

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

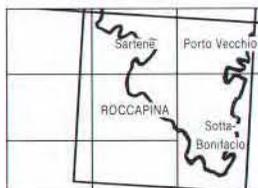
ROCCAPINA

par

J. MARRE, P. ROSSI, O. CONCHON
A. GAUTHIER

ROCCAPINA

La carte géologique à 1/50 000
ROCCAPINA est recouverte
par la coupure PORTO-POLLO-SARTENE (N° 267)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

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

par

**J. MARRE, P. ROSSI, O. CONCHON
A. GAUTHIER**

1994

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

— *pour la carte* : MARRE J., CONCHON O., GAUTHIER A. (1986). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Roccapina** (1126). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Marre, P. Rossi, O. Conchon, A. Gauthier (1994), 47 p.

— *pour la notice* : MARRE J., ROSSI P., CONCHON O., GAUTHIER A. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Roccapina** (1126). Orléans : BRGM, 47 p. Carte géologique par J. Marre, O. Conchon, A. Gauthier (1986).

© BRGM, 1994. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2126-8

SOMMAIRE

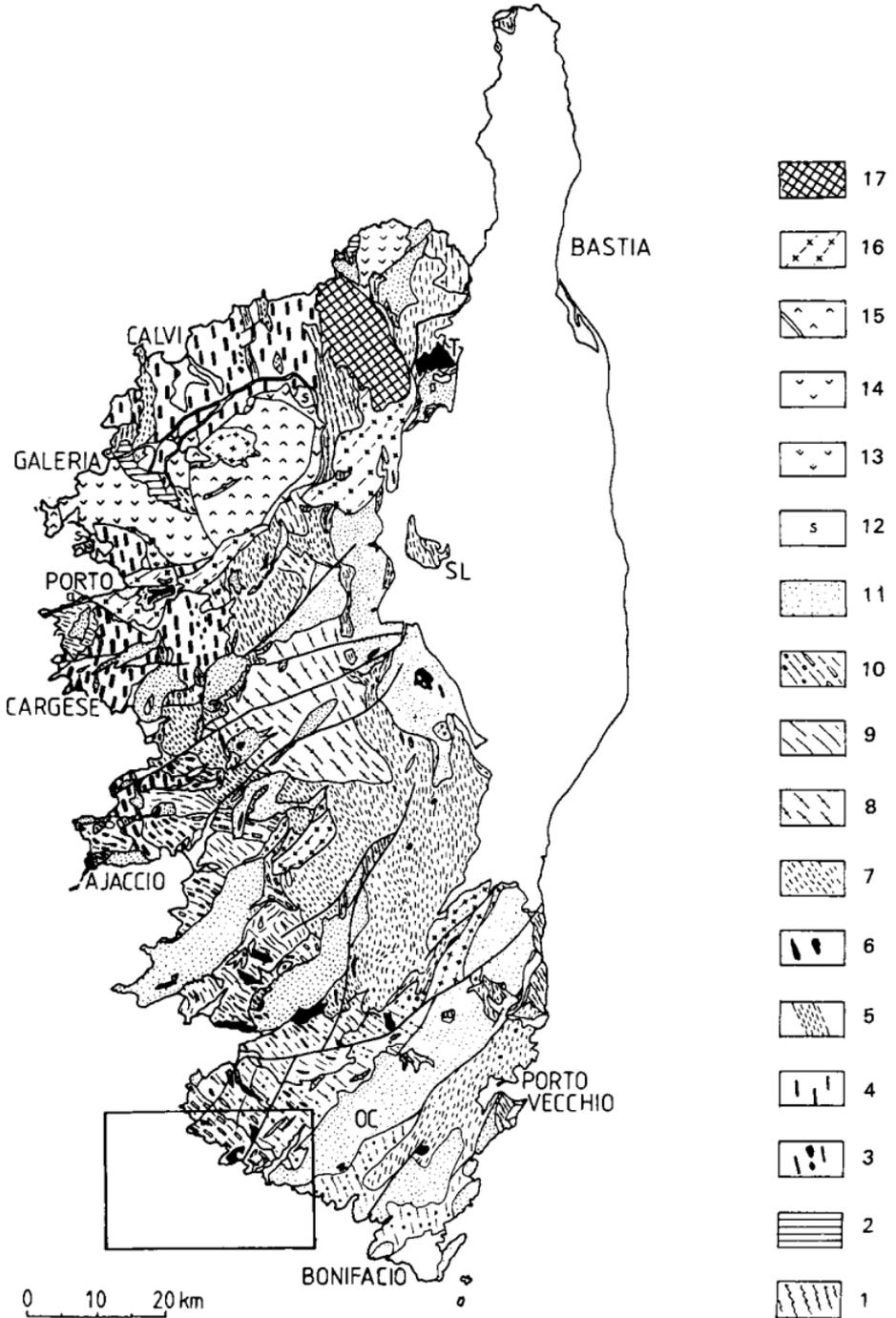
	Pages
RÉSUMÉ - ABSTRACT	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	7
<i>DESCRIPTION STRUCTURALE DE LA RÉGION DE ROCCAPINA DANS SON CADRE RÉGIONAL</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	12
<i>TERRAINS PLUTONIQUES</i>	12
<i>FILONS</i>	20
<i>FAILLES ET ZONES À MYLONITISATION LAMINAIRE</i>	21
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	21
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	29
RESSOURCES EN EAU	36
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	40
<i>DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE SOUS-MARINE</i>	40
<i>PRÉHISTOIRE</i>	41
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	42
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	42
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	47
AUTEURS	47

RÉSUMÉ

Les formations cartographiées sur la feuille Roccapina, dans le Sud-Ouest de la Corse, sont constituées d'intrusions de compositions variées, en majorité de granites, et de leur recouvrement sédimentaire quaternaire. Ces formations plutoniques calco-alkalines d'âge hercynien constituent la partie émergée de la coupure et ne représentent qu'un tiers de sa superficie totale de celle-ci. Toutefois, la présence de cette façade maritime est un atout qui permet, à l'occasion d'affleurements de grande qualité, de réaliser en bord de mer des observations exceptionnelles concernant les relations structurales entre intrusifs basiques et granitoïdes. Ces données de terrain apportent des faits tangibles qui permettent de concevoir les modalités de mise en place d'ensembles plutoniques, en appliquant au niveau du batholite un modèle établi à l'échelle mésoscopique.

ABSTRACT

Two thirds of the Roccapina sheet, in the southwest of Corsica, are occupied by the Mediterranean Sea. The geological units in the remaining one third consist of a variety of intrusive rocks, mainly granite, and their Quaternary sedimentary cover. The intrusions consist of Hercynian calc-alkaline rocks, the coastal exposures of which have enabled detailed observation of the structural relations between basic and granitoid intrusions. It has thus been possible to construct a model of emplacement of the various rock units on the mesoscopic scale and apply it to the batholith as a whole.



1 : socle métamorphique ; 2 : Paléozoïque ; 3 : roches basiques magnésio-potassiques U1 ; 4 : granitoïdes magnésio-potassiques U1 ; 5 : granitoïdes magnésio-potassiques leucocrates U1 ; 6 : roches basiques U2 ; 7 : granodiorites à grain fin U2 ; 8 : monzogranites à grain fin U2 ; 9 : granodiorites porphyriques U2 ; 10 : monzogranites à grain moyen-grossier U2 ; 11 : monzogranites leucocrates ; 12 : formations stéphaniennes ; 13 : volcanites andésitiques ; 14 : volcanites dacitiques à rhyolitiques ; 15 : volcanisme alcalin ; 16 : plutonisme alcalin ; 17 : intrusions post-batholite ; OC : massif leucomonzogranitique de l'Omu di Cagna ; T : massif mafique-ultramafique du Tenda ; SL : complexe de Santa-Lucia-di-Mercurio. Les lignes en tirets indiquent la disposition des figures de fluidalité dans chaque groupe

Fig. 1 - Carte schématique du batholite corse et localisation de la feuille Roccapina

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

L'emprise de la feuille Roccapina recouvre, dans le Sud-Ouest de la Corse, une région actuellement relativement désertique du point de vue de l'occupation humaine permanente. Elle fut cependant colonisée tôt lors de l'époque préhistorique : en effet, les traces de peuplement y sont nombreuses et bien conservées. Ainsi, au pied nord de la pointe Cauria (276 m), le dolmen de Funtanaccia — encore dénommé « a stazzona di u diavulu » (la forge du diable) —, est certainement le plus beau et le mieux conservé de Corse ; les alignements de menhirs y sont fréquents et leur nombre en fait les ensembles les plus importants de toute la Méditerranée.

Cependant, durant la saison estivale, de nombreux touristes fréquentent cette partie de l'île et en particulier la côte rocheuse, échan-crée par les golfes de Tizzano, Murtoli, Roccapina et par de nombreuses criques (« calas »), ainsi que les plages entre le Capu di Senetosa et la Punta di Caniscione. L'érosion a sculpté dans les granites, qui forment le substratum de toute la région, des rochers aux formes souvent torturées dans lesquelles l'imagination peut deviner, entre ciel et mer, des silhouettes dont certaines évoquent celles d'animaux, tel le rocher du fameux Lion de Roccapina qui domine la plage d'Erbaju.

Du point de vue morphologique, c'est un secteur d'altitude modérée, occupé à l'Ouest par des plateaux, comme celui de Cauria. L'altitude s'élève en direction de l'Est vers le massif de l'Omù di Cagna, le point culminant de la feuille s'élevant à 450 m à la Punta di Calata. Les structures NE-SW héritées de la tectonique fini-varisque contrôlent la direction des cours d'eau.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE

Toute l'étendue de la région couverte par la feuille Roccapina, ainsi que celle des coupures adjacentes (Sartene au Nord et Porto-Vecchio à l'Est), est constituée de granitoïdes. Ces roches appartiennent à un vaste ensemble qui s'étend depuis Île-Rousse, au Nord de la Corse, jusqu'au Capo Carbonara, au Sud de la Sardaigne, constituant ainsi le batholite corso-sarde (Orsini, 1980) ou sardo-corse (Bralia *et al.*, 1982). Ce batholite (fig. 1), jalon de l'ancien continent « pyrénéo-corso-sarde », défini par E. Argand (1924), et éclaté à la suite de la rotation des deux îles à l'Oligocène (Edel *et al.*, 1981), se situe au sein du rameau N-S de la chaîne varisque méridionale.

Son édification résulte de la mise en place successive, depuis le Carbonifère moyen jusqu'au Permien, de trois associations magmatiques.

Elle débute par l'intrusion, vers 340 Ma, d'une association plutonique « U1 » de roches mafiques ultrapotassiques et de roches intermédiaires à acides (monzonites à syénogranites), dont l'extension est actuellement restreinte à la partie corse du batholite où elle affleure sur la façade occidentale de l'île, depuis la région de Calvi jusqu'à Ajaccio. Le témoin le plus méridional reconnu à ce jour en Corse est situé sur la feuille Roccapina, à la Punta di Barcaju, et sa découverte contribua alors à clarifier la chronologie des intrusions magmatiques (Marre et Rossi, 1981).

Ce premier ensemble « U1 » est recoupé par un second groupe d'intrusions « U2 » de l'association calco-alcaline composite, dont les magmas produits sont exprimés à la fois en termes volcaniques et plutoniques. Les termes plutoniques sont les plus abondants à l'affleurement : ils constituent en effet la majorité de la Corse cristalline et la quasi-totalité de la coupure. Le volcanisme effusif et explosif, calco-alcalin bimodal andésitique et rhyolitique, est principalement connu au Nord d'une ligne Porto—Francardo. Les termes plutoniques sont formés de granodiorites et monzogranites (U2a) datés entre 312 ± 9 et 303 ± 9 Ma, que recoupent des leucomonzogranites (U2b) plus tardifs.

Des complexes mafiques-ultramafiques d'affinité tholéitique, datés vers 278 ± 25 Ma (Rossi *et al.*, 1992), ont une mise en place synchrone de ces derniers granites et représentent vraisemblablement des chambres magmatiques ayant pu alimenter le volcanisme andésitique. De tels intrusifs basiques peuvent être observés au Capu di Zivia, au Nord du golfe de Murtoli, où les excellentes conditions d'affleurement du bord de mer permettent de détailler les relations entre granitoïdes et complexe mafique. Les relations spatiales entre magmas basiques et granites sont contrôlées par leurs états rhéologiques mutuels. Ainsi, l'injection à un moment donné d'un même magma basique peut-elle se traduire, si elle se déroule dans un milieu fragile, par un filon « doléritique », ou bien par un « net veined complex » si elle intervient dans un magma granitique en cours de cristallisation, ou bien encore par un filon composite mixte acide-basique si la mise en place du magma basique accompagne celle d'un magma acide au sein de la même caisse filonienne.

Les leucomonzogranites (U2b), datés entre 300 ± 6 Ma (Maluski, 1977) dans le massif de l'Omu di Cagna à la lisière sud-est de la feuille, et 284 ± 10 Ma dans les Agriates, au Nord de la Corse (Rossi *et al.*, 1993), forment un groupe d'intrusions le plus généralement orientées NE-SW, sécantes sur les structures des intrusions précédentes et qui peuvent accompagner la mise en place des roches mafiques. Ils déterminent des reliefs importants, à l'instar de la falaise qui marque la bordure nord du massif de l'Omu di Cagna. Ces leucomonzogranites présentent des faciès subvolcaniques, ils percent par endroits leur toit de cornéennes en formant des filons de microgranites qui alimentent le volcanisme rhyolitique.

Les intrusions U3, d'affinité alcaline, sont formées d'appareils volcano-plutoniques, comme la caldera du Monte Cinto, ou bien d'édifices uniquement volcaniques, comme celui de la presqu'île de Scandola. Mises en place entre 290 et 250 Ma, elles clôturent l'activité magmatique majeure du batholite. Aucun témoin de ce magmatisme n'a été mis en évidence sur la coupure.

DESCRIPTION STRUCTURALE DE LA RÉGION DE ROCCAPINA DANS SON CADRE RÉGIONAL

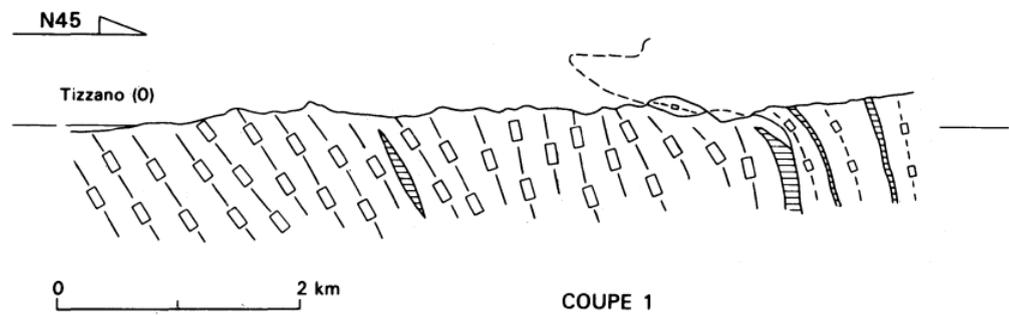
La région décrite ici est située à l'Est du golfe de Valinco et limitée au Sud par le grand pluton leucomonzogranitique de l'Omù di Cagna qui traverse toute l'île, selon une direction NE-SW. Le secteur considéré ci-après se situe sur la marge sud-ouest d'un grand appareil granodioritique qui s'étend jusqu'au Nord d'Ajaccio.

L'unité des **monzogranites porphyroïdes**, comme ceux de Tizzano, constitue une unité continue située à l'extrémité sud-ouest de la Corse, à l'extérieur du domaine granodioritique bien développé sur la feuille Sartene. Sa mégastructure régionale a une direction majeure NW-SE, avec un pendage moyen généralement vers le Sud-Est (fig. 2, coupe 1); les structures linéaires sont très peu inclinées vers le Sud-Est. Le monzogranite de Tizzano a donc une architecture en feuillet s'enfonçant vers le Nord-Est; il forme ainsi un corps parallèle à la terminaison méridionale des granodiorites du Rizzanese affleurant sur la feuille Sartene.

De petits massifs basiques sont inclus dans le monzogranite de Tizzano. Les corps situés à l'Ouest sont allongés parallèlement à la structure de l'encaissant; en revanche, ceux de Zivia et d'Ariale constituent un alignement NE-SW long de 7 km, qui traverse donc la mégastructure régionale du granite tout en montrant des orientations et des apophyses parallèles à celle-ci (fig. 2, coupe 2).

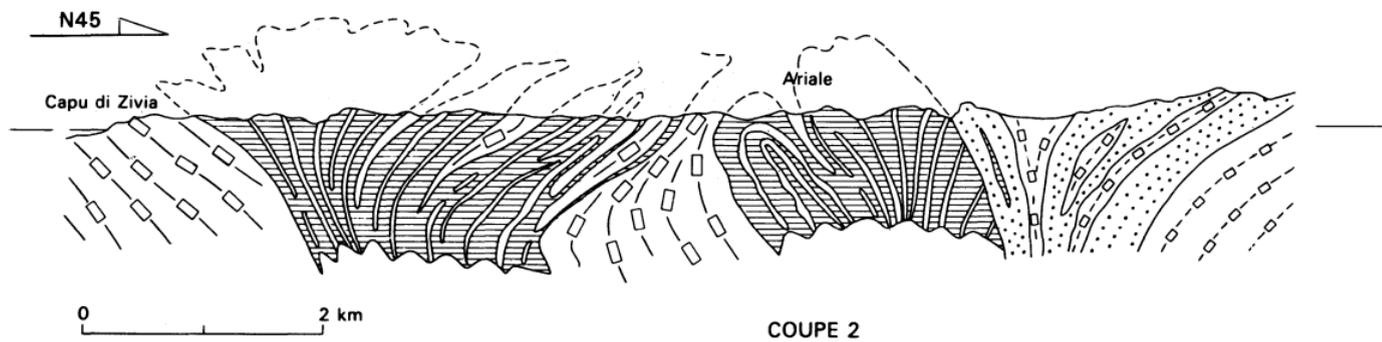
Le massif de Zivia, structuré NW-SE, est surtout constitué par des gabbros cumulatifs rubanés, situés dans la partie orientale du cap de Zivia, qui sont recoupés par des diorites à amphibole à grain fin. Les litages montrent une orientation variant entre N110 et N170, avec un pendage le plus souvent fort vers l'Est. Au Sud-Ouest du massif, des diorites à amphibole à grain moyen-fin, très redressées et d'orientation N140 avec une linéation verticale, recourent et reprennent en enclaves anguleuses les gabbros lités, ces derniers n'ayant jamais été observés en contact direct avec les granitoïdes. Au contact des monzogranites de Tizzano, les diorites, qui montrent des structures planaires nettes orientées NNE-SSW et pentées vers l'Est, voient leur grain devenir plus fin, ce qui pourrait indiquer leur postériorité par rapport aux monzogranites.

L'unité des **monzogranites à grain moyen-fin**, qui affleure sur les feuilles Sartene et Porto-Vecchio, se poursuit jusque sur la feuille Roccapina. Ces monzogranites constituent une grande unité continue



COUPE 1

-  Monzogranite à grain moyen-fin
-  Granodiorite à grain fin
-  Monzogranite à gros grain
-  Gabbro et/ou diorite



COUPE 2

Fig. 2 - Coupes structurales

de forme irrégulière. Elle apparaît dans la région de Levie au Nord-Est (feuille Porto-Vecchio) et se poursuit en une bande étroite vers le Sud-Ouest, puis se développe ensuite largement vers le Sud de Sartene.

Ces monzogranites forment un feuillet, dont la puissance est estimée à 7 km, qui s'enfoncé rapidement vers le Nord : il est ainsi localisé entre, au Nord, la granodiorite du Rizzanese qui est rebroussée à l'Ouest et recouverte à l'Est ; et le monzogranite de Tizzano au Sud, également recouvert suivant une discordance faiblement inclinée vers le Nord. Cette intrusion se met en place en profondeur au sein de la discontinuité qui s'ouvre entre la terminaison de l'appareil granodioritique et le feuillet monzogranitique de Tizzano : à un niveau plus élevé, elle tend nettement à s'extravaser au-dessus de ces deux unités.

Au Nord-Ouest de Giunchetto et jusqu'à Belvedere, sur la feuille Sartene, le monzogranite à grain moyen-fin recoupe le socle métamorphique, reconnu là sur une douzaine de kilomètres carrés, dont les affleurements les plus méridionaux apparaissent au Nord de la feuille Roccapina. Sa structure est celle d'un corps à pendage NE dont l'orientation est semblable à celle des granitoïdes qui l'enveloppent.

Les **leucomonzogranites** apparaissent sous deux formes de gisements :

- de grands plutons allongés du Nord-Est au Sud-Ouest, tel celui de l'Omù di Cagna, dont le rebord nord-ouest occupe le Sud-Est de la feuille ;
- des lames étroites et subverticales, orientées SE-NW ou NE-SW selon les secteurs, isolées ou bien rattachées sous forme de digitations aux grands plutons.

Tous ces corps sont discordants par rapport aux mégastructures régionales de leur encaissant. L'analyse structurale, par pétrofabrication et analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (Boyer, 1987), révèle que la mise en place de ces corps résulte de l'intrusion ascendante d'un magma déjà très fortement cristallisé, subissant, à toutes les échelles, les effets d'une distension NW-SE.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les premiers travaux géologiques concernant cette région ont été effectués à l'occasion du levé de la feuille Porto-Pollo—Sartene à 1/80 000 (Baldini, 1959 ; Maisonneuve, 1960). Ces travaux ont permis de définir une partie des roches qui constituent ce secteur. Les travaux pour l'établissement de la carte Roccapina ont débuté dès 1980 et ont fait suite au levé des feuilles Ajaccio (Rossi *et al.*, 1984) et Sartene (Marre et Conchon, 1985). Ils ont été menés en utilisant les méthodes de l'analyse structurale des granitoïdes (Marre, 1982), ce qui a conduit à identifier les intrusions plutoniques de ce secteur ainsi que leurs relations avec celles des feuilles voisines.

Après l'achèvement des levés, une étude géochimique à l'échelle du batholite, mais prenant en compte des matériaux constituant ces intrusions, a été menée par A. Cocherie (1984). Enfin, E. Boyer (1987) a effectué l'étude détaillée de la pétrofabrique des contacts entre les diorites de Zivia et les leucomonzogranites.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

ξ. **Micaschistes** (septum D 48). Ce panneau de micaschistes est formé de roches constituées par une trame riche en biotite très orientée; le quartz y est en petits grains xénomorphes et plus rarement en gros grains, alors disposés en lits discontinus. Reconnu sur une surface de l'ordre de 5 ha, il est orienté NW-SE conformément aux granodiorites à grain moyen-fin à biotite encaissantes. Il est à relier structurellement à ceux de Grossa et Belvedere, plus au Nord, où l'observation de bordures figées au contact entre granodiorites et micaschistes a permis de conclure que les phénomènes tectono-métamorphiques ayant affecté les micaschistes et les phénomènes plutoniques, sont nettement déphasés.

TERRAINS PLUTONIQUES (*Plutonisme carbonifère*)

Association calco-alkaline à caractère potassique

γ_s^{3K} . **Septum de monzonite quartzique à sphène, de Punta di Barcaju.** À mi-distance entre le phare de Senetosa et Tizzano, un septum décamétrique isolé de monzonite quartzique à sphène appartenant à l'association calco-alkaline à caractère potassique U1, est enclavé dans les monzogranites porphyroïdes $\rho\gamma^3$ de l'association calco-alkaline U2. Les mégafeldspaths potassiques y dessinent une structure planaire subparallèle à l'allongement N140 général du septum, et à fort plongement vers le Sud-Ouest. Le litage précédent est recoupé par le plan de contact avec le granite $\rho\gamma^3$ qui montre des structures planaires différentes orientées N110-70NE. Le septum se présente donc comme un corps allongé, disposé de façon oblique dans l'encaissant qui le recoupe; c'est un élément ramoné ou stoppé de l'encaissant lors de la mise en place du monzogranite porphyroïde calco-alkalin.

La roche a une texture grenue, à gros grain, avec des macrocristaux de feldspath potassique d'une taille pouvant aller jusqu'à 7 cm; elle présente donc une certaine hétérogénéité. Sa composition modale est intermédiaire entre celle d'une monzonite quartzique et d'une granodiorite.

Les plagioclases, souvent séricitisés, sont peu zonés (An 30-40) et sont nettement orientés. Les macrocristaux de feldspath potassique,

maclés Carlsbad, sont riches en inclusions de biotite, et surtout de plagioclase, disposées en zones concentriques. La biotite, fréquemment en agrégats, est le plus souvent associée à l'amphibole et aux opaques ; les lamelles sont fréquemment prehnitisées et/ou chloritisées ; la valeur de $X_{Fe} \approx 0,48$ dans la biotite est caractéristique de celle que l'on rencontre dans les granitoïdes magnésio-potassiques (en Corse : $0,44 < X_{Fe} < 0,52$). L'amphibole a une composition intermédiaire entre hornblende actinolitique et ferro-hornblende. Le clinopyroxène, très rare, est à l'état de reliques dans l'amphibole. Le minéral accessoire caractéristique des roches de cette association magmatique, la titanite (ou sphène), est automorphe, en sections atteignant jusqu'au millimètre ; elle peut inclure tous les autres accessoires : apatite zircon, sulfures, pyrite, chalcopyrite, ilménite (prédominante sur la magnétite qui est rare).

Une analyse chimique est donnée dans le tableau 1 (K 42).

Association calco-alkaline

Premier ensemble : gabbro-dioritique

γ - θ . **Diorite-gabbro.** Les conditions d'observation de ces roches sont de bonne qualité au bord de la mer, mais à l'intérieur du massif les affleurements sont rares et discontinus. L'ensemble des massifs basiques a été cartographié de façon uniforme ; cependant, il est possible d'y reconnaître plusieurs types de roches, identifiables par leurs caractères macroscopiques et microscopiques. On peut y distinguer globalement des roches sombres et lourdes, qui sont des cumulats de composition de gabbros et de gabbro-diorites, et des roches plus claires de composition de diorites ou de diorites quartziques.

• **Cumulats plagioclasiques.** Au Sud de Zivia, au bord du golfe de Murtoli, affleurent sur la piste côtière des roches vert très sombre, rubanées, à grain moyen (0,5 cm), très résistantes au choc, dans lesquelles on ne distingue à l'œil nu que le plagioclase de couleur grise et l'amphibole vert foncé disposés en lits centi- à décimétriques.

Le plagioclase et l'amphibole sont les constituants majeurs de la roche dont la composition modale est celle d'un gabbro à amphibole.

La texture est celle d'un cumulat réactionnel, le plagioclase représentant la phase cumulus, la plus largement développée, et l'amphibole une phase post-cumulus. Le plagioclase, en grands individus subautomorphes à automorphes, a une taille voisine de 4 mm ; il est très peu zoné (An 92-88 en moyenne) ; par endroits, mais non systématiquement, il est ourlé d'une fine couronne (0,02 mm) souvent discontinue non zonée An 63 à An 52 ; la transition entre cœur et bordure est brusque, mais le contact festonné témoigne de la déstabilisation du cœur calcique. Les ferromagnésiens sont regroupés dans les espaces intercumulus et incluent parfois de petits plagioclases calciques. L'amphibole verte (hornblende magnésienne) coexiste avec la cummingto-

Tableau 1. - Analyses chimiques de roches de la feuille Roccapina

		CLB 6	CLB 7	CLB 1	CLB 43	CLB 5	K 42
Coord.	X	544 610		544 850	544 360	544 430	
	Y	137 530		135 330	135 175	136 000	
SiO ₂		74,66	46,93	45,87	51,03	57,08	64,30
Al ₂ O ₃		13,36	17,08	23,61	18,37	16,98	16,10
Fe ₂ O ₃		2,23	13,57	7,75	12,53	8,18	4,19
MnO		0,06	0,17	0,14	0,21	0,14	0,09
MgO		0,2	5,96	4,17	3,41	3,88	2,44
CaO		1,58	10,08	12,54	6,87	6,8	3,22
Na ₂ O		3,27	2,11	1,91	2,84	2,9	3,54
K ₂ O		4,44	0,72	0,92	1,9	2,39	3,94
TiO ₂		0,21	1,61	0,73	1,32	0,87	0,58
P ₂ O ₅		0,04	0,15		0,54	0,16	0,33
P.F.		0,34	1,23	1,51	0,96	1,06	1,40
Total		100,39	99,61	99,15	99,98	100,44	100,13
U		3	0,31	0,4	1,1	2,4	
Th		14,7	1,29	1,39	3,03	4,76	
Ta		1,05	0,31	0,17	0,77	0,85	
Hf		3,6	75	1,04	3,77	3,14	
Zr		136	1,89	43	185	122	
Se		3,95	36,1	25,8	10,6	19,8	
Cr		10	43	96	9	36	
Co		3,5	45	23	28	23	
Ni		4,5	4,2	16	3,4	8	
Zn		41	86	76	126	82	
Cs		2,6	0,52	2,4	1,8	2	
Rb		158	16	55	60	85	
Sr		103	358	331	364	230	
Ba		490	118	129	484	402	
La		27,6	11,3	6,36	20,4	15,3	
Ce		53	24,7	13,7	48,2	34,1	
Nd		18,8	12,8	7,9		20,3	
Sm		3,27	3,3	1,93	5	5,1	
Eu		0,57	0,95	0,65	1,73	1,17	
Gd		2,66	3,2	1,94		5,1	
Tb		0,42	0,5	0,28	0,78	0,77	
Tm		0,31	1,62	0,16		0,48	
Yb		1,96	0,27	1,02		2,96	
Lu		0,36		0,19		0,64	
Somme T.R.		118	67	39		99	

Oxydes en %, éléments traces en ppm. Analyse des éléments majeurs par ICP/AES (CRPG, Nancy) et des éléments traces par activation neutronique (lab. Pierre-Süe, Saclay)

CLB 6 : Monzogranite porphyroïde

CLB 7 : Ferrogabbro-norite d'Ariale

CLB 1 : Gabbro à amphibole (Ariale)

CLB 43 : Gabbro-diorite (Cala di Brija)

CLB 5 : Gabbro-diorite de Zivia

K 42 : Monzonite quartzique à sphène de Punta di Barcaju.

nite, ces deux amphiboles pouvant être reconnues dans un même et seul individu en continuité optique. La hornblende se rencontre le plus souvent en plages xénomorphes entre les plagioclases cumulus ; on peut parfois y observer des reliques de clinopyroxène (témoin probable d'une phase intercumulus) ; elle développe plus rarement des agrégats de petits cristaux automorphes au contact des couronnes An 63. Les opaques, xénomorphes, sont surtout de l'ilménite. Le quartz, rare, est interstitiel et tardif. L'épidote, la calcite et la chlorite sont occasionnelles et résultent de réactions de basse température.

Une analyse chimique est donnée dans le tableau 1 (CLB 5).

• **Ferrogabbros du Farru (massif d'Ariale).** Les gabbros qui forment la colline du Farru (Ariale) affleurent bien au Nord-Ouest de la cote 57. Leurs relations avec l'encaissant de monzogranite porphyroïde n'ont pas été observées faute de conditions propices lors des levés.

Les roches ont un grain moyen à gros (inférieur à 0,5 cm). Elles sont très sombres, denses, et caractérisées par une patine souvent de couleur rouille, due à leur forte teneur en oxydes de fer. Plagioclases et amphiboles en sont les constituants majeurs, la magnétite étant l'oxyde prépondérant. La composition modale est celle d'un ferrogabbro-norite à amphibole.

La texture est grenue. Le plagioclase subautomorphe apparaît en lattes (3,5 mm en moyenne) où l'on distingue nettement deux zones : un cœur souvent très calcique (An 82) entouré par une couronne elle-même peu zonée (An 51-49) ; la limite entre cœur et couronne est toujours tranchée ; le plagioclase peut être aussi en petits individus (0,5 mm), de seconde génération, sans cœurs reliques, montrant parfois un zonage complexe ; dans tous les cas il est, de façon quasi-systématique, xénomorphe contre l'amphibole. Cette dernière a une composition de hornblende magnésienne ; elle se développe en cristaux de petite taille (0,6 mm) soit au contact avec (ou incluse dans) les plagioclases de seconde génération, soit en cristaux poëcilitiques incluant le plagioclase uniquement sous la forme de cœurs calciques ; dans ces grandes amphiboles, on ne rencontre que quelques rares reliques d'orthopyroxène. La biotite forme des cristaux déchiquetés (0,1 mm) se développant souvent à partir de l'amphibole ; elle est parfois prehnitisée et/ou chloritisée. Les opaques, xénomorphes, sont de cristallisation postérieure aux cœurs calciques des plagioclases ; magnétite, rutile et ilménite ont été reconnus. Le quartz xénomorphe, rare, comble des espaces interstitiels.

Des analyses chimiques sont données dans le tableau 1 (CLB 7 et CLB 1).

• **Gabbro-diorites de la Cala di Brija.** Ces gabbro-diorites recoupent les cumulats plagioclasiques à hornblende de Murtoli ; ils affleurent à l'Est de la Cala di Brija, sur la piste côtière.

Ce sont des roches grenues, à grain moyen à fin (1,5 mm), sombres. Les plus proches du contact avec les cumulats plagioclasiques montrent une nette orientation dessinée par l'alignement très net des ferroma-

gnésiens entre les lits de plagioclases. Leur disposition est relativement ordonnée et constante.

Les plagioclases les plus nombreux ont une taille de l'ordre de 1,5 mm et forment un treillis qui enchâsse des individus plus rares et de plus grande taille, jusqu'à 4 mm; ils ont un cœur calcique (An 80), souvent en voie de résorption; les couronnes (An 53-46) montrent un fort zonage optique et sont souvent parsemées de taches (patchy-zoning). L'amphibole verte est une ferro-hornblende, en baguettes automorphes, dans laquelle se logent des « taches » de cummingtonite en continuité optique avec la hornblende.

Une analyse chimique est donnée dans le tableau 1 (CLB 43).

¹ γ^2 . **Tonalite.** Ces roches, qui affleurent entre les massifs de Zivia et d'Ariale, présentent des compositions comprises entre celles de tonalite et de diorite quartzique, voire de gabbro quartzique. Sur la route conduisant à Zivia, au Sud de la cote 104, de bons affleurements permettent de prélever des échantillons propices aux observations pétrographiques.

Au sein des tonalites à amphibole de Zivia, le plagioclase a une taille de 1,5 mm en moyenne, quelques accolements en synneusis déterminant des individus de plus grande taille jusqu'à 5 mm. On remarque deux types de plagioclases : les uns — les moins nombreux —, à cœurs calciques séricitisés souvent corrodés (An 78-87), sont entourés d'une large couronne souvent zonée, aux contours subautomorphes (An 40); les autres, plus nombreux et légèrement zonés (An 50-40), ne possèdent pas de cœurs reliques. L'amphibole est un hornblende ferromagnésienne de taille variant entre 0,4 et 1 mm; elle est souvent automorphe et groupée en amas autour d'ensembles de quelques cristaux de quartz et de plagioclases; comme précédemment, l'amphibole inclut des cœurs de plagioclases calciques mais elle peut être incluse dans les couronnes. La biotite est souvent accolée à l'amphibole qui montre elle-même des traces de transformation en biotite le long de clivages; elle renferme du zircon (0,5 mm) qui, avec l'apatite en grains isométriques ou en courtes baguettes, forme le cortège des accessoires. Le feldspath potassique est interstitiel. Le quartz forme des grains xénomorphes (0,2-1 mm) engrenés avec le plagioclase.

Les roches qui recourent les cumulats plagioclasiques montrent une fabrique très orientée : les amphiboles, premiers minéraux formés, sont disposées en file, les plagioclases (An 47-42) apparaissant ensuite et montrant une sous-fabrique moins nettement orientée que celle des amphiboles.

En résumé. Dans les massifs du premier ensemble gabbro-dioritique de la feuille Roccapina, on rencontre, à partir de l'exemple du massif de Zivia, deux types principaux de roches :

— des gabbros à plagioclase cumulatif où l'on peut observer la succession suivante : plagioclase-clinopyroxène-hornblende verte ;

— des roches dont la composition varie depuis des diorites à amphibole jusqu'à des tonalites (le plus généralement des diorites), où la séquence de cristallisation typique est la suivante : reliques de plagioclase calcique-hornblende verte abondante-plagioclase ($An < 40$). Ces tonalites-diorites sont semblables à celles décrites à Levie (Bourges, 1982), sur la feuille Porto-Vecchio, et à Pila-Canale, sur la feuille Ajaccio, où, comme dans ces derniers massifs, elles recourent, enclavent et « encapuchonnent » les cumulats rubanés.

Du point de vue chronologique, la mise en place des corps basiques apparaît être tardive par rapport à celle des monzogranites porphyroïdes, les termes cumulatifs ayant cependant une structuration interne parallèle à celle de ces monzogranites. La mise en place des lames de monzogranites leucocrates intervient lorsque les tonalites-diorites à amphibole sont encore déformables plastiquement. Ceci indique que ces tonalites-diorites se sont mises en place tardivement par rapport aux monzogranites porphyroïdes, et/ou que les lames de monzogranite leucocrate se sont mises en place peu de temps après les diorites.

La dynamique de mise en place des magmas basiques et acides, qui a fait l'objet d'une étude structurale détaillée, est développée plus loin (voir « Conditions de formation des entités géologiques »).

Deuxième ensemble : plutonisme monzogranitique

$\rho\gamma^3$. **Monzogranite porphyroïde.** Cette roche, qui forme la plus grande partie du substratum de la région, constitue le principal matériel d'une unité intrusive d'échelle régionale (Marre *et al.*, 1982) dont le dispositif mégascopique sera décrit au chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ». Elle est comparable à celle qui, plus au Nord, a été dénommée « monzogranite à biotite d'Ajaccio ».

C'est une roche claire, qui renferme moins de 10 % de biotite, et d'aspect hétérogranulaire. Les feldspaths potassiques roses, d'une taille de 1 à 2 cm, sont subautomorphes à contour souvent diffus, ou bien, plus rarement, xénomorphes et millimétriques. Les plagioclases sont blanchâtres. La biotite est le seul minéral ferromagnésien. L'amphibole est exceptionnelle dans ces roches, elle a été toutefois rencontrée à l'Est de Tizzano. Le quartz est fréquemment regroupé en amas polycristallins de taille rarement supérieure à 1 cm. Les enclaves basiques sombres « microgrenues » sont très dispersées et beaucoup plus rares qu'au sein des granodiorites. La composition modale se place dans le champ de composition des monzogranites.

Au microscope, les accessoires : zircon, apatite et opaques (essentiellement magnétite), sont les minéraux les plus précoces; automorphes, ils peuvent être inclus dans tous les autres minéraux. L'albite, automorphe, toujours fortement zonée, peu métamictite, est précoce par rapport à la biotite. Cette dernière est en individus souvent regroupés, avoisinant une taille de 0,5 mm, mais dispersés dans la roche de façon plus régulière que dans les granodiorites; sa composi-

tion est ferrifère, comme c'est le cas pour tous les granitoïdes de l'association calco-alkaline : $X_{Fe} = 0,66$ (dans l'ensemble des monzogranites de Corse : $0,60 < X_{Fe} < 0,74$). L'amphibole, exceptionnelle, est toutefois automorphe et fraîche, en cristaux de 1 mm et de composition intermédiaire entre édenite et ferro-édenite. Le plagioclase est subautomorphe, on rencontre des cœurs relativement calciques (Ab 62; An 37; Or 1), la couronne ayant une composition plus sodique (Ab 74,5; An 24; Or 1,5); les accolements en synneusis peuvent regrouper jusqu'à une dizaine d'individus. Bien que subautomorphe, le feldspath potassique ne confère pas au granite un caractère porphyroïde très franc, il apparaît assez fréquemment dans la mésostase sous forme xénomorphe et affecté de la macle quadrillée du microcline; les plus grands individus sont souvent zonés concentriquement jusqu'à 6 zones, qui peuvent varier par la densité de leurs fuseaux perthitiques. Le quartz est en amas polycristallins de petits individus xéno- à subautomorphes de 1 à 4 mm, moulant les plagioclases et développant des contours automorphes au contact des feldspaths potassiques. Enfin, du grenat se rencontre exceptionnellement dans ces roches; en cristaux de 2 à 3 mm, il se développe uniquement au contact du quartz; il est très tardif et sa composition est très riche en spessartite (62 %).

Ce monzogranite a été daté à partir de l'échantillon CLB 6 (tabl. 1) par deux méthodes différentes. Placé sur une isochrone Rb-Sr avec d'autres monzogranites considérés comme du même type sur la base de leurs caractères pétrologiques, l'âge moyen obtenu est de 313 ± 9 Ma (Cocherie, 1984). La méthode d'évaporation du plomb sur monozircon (conditions d'analyses *in* Cocherie *et al.*, 1992) a permis d'obtenir un âge de 302 ± 10 Ma. Compte tenu des incertitudes analytiques, ces deux valeurs sont cohérentes.

²Yb. **Granodiorite à grain moyen à fin, à biotite.** Elle forme des feuilletés orientés NW-SE au sein des monzogranites à grain moyen à fin, et se développe plus largement vers le Nord sur la feuille Sartene.

La roche est constituée par une mésostase à grain fin, dont la taille est toujours inférieure à celle du monzogranite auquel elle est associée. Les minéraux clairs, de taille souvent inférieure au millimètre, sont souvent difficiles à distinguer avec précision. Les plages blanches correspondent aux plagioclases, les taches roses aux feldspaths potassiques, l'ensemble étant lié par du quartz gris. Le grain est marqué par des biotites très fines qui confèrent à la roche un aspect général grisé. La composition modale se situe à la limite entre granodiorite et monzogranite; c'est sous la composition de monzogranite que ce type de roche est défini sur la feuille Sartene.

Au microscope, les plagioclases apparaissent très automorphes et allongés selon l'axe c, ils sont souvent groupés en synneusis qui déterminent des plages millimétriques; fortement zonés, leur cœur révèle une composition assez calcique d'andésine-labrador (An 46-57), la couronne ayant une composition d'andésine-oligoclase (An

33-27). La hornblende verte, en grains de petite taille (0,2 à 1 mm) est généralement associée à la biotite. Cette dernière est en grains très fins, groupés en agrégats pouvant compter jusqu'à une vingtaine d'individus, disposés contre les synneusis de plagioclases. Le feldspath potassique, en cristaux de 2 à 4 mm, est caractérisé par un cœur assez largement développé, dépourvu d'inclusions, entouré d'une zone pœcilitique qui renferme de nombreux petits grains de plagioclase, biotite et quartz. L'allanite, dont la taille peut atteindre jusqu'à 1 mm, le zircon, l'apatite et la titanite constituent le cortège d'accessoires.

²γ³. **Monzogranite à grain moyen à fin, à feldspath alcalin.** Ce type pétrographique constitue la partie nord-est du territoire de la coupure et prend un développement très important dans la partie sud-ouest de la feuille Sartene. Il recouvre un ensemble de roches grenues constituées par des cristaux blancs de plagioclase groupés en plages millimétriques, des amas de quartz gris souvent centimétriques, avec des taches millimétriques assez isolées de biotite. Dans cette mésostase se trouvent des macrocristaux de feldspath alcalin roses, dont la taille ne dépasse pas 2 cm en moyenne. Ce type de roche ressemble aux monzogranites porphyroïdes mais s'en distingue toutefois aisément par la taille des cristaux de feldspath potassique, qui sont plus petits et plus automorphes, et surtout par la mésostase dont le grain est sensiblement plus fin. Dans cette unité du Sartenais, la taille du grain des monzogranites diminue nettement des régions orientales vers la terminaison occidentale où ces granites deviennent porphyriques avec une mésostase très finement grenue.

Les plagioclases, très automorphes, ont une taille moyenne de 0,5-2 mm, atteignant rarement 4 mm et sont fréquemment groupés en synneusis d'une dizaine d'individus; zonés (cœur : An 28-25; couronne : An 21-11), ils ne renferment que de rares inclusions de petite taille : biotite, allanite et opaques. Les grains de biotite de 0,5 mm environ sont regroupés en nids de 5 à 15 individus sur les flancs desquels s'accolent souvent des cristaux d'allanite; ils enclavent de l'apatite, du zircon, des opaques et des plagioclases de petite taille. Le feldspath potassique se présente sous deux habitus : en macrocristaux de quelques millimètres à 2 cm, maclés Carlsbad, avec un cœur automorphe à limites nettes entouré de couronnes concentriques, dont la plus périphérique est souvent xénomorphe; et dans la mésostase, en grains de petite taille. Le quartz forme des amas polycristallins de grains millimétriques subautomorphes en plages centimétriques; la bordure de ces amas est xénomorphe contre les plagioclases, les biotites et certaines faces de macrocristaux de feldspath potassique; le quartz peut être automorphe au contact des feldspaths potassiques de la mésostase.

Troisième ensemble : plutonisme granitique leucocrate

³γ². **Granite leucocrate.** Ce type de roche constitue les injections les plus tardives du plutonisme calco-alcalin qui se présentent, sur la feuille Roccapina, sous la forme de lames de direction NE-SW dans

lesquelles les systèmes de joints triorthogonaux sont souvent bien développés. Les granites leucocrates ont le plus souvent une composition de leucomonzogranites et c'est sous cette appellation qu'ils sont le plus souvent désignés.

Ce sont des roches à grain moyen à gros, de couleur rose pâle dans la cassure fraîche, mais qui revêtent le plus souvent une teinte rousse à jaunâtre due à leur altération. Les textures finement grenues et les développements pegmatitiques sont localement fréquents, aussi le trait commun à tous les types texturaux demeure-t-il leur faible indice de coloration.

Leur composition est assez constante en termes de proportions minérales. Les plagioclases, d'allure automorphe, montrent un cœur de composition d'oligoclase entouré d'une couronne plus acide jusqu'à An 07; ils renferment de fines inclusions automorphes d'opales, biotites corrodées et quartz; des cristaux millimétriques de plagioclase sont ceints par un liseré albitique développé au contact du feldspath alcalin mais sont corrodés par le quartz. Les biotites, généralement automorphes, sont soit en individus (jusqu'à 2,5 mm) isolés, soit regroupées en nids d'une dizaine de cristaux (1 mm); elles sont fréquemment accolées aux faces de plagioclases; leur composition est très ferrifère ($0,82 < X_{Fe} < 0,92$). L'habitus du feldspath potassique est soit en cristaux le plus souvent perthitiques, à l'automorphie mal marquée, soit en assemblage de petits individus xénomorphes interstitiels. Les cristaux de quartz, rassemblés en amas, sont automorphes au contact du feldspath potassique mais plus xénomorphes au contact du plagioclase. Parmi le cortège d'accessoires, outre apatite et zircon, le grenat (almandin-spessartine) est très fréquent en particulier dans les aplo-pegmatites. Thorite, monazite et xénotime se trouvent de façon systématique dans les batées effectuées dans les arènes de leucomonzogranites.

FILONS

Q. **Quartz.** Les filons de quartz sont peu nombreux. Deux filons de quartz blanc de puissance métrique ont été cartographiés au Nord-Est de Tizzano, le long de la zone de déformation mylonitique NE-SW, creusée par le ruisseau de Navara.

ρ. **Rhyolite.** Les filons de rhyolite sont localisés dans la partie orientale de la feuille. D'orientation E-W ou NE-SW, ils recoupent toutes les intrusions de granitoïdes ainsi que les filons basiques « lamprophyriques », mais sont recoupés par les filons de quartz. Ils montrent par endroits des textures sphérolitiques.

μΥ. **Microgranite.** Un petit pointement de microgranite apparaît immédiatement au Sud-Ouest de Serragia, sur une surface de 1 ha. Il

est constitué par une roche grise, à mésostase fine englobant des cristaux automorphes de quartz à l'éclat gras et de feldspaths.

aγ. **Aplite.** Les aplites sont des roches très claires, massives, à grain fin, de couleur rose et relativement résistantes à l'altération. Leur gisement est le plus fréquemment filonien, mais elles apparaissent aussi en lames, comme au Nord-Ouest du golfe de Murtoli. Elles sont directement liées aux intrusions de leucomonzogranites dont elles injectent les systèmes de joints.

v. **Lamprophyre.** Ont été cartographiés sous ce terme un ensemble de filons basiques à texture doléritique sans qu'il ne soit réalisé d'étude détaillée les concernant. Sur les autres feuilles, des filons d'aspect semblable à ceux affleurant ici ont été qualifiés de dolérites *s.l.*

FAILLES ET ZONES À MYLONITISATION LAMINAIRE

Les principales zones de déformation mylonitique traversent la feuille du Nord-Est vers le Sud-Ouest en direction du golfe de Murtoli; l'une d'entre elles est empruntée par le ruisseau de Navara mais est cachée en partie sous les alluvions. Aucun décalage sensible dans la disposition des formations plutoniques ni des filons n'est induit par ces accidents dont l'âge et la cinématique restent à définir.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES (Quaternaire)

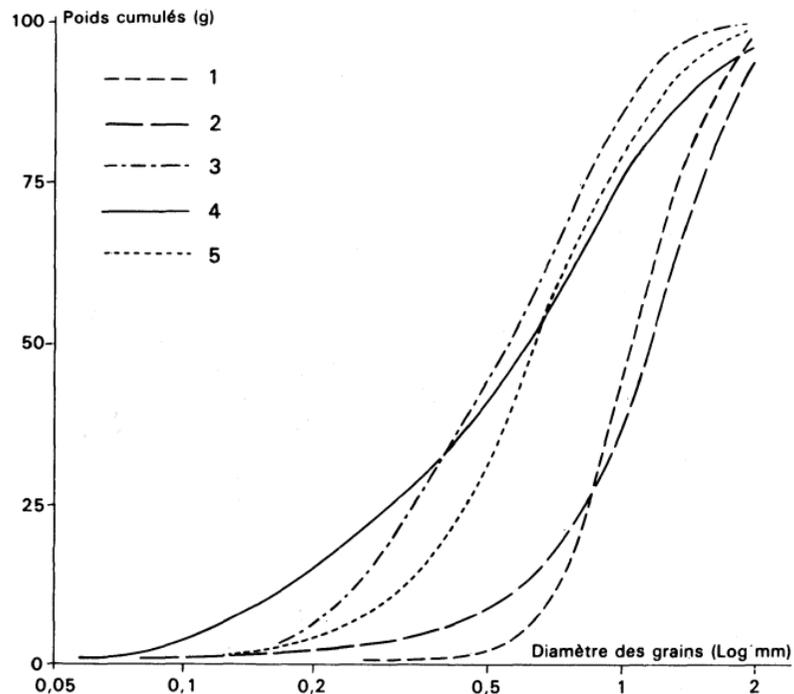
Le Quaternaire de la feuille Roccapina est surtout développé le long du littoral (formations marines et éoliennes) et le long du fleuve Ortolo (alluvions fluviales). Les dépôts sont de moindre importance dans les vallées des petits ruisseaux.

En comparaison avec la côte occidentale de Corse au Nord de cette carte, de Punta di Cargese à Punta di Senetosa, le littoral est ici particulièrement riche en formations éoliennes, organisées ou non en dunes. La situation à l'entrée occidentale des bouches de Bonifacio explique ce phénomène. Actuellement très ventée, cette région l'a donc été aussi au Quaternaire.

Formations marines et surfaces d'érosion littorales

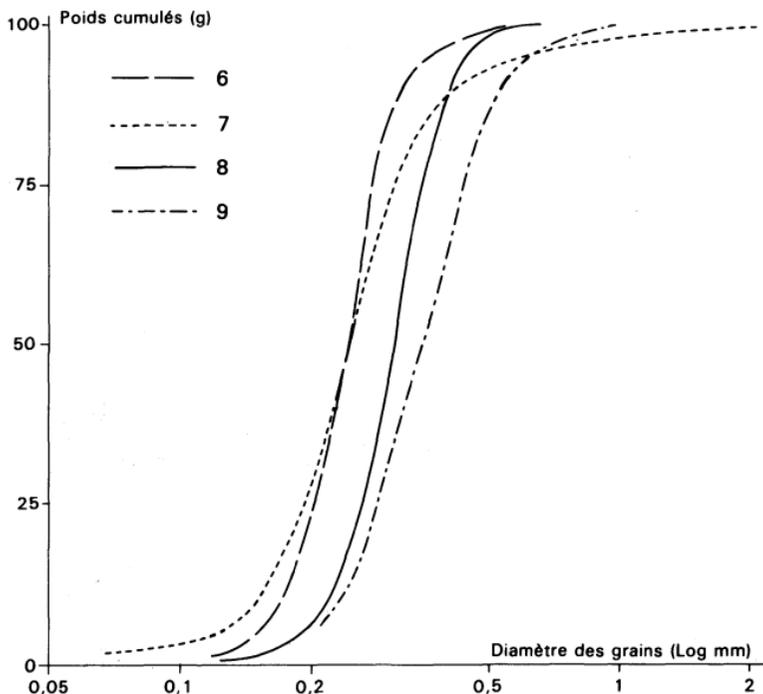
MS1. **Sables et grès marins (niveau +10-20-40 m).** Des sables littoraux, de faciès marin par leur granulométrie, affleurent en différents endroits, et selon deux types de sites.

Sur les versants à pente forte, Nord-Ouest de Capu di Zivia, fond de Cala Barbaria (golfe de Murtoli), ils tapissent ces versants en



- 1 - Sable de basse altitude (MS2), côte sud du Capu di Zivia
- 2 - Sable de haute altitude (MS1) sur la côte nord-ouest du Capu di Zivia
- 3 - Sable de haute altitude (MS1) en cordon littoral, plage de Tralicetu
- 4 - Sable de basse altitude (MS2) sur la côte nord-ouest de Capu di Senetosa
- 5 - Sable de haute altitude (MS1) en plate-forme, Ouest de Cala di Brija

Fig. 3 - Granulométrie de la fraction sableuse (50-2000 µm) de formations quaternaires marines de la feuille Roccapina



- 6 - Dune récente de Mucchiu Biancu (Dz)
- 7 - Sable éolien ancien à Mucchiu Biancu (Dy)
- 8 - Dune ancienne à Tralicetu (Dy)
- 9 - Dune récente d'Erbaju (Dz)

Fig. 4 - Granulométrie de la fraction sableuse (50-2000 µm) de formations éoliennes de la feuille Roccapina

offrant eux-mêmes une assez forte pente, leur partie supérieure représentant des dépôts de tempête projetés sur les granites.

Dans le fond du golfe de Murtoli, ces sables forment des cordons littoraux irréguliers. Ils s'appuient sur le granite en arrière des rochers qui séparent la plage de Tralicetu de Cala Barbaria; au Nord-Ouest, ils sont séparés du versant par une petite vallée qui rejoint celle du Navara.

Le gisement de Cala di Brija (côte nord du golfe de Murtoli) appartient à un type intermédiaire. À sa base, il couvre une plate-forme à faible pente; en haut, c'est un dépôt de tempête appuyé sur le versant derrière des rochers granitiques.

Un niveau gréseux a été vu à la base des sables de Cala Barbaria.

La granulométrie des sables marins anciens appartient au type bien trié et grossier, haute énergie (fig. 3, n° 2 sur côte rocheuse) ou moins trié, énergie moyenne (fig. 3, n° 3 en cordon littoral; n° 5 site de replat).

MS₂; MG₂. **Sables et grès marins; galets marins (niveau +3-8-12 m).** Outre des petits affleurements en bordure de plates-formes d'érosion sur les côtes rocheuses, les **sables** marins de basse altitude se présentent en cordon littoral en arrière des dunes récentes de la plage d'Erbaju.

La granulométrie a été effectuée sur deux gisements de plate-forme; l'un des sables est peu trié et fin (fig. 3, n° 4), l'autre est bien trié et grossier (fig. 3, n° 1). La situation précise des gisements permet d'expliquer cette différence: au moment du dépôt, le premier site était protégé des vagues par des écueils rocheux formant actuellement relief entre la plate-forme et le large; le deuxième est sur une plate-forme ouverte vers la mer, directement soumise aux vagues.

Les sables sont cimentés en **grès** à Cala di Conca (Nord de Capu di Senetosa). La cimentation n'affecte pas toute l'épaisseur du dépôt, mais seulement des lits minces.

À la même altitude, certains gisements ponctuels contiennent des **galets** bien émoussés: côte sud de Capu di Senetosa, côte sud de Cala Barbaria, Cala di Roccapina, Nord de Punta di Mucchiu Biancu, Nord de Punta di Caniscione. Ces gisements apparaissent actuellement entaillés par la mer, à +3-5-8 m sur les granites, sur les côtes rocheuses (tous n'ont sans doute pas été notés, il peut en exister sur des parties de côte abruptes, difficiles d'accès). Seul le gisement de Capu di Senetosa fait exception: il est en haut d'une plate-forme d'érosion, une centaine de mètres en retrait du rivage actuel, au pied d'un versant granitique qui a fourni les éboulis repris et usés par la mer transgressive.

Surface d'érosion littorale (niveau +3-10 m). Plates-formes de pente douce, présentant une rupture de pente avec le versant (Capu di Senetosa, côte rocheuse entre Cala Longa et Cala di Barcaju, Capu di Zivia, Punta di Caniscione).

Situées à la même altitude que les dépôts marins MS₂ et MG₂, elles doivent être dues à l'érosion marine, mais n'ont pas conservé de sédiments.

Mz. Sable des plages actuelles. Suivant les plages, ce sont des sables fins ou grossiers.

Nature et chronologie relative des dépôts

Les dépôts marins émergés sont constitués de sables et gravillons roulés, plus rarement de grès, parfois de galets dans une matrice sableuse. Placées en des endroits très battus où elles sont conservées dans des anfractuosités de rochers, les formations à galets ont une extension très restreinte et ont été représentées par un point.

Des surfaces d'érosion sont à relier aux dépôts marins.

Par leur granulométrie, deux types de sables se distinguent :

- des sables grossiers et bien triés, de haute énergie (moyenne $Q_2 = 1050 \mu\text{m} - 1100 \mu\text{m}$, indice de Trask $S_0 = 1,3$ pour deux échantillons ; fig. 3, n° 1, 2) ;
- des sables de grossièreté moyenne, moins bien triés (par exemple, $Q_2 = 550 - 600 - 630 \mu\text{m}$, S_0 respectivement 1,6-1,8-1,4 ; fig. 3, n° 3, 4, 5).

Quand ils existent, les galets sont bien roulés.

L'altitude supérieure atteinte par ces formations marines permet de différencier deux ensembles :

- l'un ne dépasse pas 10 à 12 m d'altitude (MS₂, MG₂) et il lui correspond localement des surfaces d'érosion séparées du versant granitique par une rupture de pente ;
- l'autre atteint 20 m et même 30-40 m (MS₁) et semble correspondre à un dépôt plus ancien (Conchon et Gauthier, 1982). Les sables de plus haute altitude sont sans doute des dépôts de tempête, qui peuvent être une dizaine de mètres plus haut que le niveau marin moyen (Conchon et Gauthier, 1985).

Des **grès marins submergés** ont été observés au pied de l'îlot des Moines qui porte le phare. Ils forment une dalle inclinée entre -7 m et -17 m, épaisse de 2 m du côté de l'îlot, de 0,70 m du côté du large. Un échantillon prélevé à -17 m a donné un âge de 7945 ± 100 ans B.P. par ¹⁴C, indicateur de la remontée marine versilienne (Nesteroff, 1984).

Formations éoliennes

Dy. **Dunes littorales « anciennes »**. En cordon dunaire le long de la plage de Tralicetu, en placage à Mucchiu Biancu, les sables éoliens anciens portent végétation et sol.

Dz. **Dunes littorales holocènes**. Un cordon dunaire s'est formé en arrière des plages de Cala di l'Avena (golfe de Tizzano), Tralicetu, Erbaju, Cala di Roccapina, Mucchiu Biancu, Cala di Furnellu.

Quel que soit leur âge, les sables éoliens ont sensiblement la même granulométrie et sont bien triés.

Chronologie relative des dépôts et corrélations avec les formations marines

Des dunes littorales ou des sables éoliens sans morphologie dunaire longent les grandes plages ou les fonds de petites baies exposées à l'Ouest (du Nord au Sud : Cala di l'Avena dans le golfe de Tizzano, plage d'Erbaju dans le golfe de Roccapina, Nord de Punta di Mucchiu Biancu), au Sud-Ouest (plage de Tralicetu dans le golfe de Murtoli) ou au Sud (Cala di Roccapina). Actuellement, le vent dominant est le libeccio, soufflant du Sud-Ouest.

La granulométrie des sables est typiquement éolienne : sables fins et bien triés ($Q_2 = 230$ à $345 \mu\text{m}$, $S_0 = 1,1$ à $1,3$ pour 4 échantillons ; fig. 4, n° 6 à 9).

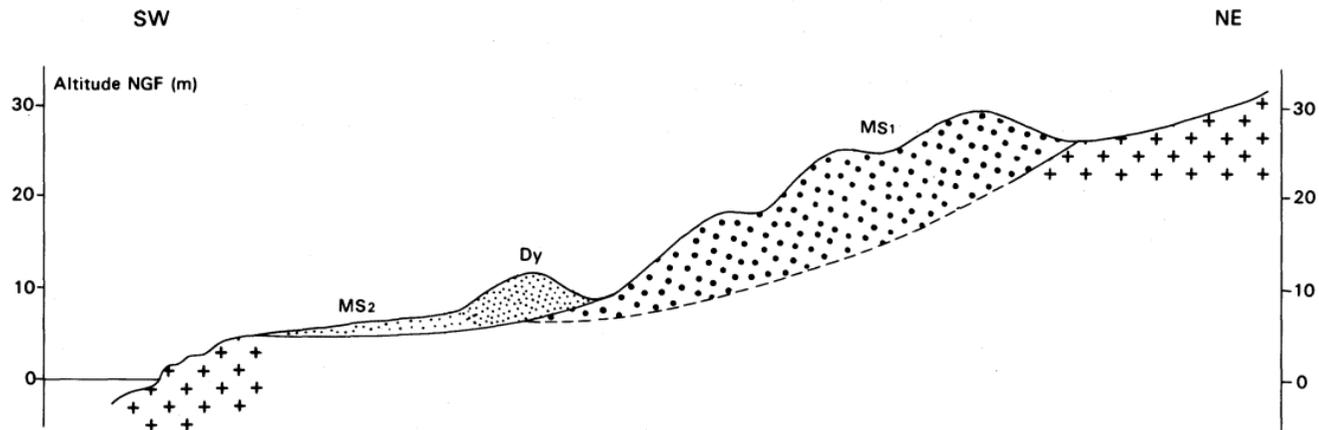
Quand existe une morphologie de cordon littoral, la formation a été considérée éolienne si elle a une granulométrie typique comme ci-dessus, et marine lorsqu'elle est constituée d'un sable plus grossier (ex. : fig. 4, n° 3).

En deux endroits, il apparaît que les dunes récentes Dz sont postérieures à la formation marine MS₂-MG₂ :

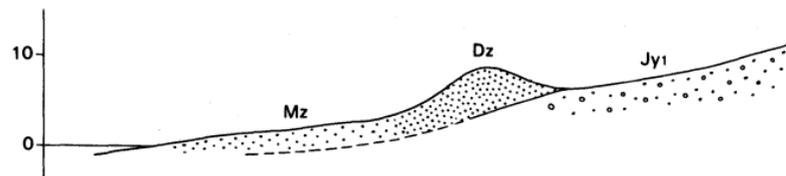
— à la plage d'Erbaju, le cordon dunaire Dz recouvre en arrière de la plage un sable marin du 2^e épisode (altitude supérieure environ 10 m, MS₂) ;

— dans la Cala di Roccapina, les galets marins MG₂ sont à la plus haute altitude (+7 à 8 m) que le haut des dunes récentes Dz (+3 à 4 m), qui leur sont donc postérieures.

D'autres sites apportent des arguments de chronologie relative. À la plage de Tralicetu, un cordon dunaire gris clair (Dy) est intercalé entre le cordon littoral marin de sable jaune (MS₁) et la plage actuelle Mz ou une plage fossile à +10 m (MS₂) (fig. 5). Le sable jaune affleure seul sur le versant au fond de Cala Barbaria, et jusqu'à 20 m et même 30 m d'altitude. Ces situations relatives indiquent un âge plus récent pour la dune littorale grise que pour le sable marin jaune. La dune grise bordait la mer à + 10 m (Conchon, 1985).



a - Coupe au Sud-Ouest de la plage



b - Coupe au Nord-Ouest de la plage

Formations marines : MS1 - haut niveau pléistocène (+ 20 à 30 m) ; MS2 - bas niveau pléistocène (+ 5 à + 10 m) ; Mz - plage holocène
Formations dunaires : Dy - Pléistocène ; Dz - Holocène ; Jy1 - cône de déjection, contemporain des plus jeunes alluvions fluviales rubéfiées

Fig. 5 - Coupes perpendiculaires à la plage de Tralicetu (Golfu di Murtoli)

(L'échelle horizontale n'est pas respectée)

À Mucchiu Biancu, deux formations éoliennes sont superposées. La plus ancienne est un sable ocre, affecté d'un sol et portant une végétation où abondent les obiones. Ce sable couvre le versant sans morphologie dunaire, tapisse un petit col et affleure jusqu'auprès de la plage située à l'Est de Punta di Mucchiu Biancu. L'âge plus récent de la deuxième formation, à disposition dunaire, est attesté par l'absence d'évolution pédologique; non couvert de végétation, le sable est gris clair. La dune la plus récente peut être reliée à la dernière transgression holocène d'où résultent les plages actuelles (Mz).

Ainsi, les corrélations entre les formations dunaire et marines des sites de Tralicetu, Erbaju, Mucchiu Biancu et Cala di Roccapina conduisent à envisager deux cycles marins et éoliens antérieurs à l'Holocène :

- Holocène, plage Mz et cordon dunaire Dz* ;
- transgression antérieure, dépôts marins MS₂ et MG₂ et dunes Dy ;
- transgression précédente, dépôt marin MS₁.

Cette interprétation chronologique, étayée par des observations de terrain détaillées et des analyses sédimentologiques, est différente de celle de F. Ottmann (1958).

Formations fluviales et torrentielles

Fx. **Haute terrasse, à paléosol orange.** La plus ancienne alluvion de cette région affleure en rive droite de l'Ortolo, au Nord du pont de la RN 196. La morphologie traduit l'ancienneté du dépôt : la surface n'est pas celle d'une terrasse plane ; à Pianu di Lenza particulièrement, elle se raccorde au versant sans forte rupture de pente.

De nombreux galets granitiques sont pulvérulents ; les galets de lamprophyre ont un cortex altéré orange épais de 5 mm, typique des alluvions Fx de la Corse granitique. La matrice est un sable silto-argileux.

Fy₁ ; Jy₁. **Moyenne terrasse, à paléosol orange ; cônes de déjection torrentiels, à paléosol orange.** Des lambeaux de ces alluvions subsistent en rive gauche de l'Ortolo, dans son cours moyen. Une belle terrasse existe en rive droite, séparée par un talus irrégulier de l'alluvion la plus ancienne Fx. Un lambeau est conservé aussi le long du ruisseau de Bonanda, à l'Est de la carte.

Des cônes de déjection contemporains se sont formés au Nord de la plage de Tralicetu, et au débouché de ruisseaux de part et d'autre de Punta di Mucchiu Biancu.

Ces alluvions comprennent une matrice rubéfiée, sablo-silto-argileuse, et des galets où les granites sont parfois pulvérulents mais où

* En fait, la dune littorale Dz est fossile, la plage Mz encore actuelle.

les roches microgrenues basiques n'ont pas de cortex orange, seulement parfois un liseré décoloré, gris.

Fy₂. Basse terrasse, à sol brun. Elles s'étendent le long du cours moyen de l'Ortolo. Quelques galets granitiques y sont pulvérulents. La matrice est sablo-silto-argileuse, plus argileuse dans le niveau pédologique.

Fy₃. Très basse terrasse, à sol gris non évolué. Ces alluvions constituent un étroit liseré le long de l'Ortolo. Le matériel en est « frais », non altéré, la matrice sablo-silteuse. Le sol est très peu développé.

LV. Limons fluviatiles de fond de vallée. Recouvrant les alluvions fluviatiles Fy₃ ou Fy₂, ce sont des limons de crue qui forment un fond plat dans le cours inférieur de toutes les vallées. Le matériau provient souvent du remaniement d'arènes granitiques.

Corrélations avec les formations marines

L'Ortolo est jalonné d'alluvions qui ont pu être mises en corrélation avec les formations fluviatiles des autres fleuves corses (Conchon, 1975, 1976a,b). L'étagement des alluvions en terrasses et leur degré d'altération (vieux sols et galets) constituent les arguments de la chronologie relative.

À l'aval, l'alluvion rubéfiée la plus récente (Fy₁) subsiste jusqu'en bordure de la plage d'Erbaju, où elle est entaillée de quelques mètres par le lit actuel. Or, dans le golfe de Sagone, cette alluvion est visible, passant latéralement aux formations marines de +10 m NGF (MS₂) (feuille Sarrola-Carcopino ; et Conchon, 1984). Au débouché de l'Ortolo, il n'est pas conservé de relations directes entre Fy₁ et MS₂ ; les sables MS₂ affleurent au Sud de l'Ortolo, à une altitude qui rend compatible leur contemporanéité avec les alluvions Fy₁.

De petits ruisseaux ont des cônes de déjection à vieux sol orange synchrones de Fy₁ ; ils ont été entaillés par la mer. Le cône surbaissé au Nord de la plage de Tralicetu a sensiblement la même altitude que la dune littorale Dy qui existe au Sud-Est, et il est plus bas que la formation marine MS₁, qui lui est donc antérieure (fig. 5).

À Tralicetu comme à Erbaju, la mer holocène a transgressé vers le Nord, en respectant mieux les tracés NW-SE des golfes.

Colluvions

CY. Colluvions granitiques. Quelques affleurements de colluvions ont été cartographiés, la carte ne saurait être exhaustive en ce domaine. Elles sont constituées de fragments granitiques anguleux, dans une matrice arénique, ou d'arènes déplacées sur les versants et occupant parfois les fonds de vallons. (Les altérites en place ne sont pas figurées.)

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les très bonnes conditions d'affleurement sur la côte rocheuse au Nord-Ouest du cap de Zivia permettent, à partir de l'exemple d'un septum basique de composition dioritique, découpé en lames dans le leucomonzogranite, de documenter la notion de coupure en domaine batholitique de même que l'on peut définir par ailleurs des discordances qui délimitent des séries sédimentaires. Ces observations conduisent aussi, en généralisant les phénomènes analysés à une plus grande échelle, à proposer un mode de mise en place pour les plutons leucomonzogranitiques.

Mode de mise en place des plutons leucomonzogranitiques

Dans un encaissant granitique ${}^2\gamma^3$ et dioritique, caractérisé par des structures systématiquement de direction SE-NW, des corps intrusifs de leucomonzogranite présentent des structures essentiellement SW-NE; les trajectoires des deux ensembles sont donc nettement distinctes et permettent de discuter leur modalités de mise en place.

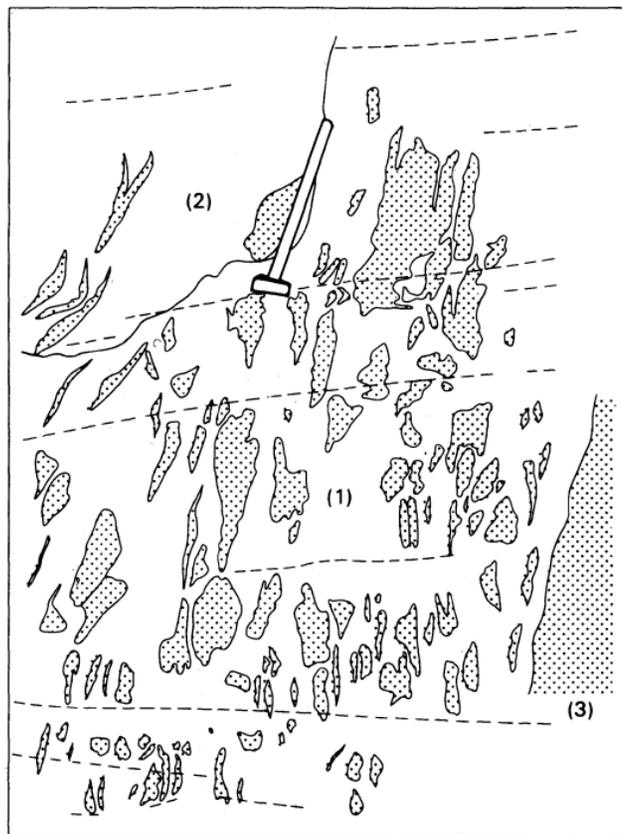
Les contacts entre lames étroites de leucomonzogranite et gabbrodiorite sont spectaculaires et permettent de réaliser sur le terrain les observations suivantes (Marre et Rossi, 1982) (fig. 6A):

— dans la diorite, la structure planaire d'orientation NW-SE se poursuit sans modification d'orientation jusqu'au contact immédiat avec le leucomonzogranite, sans montrer aucune déformation, sinon une interruption brutale de l'encaissant dioritique. Il n'apparaît aucun indice de refoulement pouvant traduire une injection en force du leucomonzogranite;

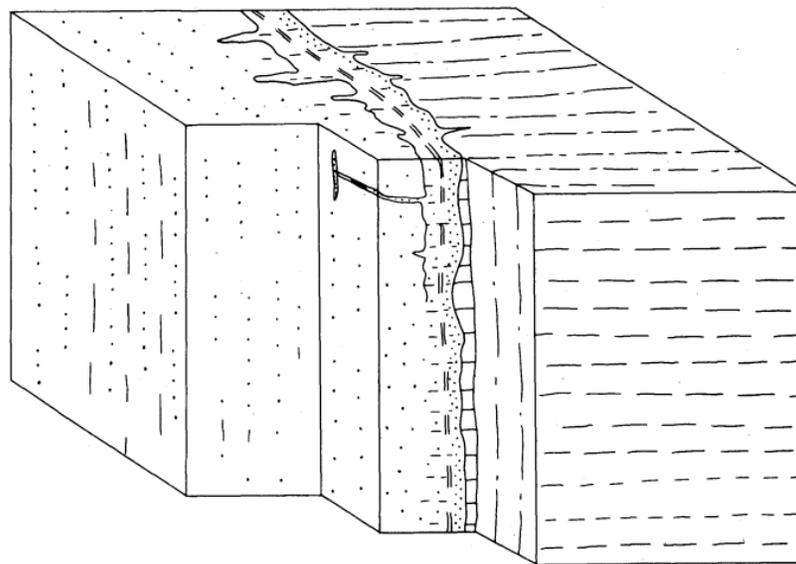
— le contact est très localisé: mis à part quelques injections leuocrates métriques, la jonction diorite-leucomonzogranite s'effectue en quelques décimètres, suivant un plan vertical marqué par de nombreuses enclaves dioritiques en forme d'ellipsoïdes dont le grand axe est vertical, contenues dans une matrice (de composition monzogranitique à quartzmonzonitique) grise à grain fin. Ceci traduit l'injection verticale commune à tous les corps de leucomonzogranite, suivant un plan de direction SW-NE. Il faut remarquer que les enclaves anguleuses de diorite, qui devraient caractériser un encaissant devenu fragile, sont absentes;

— à l'intérieur du leucomonzogranite intrusif, ne subsistent que des enclaves très effilochées, parallèlement au plan de contact, qui marquent la discordance structurale et soulignent le cisaillement ayant affecté le magma leucomonzogranitique au contact de la diorite.

La mise en place des leucomonzogranites s'effectue donc dans des zones où se développent plusieurs discontinuités verticales et de direction NE-SW, soumises à une tension régionale perpendiculaire. L'injection est ainsi amorcée sous forme de lames multiples dont la coalescence isole ensuite des panneaux de grande taille qui peuvent alors s'effondrer. L'individualisation de grands plutons peut se concevoir selon des modalités semblables, dans des zones de plus grande



B - Interprétation structurale (voir texte)



A - Schéma de l'affleurement sur la côte au Nord-Ouest de la Punta di a Botta (Capu di Zivia), d'après J. Marre *et al.* (1989)

Les enclaves dioritiques (3) baignent dans une matrice grise à grain fin de composition de monzonite quartzique (1). Dans le monzogranite leucocrate (2) on retrouve quelques enclaves dioritiques effilochées. On notera la présence de joints plats perpendiculaires à la trace de la structure planaire

Fig. 6 - Zone de contact entre un septum de diorite de Zivia et les leucomonzogranites

tension et soumises à une alimentation magmatique plus active, l'alimentation plutonique étant essentiellement fissurale.

Interprétation. L'étude de la pétrofabrication des contacts entre ce septum de diorite de Zivia et le leucomonzogranite (Boyer, 1987) permet d'affiner la compréhension des phénomènes (fig. 6B) :

— au contact du leucomonzogranite, l'orientation de la structure planaire interne N140-150 verticale sur la bordure du corps de diorite est conservée, mais les structures linéaires, originellement subhorizontales, comme dans l'encaissant monzogranitique, ont été redressées et sont maintenant verticales ;

— la matrice grise à grain fin (contemporaine du leucomonzogranite) porte l'empreinte d'une double structuration : une fabrication planaire N40 identique à celle mesurée dans le leucomonzogranite, et une fabrication planaire N140 identique à celle du corps dioritique ; ces deux plans admettant pour axe de cozonalité la linéation magmatique verticale. La mise en place des leucomonzogranites, sous forme de magma largement cristallisé, et celle des corps basiques de Zivia, sont donc pénécotemporaines.

Les données géochronologiques disponibles, entachées d'incertitudes analytiques, ne permettent pas d'apporter plus de précisions sur la durée de ces phénomènes. Toutefois, les âges de 302 ± 10 Ma obtenus sur le monzogranite de Tizzano, et de 300 ± 6 Ma sur les monzogranites de l'Omu di Cagna, sont en bon accord avec les observations de terrain qui montrent l'absence de véritable hiatus dans les processus d'édification du batholite.

Diversité des roches basiques

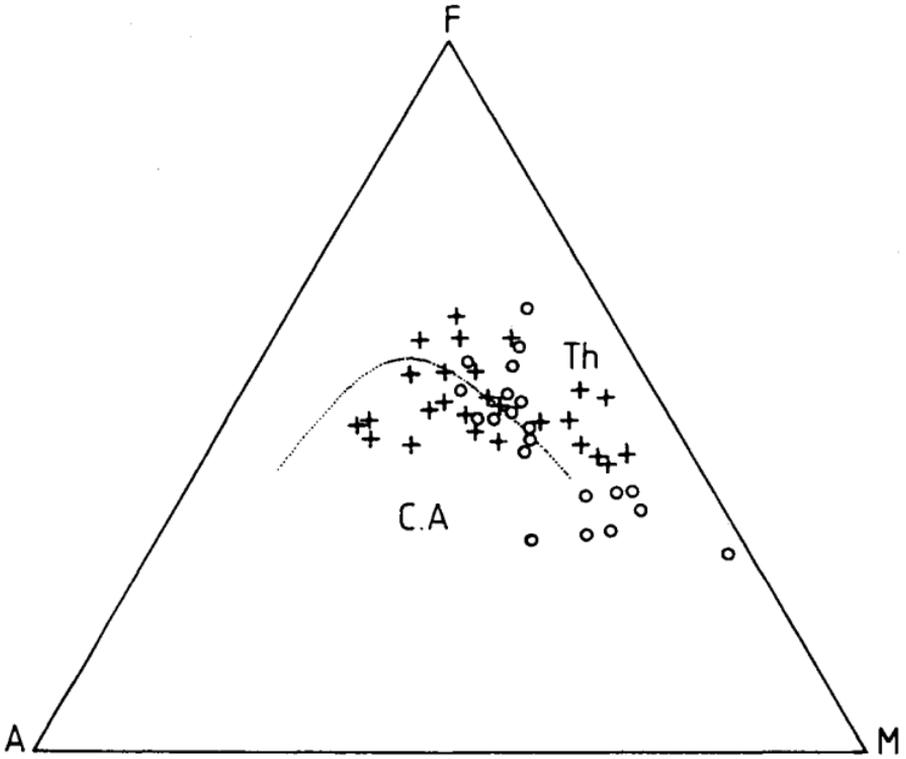
Projetées sur un diagramme AFM (fig. 7), les compositions des roches des complexes basiques de Corse se répartissent selon deux tendances :

— une première subsérie, « peu hydratée », montre un fort enrichissement en Fe, symptomatique des séries tholéitiques ;

— une seconde subsérie, « hydratée », disposée sur une projection AFM selon une tendance calco-alkaline, est caractérisée par la présence, voire l'abondance de l'amphibole.

Les études de géochimie (Cocherie, 1984) ont permis de montrer que l'ensemble des roches de ces deux séries, qui composent les complexes mafiques-ultramafiques associés aux granites U2 de Corse, ont des caractères de basaltes de type « MORB enrichi » (MORB : basalte de ride médio-océanique) et qu'ils dérivent de la fusion partielle d'un manteau lherzolitique profond de moins de 60 km.

Minéralogiquement, les roches qui constituent la subsérie « peu hydratée » sont caractérisées par la précocité d'un plagioclase calcique (An 60) au liquidus, l'abondance du clinopyroxène et la rareté de l'amphibole, ainsi que par l'omniprésence de l'orthopyroxène, caractéristiques de cristallisation en milieu peu hydraté. La séquence-type



Les compositions des roches basiques se répartissent selon deux populations

- la subsérie "peu hydratée" (cercles) qui présente un fort enrichissement en Fe, se situe dans le champ de composition tholéiitique
 - la subsérie "hydratée" (croix) qui se projette dans le champ de composition calco-alcalin
- Pointillés : limite tholéiitique/calco-alcalin (Irvine et Barragar, 1971)

Fig. 7 - Diagramme AFM (alcalins : Na₂O + K₂O, Fe₂O₃, MgO) pour les roches basiques de Corse

de cette subsérie est : werhélite, troctolite-anorthosite, gabbro-norite, diorite à olivine. Elle a été reconnue (Cocherie *et al.*, 1984; Rossi, 1986), entre autres, dans les massifs de Pila-Canale et du Monte Peloso, puis dans la paléochambre magmatique du Tenda (Ohnens-tetter et Rossi, 1985). Des datations donnent, pour le massif du Peloso, 278 ± 28 Ma et, pour celui du Tenda, 273 ± 23 Ma (Rossi *et al.*, 1992).

La seconde subsérie « hydratée » est caractérisée par l'abondance de l'amphibole. Dans les termes cumulatifs, le plagioclase, toujours précoce, est très calcique (An 90 en moyenne), l'amphibole verte édenitique (parfois à reliques de clinopyroxène) apparaissant postérieurement. Dans les termes dioritiques, c'est au contraire l'amphibole qui est précoce, tandis que le plagioclase (An 40-30) à reliques très calciques est plus tardif. On trouve une grande abondance de termes « pegmatoïdes » à l'instar de ce qui est connu dans les appinites.

Cette subsérie « hydratée » a été reconnue :

- au sein des roches de la région du Tallano où, à Levie, les gabbros recoupent les monzogranites à biotite (Bourges, 1982);
- à Roccapina où l'intrusion des gabbros est synchrone de celle des leucomonzogranites (Marre, 1989), tout comme dans le complexe mafique-ultramafique d'Olivaccio (Lahondère, 1991), daté à 286 ± 25 Ma (Rossi *et al.*, 1992);
- aux interfaces entre les plutons de la subsérie peu hydratée et les granitoïdes (Rossi, 1986). Elle est caractérisée, entre autres, par la fréquence des termes de type « hétéradcumulat ».

Dans la Pieve de Tallano, entre Santa-Lucia et Levie (feuille Porto-Vecchio), recoupant les monzogranites U2a et synchrones des leucomonzogranites U2b, des filons-couches (sills d'injections composites ou « net-veined complexes ») sont formés de mélanges de magmas trempés de composition granitique et basaltique, comme ceux décrits par D.H. Blake *et al.* (1965). Des faciès de gabbros orbiculaires sont depuis longtemps célèbres dans la région du Tallano, comme le fameux gabbro orbiculaire de Santa-Lucia décrit dès 1809 ou bien encore celui de Loreto (Marre *et al.*, 1981), accompagnés par des poches ou filons de gabbros pegmatitiques à plagioclases et amphiboles dendritiques. Ces gabbros pegmatitiques à texture colloforme, à hornblendes fibroradiées, ont été comparés (Piboule *et al.*, 1989) aux harristites et wavygabbros de la zone tranquille du Skaergaard (Wager et Brown, 1967). Dans des intrusions du batholite côtier des Andes du Pérou, J.S. Myers (1975) décrit de telles structures orbiculaires qu'il compare à celles décrites par J.G. Moore et J.P. Lockwood. Il invoque le mécanisme de fluidisation comme un des principaux facteurs qui permettent la mise en place des magmas et leur ascension jusqu'en surface.

À partir de l'exemple du batholite côtier de Sierra Nevada, J.G. Moore et J.P. Lockwood (*ibid.*) ont défini le terme de « comb layering » pour définir des structures qui ne résultent pas de la cristallisa-

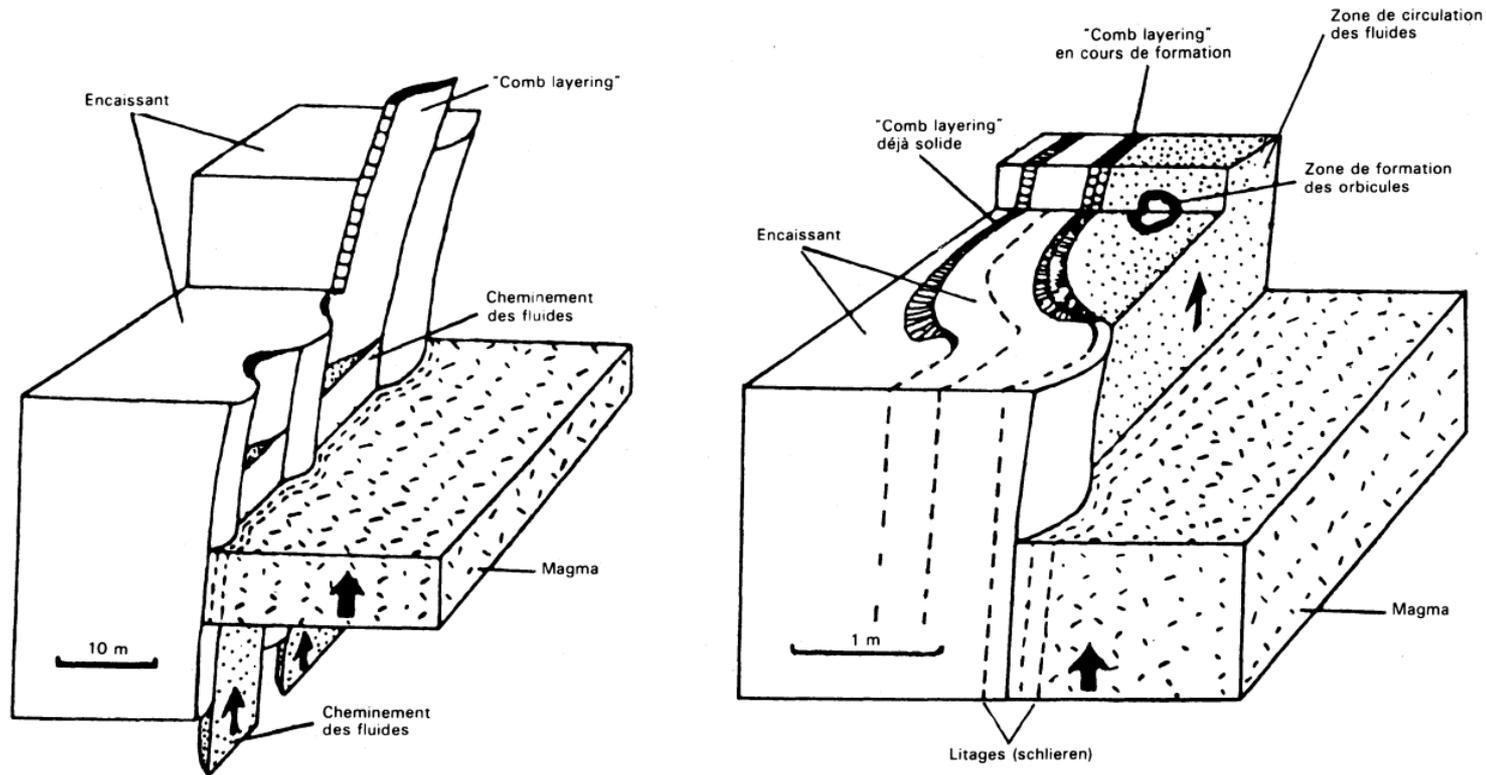


Fig. 8 - Représentation schématique des zones de piégeage de fluides
 le long de parois des plutons lors de leur mise en place où peuvent se développer des litages de type "combing layering"
 ainsi que la formation de faciès orbiculaires (d'après Moore et Lockwood, 1973)

tion d'un magma, mais qui se sont formées à partir de la circulation de grands volumes de fluides. Ces figures de « comb layering », se développant à partir de parois, marqueraient la trace de l'ascension de grandes quantités de fluides supercritiques ayant circulé entre le magma et son encaissant, matérialisant ainsi des paléocheminements (fig. 8). La formation des faciès orbiculaires se développerait en suspension au sein de liquides circulant dans ces chenaux. Les fluides en équilibre avec les parties les plus profondes de la chambre, en ayant une vitesse d'ascension supérieure à celle du magma, en particulier à cause de leur plus faible densité, se trouveraient donc à une température supérieure à celle du magma le long des parois. Une telle augmentation locale de la pression d'eau pourrait rendre compte des teneurs plus élevées en An des plagioclases développés dans les « comb layering » et les orbicules. Au sein d'un bain silicaté basaltique en cours de cristallisation, on pourrait donc ainsi distinguer un premier magma visqueux, riche en cristaux, d'un second, peu visqueux, migrant le long de parois ou de chenaux au sein de la chambre magmatique.

Interprétation. L'étude des conditions de formation des roches orbiculaires dans ce secteur a amené G. Colette et F. Bourges (1983) et M. Piboule *et al.* (1989) à considérer que leur cristallisation est contrôlée par un régime de surfusion adiabatique. Ce régime de surfusion pourrait avoir été induit par l'existence d'un important dégazage; l'étude détaillée des séquences stratifiées montre, qu'au même moment, un important déséquilibre énergétique règne entre le sommet et les parois, des blocs solides issus de phénomènes de « stoping » du toit étant repris en enclaves dans le magma basique en cours de cristallisation (Piboule *et al.*, *ibid.*). G. Lofgren (1974) a montré, sur la base d'études expérimentales, que la morphologie des plagioclases est un excellent reflet des conditions et du degré de trempe qu'a subi le magma, l'habitus changeant depuis les cristaux tabulaires pour une décroissance lente de T (faible Δ) jusqu'à des habitus squelettiques puis dendritiques et sphérolitiques en fonction de l'accroissement de ΔT .

Les conditions qui ont présidé à la cristallisation des deux subséries de roches basiques peuvent alors être résumées ainsi :

— dans la subsérie « peu hydratée », les milieux de cristallisation sont ceux de chambres magmatiques sans traces de détentes brutales, comme en témoigne, dans le massif du Tenda, la présence d'un capuchon de diorites (hybrides au toit de la chambre). Il peut s'agir de l'injection d'un magma basaltique dans un granite en train de cristalliser, à l'exemple du pluton de Cordillera del Paine au Chili (Michael, 1991);

— dans la subsérie « hydratée », deux types roches témoignant de conditions de cristallisation différentes doivent être distinguées :

- les unes pourraient s'être formées dans des conditions dynamiques de type « comb layering », à partir d'un magma basaltique ayant subi une hydratation tardive,

- les autres dans des conditions plus statiques à partir de magmas de composition semblable à ceux de la subsérie « peu hydratée », comme l'indique la géochimie des éléments en traces, mais qui auraient subi une hydratation plus ou moins précoce (contamination au sein de magmas granitiques, par exemple).

RESSOURCES EN EAU

La feuille Roccapina est essentiellement constituée par des grani-
toïdes variés et par quelques placages sédimentaires quaternaires :

- formations marines et éoliennes des grands golfes ;
- formations fluviales et torrentielles au niveau des vallées, en particulier celle de l'Ortolo.

Données climatiques

Situé sur le versant occidental, près de l'extrémité sud de l'île, dans une zone où les reliefs n'excèdent pas 500 m d'altitude, le secteur de Roccapina est entièrement compris dans la zone du climat méditerranéen maritime.

Bien qu'aucune station météorologique n'existe sur le territoire de la feuille, on peut, en se servant des données fournies par le sémaphore de Pertusato et de la station de Figari, dégager les traits caractéristiques du climat de la feuille. « La luminosité, l'intensité de l'insolation, la violence des vents, tout autant que la clémence des températures, la vigueur des averses et la longue sécheresse estivale, sont les traits dominants de ce climat... qui ne s'altère que sur les revers montagneux, mais à la limite de la région » (Simi, 1981).

De nombreux points de la côte sont dans la zone d'indigence pluviale avec moins de 500 mm par an, et la courbe des 600 mm concerne une partie importante de la carte. Les tableaux 2 et 3 fournissent les principales données recueillies par Météo-France. Les précipitations y sont données en millimètres.

Hydrogéologie de surface

Si de nombreux ruisseaux intermittents d'orientation NE-SW existent — ruisseaux de Tivella, Barcaju, Tizzanu, Roccapina, Spartanu —, seuls deux cours d'eau sont pérennes : le ruisseau de Navara qui aboutit à la plage de Tralicettu, et surtout le petit fleuve côtier de l'Ortolo qui rejoint la Méditerranée au niveau de la plage d'Erbaju.

Ce dernier cours d'eau, d'une longueur de 28 km, draine un bassin-versant de 140 km². Il prend sa source, hors de la carte, à une altitude de 1 374 m. Sa pente moyenne est de 4,7 %. Une station limnigraphique est située au moulin de Curgia à l'altitude de 76 m, juste à l'extérieur de la feuille, dans son coin supérieur droit. La station contrôle la moitié supérieure (70 km²) du bassin-versant. Entre 1977

et 1993 (période de référence) les données ci-après ont été recueillies : débit moyen 0,695 m³/s ; débit mensuel minimum 0,024 m³/s ; hautes eaux en mars 1,69 m³/s (référence 1977-1987).

De nombreuses données ont été recensées dans le cadre du projet du barrage de l'Ortolo, qui sera situé à l'extérieur de la feuille sur la carte Porto-Vecchio. Il a été ainsi calculé le débit instantané maximum de la crue décennale, soit 45 m³/s à la station de jaugeage. Le débit décennal à l'embouchure est probablement voisin de 70 m³/s. Quant au débit maximum instantané, il a varié de 8,5 m³/s en 1989 à 44,7 m³/s en 1984 à la station de jaugeage. Le débit maximum instantané de la crue du premier novembre 1993 aurait été, sous réserve de vérification, d'environ 300 m³/s (communication de C. Pasquier).

Les eaux de l'Ortolo sont faiblement minéralisées (286 µs/cm), la dureté faible et le pH légèrement alcalin (7,68). Leur teneur en nitrate est faible. Toutes ces caractéristiques sont en accord avec la faible densité de population et la nature granitique du bassin-versant.

Hydrogéologie souterraine

L'essentiel des affleurements de la feuille Roccapina est constitué par des granitoïdes variés. Ces roches peuvent être le siège de circulation aquifère, en général de faible importance, dans la zone d'altération qui affecte rarement plus de 50 m et/ou dans des zones fissurées qui peuvent atteindre une profondeur d'une centaine de mètres.

Les aquifères alluviaux existent dans les roches meubles à perméabilité d'interstices, qui sont représentées sur la carte par les limons fluviaux de fond de vallée et quatre terrasses étagées.

Seuls les limons fond de vallée ou les deux terrasses les plus récentes ont fait l'objet de recherches d'eau.

Ressources

● **Eau libre.** L'eau du cours inférieur de l'Ortolo est prélevée par pompage pour l'irrigation dans la basse plaine d'Erbaju et dans les petits bassins de Perro-Longo et de Pianu di Lenza.

L'eau du barrage de l'Ortolo (en construction) servira à l'irrigation, entre autres, de la moyenne et de la basse vallée. L'agglomération de Tizzano et son proche secteur sont alimentés par l'eau du Rizzanese.

● **Socle granitique.** Les recherches dans le socle granitique ont conduit à la réalisation de quelques forages, en particulier dans le secteur de Roccapina. Les résultats sont mauvais. Les forages ont traversé un granite souvent fracturé mais sec. L'espérance de débit, très faible (quelques m³/j) ne peut satisfaire que des habitations privées. Ainsi, le forage 1126-4-108 devrait permettre une exploration d'environ 4 m³/j. Il existe sans doute plusieurs forages privés dans le socle, mais

Tableau 2. - Données Météo-France—Cap Pertusato (période 1982-1992)

	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Températures moyennes mensuelles	10,0	9,9	11,0	12,8	16,0	19,5	22,7	23,2	21,1	17,7	13,9	11,0	15,7
Maximum absolu	19,5	18,0	18,8	13,5	28,3	32,0	38,5	35,0	31,8	28,4	23,4	21,2	38,5
Minimum absolu	-4,2	-2,6	-2,0	+3,0	+6,2	+11,0	+13,4	+12,5	+12,2	+5,8	+3,0	+0,1	-4,2
Nombre mensuel de jours avec gelé	1	6	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Hauteurs moyennes de précipitations mensuelles en mm	49	62	57	47	32	15	6	12	35	79	73	75	542
Hauteur maximale précipitation en 24 h	52,7 1980	65,6 1963	56,7 1969	94,0 1982	45,8 1988	40,9 1971	16,4 1968	90,4 1975	51,2 1989	75,0 1969	38,6 1962	91,2 1990	94,0
Nombres moyens mensuels de jours avec précipitation	11	11	10	9	6	3	2	3	5	10	11	12	95
Orage	1	1	1	1	1	1	2	1	3	3	3	1	18
Grêle	1	1	1	14	3	0	0	0	0	0	9	4	2
Vent fort Vx > 16 m/s.	16	15	17	18	15	15	13	8	12	13	16	16	173

Tableau 3. - Données Météo-France—Figari (période 1980-1993)

	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Températures moyennes mensuelles	8,8	8,8	10,5	12,7	16,4	20,5	23,7	23,0	21,1	17,3	12,7	9,8	15,5
Maximum absolu	20,3	19,7	21,9	25,4	30,1	36,1	42,3	38,0	35,0	30,5	25,6	22,3	42,3
Minimum absolu	-7,3	-8,0	-5,1	+3,7	+8,0	+4,9	+8,0	+15,8	+6,6	+2,0	+3,4	+7,6	-8,0
Nombre mensuel de jours avec gelé	8	6	4	1	0	0	0	0	0	0	1	6	26
Hauteurs moyennes de précipitations mensuelles en mm	50	65	62	65	47	21	13	17	38	108	101	79	666
Hauteur maximale précipitation en 24 h	54,3 1980	37,0 1982	39,2 1991	65,4 1982	40,1 1980	29,4 1986	41,8 1986	48,0 1990	60,4 1989	118,9 1980	90,2 1984	54,6 1986	118,0
Nombres moyens mensuels de jours avec précipitation	10	11	12	11	8	5	2	3	6	12	13	13	105
Orage	1	8	2	1	2	1	0	2	3	3	3	2	28
Grêle	2	1	4	1	3	1	0	0	0	0	5	1	3
Vent fort $V_x > 16$ m/s.	13	9	10	18	8	8	6	5	6	10	8	11	108

l'absence de renseignements en ce qui les concerne interdit de tirer des conclusions générales sur les potentialités aquifères des granites.

Deux hameaux, Orasi et Serragia, sont alimentés gravitairement par des sources. Celles-ci drainent des altérites développées sur la roche en place. Leur débit est modeste et fluctuant.

Les aquifères du socle ont des caractéristiques physico-chimiques en général excellentes. Les eaux sont peu minéralisées, douces, leur pH est faiblement acide et elles sont agressives.

• **Alluvions.** La nappe alluviale principale se trouve dans la vallée de l'Ortolo. Plusieurs forages publics ou privés y ont été implantés. Ils révèlent l'existence d'une nappe exploitable dans la basse vallée. L'un d'entre eux (1126-4-111) devrait même pouvoir débiter jusqu'à 30 m³/h.

Les forages 1126-4-103, 104 et 105 ne sont pas exploités ni exploitables. Le forage 1126-4-110 pourrait fournir un débit en exploitation de 17 m³/h.

La perméabilité des alluvions est de $8,5 \cdot 10^{-5}$ m/s et leur transmissivité de $1,2 \cdot 10^{-3}$ m²/s.

La composition chimique est marquée par des teneurs en fer ferreux et en manganèse de l'ordre de 2 mg/l, soit dix fois supérieure aux normes. L'utilisation de cette eau en A.E.P. nécessiterait donc un traitement.

La réalisation d'ouvrage à proximité de la mer nécessiterait une surveillance très étroite des fluctuations du biseau salé.

Deux forages ont été réalisés à proximité du ruisseau de Spartanu. Ils ont atteint le socle granitique à 12 et 16 m. Ils ne sont pas exploités.

Sensibilité à la pollution

Les nappes aquifères de la vallée de l'Ortolo sont directement alimentées par les cours d'eau et sensibles donc à la pollution. La rareté des agglomérations diminue toutefois le risque qui est ici, par contre, entretenu par le vagabondage des animaux.

Le problème du biseau salé pourrait se poser si des forages étaient réalisés trop près du littoral.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE SOUS-MARINE

La morphobathymétrie des marges de la Corse, établie à l'aide d'un sondeur multifaisceaux (Pautot *et al.*, 1992), indique que le canyon des Moines prolonge en mer les cours de l'Ortolo et du ruisseau de Loreto; une jonction triple regroupe les canyons des Moines, du Valinco et d'Ajaccio dont la confluence se réalise par 2300 m de fond.

Au cours de la campagne « Cyaligure » (1977), l'exploration du canyon des Moines a permis d'observer et d'échantillonner, entre 1 et 2 km de fond, une falaise basaltique montrant des prismations. Un âge compris entre 17,7 et 18,5 Ma (Burdigalien-Langhien) a été attribué à ces basaltes par la méthode ^{40}K - ^{40}Ar (Bellon *et al.*, 1985).

Ces laves pourraient être considérées comme témoignant, au Burdigalien-Langhien, ou bien de l'existence d'une croûte océanique, ou bien d'un magmatisme orogénique de type sarde qui serait contemporain de la fin de la période d'accrétion océanique dans le bassin ligure.

PRÉHISTOIRE*

Deux sites principaux de la région ont de très beaux monuments mégalithiques, Pagliaju et Cauria.

À **Pagliaju**, à l'Ouest de la route D 48 rejoignant Tizzano, se trouve le plus grand alignement de menhirs du bassin méditerranéen. Les fouilles y ont dégagé 258 monolithes, répartis en sept groupes d'axes approximativement N-S et un huitième E-W. Certains menhirs penchés furent redressés ; les menhirs tombés pour lesquels n'existait aucun doute sur leur emplacement primitif, ont été replantés.

La plupart de ces monolithes sont peu élaborés, mais 76 sont dits « proto-anthropomorphes » ou menhirs-stèles, 6 sont anthropomorphes et 3 sont des statues-stèles pourvues d'armes (épée, poignard, baudrier).

Au Sud d'un petit chaos rocheux et d'un grand groupe de menhirs, une sépulture en coffre a livré un mobilier funéraire attribué au Chalcolithique-Bronze ancien (1800-1600 avant J.C.), qui serait contemporain des premiers menhirs de l'alignement (stade pré-stataire). Les éléments les plus marquants du mobilier funéraire sont exposés au musée de Sartene.

Le plateau de **Cauria**, au Nord-Est de Punta di Murtoli et Punta di u Grecu, comporte plusieurs sites mégalithiques. Découvert par P. Mérinée, le **dolmen de Fontanaccia** est le mieux conservé des dolmens corses. Il comprend 7 dalles et a perdu sa dalle de fermeture. La chambre funéraire a 2,60 m de long, 1,60 m de large et 1,80 m de haut. La dalle de couverture est un monolithe de 3,40 m sur 2 m.

L'**alignement I Stantari** compte 23 menhirs au moins, donc certains ont été redressés ; il forme deux lignes légèrement courbes, de direction générale N-S. Plusieurs menhirs sont des statues-stèles, avec parfois des détails anatomiques (bras, mains), des armes (épée, baudrier) et des motifs vestimentaires.

* D'après J. Liégeois et G. Peretti (1976) pour Pagliaju et Cauria, et d'après A. Pasquet cité par E. Bonifay (1983) pour Cala Barbarina.

Les fouilles de l'**alignement de Renaju** ont exhumé au moins 63 menhirs ; aucun n'est sculpté.

Un petit abri-sous-roche a été fouillé en bord de mer, à **Cala Barbarina**. Il contenait les membres d'un squelette humain, un squelette de suidé, une industrie lithique et une céramique à décor poinçonné correspondant au Néolithique ancien ou moyen.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires dans le **guide géologique régional : Corse** (Durand-Delga *et al.*, 1978), Paris : Masson édit., 208 p. ; et dans le guide « Corse » (Césari *et al.*, 1994) de la série des guides archéologiques de la France, Paris : Imprimerie nationale, 142 p.

BIBLIOGRAPHIE

ARGAND E. (1924) — La tectonique de l'Asie. C.R. XIII^e Congr. géol. intern., Bruxelles, 13, 1, p. 171-372.

BALDINI P. (1959) — Étude géologique de la presqu'île de Grossa (Corse). D.E.S., Clermont-Ferrand, 74 p.

BAYER M, LESQUER A. (1977) — Étude gravimétrique de la Corse. *Bull. BRGM*, II, 1, p. 1-12.

BELLON H., MAURY R., BELLAICHE G., REHAULT J.P., MERMET J.F., AUZENDE J.M. (1985) — Âge et nature des formations volcaniques prismées observées dans le canyon des Moines (sud-ouest de la Corse) pendant la campagne Cyaligure. *Marine Geology*, 67, p. 163-176.

BLAKE D.H., ELWELL R.W.D., GIBSON I.L., SKELHORN R.R., WALKER G.P.L. (1965) — Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Geol. Soc. London Journ.*, 121, p. 31-49.

BONIFAY E. (1983) — Fouilles et monuments archéologiques en France métropolitaine, circonscription de la Corse. *Gallia Préhistoire*, 26, p. 511-525.

BONIN B. (1980) — Les complexes alcalins acides anorogéniques : l'exemple de la Corse. Thèse État, Paris VI, 779 p.

BOURGES F. (1982) — Le plutonisme batholitique en Corse méridionale. Pétrographie et structurologie des granitoïdes et roches basiques associées. Thèse 3^e cycle, univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 231 p.

BOYER E. (1987) — Analyse structurale des granitoïdes du cap de Zivia (Corse). Mém. D.E.A., univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 103 p.

BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1982) — Aspetti genetici del batolite sardo-corso. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 38, p. 701-764.

COCHERIE A. (1984) — Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse État, Rennes I. Doc. BRGM, n° 90, 245 p.

COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (1992) — Single zircon dating by step-wise Pb evaporation : comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica. *Chem. Geol. (Isot. geoscience section)*, 101, p. 131-141.

COCHERIE A., ROSSI P., LE BEL L. (1984) — The Variscan calc-alkalic plutonism in Western Corsica : mineralogy and major and trace element geochemistry. *Physics of the Earth and Planet. Int.*, 35, p. 145-178.

COCHERIE A., ROSSI P., FOUILLAC A.M., VIDAL P. (1994) — Crust and mantle contributions to granite genesis. An exemple from the Variscan batholith of Corsica studied by trace element and Nd-Sr-O isotope systematics. *Chem. Geol. (Isot. geoscience section)*, 115, p. 173-211.

COLETTE G., BOURGES F. (1983) — Conditions de formation des structures orbiculaires dans les roches magmatiques. Exemple des gabbros orbiculaires de Sainte-Lucie-de-Tallano (Corse-du-Sud). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 296, sér. II, p. 709-714.

CONCHON O. (1975) — Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse État, Paris, 2 vol.

CONCHON O. (1976a) — Formations quaternaires glaciaires, fluviales et colluviales en Corse orientale. Sédimentologie, stratigraphie et tectonique. *Géologie méditerranéenne*, III, 3, p. 161-171.

CONCHON O. (1976b) — Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale (résumé de thèse). *Bull. Soc. sci. hist. et nat. Corse*, 621, p. 69-76.

CONCHON O. (1984) — Corrélations entre la sédimentation fluviale et la sédimentation marine littorale en Corse. *Bull. Ass. fr. ét. Quat.*, 1/2/3, p. 151-156.

CONCHON O. (1985) — Le Quaternaire littoral de Corse : nouvelles données. *Bull. Ass. fr. ét. Quat.*, 1, p. 13-20.

CONCHON O., GAUTHIER A. (1982) — Hauts dépôts quaternaires marins sur la côte occidentale de la Corse. 9^e réunion ann. sci. Terre, Paris, p. 152.

CONCHON O., GAUTHIER A. (1985) — Phénomènes naturels exceptionnels en Corse. Intérêt pour l'étude géologique de la période Quaternaire. *Bull. Soc. sci. hist. et nat. Corse*, p. 141-165.

DURAND-DELGA M. *et al.* (1977) — Corse. Guides géologiques régionaux, Paris : Masson édit., 208 p.

EDEL J.B., MONTIGHY R., THUIZAT R. (1981) — Late Palaeozoic rotations of Corsica and Sardinia : new evidence from paleomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics*, 79, p. 201-223.

GIRAUD L. (1983) — Étude pétrographique et structurale des granoïdes de la région de Zicavo—Santa-Lucia-di-Tallano (Corse-du-Sud). Thèse 3^e cycle, Marseille, 297 p.

GROSJEAN R. (1966) — La Corse avant l'Histoire. Paris : Klincksieck, 98 p.

GROSJEAN R. (1971) — La préhistoire. La protohistoire. In : « Histoire de la Corse ». Toulouse : Privat, p. 11-65.

GROSJEAN R. (1972) — Les alignements de Pagliaiu (Sartene, Corse). *Bull. Soc. préhist. Fr.*, LXIX, 2, p. 607-617.

LAHONDÈRE D. (1991) — Les schistes bleus et les éclogites à lawsonite des unités continentales et océaniques de la Corse alpine. Nouvelles données pétrologiques et structurales. Thèse doct. univ. sci. et techn. Languedoc (Montpellier), 228 p.

LIÉGEOIS J., PERETTI G. (1976) — Sites mégalithiques découverts par Roger Grosjean. In : « Livret-guide excursion C4, IX^e congr. U.I.S.P.P. », Sites préhistoriques et protohistoriques de l'île de Corse, p. 107-110.

LOFGREN G. (1974) — An experimental study of plagioclase crystal morphology : isothermal crystallization. *Amer. J. Sci.*, 274, p. 243-275.

MAISONNEUVE J. (1960) — Étude géologique sur le sud de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n^o 260, t. LVII, 289 p.

MALUSKI H. (1977) — Application de la méthode ⁴⁰Ar-³⁹Ar aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèse État, Montpellier.

MARRE J. (1973) — Le complexe éruptif de Quérigut : pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place. Thèse État, univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 536 p.

MARRE J. (1982) — Méthodes d'analyse structurale dans les granitoïdes. Coll. « Manuels et méthodes », n° 3, Orléans : BRGM, 128 p.

MARRE J. (1989) — *In* C. Guezzo et J.B. Orsini (édits) : « Livret guide de l'excursion des sociétés géologiques de France et d'Italie en Corse et Sardaigne » (livre en dépôt à la Soc. géol. Fr.).

MARRE J., BOURGES F., ROSSI P. (1982) — Architecture et chronologie des intrusions de granitoïdes varisques en Corse sud-occidentale. Processus de formation d'un secteur de batholite. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 38, (1), p. 119-132.

MARRE J., CONCHON O. (1985) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Sartene (1123). Orléans : BRGM, 62 p. Carte géologique par J. Marre, O. Conchon, A. Gauthier (1984).

MARRE J., ROSSI P. (1981) — Extension et antériorité relative du plutonisme subalcalin potassique dans l'ensemble des granitoïdes de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, sér. II, p. 1015-1018.

MARRE J., ROSSI P. (1982) — Exemple de coupure en granitologie. 9^e RAST, Paris, 1982. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 415.

MARRE J., ROSSI P., ROUIRE J. (1981) — Architecture d'un secteur du batholique corso-sarde : les régions d'Ajaccio et Sartene. *Bull. BRGM*, I, n° 2, p. 153-167.

MICHAEL P.J. (1991) — Intrusion of a basaltic magma into a crystallising granitic magma chamber : the Cordillera del Paine pluton in Southern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, p. 396-418.

MOORE J.G., LOCKWOOD J.P. (1973) — Origin of comb layering and orbicular structure, Sierra Nevada batholith, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 1-20.

MYERS J.S. (1975) — Cauldron subsidence and fluidization mechanism of intrusion of the coastal batholith of Peru into its own ejecta. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, p. 1209-1220.

NESTEROFF W.D. (1984) — Étude de quelques grès de plage du Sud de la Corse : datations ¹⁴C et implications néotectoniques pour le bloc corso-sarde. *In* : « Le beach-rock ». Trav. Maison de l'Orient, Lyon, n° 8, p. 99-111.

OHNENSTETTER M., ROSSI P. (1985) — Découverte d'une paléochambre magmatique exceptionnelle dans le massif du Tenda, Corse hercynienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 300, sér. II, p. 853-858.

ORSINI J.B. (1980) — Le batholite corso-sarde : un exemple de batholite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans la chaîne varisque de l'Europe moyenne. Thèse État, Aix-Marseille III, 370 p.

OTTMANN F. (1958) — Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. Mém. Soc. géol. Fr., 84, 176 p.

PAUTOT G., BELLAICHE G., VANNEY J.R., REHAULT J.P., COUELLE A. (1992) — Morphobathymétrie de la marge de la Corse établie à l'aide d'un nouveau sondeur multifaisceaux à longue portée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 314, sér. II, p. 609-610.

PIBOULE M., SODEN L., AMOSSE J., BRIAND B. (1989) — Le massif basique de Loreto-di-Tallano (Corse-du-Sud) : mise en évidence du contrôle de la surfusion adiabatique dans la genèse des faciès orbitulaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, p. 713-718.

PLATEVOET B. (1985) — Étude pétrologique d'une association acide-basique dans le complexe annulaire anorogénique de Porto (Corse). Thèse 3^e cycle, univ. P. et M. Curie, Paris, 182 p.

PONS J. (1982) — Un modèle d'évolution de complexes plutoniques : gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). Thèse État, univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 228 p.

ROSSI P. (1986) — Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique : le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse État, univ. Paul-Sabatier, Toulouse. Doc. BRGM, n° 107, 292 p.

ROSSI P., COCHERIE A. (1991) — Genesis of a Variscan batholith : field, mineralogical and geochemical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. *Tectonophysics* (The European Geotraverse, Part 7), 195, p. 319-346.

ROSSI P., COCHERIE A., LAHONDÈRE D. (1992) — Relations entre les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique stéphanien-permien de Corse, témoins des phénomènes d'amin-cissement crustal néo-varisques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, sér. II, p. 1341-1348.

ROSSI P., DURAND DELGA M., COCHERIE A. (1993) — Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge stéphanien supérieur-permien inférieur en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 316, p. 1779-1788.

ROSSI P., ROUIRE J., BONIN B., CONCHON O., GAUTHIER A., LOÏE-PILOT M.D. (1984) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Ajaccio (1120). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Rossi, J. Rouire et coll. (1986), 44 p.

SIMI P. (1981) — Précis de géographie humaine, économique et régionale de la Corse. Soc. sci. hist. et nat. Corse, n° 11.

VELLUTINI P.J. (1977) — Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest. Thèse État, Aix-Marseille III, 317 p.

WAGER L.R., BROWN G.W. (1967) — Layered igneous rocks. London : Oliver and Boyd, 558 p.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Corse, immeuble Agostini, Z.I. de Furiani, 20200 Bastia, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1994 par :

Philippe ROSSI, ingénieur géologue au BRGM, à partir des travaux de Jacques MARRE, professeur à l'université Paul-Sabatier, Toulouse (architecture des formations plutoniques) et de ses propres travaux, et avec la collaboration de :

Odette CONCHON, maître de conférences à l'université Paris-Sud (Orsay), pour les formations sédimentaires et la préhistoire ;

Alain GAUTHIER, professeur au lycée Fesh (Ajaccio), pour les ressources en eau.

