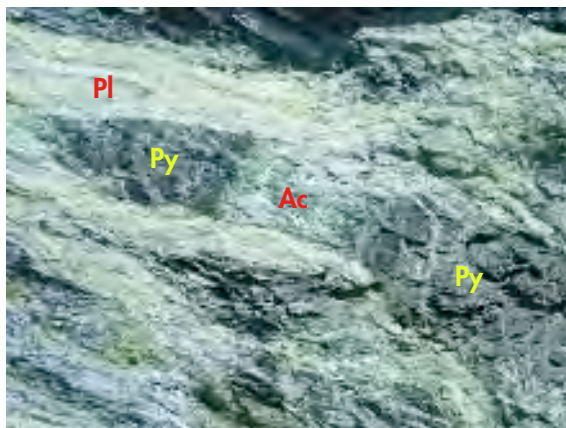
a

Lame mince (a) et
Py : pyroxène, Pl :

conditions de relative basse température de la déformation. Les indicateurs de sens de cisaillement associés à la linéation de HP-BT (structures C-S, ombres de pression asymétriques, boudinage asymétrique) indiquent un cisaillement dominant de type inverse vers l'ouest.



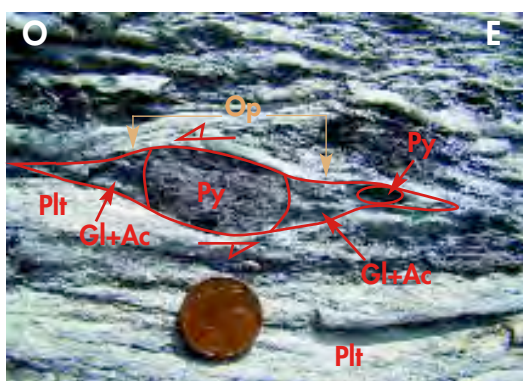
Étirement ductile du gabbro.



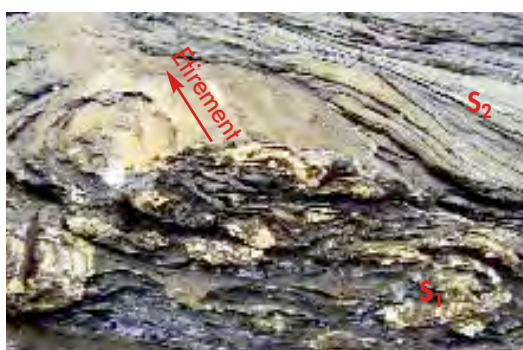
affleurement (b) du pyroxène fracturé et étiré.
plagioclases, Ac : actinote, La : lawsonite.

b

Une phase de plissement tardive, exprimée par des kink-bands*, reprend légèrement la foliation des métagabbros. Ces microplis ont un rayon de courbure nul ou très faible et des flancs plans. Le deuxième affleurement, au sud de la tour, est constitué de calcschistes*, de couleur gris sombre. Le plan de foliation dominant (S2) correspond clairement à une phase de déformation D2.



Ombres de pression (Op) asymétriques
autour du pyroxène dans le métagabbro.
Py : pyroxène, Ac : actinote,
Gl : glaucophane, Plt : plagioclase
transformé.



Microplis isoclinaux de phase D2
affectant la schistosité S1.

Il est de même direction et pendage que celui observé dans le métagabbro. La linéation d'allongement imprimée sur le plan de foliation S2 est de même direction que celle observée dans le métagabbro. Elle est marquée, de façon spectaculaire, par l'étirement de lentilles de quartz et par la direction du grand axe du boudinage de foliation observable ça et là. Cette foliation dominante S2 replisse une foliation S1, plus ancienne. Les plis, à flancs parallèles, sont aplatis dans le plan de foliation : il s'agit de plis isoclinaux. La foliation principale S2 correspond au plan axial des microplis. Les axes de plis, parfois courbes dans le plan de foliation et évoluant localement vers des plis en fourreaux (cf. p. 92), sont parallèles à la direction d'étirement de la roche. Des bandes de cisaillement et des fentes de tension en échelon recoupent la foliation. Ces structures de déformation sont responsables de la légère ondulation qui affecte la

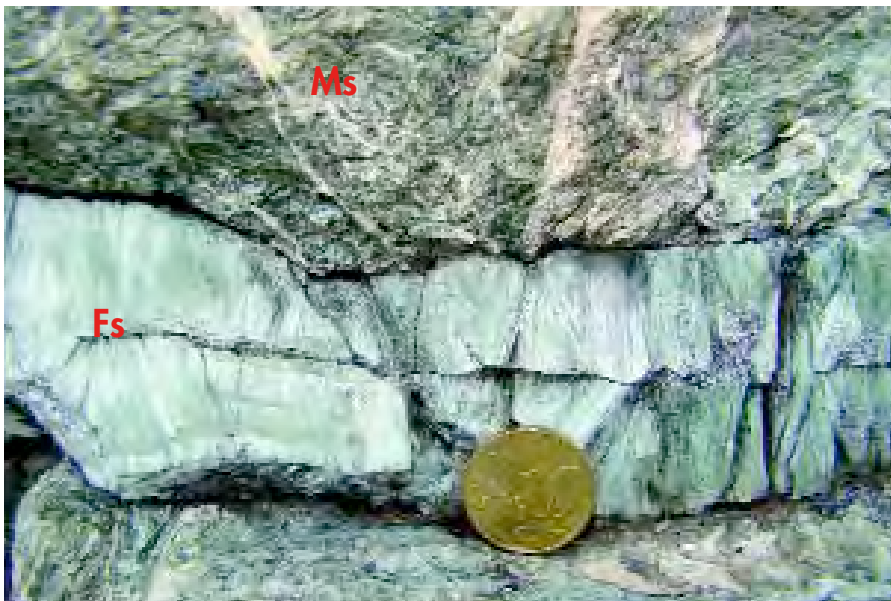
foliation principale. Elles indiquent un cisaillement simple dominant, extensif vers le nord-est, dans des conditions à la limite entre déformation ductile (plus profonde et chaude, on parle de zone de cisaillement) et fragile (plus superficielle et froide, on parle alors de faille). L'ensemble des structures observées dans le métagabbro et les calcschistes témoigne de l'intensité et de



Cisaillements extensifs associés à une déformation simple vers le sud-est.

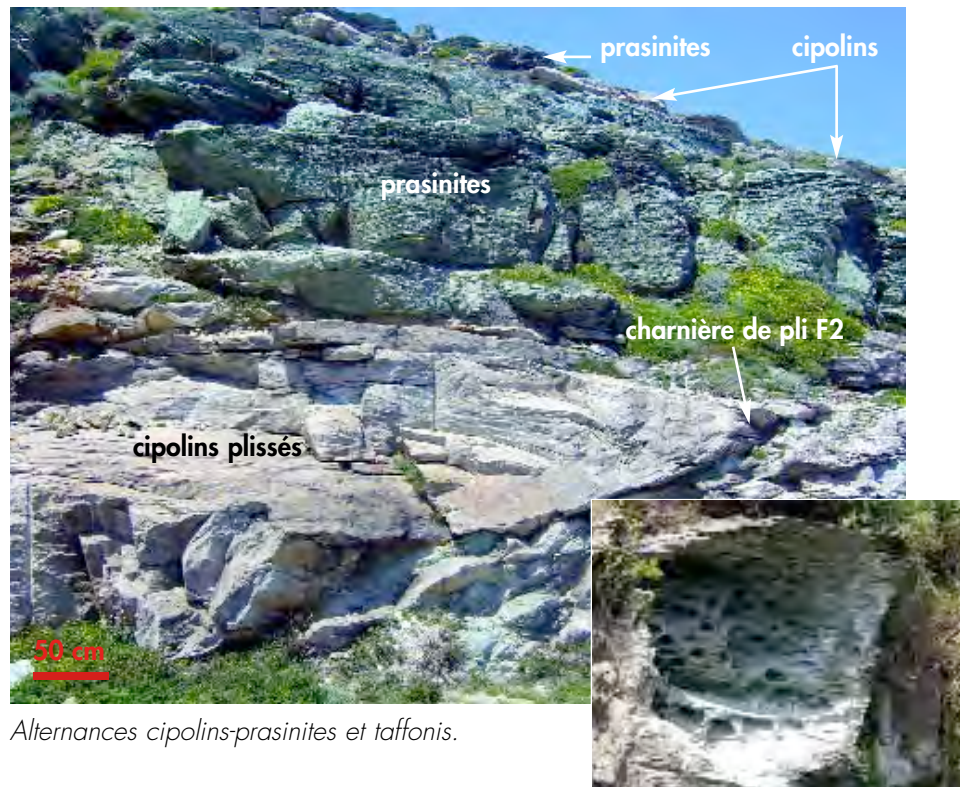
la complexité de la déformation subie par ces roches : succession de phases de compression et d'extension (respectivement raccourcissements horizontal et vertical) qui se sont produites dans des conditions crustales profondes, puis progressivement superficielles, sur une période de temps qui couvre plusieurs dizaines de millions d'années. En se déplaçant vers le sud, on observe le manteau supé-

rieur serpentinisé. L'affleurement montre de très belles fibres de serpentines, provenant de la déstabilisation des minéraux constitutifs du manteau (olivine et pyroxène), en présence d'eau (hydrothermalisme océanique). Ces fibres de serpentines se développent préférentiellement dans les fractures de la roche, lieux privilégiés de la circulation des fluides hydrothermaux.



*Serpentines fibreuses dans le manteau.
Fs : fibres de serpentines ; Ms : manteau serpentinisé.*

Prasinites et cipolins déformés



Alternances cipolins-prasinites et taffonis.

Traverser Sisco et continuer sur la D 80, s'arrêter en bord de route à environ 200 m après l'embranchement pour le couvent de Santa Catalina.

Les affleurements situés en bordure et au-dessus de la route, nous permettent d'observer plusieurs phases de déformation superposées dans une série volcano-sédimentaire.

L'escarpement rocheux présente une succession de couches subhorizontales, parallèles à la schistosité, dont la répétition est due à des plissements.

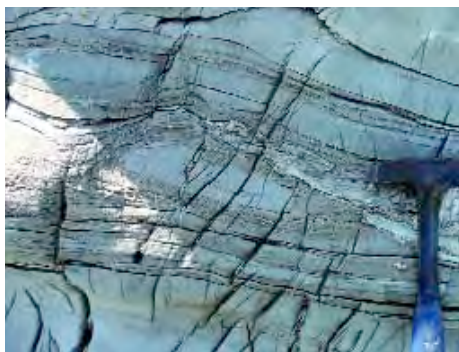
Ces couches correspondent à la croûte océanique de l'océan alpin et à sa couverture sédimentaire : prasinites verdâtres (basaltes métamorphisés), à nombreux taffonis, alternent avec

cipolins gris à patine parfois brune ou blanche, et schistes sombres, bien foliés, à petits lits calcaires et riches en veines de quartz. La couleur verte des metabasites est dominante car ils sont équilibrés dans le faciès des « schistes verts ». Le cipolin, impur, est rubané : la présence de paillettes de micas blancs, dans de minces lits plus gréseux, témoigne d'un sédiment originel contenant des interlits de grès argileux au sein des calcaires. Dans le détail des observations microtectoniques, une première génération de plis isoclinaux synfoliaux F1 est replissée par des plis plus ouverts F2 avec des axes légèrement courbes et des plans axiaux subhorizontaux (léger pendage vers l'ouest). Enfin l'ensemble est repris discrètement par des plis F3 ouverts, de plus grande longueur d'onde, et à plans axiaux subverticaux. Dans les cipolins, le plissement F2 développe une superbe schistosité de crénulation. Dans ces roches très malléables, les sections

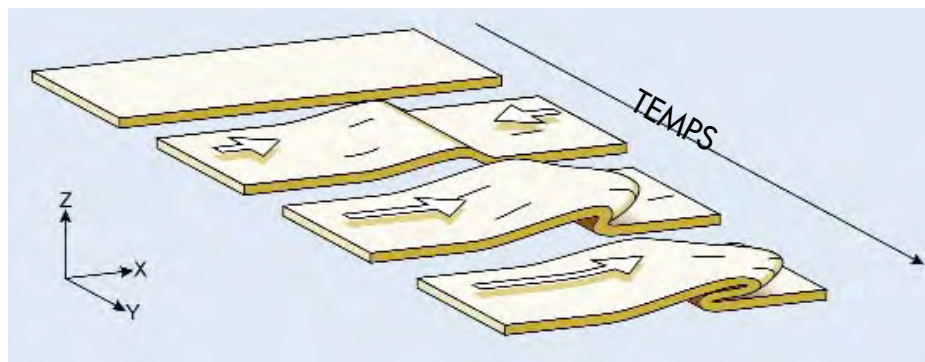
perpendiculaires à la linéation d'étirement minéral permettent d'observer par endroits des plis en fourreau. Les axes des plis F2, remarquablement dégagés



Schistosité de crénulation dans les cipolins (bloc non en place).



Section de pli en fourreau dans les cipolins.

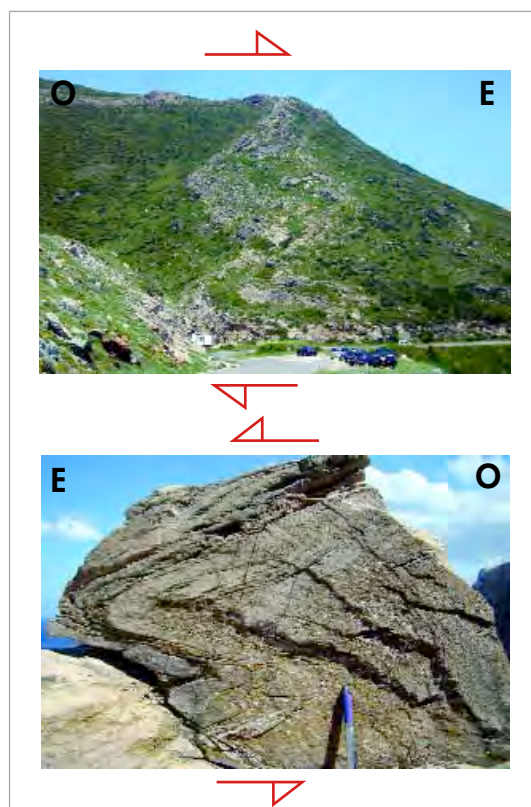


Formation d'un pli en fourreau au cours d'une déformation progressive.

X : allongement ; Y : axe intermédiaire ; Z : raccourcissement.

Plan XY : foliation ou schistosité ; L : linéation d'étirement.

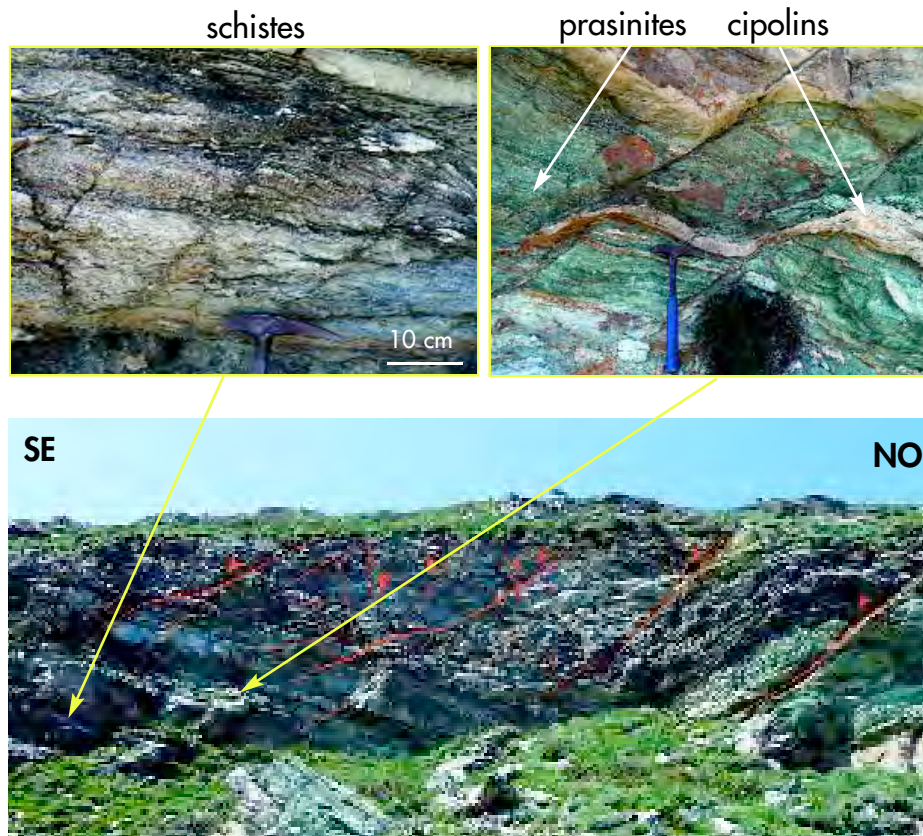
par l'érosion, se répartissent autour de la direction NO-SE. Les plis F2 sont asymétriques à toutes les échelles d'observation et disposés en cascade descendante vers la mer : leur vergence indique ainsi un déversement vers l'est. Le régime de déformation responsable des structures plicatives F2 est de type cisaillement simple vers le sud-est. D'autres structures de déformation, plus cassantes, recoupent l'ensemble des structures et des lithologies précédemment décrites. Il s'agit de failles normales et cisaillements extensifs conjugués, auxquels s'ajoutent des fentes de



Plis asymétriques déversés vers l'est, à différentes échelles.

tension à quartz, disposées en échelon. Ces microstructures, imprimées dans les roches après le plissement F2, se sont formées à la limite des conditions ductiles et fragiles, lors de l'exhumation du massif. Elles sont compatibles avec un raccourcissement vertical et un étirement horizontal de

direction NO-SE. Cette déformation extensive fragile-ductile s'inscrit donc, d'un point de vue cinématique, dans le continuum de la déformation ductile plicative F2. Elle est équivalente à celle observée dans les calcschistes, lors du précédent arrêt.



Vues d'ensemble et de détail de cisaillements extensifs conjugués, affectant l'alternance cipolins-schistes-prasinities.

Klippe de Macinaggio

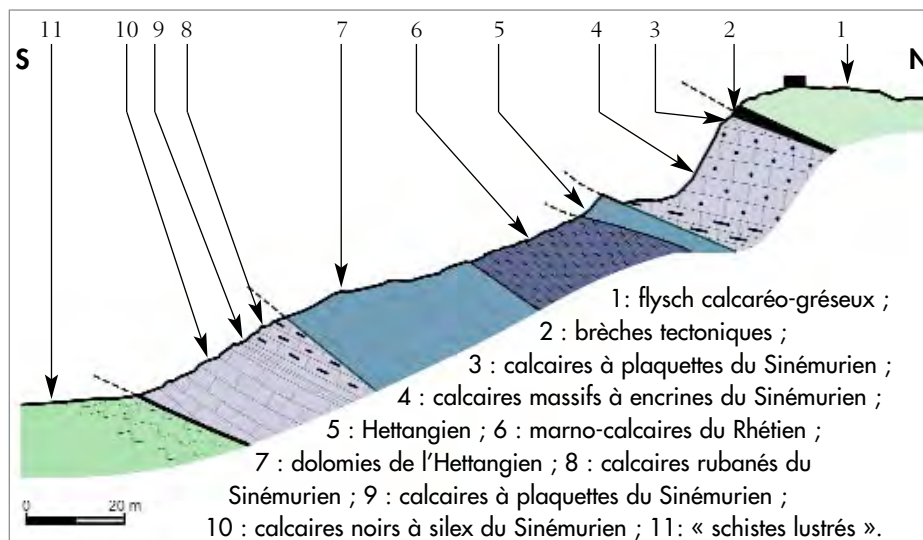
Les trois écailles de Macinaggio, équivalents tectoniques des nappes de Balagne et du Nebbio, reposent en discordance tectonique sur les « schistes lustrés ». Elles sont constituées par une série mésozoïque non métamorphique qui s'étale du Permien aux flyschs du Crétacé supérieur.

Les observations se feront autour de la klippe de Bucinu au sud de Macinaggio. Les données structurales montrent, ici, des

déformations liées à un transport tectonique vers le sud-est, le long de cisaillements plats.



Cisaillements liés à un déplacement vers le sud-est.



Coupe géologique de la Punta di a Coscia, d'après Lluch, 1989. Trait de coupe sur la carte page 95.



Carte géologique simplifiée des écaïlles de Macinaggio et position de la coupe géologique, d'après Lluch, 1989.

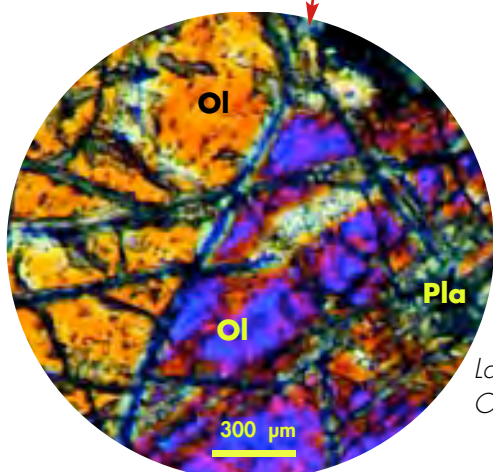
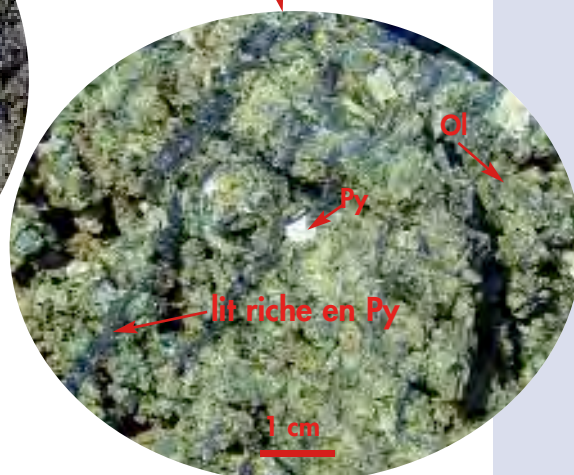
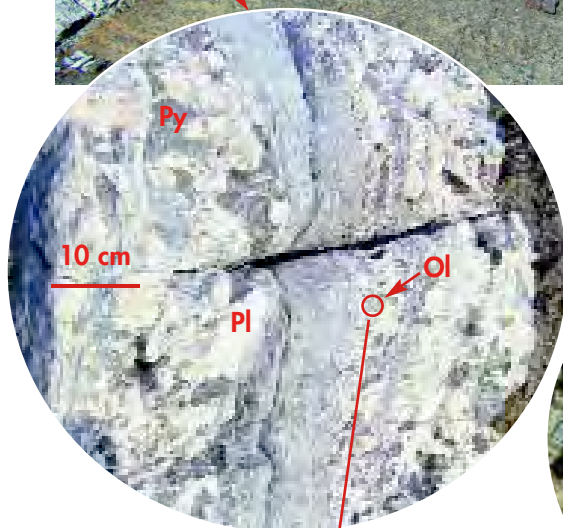
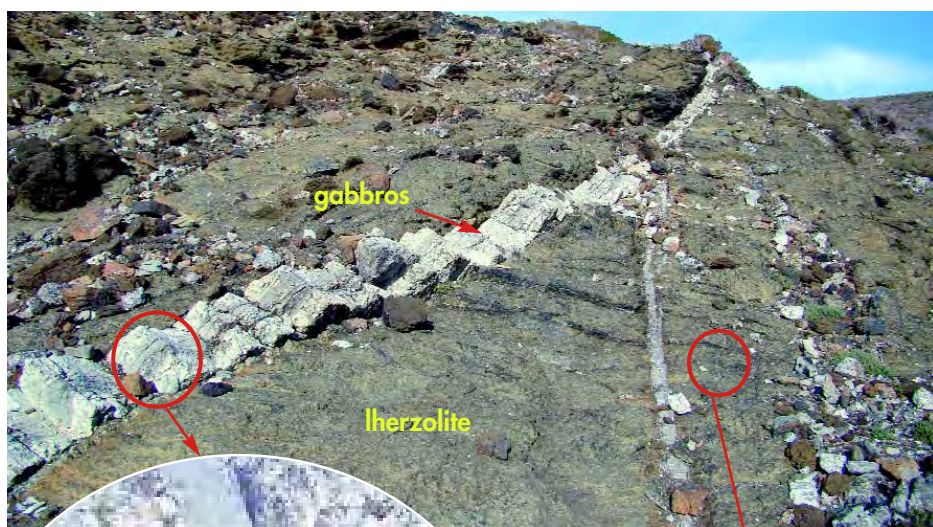
- Quaternaire
- Flysch calcaréo-gréseux du Sénonien ?
- Arkoses
- Brèche de Tamarone de l'Albo-Cénomanién
- Calcaires à encrines et à silex du Sinémurien
- Dolomies massives de l'Hettangien
- Calcaires argileux du Rhétien
- Dolomies à intercalations pélitiques du Norien
- Brèches tectoniques
- « Schistes lustrés »
- Granite à biotite écrasé

Monte Maggiore

Depuis Macinaggio, suivre la D 80 jusqu'à l'entrée de Botticello, puis la D 153. Environ 1,8 km après le village de Poggio, prendre la route à gauche en direction du sémaphore du Cap Corse. Quelques centaines de mètres avant le sémaphore, prendre le départ du sentier des douaniers vers Centuri. Le quitter rapidement et suivre plein ouest le talweg en direction du bord de mer. La klippe du massif ultrabasique du Monte Maggiore est une portion de manteau océanique ligure qui chevauche la croûte continentale inférieure de Centuri.

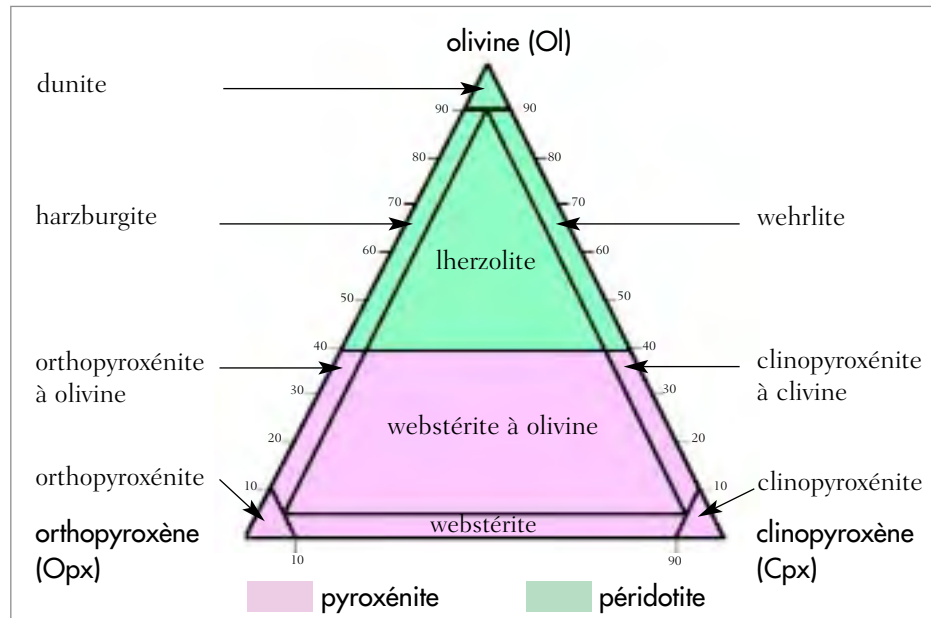
Ces affleurements exceptionnels permettent d'observer le processus de fusion partielle du manteau supérieur lors de son exhumation progressive, contemporaine de l'épisode d'amincissement lithosphérique ayant abouti à la création de l'océan alpin dès le Dogger.

Le Monte Maggiore est constitué de péridotites recoupées de filons de gabbro. Ces péridotites sont peu serpentinisées, sauf le long de fractures au sein du massif. Il s'agit ici essentiellement de lherzolites, passant localement à des harzburgites et dunites. La distinction entre ces différentes roches est basée sur la proportion, variable, du pyroxène qu'elles contiennent. Les lherzolites, équilibrées dans le domaine des lherzolites à spinelle* (profondeur comprise entre 30 et 80 km), contiennent en majorité de l'olivine (brunâtre car partiellement serpentinisée) et des cristaux sombres à vert-bronze d'orthopyroxènes* et clinopyroxènes. Le spinelle millimétrique (noir) complète la minéralogie de la roche. Les dunites, roches brunes uniformes à olivine mais sans pyroxène, forment des poches et bandes décimétriques au sein des lherzolites.



Vue d'ensemble du manteau lithosphérique et des filons de gabbro intrusifs dans ce dernier (en haut) et détails de la lherzolite litée (à droite) et des gabbros (à gauche).
Ol : olivine ; Py : pyroxène ;
Pl : plagioclase.

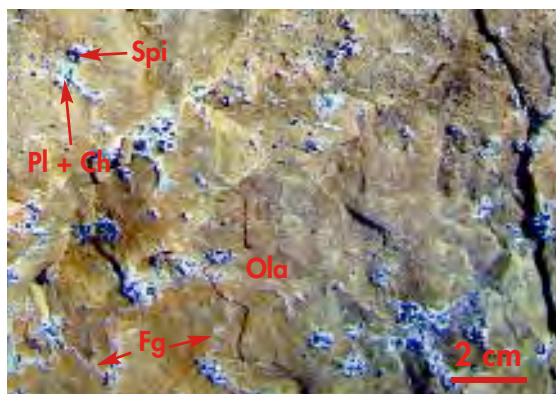
Lame mince de gabbro.
Ol : olivines, Pla : plagioclases altérés.



Classification minéralogique des roches ultrabasiques, en fonction de leur teneur en olivine, orthopyroxène et clinopyroxène.

Dans les dunites, une couronne blanchâtre bien visible de plagioclase entoure le spinelle (structure coronitique). Cette structure réactionnelle témoigne de la déstabilisation du spinelle et de sa transformation en plagioclase, par le biais de la réaction $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Spi} = \text{Ol} + \text{Pl}$. Le manteau s'est donc rééquilibré, au cours de son histoire océanique jurassique, dans le domaine des lherzolites à plagioclase (profondeur

<30 km) avant un épisode métamorphique ultérieur, d'âge alpin.

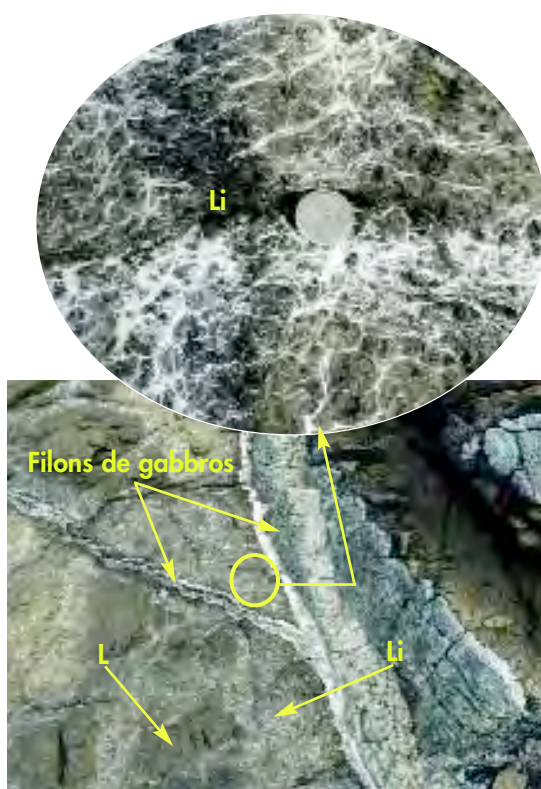


Dunite. Ola : olivines altérées ; Pl : plagioclase ; Ch : chlorite ; Spi : spinelle ; Fg : filonnets gabbroïques.

Poursuivant sa remontée vers la surface, la lherzolite à plagioclase traverse sa courbe de solidus*. Elle commence alors à fondre et produit des gouttes de liquide gabbroïque, représenté par le plagioclase (de couleur blanche), qui imprègne la roche aux joints de grains. Lorsque la fusion partielle augmente, sa composition change : la lherzolite se transforme en harzburgite puis dunite, par disparition progressive de la phase alumineuse, puis du clinopyroxène et enfin de l'orthopyroxène. Ce parcours est une hypothèse ; en fait la présence du spinelle dans les résidus de fusion que sont les dunites, divise la communauté scientifique quant à la nature des processus mantelliques à l'origine des différents faciès de péridotites (notamment les dunites) du Monte Maggiore. Au sein des péridotites imprégnées, les petites poches millimétriques de magma gabbroïque se connectent entre elles (phénomène de coalescence) et forment des

filonnets, plus ou moins sinueux, d'épaisseur d'abord centimétrique puis pluridécimétrique. Au final, les jus magmatiques collectés évoluent en spectaculaires filons de gabbro très clair, d'épaisseur décimétrique à métrique.

Ces derniers se sont mis en place le long de fractures verticales, rectilignes, dans un manteau encore chaud



*Lherzolite imprégnée (vue d'ensemble et de détail).
L : lherzolite ; Li : lherzolite imprégnée.*

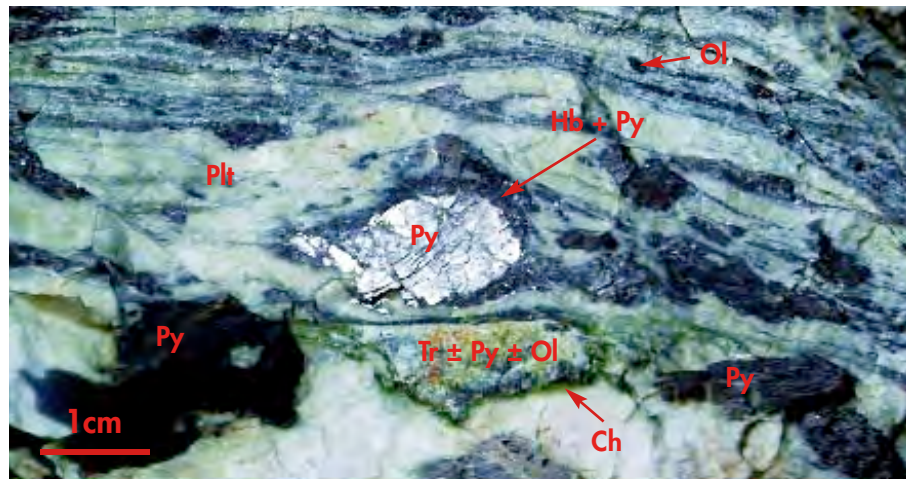
mais suffisamment rigide ($T < 1000\text{ °C}$) pour se fracturer.

Clinopyroxène et plagioclase, de taille pluricentimétrique, sont les deux minéraux essentiels du gabbro. La couleur dominante presque blanche de ces roches est due à l'abondance du plagioclase. L'olivine complète la minéralogie des gabbros. Ces filons de gabbro montrent une partie centrale à grains fins (cristaux millimétriques) et une bordure grenue (cristaux centimétriques). La partie centrale sert de conduit

d'acheminement du magma vers la surface.

Le clinopyroxène est en fait le plus souvent la seule phase magmatique primaire préservée des gabbros. En effet, une étude microscopique fine couplée aux observations macroscopiques, montre que ces derniers ont enregistré le métamorphisme et la déformation océanique de la lithosphère en cours de refroidissement, puis le métamorphisme alpin :

1- déformation mylonitique de BP-HT observable par endroits aux épontes des



Gabbro déformé à haute puis basse température. Pyroxènes à structure de type manteau-noyau et amas de trémolite entouré de chlorite. Plt : plagioclase transformé, Ol : olivine, Py : pyroxène, Tr : trémolite, Ch : chlorite, Hb : hornblende.

filons de gabbro : les pyroxènes magmatiques sont entourés par un assemblage de petits cristaux de clinopyroxènes recristallisés et d'amphiboles noires (hornblende brune) qui soulignent la foliation. Il s'agit d'une structure de type manteau-noyau, caractéristique de la recristallisation dynamique.

2 - transformation à BP-BT de l'olivine ($\pm$ pyroxène) en un assemblage à minéraux hydratés, trémolite-actinote

et chlorite, par le biais de la réaction $Ol + Opx + Pl + Eau = Tr + Ch$.

3 - transformation à HP-BT (faciès « schistes bleus ») du plagioclase, dans les gabbros comme dans les péridotites, en un assemblage finement cristallisé à zoïsité* et jadéite*, associées à la glaucophane. Cette paragenèse est née de la subduction du manteau, à grande profondeur, à un stade précoce de la tectonique alpine.



La tour d'Erbalunga est construite sur les métagabbros montrant un pendage vers l'est.

En résumé

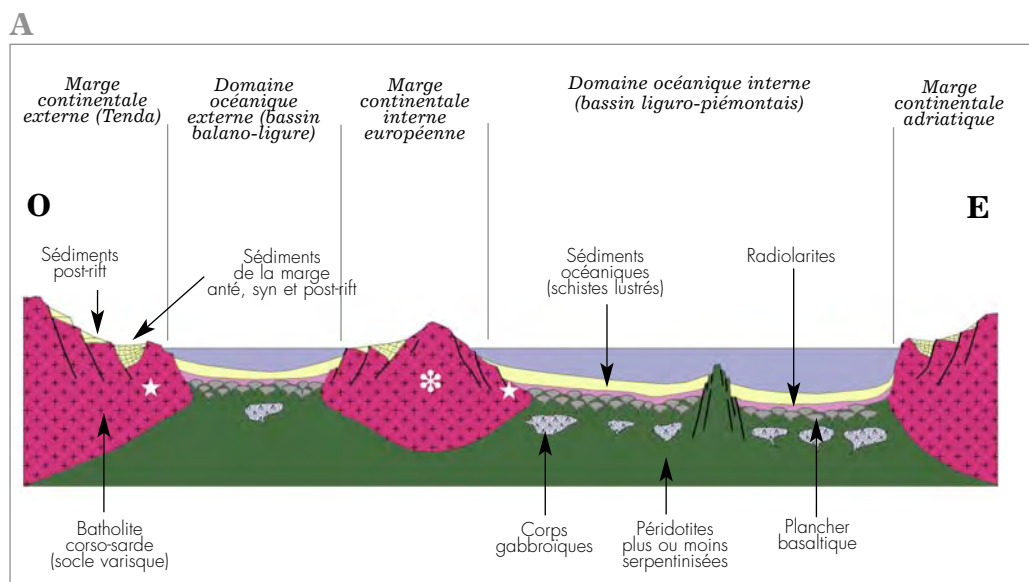
Modèles d'évolution géodynamique

Ces différents exemples de terrain ont permis de saisir la complexité de l'évolution géodynamique de la Corse alpine. Deux hypothèses ont été proposées pour mieux comprendre l'ensemble des observations de terrain illustrées dans ce guide. Ces deux modèles tentent également d'expliquer la mise en place des différentes nappes, la présence du métamorphisme de HP et le retour rapide à la surface de ces unités métamorphiques.

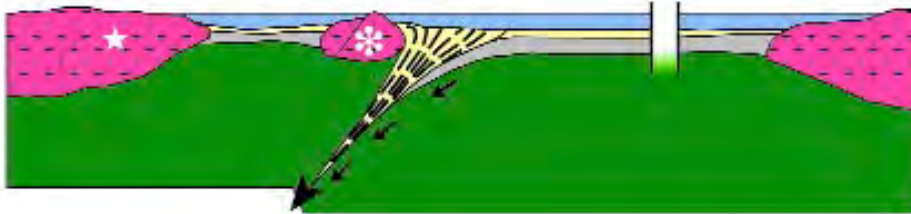
HYPOTHÈSE 1

Subduction à pendage ouest, évolution de la transversale Corse-Apennin, schémas modifiés d'après Lahondère, 1996 ; Lahondère et al, 1999.

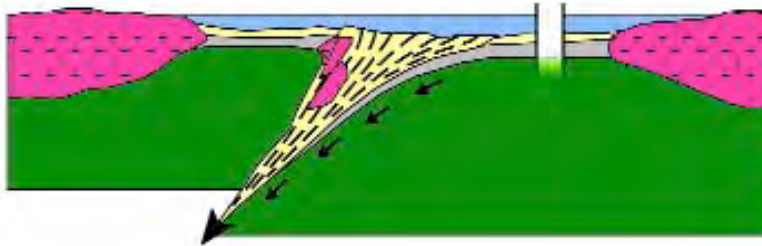
- A. Marges passives avant la convergence.
- B. Situation au Crétacé supérieur : initiation de la subduction, à pendage nord-ouest, du bassin liguro-piémontais.
- C. Au Paléocène, poursuite de la subduction, enfouissement des unités continentales internes et début du métamorphisme HP-BT.
- D. À l'Eocène moyen-supérieur, déformation des zones externes par obduction vers l'ouest des ophiolites type Balagne.
- E. À l'Oligo-Miocène basal, blocage de la subduction, charriage vers l'est des unités les plus internes et début de la surrection du prisme orogénique.
- F. Au Miocène supérieur, poursuite de la surrection des unités précédemment enfouies et amincissement de la marge adriatique.



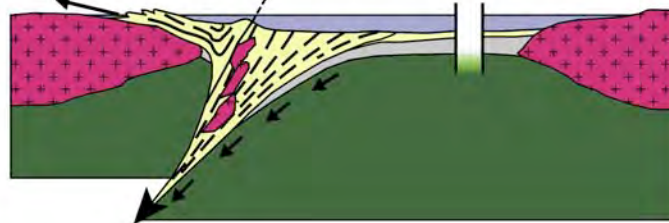
B



C



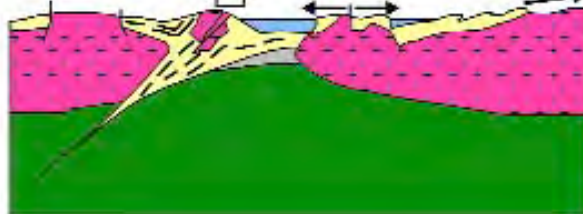
D



E



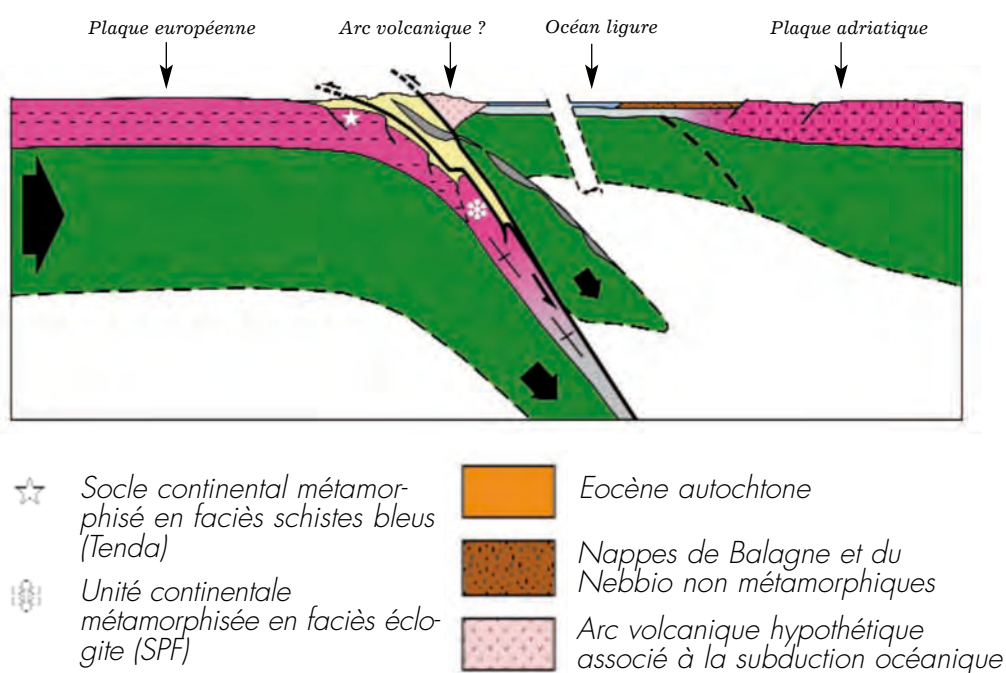
F

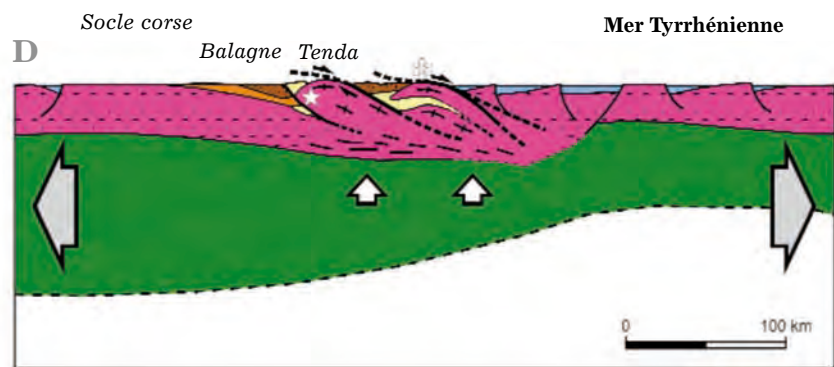
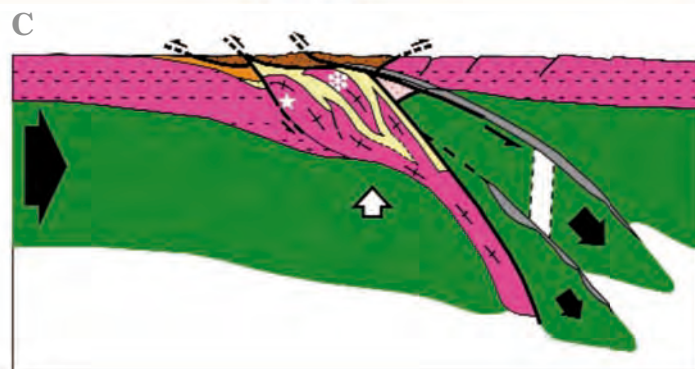


HYPOTHÈSE 2

Modèle d'évolution géodynamique de la Corse alpine, modifié d'après Malavieille *et al.*, 1998.

- A. Situation au Crétacé supérieur, subduction de la marge européenne sous l'océan Ligure et métamorphisme de HP-BT.
- B. À la fin du Crétacé, remontée des écailles crustales précédemment en subduction, exhumation des roches de HP et rupture lithosphérique.
- C. À l'Eocène, collision continentale, formation de la zone de cisaillement du Tenda et mise en place des nappes non métamorphiques.
- D. Au Miocène, extension de la chaîne, contemporaine de l'amincissement de la marge adriatique et réactivation des chevauchements en failles normales (dont la zone de cisaillement du Tenda).





 *Nappe des schistes lustrés avec lambeaux de croûte océanique*
 *Socle gneissique allochtone*

 *Socle hercynien autochtone*
 *Manteau*

Lexique

A

Actinote : variété d'amphibole, souvent de couleur verte.

Allochtone : terme qui s'applique à des terrains qui ont été déplacés sur de longues distances sur des terrains dits autochtones.

Amphibole : famille de minéraux silicatés, le plus souvent allongés. On distingue les amphiboles ferromagnésiennes, calciques (trémolite, actinote, hornblendes verte et brune...) et sodiques (glaucophane, riébeckite...).

Antiforme : vaste pli anticlinal déformant une structure déjà plissée. On parle d'antiforme de nappe.

Aphanitique : terme qui s'applique aux roches magmatiques qui ne montrent pas de cristaux discernables à l'œil nu.

Aquifère : formation géologique poreuse et perméable contenant une nappe d'eau souterraine (nappe phréatique) susceptible d'être exploitée.

Arénisé : terme appliqué à une roche qui est en train de se transformer en sable (arène).

Asthénosphère : couche déformable

du manteau supérieur, animée par des courants de convection et sur laquelle reposent les plaques mobiles de la lithosphère.

Autochtone : terme qui s'applique à des terrains qui, depuis leur formation, n'ont pas été déplacés par des mouvements tectoniques.

Automorphe : terme qui s'applique à un minéral qui se présente sous la forme d'un cristal parfait, limité par des faces cristallines.

B

Basalte : roche magmatique volcanique.

Bassin sédimentaire : dépression naturelle, formée par subsidence* et/ou tectonique, qui se trouve sur le domaine continental ou marin et qui réceptionne les différents flux sédimentaires à l'origine des roches sédimentaires.

Bathyal : caractérise le milieu marin profond (de 200 à 3000 m).

Batholite : massif de roches magmatiques plutoniques, de plusieurs dizaines à centaines de km².

Biocénose : ensemble des êtres vivants fossiles ou actuels en position de vie.

Bioclaste : débris de fossiles dans un sédiment meuble ou dans une roche sédimentaire consolidée.

Biotite (ou mica noir) : minéral silicaté ferromagnésien, facilement clivable en minces lamelles flexibles.

Boudinage : étirement d'une couche rigide entre deux couches plastiques avec formation de boudins.

Bryozoaires : groupe d'animaux métazoaires, coloniaux, fossiles ou actuels, des mers chaudes et peu profondes, sécrétant des loges calcaires.

C

Calcaire : roche sédimentaire carbonatée contenant au moins 50% de calcite* (Ca CO_3).

Calcarénite : roche sédimentaire biochimique et détritique dont les éléments (bioclastes et grains détritiques de 63 μm à 2 mm) sont liés par un ciment calcaire.

Calcirudite : même définition que pour calcarénite mais avec des éléments détritiques plus gros (supérieurs à 2 mm).

Calcite : minéral ubiquiste caractérisant les calcaires et les roches métamorphiques en dérivant.

Calcschiste : variété de schiste, très riche en carbonate de calcium.

Calpionelles : groupe de proto-

zoaires, marins pélagiques, exclusivement fossiles.

Canal de Corse : zone maritime entre la côte orientale de Corse et la Ride* de Pianosa.

Carbonate : minéral caractérisé par le groupement CO_3^{2-} .

Chaîne hercynienne : grande chaîne de montagne ancienne qui s'est formée au Dévonien-Carbonifère.

Charriage : chevauchement d'une dizaine à une centaine de km résultant d'un déplacement de formations géologiques.

Chlorite : famille de minéraux silicatés ferromagnésiens hydratés, de couleur verdâtre, en lamelles flexibles.

Cipolin (de l'italien cipolla, oignon) : ancien calcaire recristallisé par le métamorphisme.

Cirripèdes : groupe de crustacés marins fossiles et actuels constitués de plaques calcaires, vivant fixés.

Cisaillement : déplacement suivant un plan de cassure dans une masse rocheuse, lié à une contrainte principale oblique au plan de cassure.

Clinopyroxène : variété de pyroxène monoclinique.

Clivage : aptitude d'un minéral à se débiter suivant une famille de plans de moindre résistance bien définis.

Conglomérat : roche sédimentaire détritique formée de fragments de roches arrondis ou anguleux, liés par un ciment siliceux ou carbonaté.

Cornéenne : roche massive, dure, à grains très fins, quelquefois tachetée et de teinte foncée, issue du métamorphisme de contact.

Croûte : partie superficielle du globe terrestre, divisée en croûte continentale et en croûte océanique.

D

Dénudation : écroulement gravitaire accompagné d'une érosion active d'un édifice tectonique.

Détachement (faille) : se dit d'une faille normale, peu pentée, d'extension importante.

Diablastique : structure des roches métamorphiques montrant des minéraux allongés qui s'enchevêtrent.

Diallage : variété de pyroxène.

Discordance : position d'une couche sédimentaire sur des terrains plissés ou basculés antérieurement et érodés.

Dolérite : roche magmatique volcanique basaltique*.

Dolomie : roche sédimentaire carbonatée formée de carbonate double de calcium et de magnésium.

Ductile : se dit d'une faille profonde du niveau structural inférieur.

E

Epidote : minéral silicaté, en aiguilles, fibres, petits grains ou prismes allongés, en général de couleur verte. On distingue entre autres la pistachite et la zoïsité.

Eponte : surface limitant un filon de roche.

Événement messinien : concerne la mer Méditerranée. A la fin du Miocène, les communications avec l'Atlantique ayant cessé, la mer Méditerranée a connu une crise écologique, abaissement du niveau de la mer et dépôts d'évaporites avec toutes les conséquences aux niveaux floristique et faunistique.

Eustatisme : variation du niveau marin. La hausse (transgression) et la baisse (régression) ont une origine soit tectonique, soit climatique.

F

Faciès métamorphique : terme désignant un assemblage de minéraux du métamorphisme*.

Faille : zone de rupture à la suite de contraintes tectoniques avec déplacement de deux blocs rocheux. On distingue les failles normales (extension), les failles inverses (compression) et les failles de décrochement (décalage horizontal).

Feldspath : minéral silicaté en prismes, transparent, blanchâtre ou

coloré. On distingue les feldspaths alcalins potassiques (microcline, orthose...) et les feldspaths calcosodiques ou plagioclases.

Fente en échelon : ouverture de la roche due à un état de contrainte.

Filon : lame de roche (quelques centimètres à quelques mètres) intrusive dans un encaissant.

Flysch : succession rythmique de roches sédimentaires sur de grandes épaisseurs, mise en place par des courants de turbidité, en milieu marin profond.

Foliation : structure de certaines roches métamorphiques présentant une alternance de lits de minéraux différents.

Foraminifères : groupe de protozoaires, de dimensions allant du millimètre à quelques centimètres, exclusivement marins, benthiques ou pélagiques.

G

Gabbro : roche magmatique plutonique.

Gondwana : partie sud de la Pangée.

Grainstone : faciès de roche carbonatée indiquant un fort hydrodynamisme.

Granite alcalin : roche magmatique plutonique.

Granolépidoblastique : structure de certaines roches métamorphiques présentant une alternance de minéraux en grains et de minéraux en lamelles.

Grès arkosique : roche sédimentaire détritique. Grès grossier, contenant des feldspaths (25 % environ) et du quartz (< 75 %) et peu de débris anguleux de roches.

H

Hémigraben : structure tectonique constituée de failles normales ayant même regard.

I

Isoclinal : se dit d'un pli dont les flancs sont parallèles entre eux.

Isopaque : cf. pli*.

Isostasie : notion en rapport avec le champ de pesanteur de la Terre. C'est l'état d'équilibre hydrostatique qui serait réalisé au niveau d'une surface équipotentielle dite de compensation. Si l'équilibre isostatique est réalisé, l'anomalie est nulle. Si elle ne l'est pas, les masses superficielles auront tendance à monter (si l'anomalie est négative) ou à descendre (si l'anomalie est positive).

J

Jadéite : variété de pyroxène, plus ou moins vert, marqueur de métamorphisme HP.

K

Kink-band : flexuration d'un cristal ou d'un ensemble lithologique schistosé.

Klippe : portion d'une unité tectonique allochtone.

L

Lames minces de roches : leur réalisation par un litholamelleur nécessite plusieurs étapes et machines automatisées : **sciage** (tronçonneuse équipée d'un disque diamanté et d'un dispositif d'arrosage) de l'échantillon de roche jusqu'à l'obtention d'un parallélépipède rectangle ou « sucre » (40 mm x 25 mm x 5 mm) - **dressage** (tour lapidaire équipé d'un plateau en fonte, polisseuse, et utilisation d'un abrasif, carbure de silicium) - **surfaçage** jusqu'à l'obtention d'une surface plane et lisse sur le sucre - **collage** sur une lame de verre porte-objets (30 mm x 45 mm) (colleuse) - **usinage** jusqu'à ramener l'épaisseur du « sucre » à 200 µm puis à 30 µm (tronçonneuse équipée d'un disque diamanté, d'un système d'arrosage et d'une pompe à vide puis machine automatisée capable d'usiner) - **polissage** de la lame finie à l'oxyde d'aluminium.

Lawsonite : minéral silicaté en prismes, bleu pâle à incolore. Dans les roches magmatiques, il dérive de l'altération des plagioclases et est aussi un marqueur de métamorphisme HP.

Limite de dissolution des carbonates : dans le domaine marin, limite, à partir de laquelle les carbonates sont dissous.

Linéation : structure acquise tectoniquement par une roche et qui se traduit par des lignes parallèles entre elles.

Lithosphère : enveloppe externe solide de la planète constituée par la croûte (continentale ou océanique) et le manteau supérieur, d'une centaine de km d'épaisseur.

Lydienne : roche sédimentaire, siliceuse, noire dans laquelle on peut trouver des radiolaires.

M

Macle : association de deux ou plusieurs individus de la même espèce minérale suivant des angles précis.

Magma : bain naturel de minéraux silicatés en fusion, pouvant contenir des cristaux ou des fragments de roches en suspension.

Magmatisme calco-alkalin : terme qui désigne un type de magmatisme ou une roche contenant en quantité équivalente des minéraux alcalins et calciques.

Manteau : enveloppe de matière dense, d'environ 2900 km d'épaisseur située entre la croûte et le noyau. Le manteau est constitué de péridotites.

Marge continentale : région du raccord entre les fonds océaniques et le continent. On distingue les marges continentales passives et actives.

Marne : roche sédimentaire constituée d'un mélange de calcaire et d'argile (35 à 65 %).

Métamorphisme : transformation d'une roche initialement solide dans des conditions de pression et de température différentes de celles de sa formation et entraînant des modifications minéralogiques et/ou chimiques.

Mica blanc : famille de minéraux silicatés alumineux, blancs nacrés, composés de feuillets, se déformant en lamelles flexibles et élastiques. Ils sont présents dans certains granites (muscovites) et dans les roches métamorphiques (séricite dans les schistes et micaschistes).

Microcline : variété de feldspaths.

Mylonite : roche finement broyée ayant subi à chaud une déformation plastique intense.

N

Nappe : ensemble de terrains qui a été déplacé sur des distances plus ou moins importantes, à la suite d'un phénomène tectonique compressif et qui recouvre un autre ensemble.

Nappe phréatique : cf. aquifère.

O

Obduction : transport d'une partie de la croûte océanique sur un domaine de croûte continentale.

Océan alpin : espace océanique ouvert entre l'Europe et l'Apulie et qui s'est refermé lors de la collision qui a donné les Alpes.

Olistolite : masse rocheuse indurée ayant subi un transport dans un bassin de sédimentation.

Olivine : minéral ferromagnésien. L'altération de ce minéral donne des serpentines (silicates hydratés de Fe et Mg).

Ophiolite (du grec ophis, serpent) : ensemble de roches variées allant du vert tendre au vert sombre, constituant les « roches vertes ».

Ortho (gneissique) : préfixe utilisé dans la nomenclature des roches métamorphiques, indiquant ainsi que la roche originelle était une roche magmatique.

Orthopyroxène : variété de pyroxène orthorhombique.

Ostracodes : groupe de crustacés aquatiques fossiles et actuels, de taille millimétrique, dont le corps est protégé par une carapace.

P

Paléogéographie : reconstitution de la géographie du passé.

Paléomagnétisme : étude du champ magnétique de la Terre dans le passé.

Pendage : inclinaison d'un plan. Il est défini par l'horizontale du plan et par la ligne de plus grande pente.

Pélite : terme désignant une roche sédimentaire consolidée à grains très fins (inférieurs à 63 μm).

Péridotite : roche magmatique du manteau supérieur, foncée (verdâtre à noirâtre), formée essentiellement de minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxènes) et accessoirement de minéraux alumineux (grenat...).

Porphyroblastique : structure des roches métamorphiques présentant des cristaux de grande taille (porphyroblastes) dans une matrice de cristaux fins.

Porphyroclaste : grand fragment d'un cristal dans une roche qui a été déformée.

Pli : déformation ductile d'une surface plane ou non, pouvant prendre la forme d'une voûte (pli anticlinal) ou d'une cuvette (pli synclinal). On distingue des plis isopaques (l'épaisseur des couches reste constante) et anisopaques.

Pyroxène : famille de minéraux silicatés ferromagnésiens, présentant en proportion variable du Ca et du Na, en prismes plus ou moins allongés, à couleur variable (noire,

verte, grise, violacée). On distingue les orthopyroxènes* et les clinopyroxènes* (avec les ferromagnésiens et calciques (diopside, augite, diallage*...) et les alcalins (jadéite*...). L'altération des pyroxènes peut donner des serpentines ou des amphiboles fibreuses.

Q

Quartzite : roche siliceuse très dure, riche en quartz, de couleur blanchâtre, grisâtre ou rougeâtre, provenant soit de la cimentation par diagenèse d'un grès quartzeux (quartzite sédimentaire), soit du métamorphisme de bancs de grès très quartzeux (quartzite métamorphique avec recristallisation du ciment quartzeux originel), d'une radiolarite ou d'un filon de quartz.

R

Radiochronologie : ensemble de méthodes de datation basées sur les propriétés de désintégration radioactive de certains éléments.

Rejet : ampleur du déplacement causé par les mouvements de blocs au niveau d'une faille.

Rétrograde : terme s'appliquant au métamorphisme, lorsque la transformation correspond à une diminution des conditions de température et de pression pour lesquelles la roche métamorphique initiale s'était équilibrée. Ex.

métamorphisme rétrograde le long des fractures ou circulent des fluides (eau, dioxyde de carbone) qui vont déstabiliser les minéraux déjà formés.

Rhodophycées : groupe d'algues rouges marines possédant un thalle rigide calcaire, encroûtant ou dressé.

Rhyolite : roche magmatique volcanique, de couleur variée, de même composition qu'un granite mais ayant une texture différente avec des cristaux de quartz et de feldspaths et de rares cristaux ferromagnésiens baignant dans un verre.

Ride de Pianosa : relief sous-marin allongé nord-sud entre le canal* de Corse et la Toscane.

Rifting : période conduisant à un amincissement crustal, puis à un fossé d'effondrement.

Roches vertes : en Corse, roches de teinte sombre regroupées sous le terme d'ophiolites (anciennes roches volcaniques sous-marines) : pillow-lavas (laves en coussins), gabbros, péridotites et serpentinites.

S

Schistes lustrés : terme désignant :
- une roche métamorphique à grain fin à moyen, finement schisteuse, de couleur grise à verdâtre, pouvant contenir des micas blancs (séricite) ou vert (chlorite) et parfois de la calcite.
- un ensemble de roches métamorphiques composé de calcschistes, de

roches vertes (ophiolites métamorphiques), de pélites, de cipolins ou de quartzites suivant les régions et qui résultent du métamorphisme d'anciens sédiments marins.

Schistes bleus : cf. faciès métamorphiques (rabat de 4° de couverture).

Schistosité : concerne les roches métamorphiques et consiste en l'acquisition d'un feuilletage sous l'effet d'une pression perpendiculaire à ce feuilletage.

Séricite : variété de micas blancs.

Serpentinite : roche assez compacte, verte le plus souvent, avec des tons variés, rappelant une peau de serpent. Elle dérive par altération hydrothermale et/ou métamorphisme de roches magmatiques basiques ou ultrabasiques. Elle est composée généralement d'antigorite et/ou de chrysotile (minéraux fibreux provenant de la transformation de l'olivine et des pyroxènes et appartenant au groupe minéralogique des serpentines), accompagnés d'oxydes de fer et parfois de reliques de minéraux originels.

Solidus : courbe séparant dans un diagramme PT le passage d'une roche de l'état liquide à l'état solide (et vice versa).

Sparite : calcite bien cristallisée (spathique) à cristaux de taille supérieure à 10 µm constituant le ciment de certaines roches carbonatées.

Sphène : minéral silicaté, de couleur jaune-miel, brun, rougeâtre et de forme en toit de maison.

Spinelle : famille d'oxydes d'aluminium et de magnésium (magnésium remplacé totalement ou partiellement par du fer, aluminium remplacé totalement ou partiellement par du zinc ou du chrome).

Stilpnomélane : minéral silicaté, aplati, brun-foncé, dont la composition chimique est proche de celle des chlorites, bien que plus riche en fer et rencontré dans certaines roches métamorphiques.

Subduction : ensemble de phénomènes correspondant au plongement d'une plaque sous une autre plaque (océanique/continentale ou océanique/océanique ou continentale/continentale).

Subsidence : mouvement d'affaissement affectant le fond d'un bassin sédimentaire sous le poids de ses dépôts.

Substratum : terme très général qui désigne ce sur quoi repose une formation géologique.

Synforme : vaste pli synclinal déformant une structure déjà plissée. On parle de synforme de nappe.

T

Tectonique : science étudiant les déformations des roches.

Transgression : cf. eustatisme*.

Turbidite : couche de sédiments détritiques déposés en une fois par un courant de turbidité, c'est-à-dire un mouvement d'une masse d'eau très dense qui s'écoule par gravité avec une grande vitesse (100 km/h).

X

Xénomorphe : se dit d'un minéral qui bien que cristallisé présente une forme quelconque, les faces caractéristiques de son système cristallin n'ayant pu se développer (développement empêché par l'absence de place, par exemple).

Z

Zircon : minéral silicaté, en prismes allongés ou grains arrondis, à teintes variées, avec souvent des traces de Thorium et d'Uranium radioactifs.

Zoisite : variété d'épidote.

Références bibliographiques

Amaudric du Chaffaut S. (1982). Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. Presses de l'Ecole Normale Supérieure, 15, 133 p.

Amaudric du Chaffaut S., avec la collaboration de Salotti M. (1986). La zone de Corte, un véritable « modèle réduit » des chaînes alpines. Collection géologie régionale 2, éditions du CRDP de la Corse, 12 diapositives, 50 p.

Arrighi J. et Giorgetti F. (1991). Les roches ornementales de Corse, Editions Le Temps Retrouvé, 150 p.

Bézert P. (1990). Les unités alpines à la marge du massif cristallin corse : nouvelles données structurales, métamorphiques et contraintes cinématiques. Thèse de doctorat, Université de Montpellier (France), 352 p.

Bézert P. et Caby R. (1988). Sur l'âge post-bartonien des événements tectono-métamorphiques alpins en bordure orientale de la Corse cristalline (Nord de Corte). Bulletin de la Société géologique de France, 6, 965-971.

Brunet C., Monié P., Jolivet L., Cadet J.P. (2000). Migration of compression and extension in the Tyrrhenian sea, insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. Tectonophysics, 321, 127-155.

Caron J.M. (1977). Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Thèse de doctorat, Université de Lyon (France), 326 p.

Daniel J.M., Jolivet L., Goffé B., Poinssot C. (1996). Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachment of Corsica. Journal of Structural Geology, 18, 41-49.

Delcey R. et Meunier A. (1996). Le massif du Tenda (Corse) et ses bordures. Bulletin de la Carte Géologique de France, 278 (65), 237-251.

Dercourt J., Paquet J., Thomas P., Langlois C. (2006). Géologie : objets et méthodes, 12^{me} édition, Dunod éd., Paris, 470 p.

DeWever P., Danellian T., Durand-Delga M., Cordey E., Kito N. (1987). Datations des radiolarites post-ophiolitiques de Corse alpine à l'aide des Radiolaires. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 305, 893-900.

Durand-Delga M. et collaborateurs (1978). *Corse. Guides géologiques régionaux*, Masson éd., 208 p.

Durand-Delga M. (1984). Principaux traits de la Corse alpine et corrélation avec les Alpes ligures. *Mémoire de la Société Géologique Italienne*, 28, 285-329.

Egal E. (1989). *Tectonique de l'Eocène en Corse. Thèse de doctorat, Université de Lyon 1 (France)*, 133 p.

Egal E. (1992). Structures and tectonic evolution of the external zone of Alpine Corsica. *Journal of Structural Geology*, 14, 1215-1228.

Egger C. et Pinaud M. (1998). Etude tectono-métamorphique et comparaison des styles de déformation dans le socle granitique et sa couverture des schistes lustrés en Corse septentrionale. *Mémoire de Master, Université de Neuchâtel (Suisse)*, 211 p.

Ferrandini M., Ferrandini J., Löye-Pilot M.D., Butterlin J., Cravatte J., Janin M.C. (1996). Le Miocène du bassin de Saint-Florent (Corse) : modalités de la transgression du Burdigalien supérieur et mise en évidence du Serravallien. *Geobios*, 31(1), 125-137.

Ferrandini J., Ferrandini M., Rossi Ph., Savary-Sismondi B. (2009). Définition et datation de la formation de Venaco (Corse) : dépôt d'origine gravitaire d'âge bartonien supérieur-priabonien. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris*, sous presse.

Foucault A. et Raoult J.F. (2005). *Dictionnaire de géologie*, 6ème édition, Dunod éd., 382 p.

Fournier M., Jolivet L., Goffé B., Dubois R. (1991). The Alpine Corsica metamorphic core complex. *Tectonics*, 10, 1173-1186.

Gattacceca J., Deino A., Rizzo R., Jones D.S., Henry B., Beaudoin B.,

Vadeboin F. (2007). Miocene rotation of Sardinia : new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 359-377.

Gauthier A. (1983). Roches et paysages de la Corse. Publications du Parc Naturel Régional de la Corse, 144 p.

Gauthier A. (2006). Des roches, des paysages et des hommes. Albiana éd., 276 p.

Gibbons W. and Horak J. (1984). Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschists facies Schistes Lustrés nappe of NE Corsica. *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 95-113.

Jakni B. (2000). Thermochronologie par traces de fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures-Tanneron. Thèse de doctorat, Université de Grenoble1 (France), 346 p.

Jauzin A., Pilot M.D., Orszag-Sperber F. (1976). Carte géol. France (1/50 000) feuille Ghisonaccia (1119). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. Jauzin, M.D. Pilot, F. Orszag-Sperber (1976), 28 p.

Jauzin A., Pilot M.D., Orszag-Sperber F. (1976). Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Ghisonaccia (1119), Orléans : BRGM, 28p. Carte géologique par Jauzin A., Pilot M.D., Orszag-Sperber F. (1976).

Jolivet L. (1997). La déformation des continents. Exemples régionaux. Collection Enseignement des Sciences, Hermann éd., 413 p.

Jolivet L., Dubois R., Fournier M., Goffé B., Michard A., Jourdan C. (1990). Ductile extension in Alpine Corsica. *Geology*, 18, 1007-1010.

Jolivet L., Daniel J.M., Fournier M. (1991). Geometry and kinematics of ductile extension in alpine Corsica. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 278-291.

Jourdan C. (1988). Balagne orientale et massif du Tenda (Corse septentrionale). Etude structurale, interprétation des accidents et des déformations, reconstitutions géodynamiques. Thèse de doctorat, Université d'Orsay (France), 246 p.

Lacazedieu A. (1974). Contribution à l'étude géologique de la partie nord-est de la Balagne sédimentaire corse. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse (France), 124 p.

Lahondère D. (1988). Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les metabasites ophiolitiques de la région de Farinole (Corse). Bulletin de la Société géologique de France, 4, 579-586.

Lahondère D. (1996). Les schistes bleus et les éclogites à lawsonite des unités continentales et océaniques de la Corse alpine. Documents du BRGM, 240, BRGM éd., 285 p.

Lahondère D., Rossi Ph., Lahondère J.C. (1999). Structuration alpine d'une marge continentale externe : le massif du Tenda (Haute Corse). Implications géodynamiques au niveau de la transversale Corse-Apennins. Géologie de la France, 4, 27-44.

Lahondère J.C. (1983). Carte géol. France (1/50 000) feuille Bastia (1104). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Lahondère, R. Dominici, A. Bambier (1983), 37 p.

Lahondère J.C., Dominici R., Bambier A. (1983). Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Bastia (1104), Orléans : BRGM, 37p. Carte géologique par J.C. Lahondère (1983).

Lahondère J.C., Durand-Delga M., Lluch D., Guillou J.J., Primel L., Ohnenstetter M. (1992). Carte géol. France (1/50 000), feuille Luri (1102). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Lahondère, D. Lahondère, D. Lluch, M. Ohnenstetter, R. Dominici et C. Vautrelle (1992), 50 p.

Lahondère J.C., Lahondère D., Lluch D., Ohnenstetter M., Dominici R., Vautrelle C. (1992). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Luri (1102). Orléans : BRGM, 50 p. Carte géologique par J.C. Lahondère, M. Durand-Delga, J.J. Guillou, L. Primel et M. Ohnenstetter (1992).

Lahondère D. et Guerrot C. (1997). Datation Sm-Nd du métamorphisme éclogitique en Corse alpine : un argument pour l'existence au Crétacé supérieur d'une zone de subduction active localisée sous le bloc corso-sarde. Géologie de la France, 3, 3-11.

Leconte-Tusoli S. et Franceschini L. (2006). Guide archéologique de la Corse. Albiana éd., 141 p.

Lluch D. (1989). Les unités à matériel sédimentaire supra « schistes lustrés » de Saint-Florent et de Macinaggio (Corse du Nord). Thèse de doctorat, Université de Toulouse (France), 204 p.

Malavieille J., Chemenda A., Larroque C. (1998). Evolutionary model for Alpine Corsica: mechanism for ophiolite emplacement and exhumation of high-pressure rocks. *Terra Nova*, 10, 317-322.

Mattauer M., Faure M., Malavieille J. (1981). Transverse lineation and large scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *Journal of Structural Geology*, 3(4), 401-409.

Molli G., Tribuzio R., Marquer D. (2006). Deformation and metamorphism at the eastern border of the Tenda Massif (NE Corsica): a record of subduction and exhumation of continental crust. *Journal of Structural Geology*, 28, 1748-1766.

Nicollet C., Chazot G., Cloquet C. (2001). Evolution géodynamique d'une portion de manteau : pétrologie et trajet P-T-t des lherzolites et gabbros associés du Monte Maggiore, Cap Corse. Journées de la Société Géologique de France, Clermont Ferrand.

Ohnenstetter D. et Ohnenstetter M. (1975). Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. Thèse de spécialité, Université Nancy I.

Ottaviani-Spella M.M. (2006). Géologie et histoire du marbre de Corte. Conférence proposée par la Société Historique de Corte et présentée le 03/05/2006 à l'Hôtel de Ville de Corte.

Parsy-Vincent A. (1974). Contribution à l'étude géologique de la partie sud-ouest de la Balagne sédimentaire corse. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse (France), 79 p.

Piccardo G.B. and Guarnieri L. (2009). The Monte Maggiore peridotite (Corsica, France): a case study of mantle evolution in the Ligurian Tethys. *The Geological Society of London, special publications*, In press.

Rossi P. (2000). La Corse. *Géologues*, 125/126, 27-29.

Rossi P., Durand-Delga M., Cocherie A. (1993). Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge stéphanien supérieur-permien inférieur en Corse. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 316 (II), 1779-1788.

Rossi P., Durand-Delga M., Caron J.M., Guieu G., Conchon O., Libourel G., Loÿe-Pilot M.D., Ollé J.J., Péquignot G., Potdevin J.L., Rieuf M., Rodriguez G., Sedan O., Vellutini P.J., Rouire J. (1994). Carte géol. France (1/50 000), feuille Corte (1110). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Rossi et al. (1994), 150 p.

Rossi P., Durand-Delga M., Caron J.M., Guieu G., Conchon O., Libourel G., Loÿe-Pilot M.D., avec la collaboration de Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Ferrandini J., Rouire J., Dominici R. (1994). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Corte (1110). Orléans : BRGM, 150p. Carte géologique par P. Rossi et al. (1994).

Rossi P., Lahondère J.C., Lluch D., Loÿe-Pilot M.D., Jacquet M. (1994). Carte géol. France (1/50 000) feuille Saint-Florent (1103). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Rossi, J.C. Lahondère, D. Lluch, M.-D. Loÿe-Pilot et coll. (1994), 93 p.

Rossi P., Lahondère J.C., Lluch D., Loÿe-Pilot M.D. avec la collaboration de Braud J., Dominici R., Dubois R., Durand-Delga M., Ferrandini J., Lahondère D. (1994) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Saint Florent (1103), Orléans : BRGM, 93p. Carte géologique par P. Rossi, J.C. Lahondère, D. Lluch, M.D. Loÿe-Pilot et M. Jacquet (1994).

Rossi Ph., Durand-Delga M., Lahondère J.C. et coll. (Baud J.P., Egal E., Lahondère D., Laporte D., Lluch D., Loÿe M. D., Ohnenstetter M. et Palagi P.) (2001). Carte géol. France (1/50 000) feuille Santo-Pietro di Tenda (1106). Orléans : BRGM. Notice explicative par Rossi Ph., Durand-Delga M., Lahondère J.C., Lahondère D. (2001), 224 p.

Rossi Ph., Durand-Delga M., Lahondère J.C., Lahondère D. (2001). Notice explicative de la carte géol. France (1/50 000) feuille Santo-Pietro di Tenda

(1106). Orléans : BRGM, 224p. Carte géologique par Rossi Ph., Durand-Delga M., Lahondère J.C. et coll. (Baud J.P., Egal E., Lahondère D., Laporte D., Lluch D., Loÿe M.D., Ohnenstetter M. et Palagi P.) (2001).

Warburton J. (1986). The ophiolite-bearing Schistes Lustrés nappe in Alpine Corsica: a model for the emplacement of ophiolites that have suffered HP/LT metamorphism. Geological Society of America Memoir, 164, 313-331.

Waters C. N. (1989). The metamorphic evolution of the Schistes lustrés ophiolite, Cap Corse, Corsica. In Evolution of Metamorphic Belts, edited by J.S. Daly, R.A. Cliff & B.W.D. Yardley. Geological Society, London, Special Publications, 43, 557-562.

Yardley B.W.D. (1989). An introduction to metamorphic petrology, Essex. Longman Harlow ed., 248 p.

CRÉDITS PHOTOGRAPHIQUES

Virginie Brunini : p. 12b.

Laurent Ciancaleoni : p. 71 ; p. 75b ; p. 76 ; p. 85 ; p. 86b ; p. 87 ; p. 88 ; p. 90h ; p. 91b ; p. 93 ; p.100 ; p.101.

Jean-François Cubells : p. 12 h ; p. 13h ; p. 30 et 31 ; p. 32 ; p. 43b ; p. 44h ; p. 44m ; p. 45b ; p. 47 ; p. 48m ; p. 49 ; p. 50 ; p. 51m ; p. 51b ; p. 52 ; p. 53 ; p. 60 ; p. 61b ; p. 64h ; p. 66 ; p. 67 ; p. 81 ; p. 90b.

Jean Ferrandini : p. 35 ; p. 36 ; p. 37 ; p. 40 ; p. 56 ; p. 59 ; p. 61h ; p. 63 ; p. 64b ; p. 65 ; p. 77 ; p. 80 ; p. 91h ; p. 92 ; p. 97.

Michelle Ferrandini : p. 11 ; p. 13 b, p. 17 ; p. 18, p. 20 ; p. 21 ; p. 22 ; p. 24 ; p. 23 ; p. 24 ; p. 25 ; p. 26 ; p. 27 ; p. 78 ; p. 79 ; p. 89 ; p. 98 ; p. 99.

Michel Luccioni : p. 82 ; p. 83.

Jérémy Martin : p. 94.

Marie Madeleine Ottaviani-Spella : p. 19 ; p. 28 ; p. 33b ; p. 34m ; p. 42b ; p. 43h ; p. 44b ; p. 45h ; p. 48b ; p. 51h ; p. 72 ; p. 73 ; p. 74 ; p. 75h ; p. 86h ; p. 97b.

Elisabeth Pereira : p. 33h ; p. 34h ; p. 34b ; p. 42h ; p. 48h ; p. 51g.

NOTES

This image shows a full page of a worksheet designed for handwriting practice. It consists of approximately 20 horizontal rows. Each row is defined by two parallel dotted lines, creating a series of uniform gaps where letters can be written. The entire page is white, and there are no margins or additional markings.

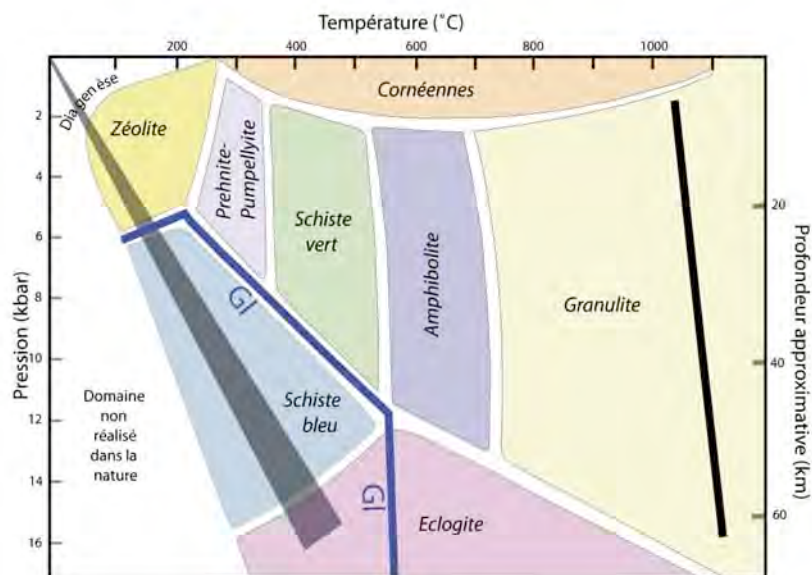
NOTES

[illegible]

NOTES

This image shows a full page of a handwriting practice worksheet. It consists of approximately 20 horizontal rows. Each row is defined by two parallel dotted lines, creating a series of uniform gaps for letter height. The entire page is otherwise blank, with no margins, text, or other markings.





Principaux faciès de métamorphisme en fonction de la pression et de la température, gradient métamorphique de HP-BT (triangle gris), limite de stabilité de la glaucophane (trait bleu) et solidus* du gabbro (trait noir), modifié d'après Yardley, 1989.

Sous le gradient métamorphique de haute pression-basse température, le gradient géothermique est faible : la pression croît sans élévation notable de température. Par exemple, un basalte né au niveau de la ride océanique prendra le faciès « schiste bleu » puis « éclogite » au fur et à mesure de son enfouissement dans une zone de subduction. Si l'exhumation de la roche a lieu rapidement, sans augmentation de température, elle passera dans le domaine des schistes verts lors de son retour vers la surface.

Chef de projet :	Jean-François Cubells
Illustrations :	Jean Delmotte
Maquette :	Évelyne Leca

Imprimé en France
© CCSTI « A Meridiana » - © CNDP - CRDP de Corse - © Université de Corse - 2009
Dépôt légal : novembre 2009
Éditeur n° 86 620
Directeur de la publication : Jean-François CUBELLS
N° ISBN : 978 286 620 236 1
Achevé d'imprimer sur les presses de
l'imprimerie Louis-Jean - 05 000 GAP

Réalisé dans le cadre de l'Année Internationale de la Planète Terre (AIPT), cet ouvrage présente, à travers cinq circuits géologiques dans la Corse alpine : le Fiumorbo, le Cortenais, la Balagne, le Tenda et le Cap Corse, un remarquable aperçu de toute la richesse géologique de l'île.

Il s'adresse :

- aux amateurs de géologie, qui y trouveront matière à mieux comprendre une partie de la géologie de la Corse et à en mesurer toute sa complexité ;
- aux professeurs des Sciences de la Vie et de la Terre, qui y puiseront non seulement des outils pour enseigner la géologie et ainsi appréhender, grâce à des exemples locaux, les grands phénomènes géodynamiques terrestres mais aussi des ressources leur permettant d'élaborer des activités pédagogiques ;
- aux étudiants qui pourront s'initier à la géologie de terrain et y trouver une démarche scientifique.

Le recueil est le fruit d'une première collaboration entre l'Université de Corse Pascal Paoli, le Centre de Culture Scientifique Technique et Industrielle "A Meridiana" et le Centre Régional de Documentation Pédagogique de Corse.



Réf. : 200 B 9979



9 782866 202361

