



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

PORTO-VECCHIO

par

J. ROUIRE, P. ROSSI, F. BOURGES, G. LIBOUREL,
R. DOMINICI

PORTO-VECCHIO

La carte géologique à 1/50 000
PORTO-VECCHIO est recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : BASTELICA (N° 265)
au sud : PORTO-POLLO – SARTENE (N° 267)



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

MINISTERE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TELECOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTERIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

COMITE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

Président	J. DERCOURT membre de l'Institut
Vice-Président	Z. JOHAN correspondant de l'Académie des Sciences
Secrétaire général	C. CAVELIER
Membres	R. CAPDEVILA J.-M. CARON J. CHANTRAINE J. FOURNIGUET P. LEDRU M. TARDY J. DUBREUILH J. REY

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice.

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
PORTO-VECCHIO À 1/50 000**

par

**J. ROUIRE, P. ROSSI, F. BOURGES, G. LIBOUREL,
R. DOMINICI**

1993

Éditions du BRGM - BP 6009 - 45060 ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

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

- *pour la carte* : ROUIRE J., BOURGES F., ROSSI P., UBOUREL G. (1993) - Carte géol. France (1/50 000), feuille **Porto-Vecchio** (1124) – Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Rouire, P. Rossi, F. Bourges, G. Libourel, R. Dominici (1993), 61 p.

- *pour la notice* : ROUIRE J., ROSSI P., BOURGES F., UBOUREL G., DOMINICI R. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille **Porto-Vecchio** (1124) – Orléans : BRGM, 61 p. Carte géologique par J. Rouire, F. Bourges, P. Rossi, G. Libourel (1993).

© BRGM, 1993. 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 : 2-7159-2124-1

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>APERÇU GÉOLOGIQUE</i>	6
<i>HISTORIQUE DES RECHERCHES – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
<i>DONNÉES GÉOPHYSIQUES ET GÉOCHIMIQUES</i>	
<i>MORPHOLOGIE</i>	10
<i>TECTONIQUE</i>	11
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	13
<i>TERRAINS ÉRUPTIFS</i>	18
Plutonisme granodioritique	18
Plutonisme monzogranitique	24
Plutonisme basique	26
Plutonisme leucocrate	33
Plutonisme alcalin	37
Architecture magmatique	38
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	41
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	44
Secondaire	44
Tertiaire	45
Quaternaire	46
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	48
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	50
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	50
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	52
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	52
<i>ARCHÉOLOGIE</i>	50
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	56
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	56
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	60
AUTEURS	61
ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES	
ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	

Le réseau hydrographique est constitué, dans la moitié orientale de la feuille, par les bassins du Cavu, de l'Osù et partiellement du Stabiacciu. La partie occidentale est drainée par le Rizzanese et son affluent principal le Fiumicicoli, puis par l'Ortolo qui coule au pied du spectaculaire versant nord-ouest de la montagne de Cagna, abrupt sur plus de 1000 m de hauteur.

APERÇU GÉOLOGIQUE

La plus grande partie du territoire couvert par la feuille est occupée par des éléments du batholite corse, d'âges carbonifère et permien. Mais des terrains plus anciens y subsistent, ainsi que des sédiments secondaires et tertiaires. Le trait tectonique majeur est constitué par l'accident Favone-Figari, orienté NE-SW.

Le *socle métamorphique*, souvent placé en situation de couverture des granites, a été conservé dans deux séries d'affleurements :

- à l'Est de la faille Favone-Figari, il constitue deux panneaux assez étendus, l'un entre le col de la Parata et Solenzara, l'autre à l'Est de la presqu'île de la Chiappa ;
- à l'Ouest de la faille, il est représenté par une série de témoins de faible superficie, couronnant généralement des crêtes élevées.

Les *granites carbonifères* couvrent plus de 80 % de la feuille ; ils s'ordonnent en bandes plus ou moins continues, approximativement orientées NE-SW (N 50), parallèlement aux directions majeures de la tectonique :

- les granodiorites des collines de Porto-Vecchio à Sainte-Lucie ;
- les granites leucocrates formant le relief central depuis le massif du Sambucu au Nord jusqu'à la montagne de Cagna, au Sud ;
- les monzogranites de la haute vallée du Fiumicicoli et de l'Ortolo, depuis le Nord de la Bocca di Pelza jusqu'à l'angle sud-ouest de la carte ;
- les granodiorites de la vallée du Rizzanese, du Nord de Sorbollano (1) jusqu'au Sud de Granace (2) ;
- les granites leucocrates du versant sud-est du Monte San Petru (forêt de Valle Mala) et du Monte Rossu occupent le coin nord-ouest de la feuille. Ils sont flanqués à l'Est par les monzonites alcalines du Monte Pelosu et par une large intrusion de gabbros ;
- le plutonisme basique est, en effet, très présent à l'Ouest du méridien de Levie. Il apparaît sous forme de septa concordants dans les granodiorites et monzogranites, ou bien sous forme d'intrusions postérieures, ou encore sous forme d'injections composites, mélanges de roches basiques et de granites clairs, en réseaux plus ou moins serrés et d'allure bréchoïde.

Le *cortège filonien postorogénique*, acide et basique, est très largement développé sur la feuille Porto-Vecchio : la densité et la longueur des filons sont très importants dans certaines parties de la carte (champs filoniens de Porto-Vecchio, de la vallée du Cavu, de la bordure ouest du massif de L'Os-pédale,...).

(1) Surbuddà.

(2) Granacia.

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE (1)

Comme toutes les feuilles à 1/50 000 de la Corse, la feuille Porto-Vecchio est en partie maritime. La côte est entièrement rocheuse, à l'exception bien entendu des plages qui se sont établies au fond de chaque échancrure ; elle va de l'anse de Tarcu au Nord jusqu'à la Punta di a Chiappa qui borne l'entrée sud du golfe de Porto-Vecchio (2).

Le trait dominant de l'orographie est l'existence d'une grande zone montagneuse orientée NW-SE, qui prend la feuille en écharpe, presque en diagonale, et qui détermine trois ensembles bien distincts :

– au Nord du col de la Parata, la montagne plonge directement dans la mer mais au Sud, de Sainte-Lucie jusqu'à Porto-Vecchio, se développe une région de basses collines entrecoupées de plaines alluviales relativement vastes (Cavu, Osu, etc.). Le relief est mou et les altitudes ne dépassent guère 200m ;

– à l'Ouest de cette zone déprimée, la montagne se dresse brutalement, accusant une dénivellation de 600 à 800 m pour une distance de 4 à 5 km jusqu'aux crêtes les plus rapprochées. Au Nord, c'est la terminaison méridionale du massif de Bavella et de la forêt du Sambucu (dont l'essentiel figure sur la feuille Zicavo) ; au centre c'est la forêt de Barocaghju-Marghese, dite également massif de L'Ospedale ; au Sud enfin, c'est la montagne de Cagna, qui se prolonge sur les feuilles Sotta et Roccapina où elle se termine à la mer.

Les plus hautes altitudes sont situées à la limite ouest de ces chaînons formant une série d'arêtes qui matérialisent la ligne de partage des eaux. Déjà moins élevées que dans la Corse centrale, ces altitudes s'abaissent encore légèrement vers le Sud de la Punta di Quercitella (1481 m) à la Punta d'Ovace (1340 m) en passant par le Monte Calva (1381 m), la punta di u Diamante (1227 m) et la Punta di a Vacca Morta (1314 m) ;

- vers l'Ouest, au pied de ces arêtes, s'étend une contrée de reliefs compliqués mais beaucoup moins élevés. Au Nord, ce sont les régions de Zonza, de Serra-di-Scopamène (3), de Levie (4) et de Saintc-Lucie-de-Tallano (5), qui constituent la partie sud de l'Alta Rocca et dont les altitudes sont de l'ordre de 800 m (culmen à la Punta di Serrado à 1033 m). L'Alta Rocca s'abaisse graduellement vers le Sartenais (6), à 500 et 400 m, puis à moins de 60 m dans l'angle sud-ouest de la feuille, qui correspond à la vallée de l'Ortolo.

(1) En Corse, la plupart des noms de localités ont été déformés, soit italianisés, soit francisés. Lorsqu'elles sont trop ancrées dans les habitudes, nous avons, à regret, conservé ces orthographes bâtarde. Mais, dans ce cas, quand nous avons pu la retrouver, nous avons indiqué l'orthographe corse en note infrapaginale. Pour tout le reste de la toponymie, nous avons adopté les dénominations de l'IGN, largement « recorsisées » depuis quelques années.

(2) Porti Ycchju.

(3) Sarra-di-Scupamena.

(4) Livia.

(5) Santa-Lucia-di-Tadda.

(6) u Sartincsu.

Les *granites permians* sont représentés seulement par la terminaison méridionale de la lame orientale du massif de Bavella (feuille Zicavo), qui culmine à la Punta di Quercitella.

Les *terrains sédimentaires*, secondaires ou tertiaires, n'ont été conservés que dans l'étroit graben de Favone installé entre les granites de Conca et le massif métamorphique de la Parata. Ces dépôts ont eu une extension originale beaucoup plus grande.

Les *terrains quaternaires* sont cantonnés dans le fond des vallées et ne se développent qu'à proximité des embouchures du Cavu et de l'Osù.

HISTORIQUE DES RECHERCHES - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les précurseurs M. Nentien (1897), E. Maury et F. Grandjean (1910), D. Hollande (1917), E. Maury et J. Orcel (1939), avaient sans doute vu les grandes lignes de la constitution géologique de la Corse méridionale, mais leurs descriptions et leurs cartes étaient encore très approximatives.

Il fallut attendre le début de la deuxième moitié du 20^e siècle pour que soient mis en chantier des études et des levés cartographiques détaillés sur les granitoïdes de cette région, avec les travaux de P. Lapadu-Hargues et J. Maisonneuve (1954, 1956, 1962) et de J. Maisonneuve (1960).

C'est dans la thèse de ce dernier qu'apparaît, pour la première fois, la description détaillée de plusieurs types pétrographiques de la Corse du Sud, accompagnée d'une carte à 1/120 000 couvrant tout ou partie des feuilles à 1/50 000 Porto-Vecchio, Sartène, Ajaccio, Zicavo et Bastelica. J. Maisonneuve propose une interprétation génétique qui postule l'antécédence des intrusions basiques et l'unicité du batholite. Ainsi, il attribue la diversité des faciès à des phénomènes d'assimilation par un magma acide d'une partie des massifs basiques : pour lui, les différents types pétrographiques sont de simples « variations des caractères minéralogiques » au sein d'une même « venue granitique » ; de même, il explique les injections bréchiques acido-basiques par la théorie, alors en vogue, de l'endomorphisme. La feuille Porto-Pollo - Sartène à 1/80 000, parue en 1962, contient une partie des levés de J. Maisonneuve.

En 1969, J.P. Quin, qui étudiait les granites alcalins et hyperalcalins du Nord-Ouest de la Corse, est le premier à découvrir la paragenèse complète des granites à hastingsite et à observer leur caractère tardif, intrusif et sub-volcanique ; en Corse du Sud, il leur rattache le massif de Bavella qui empiète sur la feuille Porto-Vecchio.

À partir de 1972, B. Bonin (1973, 1977, 1980, 1982) se consacre à l'étude de ces granites alcalins qu'il date du Permien supérieur. B. Bonin accompagne souvent ses travaux de documents cartographiques à 1/25 000.

Durant la même période, J.B. Orsini (1979, 1980) étudie les granitoïdes calco-alcalins en Corse et en Sardaigne. Il distingue, en Corse centrale et méridionale, trois grands groupes, de plus en plus récents et constitués de termes de plus en plus différenciés :

- groupe I (G.I) : tonalites à granodiorites à biotite, avec ou sans amphibole ;
- groupe II (G.II) : granodiorites à monzogranites à grain moyen ou porphyroïdes ;
- groupe III (G. III) : granites leucocrates à biotite et grenat.

Pour les roches basiques, J.B. Orsini distingue quatre groupes, et parmi eux les « filons bréchiques » (= injections composites) qui associent des enclaves dioritiques à un ciment aplitique.

En 1977, J. Marre et P. Rossi reprennent l'étude des granitoïdes calco-alcalins du Sud de la Corse en associant aux méthodes classiques l'analyse structurale (Marre, 1982 ; Marre *et al.*, 1981). P. Rossi étend ses recherches à la majeure partie de la Corse ; dans sa thèse (1986), une part importante est consacrée à la Corse du Sud et notamment aux intrusions basiques de Fozzano (1) et de Levie.

Par ailleurs, F. Bourges (1982) effectue, dans l'Ouest de la feuille Porto-Vecchio, l'étude des granitoïdes calco-alcalins et plus spécialement des divers corps basiques, tandis que L. Giraud (1983) accomplit un travail analogue plus au Nord, sur les granodiorites du Coscione (2), essentiellement sur la feuille Zicavo.

Enfin, G. Libourel (1985), à l'occasion d'un travail sur les ultramafites et les paragneiss granulitiques de Santa-Lucia-di-Mercuriu (feuille Corte), consacre un chapitre comparatif aux métamorphites du panneau de Fautea-Solenzara, dans l'angle nord-est de la feuille Porto-Vecchio. Quant à R. Vezat (1986), dans le tiers le plus oriental de la feuille Zicavo, il étudie les granitoïdes des hautes vallées du Taravo et du Chiuvone et surtout les métamorphites du graben de Zicavo.

Outre ces recherches fondamentales, l'avancement de la publication des fonds topographiques de l'IGN, permet au BRGM de lancer, en 1976, un programme de cartographie pour la Corse dont le premier travail fut une carte de synthèse à 1/250 000, publiée en 1980 (Rossi, Rouire *et al.*). En même temps ont débuté en Corse méridionale des levés détaillés concernant les feuilles Sotta, Roccapina, Sartène, Porto-Vecchio, Zicavo, Ajaccio, Sarrola-Carcopino, Bastelica, dont la plupart sont aujourd'hui publiées ou en voie de publication.

Sur le plan matériel, il n'est pas nécessaire d'insister sur les difficultés du levé géologique en Corse. Elles sont les mêmes que dans toutes les régions montagneuses, mais en outre :

- au-dessous de 800 à 1 000 m, la rareté et même l'absence complète de sentiers, ajoutées à l'omniprésence d'un maquis très dense, interdisent parfois complètement toute progression ;

(1) Fuzza.

(2) Cuscionu.

- en montagne, où le couvert végétal est moins hermétique, l'accès de certaines zones reste très difficile en raison de l'isolement et de l'absence de voies d'approche.

Toutefois, depuis une dizaine d'années, le réseau des pistes et routes forestières de l'Office national des forêts a été développé, ouvrant des accès vers des zones jusqu'alors fort difficiles à atteindre. Par ailleurs, le parc régional ainsi que des associations régionales ont eu l'heureuse initiative de rénover plusieurs sentiers de l'Alta Rocca (à partir de 1987).

DONNÉES GÉOPHYSIQUES ET GÉOCHIMIQUES

Géophysique

Des travaux de géophysique relativement récents (Bayer, 1974 ; Bayer, Bayer et Lesquer, 1976 ; Bayer et Lesquer, 1977) ont abouti à des résultats tout à fait conciliables avec les observations de surface. En particulier, les études gravimétrique et magnétique de la Corse soulignent, pour la Corse du Sud, l'existence d'une fracturation majeure de direction NE-SW.

La carte de l'anomalie de Bouguer fait apparaître plus ou moins clairement, dans la zone qui nous occupe, trois axes gravimétriques négatifs orientés NE-SW, assez bien superposés aux trois chaînons constitués par : (1) les lames de granite alcalin de Bavella ; (2) l'alignement des massifs de granite leucocrate du Sambucu, de L'Ospedale et de Cagna ; et (3) l'ensemble des massifs de granite, également leucocrate, du Pelosu et de Tana.

Entre ces axes négatifs se place, autour de Levie, Sainte-Lucie-de-Tallano et Sartène, une vaste zone positive montrant des directions conjuguées presque orthogonales. Le principal axe gravimétrique positif, parallèle aux axes négatifs (NE-SW), paraît correspondre à des massifs de tonalite (Coscione-Incudine) ou de granodiorite, tandis que l'axe NW-SE est en concordance avec la direction des foliations planaires des corps basiques (sept gabbro-dioritiques et « injections composites ») et de leur encaissant granitique.

D'après M. Bayer *et al.* (1976, 1977), la forme et l'amplitude des anomalies positives conduisent à penser que les corps basiques affleurants ont une extension importante en profondeur : leur épaisseur serait ici de l'ordre de 2000 m, si on leur attribue un contraste de densité de + 0,3 avec leur environnement de roches acides.

L'image la plus remarquable est, à l'Ouest de Sainte-Lucie-de-Tallano, le très brusque rebroussement vers le Nord-Est des isanomaes dont la direction globale est NW-SE ; cette disposition est visiblement due à la coalescence, dans le massif du Pelosu, entre des granites leucocrates « légers » et des gabbros « lourds ».

Ces interprétations sont en accord avec les conclusions qui résultent de l'examen des cartes d'anomalies magnétiques (Bayer, 1974 ; Bayer *et al.*, 1976, 1977).

Cet examen révèle que les intrusions granitiques les plus anciennes, et qui sont aussi les moins acides (tonalites et granodiorites mélanocrates, à enclaves sombres abondantes), se relie à la zone dans lesquelles les roches gabbro-dioritiques sont affleurantes.

La répartition des affleurements basiques ne suffit pas à expliquer dans cette région l'étendue des anomalies magnétiques. Si rien ne permet de lever l'indétermination quant à la profondeur des sources de ces dernières, il est tout de même licite de penser que ces sources sont liées à l'extension en profondeur des septa et des intrusions observées en surface.

Géochimie

La prospection géochimique de la Corse, entreprise par le BRGM dans le cadre de l'inventaire des ressources du territoire national, apporte d'utiles précisions (Zeegers et Vairon, 1978 ; Letalenet et Boulanger, 1979).

À titre d'exemple, la carte des anomalies en béryllium (>4 ppm) se superpose assez bien à celle des granites leucocrates : on peut même remarquer que la teneur en béryllium semble varier en raison inverse de la teneur en calcium de ces granites.

La géochimie de l'yttrium donne des résultats analogues pour une teneur supérieure à 50 ppm.

Par contre, les anomalies du baryum (+ de 300 ppm) paraissent correspondre aux granodiorites, tandis que les isanomaes du vanadium (+ de 100 ppm) entourent approximativement la zone des septa basiques et des injections composites. Quant aux courbes des teneurs en chrome (+ de 60 ppm), elles coïncident presque exactement avec les contours des massifs basiques intrus les plus importants (Monte Pelosu, Levie).

MORPHOLOGIE

Les différences de résistance aux agents d'altération et d'érosion sont liées à plusieurs facteurs tels que la dimension du grain, la teneur en quartz et l'indice d'anorthite. En général, l'intensité de l'altération croît en même temps que le diamètre du grain et la teneur en plagioclases calciques. Au contraire, elle varie en raison inverse des pourcentages de quartz et d'albite, perthitique ou non : l'albite paraît conférer une cohésion accrue au matériel.

Un autre facteur déterminant pour l'altération est l'altitude, car, en montagne, les conditions climatiques et topographiques s'opposent, dans une large mesure, à l'accumulation d'arènes dont la présence constitue un facteur aggravant l'intensité de la désagrégation de la roche (humidité, végétation, etc.). Pour des raisons différentes on observe un phénomène convergent le long des côtes rocheuses.

Les granodiorites, et à un degré moindre les monzogranites, sont assez facilement altérés, et leurs affleurements sont souvent masqués par une

épaisse couche d'arènes. Les formes du relief y sont généralement très douces : la roche saine ne se rencontre que dans les carrières ou le long des routes, ou alors sous la forme de boules résiduelles. C'est dans ces granites que sont installées la plupart des zones déprimées, plaines ou cuvettes, exception faite pour l'Alta Rocca, relativement protégée de l'érosion par des contreforts de granite plus résistant, à l'Est et à l'Ouest.

Les granites leucocrates, nettement moins basiques, sont beaucoup moins sensibles aux attaques des agents atmosphériques : la roche saine affieure davantage et les plutons constituent des massifs topographiquement bien délimités, faisant nettement saillie au-dessus des dépressions calco-alcalines.

Les granites hypersolvus, encore moins sensibles à l'altération, donnent souvent dans le paysage des reliefs acérés, en pics, pitons, falaises ou murailles verticales, et constituent des massifs qui presque toujours dominent nettement l'ensemble. Par ailleurs, le maquis qui recouvre les roches alcalines est souvent formé par une association botanique différente de celle du batholite calco-alcalin : cette différence est liée à la pauvreté en Ca et Mg des sols rouges d'altération des granites permiers (Bonin, 1980).

Les métamorphites, enfin, offrent généralement un relief très adouci, en croupes molles mais avec des ravins relativement encaissés. En raison du caractère schistosé de la plupart de ces roches, la cryoclastie y joue un grand rôle et les pierriers vifs y sont souvent très développés.

Les formes de relief observées dans les séries schisto-gréseuses éocènes du fossé de Favone, sont elles aussi très adoucies.

TECTONIQUE

Les observations de terrain, aussi bien que l'examen stéréoscopique des photos aériennes, montrent que la Corse du Sud, et en particulier le territoire de la feuille Porto-Vecchio, est affectée par une importante fracturation. On peut regrouper les orientations observées en deux familles, la principale étant généralement N 45°, pouvant aller jusqu'à N 20°, et l'orientation conjuguée étant le plus souvent de l'ordre de N 150° à N 130° mais pouvant aller à N 110°. Si l'on tient compte de la dérive cénozoïque de la Corse, on voit que l'orientation de ces fractures s'apparente à celle des décrochements tardi-hercyniens de l'Europe.

Le caractère polyphasé de cette tectonique paraît certain, mais la rareté des arguments de datation rend difficile la mise en évidence des différentes étapes de la construction du canevas structural actuel.

La manifestation la plus spectaculaire est la faille NE-SW qui court depuis Favone (feuille Zicavo) jusqu'à Figari (feuille Sotta), sur une cinquantaine de kilomètres, et qui prend en écharpe la feuille Porto-Vecchio.

Cet accident a manifestement joué à plusieurs reprises. Vers la fin du Carbonifère, il a contribué, en les guidant, à la mise en place des intrusions leucocrates de L'Ospédale et de Cagna. Plus tard, peut-être très tardivement, il a joué un rôle dans la surrection de ces massifs qui dominent, de façon abrupte, les collines granodioritiques de Sainte-Lucie et de Porto-Vecchio.

Dans le Nord de la feuille, cette fracture Favone-Figari est accompagnée à l'Ouest par des failles parallèles, distantes de quelques hectomètres, l'ensemble déterminant un étroit graben dit fossé de Favone, dans lequel sont conservés quelques vestiges de dépôts marins mésozoïques et cénozoïques qui permettent de conclure à un rejeu post-Éocène. Les rapports de ces sédiments avec leur substratum paléozoïque, plutonique ou métamorphique, n'apparaissent pas toujours clairement. Mais leur disposition évoque un rabotage basal, ce qui suppose une mise en place tangentielle. Des levés plus détaillés que les nôtres permettraient d'infirmer ou de confirmer cette hypothèse.

D'autres accidents, de même orientation NE-SW, jouent un rôle important pour la structure et la morphologie de la région. Citons par exemple les trois failles parallèles qui, dans l'angle nord-ouest de la feuille, isolent le massif de gabbros et de monzonites du Pelosu, entre, au Nord-Ouest, la terminaison méridionale du chaînon leucocrate de Tana et, au Sud-Est, les granodiorites du Coscione ou du Rizzanese.

Parmi les failles les plus importantes de la famille orientée NW-SE, rappelons que la réapparition de granodiorites en plein massif leucocrate, entre Conca et la vallée du Cavu, est due au jeu de fractures parallèles au champ filonien ; elles ont déterminé l'existence, sinon de véritables fossés, tout au moins de zones déprimées dans lesquelles la « couverture » des granites leucocrates a été partiellement préservée de l'érosion.

La plupart des failles sont accompagnées par des zones broyées, mylonites ou cataclases, dont la largeur varie de quelques décimètres à plusieurs hectomètres. Une rubéfaction plus ou moins intense du matériel s'observe également à proximité des accidents. Cette rubéfaction peut, mais pas nécessairement, se superposer aux broyages.

On observe également quelques épontes de fractures transformées localement en syénite à épidote, par exemple dans la haute vallée du Cavu.

Enfin, il existe d'assez nombreux filons de quartz, de puissance décimétrique à métrique, qui jalonnent de façon discontinue des lignes de fractures mineures.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Les formations métamorphiques apparaissent sur la feuille Porto-Vecchio dans deux positions assez différentes:

- à l'Est de la faille Favone-Figari, sous la forme de deux panneaux relativement larges, à basse altitude, entre la batholite et la mer : au Nord, c'est la bande de Fautea à Solenzara ; au Sud, c'est la presqu'île de la Chiappa ;
- à l'Ouest, à l'état de petits témoins disséminés et couronnant souvent certaines parties hautes des reliefs granitiques.

Série de Fautea

Au Sud, le panneau principal débute au col de la Parata et se termine au Nord (feuille Zicavo) non loin de Solenzara. C'est une bande plus ou moins continue, longue d'une quinzaine de kilomètres et large de 2 à 3, limitée à l'Ouest par les granites leucocrates de la forêt de Sambucu et au Sud par les granodiorites de Sainte-Lucie. Cet édifice métamorphique est tronçonné suivant une direction N 30 par le fossé de Favone qui sépare, au Nord et au Sud de cette localité, deux reliefs d'importance égale. En outre, à l'intérieur même du graben, le socle réapparaît dans plusieurs secteurs et notamment depuis la Punta di Calcina jusque dans le versant sud de la vallée du Cavu.

Entre Favone et le ruisseau de Conca, l'ossature de cette bande de socle est constituée par une importante série de gneiss granulitiques avec quelques boudins ou lentilles de pyroxénites. Ce « noyau granulitique » est ceinturé au Sud par des migmatites qui remontent le long de la côte jusqu'à Ogliastriccione et du côté ouest jusqu'à la route du relais TV de Conca. Dans ces migmatites on observe des intercalations concordantes d'amphibolites et plus rarement de leptynites. Le schéma proposé par J. Maisonneuve (1960) reste valable dans ses grandes lignes : une dorsale de gneiss à deux micas ceinturée au Sud par des embréchites. Mais une étude détaillée du massif a été effectuée récemment (Libourel, 1985).

La foliation générale de la série oscille entre N 10 et N 30 avec un fort pendage vers l'Est. Elle s'infléchit progressivement vers le Sud pour atteindre dans la région de Fautea une direction globalement E-W à fort pendage N.

Par ailleurs, un important réseau filonien de microgranite, de pegmatite à muscovite et de dolérite traverse le massif; il a été figuré surtout le long de la côte où l'observation est facilitée.

Les descriptions qui suivent sont rédigées d'après G. Libourel (1985).

M². Métatexite de Fautea. Ce sont des gneiss migmatitiques à reliques granulitiques saines. La paragenèse des restites comprend quartz, plagioclases, feldspaths potassiques, grenat, kyanite, biotite et rutile.

On y rencontre des boudins **d'éclogitoïde** (ϵ) rétrotransformés dans le faciès amphibolite, des intercalations de **métacalcaire** (C), ainsi que des boudins d'amphibolite avec ou sans grenats. Mais on n'y observe qu'un seul petit **complexe leptyno-amphibolique** (λ - δ), situé au pont de Fautea.

M¹. **Diatexite de Fautea.** Localement, les migmatites passent à des anatexites bien visibles sur le versant nord de l'anse de Fautea, ainsi qu'à proximité au Sud du lieu-dit Fica. Les plagioclases de ces roches montrent des inclusions de grenat et de disthène.

ζ³. **Paragneiss granulitiques à grenat et disthène.** Ils constituent le type pétrographique dominant du secteur. Ce sont des alternances irrégulières et plus ou moins bien marquées de niveaux leucocrates à tendance quartzofeldspathique et pauvres en grenats, et de niveaux sombres plus ou moins enrichis en biotite et grenats. Ils sont fréquemment mouchetés de muscovite et le disthène y est aisément reconnaissable à sa couleur bleu clair caractéristique.

Les paragenèses primaires sont souvent très bien conservées et tout à fait analogues à celles des migmatites d'Ogliastriccione. Indemnes de toute rétrogenèse, elles se composent de quartz, grenat, feldspath potassique perthitique, plagioclase antiperthite (An 21-25), disthène, rutile, zircon, apatite et graphite.

Les textures sont granoblastiques à granolépido-blastiques. La présence de disthène comme seul silicate d'alumine indique que cette association minérale correspond à un épisode granulitique de haute pression.

Les paragenèses rétro-morphiques sont révélées par le développement d'associations à biotite et muscovite aux dépens des associations primaires à grenats et feldspaths potassiques. Parallèlement, le disthène est fréquemment chemisé d'une auréole de muscovite et de quartz. Dans quelques cas on observe l'apparition de la sillimanite ainsi que la pseudomorphose directe du disthène en andalousite.

η². **Pyroxénite à plagioclase et grenat.** Mise en évidence en plusieurs points, c'est une roche extrêmement massive, vert sombre à l'affleurement, disposée en boudins centi- à décimétriques ou plus rarement en lentilles décimétriques. Le grenat y est toujours reconnaissable. La pyroxénite se charge en amphibole, du coeur vers la bordure de l'affleurement.

La paragenèse primaire comprend clinopyroxène, grenat, plagioclase, quartz, rutile, minéraux opaques. La stabilité du grenat et des clinopyroxènes en présence de plagioclase montre que ces metabasites sont des granulites de haute pression, mais le domaine des éclogites n'est pas atteint.

L'amphibolitisation de cette paragenèse, qui se traduit dans les premiers stades de la rétrogenèse par une structure kélyphitique, aboutit à l'extrême par une résorption totale du grenat.

ζ³_b. **Gneiss à biotite.** Ces roches sombres ont une paragenèse identique à celle des gneiss granulitiques ζ³, mais ils sont beaucoup plus riches en biotite. On les observe seulement sur la côte, au Nord et au Sud de Carabona.

Série de la Chiappa

Seule la moitié nord de ce panneau métamorphique concerne la feuille Porto-Vecchio : la partie sud figure sur la feuille Sotta. Il forme une bande approximativement N-S, entre l'intrusion leucocrate de la Varra, dont il paraît constituer le toit, et les conglomérats éocènes de Piccovaggia qui masquent son extension orientale. Vers le Nord, les terrains métamorphiques sont recoupés tectoniquement par la granodiorite de Porto-Vecchio ; le contact, presque toujours caché sous les eaux du golfe, n'est observable qu'à la Punta di a Chiappa proprement dite, où un affleurement granitique de quelques hectares est séparé des gneiss par un accident subvertical.

On observe la succession suivante :

- au Sud, un ensemble assez vaste d'orthogneiss porphyroïdes constitue l'essentiel d'un relief culminant à la cote 265 ; cette colline est difficilement accessible, sauf au-dessus du camping de Perelli, ainsi qu'auprès du hameau abandonné de Pruna ;
- au Nord de cette première formation, un complexe leptyno-amphibolique est bien visible le long de la route qui descend à Marina Vizza, ainsi qu'en bordure de la côte, à l'Est de Marina d'Arje ;
- encore plus au Nord, des paragneiss fins et des micaschistes affleurent sur la colline du phare ; on les retrouve plus à l'Ouest, sur le versant nord du Monte di Fiori, notamment autour d'un ancien blockhaus.

La foliation générale de l'ensemble dessine un arc à grand rayon et à concavité vers le Nord : à l'Ouest, les directions sont orientées N 125 °E et elles passent à N 90° sur la colline du phare. Les pendages sont très redressés, souvent même verticaux.

ζ^3 C. **Paragneiss fins et micaschistes.** Sous cette dénomination on a regroupé un ensemble où sont intimement associés des gneiss fins et des micaschistes affectés par une intense déformation à caractère rotationnel. Les uns et les autres affleurent sur la colline du phare, où l'on peut observer l'alternance de bancs tantôt fins, tantôt grossiers, dont la rythmicité peut évoquer celle d'une ancienne série de type flysch.

Les paragneiss fins présentent une paragenèse à plagioclase, quartz, feldspath potassique, cordiérite, + biotite, + muscovite. Des passées à déformation mylonitique très intense renferment des clastes de grenat et de plagioclase et des agrégats de mica blanc au sein desquels persiste souvent de l'andalousite relictuelle.

Les micaschistes montrent des paragenèses semblables à celles des paragneiss ; toutefois, le grenat, en clastes antérieurs à la formation, y paraît plus abondant. L'ensemble des paragneiss fins et des micaschistes est affecté par une chloritisation localement intense.

La partie visible de cet ensemble mesure environ 300 à 400 m d'épaisseur.

λ - δ C. **Complexe leptyno-amphibolique.** Il est constitué de diverses roches, mais les amphibolites, quelquefois massives, y ont une place prépondérante. Elles sont souvent entrelardées de leptynites, en minces lits répétitifs ; elles sont aussi associées à des gneiss ceillés et à des micaschistes.

L'épaisseur du complexe ne paraît pas dépasser 800 m.

γ. **Orthogneiss porphyroïdes.** Malgré l'insuffisance des ameurements, on peut penser que le relief de Pruna est surtout formé par des orthogneiss porphyroïdes qui, toutefois, peuvent localement alterner avec des gneiss plus fins.

La texture de ces roches est systématiquement porphyroclastique, avec des « yeux » de feldspath potassique (généralement de 2 à 3 cm de long, mais pouvant atteindre exceptionnellement 5 à 10 cm) et/ou des plagioclases polygonisés pouvant renfermer du grenat. La biotite « 1 » et la muscovite sont disposées en fuseaux. Un épisode postérieur à la déformation, à caractère rotationnel, est caractérisé par une blastèse de biotite « 2 » non orientée. Enfin, on doit noter la présence quasi ubiquiste d'une rétomorphose qui affecte l'ensemble des orthogneiss et qui se traduit par une chloritisation poussée. La composition d'ensemble de ces gneiss incite à penser qu'ils proviennent du métamorphisme de granoïdes alumineux.

La puissance de cette formation est d'environ 3 000 m dont la moitié amcure sur la feuille Sotta.

Il convient de remarquer plusieurs analogies entre la série de la Chiappa et la série de Zicavo (feuille Zicavo), dans laquelle R. Vezat (1986) a décrit trois formations superposées : gneiss œillés, complexe amphibolique et micaschistes. Les trois termes de la Chiappa sont peut-être les équivalents de ceux de Zicavo, avec toutefois des puissances assez différentes.

Autres panneaux de socle métamorphique

Ces témoins en altitude n'ont pas fait l'objet d'études pétrographiques détaillées comme celles qui ont été réalisées sur les panneaux côtiers.

Ils sont nombreux sur toute l'étendue de la feuille ; leur extension ne dépasse généralement pas quelques hectares (voire quelques ares) mais trois d'entre eux sont de dimensions kilométriques. La plupart de ces témoins étaient inconnus avant nos levés.

ζ. **Métamorphites indifférenciées.** À *l'Alzu di Lanu* (2 km au NNW de Conca), un panneau de métamorphites de près d'un kilomètre carré cha-peaute, « en discordance » et en position anticlinale axée sur l'arête cotée 790-769, aussi bien des granodiorites de la forêt de San Martinu que les granodiorites porphyroïdes de Conca et que les granites leucocrates du Sambucu. Au Nord-Est toutefois, il est limité par un accident vertical.

Quelques autres témoins de socle métamorphique sont de dimensions beaucoup plus réduites. Il faut citer celui du *vallon de Culiccia*, au Nord du pont de Costa (Ouest de Cargiaca), celui de *Maddalena*, 1 km au Sud de Loreto-di-Tallano, et les deux petits résidus du *replat de Calvi*, 1 km à l'Est de Fozzano. Des enclaves existent aussi dans le « complexe » du Pelosu ; ils ont été signalés par B. Platevoet et B. Bonin (1985), mais nous ne les avons pas cartographiés.

Enfin, deux autres témoins virtuels doivent être signalés : il s'agit de rochers ou de cailloux libres, donc pas nécessairement strictement en place, que l'on observe d'une part sur un replat en contrebas au Sud-Ouest du Monte Calva, et d'autre part à la Bocca d'Illarata, quelques mètres à l'Est de la cote 991. Dans les deux cas, et surtout dans le premier, il ne semble pas qu'il puisse s'agir de matériaux déplacés par l'homme.

Tous ces témoins ont été notés ζ . Les deux derniers ont été indiqués par un point à côté de la notation.

M ζ . Migmatites de Luviu. Sur la crête de Luviu (8 km à l'ENE de Sainte-Lucie, cotes 1157 à 1228), un autre témoin, d'extension kilométrique, est traversé par deux pistes forestières. Il est constitué par des gneiss. Affecté par plusieurs failles, il forme le toit des granites leucocrates au Nord et de la granodiorite de Tre Funtane, au Sud (1).

Ce sont des gneiss à grain fin très régulièrement lités et souvent très plissés, montrant parfois quelques petits porphyroblastes clairs. Le quartz est très abondant ; les plagioclases, séricitisés, sont indéterminables ; les feldspaths alcalins renferment des inclusions de quartz ; la biotite est abondante et la muscovite présente. J. Maisonneuve (1960) a noté les traces d'un métamorphisme de contact (biotite en « gouttelettes » de néoformation) qui doivent provenir de niveaux proches de l'intrusion granitique hercynienne.

M ζ γ . Migmatites de la Vacca Morta. Le vestige de socle le plus important est celui qui se développe autour de la Punta di a Vacca Morta (3 km à l'Ouest de L'Ospedale). Constitué de diatexites, il donne lieu à trois affleurements bien distincts dont la surface totale est de l'ordre de 3 km². Le panneau le plus important est celui qui forme la crête méridienne de la Vacca Morta sur plus de 3 km de longueur (2). Ce chapeau laisse toutefois percer les deux pyramides sommitales de granite leucocrate (cotes 1314 et 1271). Très en contrebas au Sud, on retrouve un deuxième affleurement, de faible superficie, au Nord de la Punta de Carcanese (cote 606) ; il est limité par le grand accident du col de Ferula. Le troisième témoin, de plus d'un kilomètre carré, toujours limité au Sud par la faille de Ferula, s'étend à l'Est du ruisseau de Fraura, remonte jusqu'à la crête qui va de Vallaccia à Cartalavone et redescend sur l'autre versant en vue du village de L'Ospedale.

Il s'agit d'un mélange, à toutes les échelles – de centimétrique à hectométrique – de gneiss et de granite. Il a paru prématuré d'essayer de séparer cartographiquement les deux phases, toutefois les gneiss paraissent plutôt se cantonner à la partie haute de l'ensemble et les granites à la partie basse.

(1) Il s'agit certainement de l'affleurement d'embranchement indiqué par J. Maisonneuve (1960) 2 km au Nord-Est, peut être conventionnellement, d'après les galets de gneiss charriés par le ruisseau de Sainte-Lucie.

(2) Ce témoin avait également été subodoré par J. Maisonneuve (1960) qui, sans doute au vu des éboulis de gneiss arrivant à la route, avait placé sur le versant sud-ouest de la Vacca Morta une petite enclave de migmatites.

Ces derniers sont de deux types. Le plus répandu est une roche assez finement grenue (de 1 à 4 mm) avec des plagioclases abondants, automorphes et zonés, du quartz xénomorphe en petits cristaux groupés en grappe ou en chapelets, des feldspaths alcalins rares et interstitiels, et des ferro-magnésiens très abondants (plus de 20 %) : biotite groupée en amas de 5 à 10 mm et amphibole soit en fines baguettes, soit en individus plus trapus.

Le deuxième type, dont on ne connaît pas les rapports avec le premier, est une roche très finement grenue, comprenant une mésostase – avec cristaux de 0,1 à 1 mm – dans laquelle on distingue surtout de tout petits grains de quartz et une fine poussière de biotite, avec toutefois quelques cristaux millimétriques. Enrobés dans cette mésostase, on distingue des cristaux automorphes de feldspath potassique (2 à 4 mm) assez nombreux (environ 10% de la roche) et quelques plagioclases (1 à 3 mm). À la cassure fraîche, cette roche est parfaitement caractérisée par une teinte d'ensemble bleuâtre, une fine poussière de biotite et des petits feldspaths potassiques automorphes.

TERRAINS ÉRUPTIFS

De nombreux éléments structuraux ont été repérés dans les granitoïdes aux diverses échelles d'observation. Il s'agit principalement :

- des orientations minérales repérables au microscope, qui sont également visibles sur l'affleurement sous forme d'alignements de biotites, d'amphiboles ou de feldspaths ;
- des orientations et des formes des enclaves basiques ;
- des orientations des septa des roches basiques.

Ces éléments ont permis de définir des structures planaires et linéaires considérées comme l'enregistrement des plans et des lignes d'écoulement des magmas au cours de leur mise en place.

La répartition et les orientations de ces structures à l'échelle de la carte ainsi que la discordance de ces éléments entre unités pétrographiques, permettent d'individualiser des unités intrusives, d'interpréter leur architecture interne et leur chronologie de mise en place au niveau actuellement visible.

Plutonisme granodioritique (Carbonifère)

¹/_γ⁴B. **Granodiorite à amphibole (Bavella – Carabona)**. Depuis le col de Bavella (feuille Zicavo) jusqu'à Carbini (feuille Porto-Vecchio), un affleurement d'une granodiorite très basique s'allonge sur environ 18 km pour une largeur de 1500 à 2 000 m. La roche, à grain moyen, quelquefois gros, est nettement plus mélanocrate que celles des autres inclusions granodioritiques voisines. Elle est assez facile à distinguer sur le terrain grâce à cette abondance des ferro-magnésiens. Elle est également riche en enclaves, souvent très aplaties selon les structures planaires. Autre critère de reconnaissance macroscopique : les feldspaths alcalins sont peu nombreux mais bien visibles, en roche altérée, par leur coloration franchement rouge.

Les plagioclases, de taille millimétrique (1 à 5 mm en moyenne), souvent maclés albite, sont généralement groupés et forment des plages polycristallines centimétriques. Les individus isolés automorphes sont rares. Ils ont une composition d'andésine ou d'andésine-oligoclase.

Les quartz, qui corrodent les plagioclases, sont xénomorphes et forment des agglomérats de plusieurs individus, pouvant donner des « billes » d'un centimètre.

Le feldspath alcalin, de couleur rose, est peu abondant (6 à 8 %). Il est souvent groupé en amas de 0,5 à 1,5 cm. On observe aussi, entre les autres minéraux, des liserés de microcline interstitiel qui marquent la fin de la cristallisation.

Les minéraux noirs sont constitués essentiellement par la biotite à laquelle est associée l'amphibole dans une proportion non négligeable. Les cristaux forment des amas, souvent de dimensions centimétriques, qui sont allongés et plus ou moins alignés selon des directions permettant de reconstituer les plans d'écoulement du magma.

Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon, l'apatite et l'allanite, toujours associés ou inclus dans les ferro-magnésiens.

La granodiorite de Bavella-Carabona forme un feuillet régulier limité à l'Ouest par la granodiorite de Zonza, puis par le monzogranite à grain moyen, lequel recoupe aussi bien l'intrusion de Bavella-Carabona que celle de Zonza. À l'Est, c'est la lame orientale du granite permien qui tranche indistinctement tous les plutons calco-alcalins. Cette disposition est conforme à la chronologie relative de mise en place : (1) granodiorite de Bavella-Carabona ; (2) granodiorite de Zonza ; (3) monzogranite à grain moyen de Levie-Quenza ; (4) granite hypersolvus à hastingsite de Bavella.

¹/₄C. Granodiorite à amphibole (Coscione). Le type de cette roche est pris sur la feuille Zicavo où L. Giraud (1983) a étudié le haut plateau du Coscione entre Aullène et Zicavo. Il y a décrit une association de granodiorite et de monzogranodiorite affleurant très largement. Cette formation déborde sur la feuille Porto-Vecchio où, depuis Sorbollano jusqu'à Loreto-di-Tallano, elle occupe le versant nord de la vallée du Rizzanese et les deux versants de son affluent, la rivière de Scopamène. Le terme le plus basique de l'association du Coscione est ici tout à fait prédominant.

Il s'agit d'une roche à grain moyen, isogranulaire, assez riche en minéraux noirs, de teinte gris-blanc ou gris-bleu à la cassure fraîche, avec de fréquentes enclaves sombres et une structure planaire bien marquée. Des lentilles de granite aplitique blanc, de toutes dimensions (métriques à hectométriques), s'y rencontrent en abondance.

Le quartz est généralement en grandes plages xénomorphes moulant les autres minéraux (20 à 35 %, en moyenne 24 %).

Le plagioclase est en cristaux de taille très variable, souvent maclé Carlsbad, quelquefois péricline ; ces cristaux sont zonés avec un cœur d'andésine (An29-An38) et une ceinture, à inclusions diverses, à composition d'oligo-

clase (An20-An25). La teneur de la roche en plagioclases varie de 48 à 60 % (en moyenne 53 %).

Le feldspath potassique est xénomorphe ; c'est du microcline moiré, à inclusions de plagioclases. Il est relativement peu abondant (de 4 à 12 %, avec une moyenne de 7 %).

La biotite est automorphe à subautomorphe. Le microscope et l'analyse à la microsonde ont permis de mettre en évidence deux groupes principaux :
- des biotites à caractère ferrifère, fortement pléochroïques, dépourvues d'inclusions ($0,39 \leq \text{Mg} \leq 0,41$) ;
- des biotites à caractère plus magnésien, plus riches en inclusions et à pléochroïsme plus faible ($0,44 \leq \text{Mg} \leq 0,46$).

L'abondance de la biotite est relativement grande et varie peu d'un échantillon à l'autre : de 10 à 14 % avec une moyenne de 11,5 %.

L'amphibole, qui est de la hornblende verte, est très automorphe. Elle présente des inclusions d'apatite et de zircon. Elle est caractérisée par un rapport $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ entre 0,59 et 0,65 ; dans la classification de Leake, elle est située dans le domaine des hornblendes ferriques pargasitiques.

^{1,4} **Granodiorite à amphibole (Porto-Vecchio).** Entre la vallée du Stabiacciu au Sud et la Bocca di a Parata au Nord, cette granodiorite occupe l'essentiel de la zone déprimée et de collines basses qui s'étend entre la mer Tyrrhénienne et le massif montagneux de granites leucocrates.

Facilement altérable, cette roche a fourni une énorme quantité d'arènes, peu ou pas transportées, qui colmatent tous les bas-fonds. Elle est cependant parfaitement visible, soit le long de la côte, soit dans les reliefs, y compris les moindres, sous la forme d'ameurements continus ou bien de boules en place ou sub-en place. La ville de Porto-Vecchio elle-même est construite sur cette granodiorite à amphibole, qui est présente partout et souvent dans un excellent état de fraîcheur.

C'est une roche à grain moyen, plutôt gros. Sa fabrique planaire est moins bien marquée que dans la granodiorite du Coscione. Elle renferme de très nombreuses enclaves subsphériques de dimensions centimétriques à décimétriques, constituées par des amas riches en biotite et amphibole très fine avec trame de plagioclase.

La roche elle-même est formée de plagioclase, d'amphibole, de biotite, de feldspath potassique et de quartz.

Le plagioclase, automorphe, de teinte blanc laiteux, est très abondant. Le feldspath potassique, xénomorphe, est au contraire peu abondant ; il prend assez souvent une teinte légèrement rosée.

La biotite en tablettes automorphes est abondante, comme d'ailleurs l'amphibole dont les cristaux, très automorphes, sont souvent de grande taille (20 mm sur 5) et quelquefois groupés en X. C'est la richesse de la roche en amphibole qui est le meilleur caractère macroscopique pour sa détermination sur le terrain.

Le quartz est toujours xénomorphe et tardif.

²₇⁴. **Granodiorites à grain moyen, à biotite et amphibole (Zonza-San-Martin)** (*). Cette intrusion affleure sous la forme d'une bande relativement étroite (0,5 à 1 km) s'amincissant vers le Sud, de direction NE-SW. Au Sud, elle se termine vers San-Gavino-di-Carbini et au Nord vers la limite de la feuille.

On a rattaché à ce type pétrographique trois affleurements plus orientaux, distincts de l'intrusion de Zonza. L'un est situé en contrebas, au Sud de la crête de Luviu, au lieu-dit Tre-Funtane ; il est traversé par la piste d'Illarata à Sainte-Lucie. La bordure occidentale de cet affleurement est « dentelée » par de nombreuses apophyses décimétriques de granite leucocrate plus ou moins figé. Le second affleurement est situé à peu près à mi-pente du versant ouest de la vallée du Cavu. Quant au troisième, le plus important par la surface, il couvre une bonne partie du versant oriental de cette même vallée, recoupé au Nord par le granite leucocrate de la Punta Radichella et au Sud par la monzogranodiorite porphyroïde, qui constituent les basses pentes du Cavu.

Ce sont des roches à grain variable mais plutôt moyen, et à fond blanchâtre. Les ferro-magnésiens, abondants à très abondants, sont disposés en files matérialisant la structure fluidale. Les schlieren sont nombreux, ainsi que les enclaves sombres, décimétriques à métriques, étirées dans le plan de la fabrique.

Le quartz xénomorphe, interstitiel, est souvent groupé en agrégats globulaires de 2 à 10 individus (de 19 à 40 %, en moyenne 28,4 %).

Le plagioclase se présente en cristaux millimétriques, rarement centimétriques, maclés albite et fréquemment Carlsbad, généralement automorphes, plus ou moins zonés : le cœur automorphe a une composition d'andésine-oligoclase (An28 à 42), la ceinture d'oligoclase est étroite (An24 à 26). La proportion de plagioclase dans la roche varie entre 44 et 59 % (moyenne : 50,5 %)

Le feldspath potassique est interstitiel, subautomorphe, perthitique dans certains échantillons, automorphe, très perthitique, maclé Carlsbad, plurimillimétrique dans d'autres. Dans ce dernier type, il peut également se présenter en mégacristaux centimétriques formés par des agrégats de cristaux subautomorphes. Le pourcentage de FK est très variable : de 5 à 18 % (10,2 % en moyenne).

La biotite est en amas de 2 à 5 mm, en cristaux subautomorphes riches en inclusions : magnétite, sphène, apatite, zircon. Le pléochroïsme varie du brun-noir au jaune-ocre. La biotite se trouve souvent autour des plagioclases, du quartz ou des feldspaths potassiques automorphes. Elle se trouve également en inclusion dans les minéraux blancs. C'est une biotite ferrière : le rapport $Fe/Fe + Mg$ est de l'ordre de 0,52. L'analyse modale donne 6 à 12 % de biotite, en moyenne 8,1 %.

L'amphibole est toujours présente en plus ou moins petite quantité (1 à 3 %, 1,5 % en moyenne) ; elle est souvent associée à la biotite. Le plus souvent on l'observe en sections automorphes de 1 à 10 mm. C'est de la hornblende fortement pléochroïque: de vert bouteille à jaune pâle.

(*) Rédigé en partie d'après L. Giraud (1983) et F. Bourges (1982).

L'analyse à la microsonde montre qu'il s'agit d'amphiboles calciques et alumineuses dont le rapport $Fe/Fe + Mg$ varie de 0,48 à 0,55. Dans la classification de B.E. Leake (1978), elles se situent d'une part à la limite du domaine des ferro-hornblendes et des magnésio-hornblendes, et d'autre part à la limite entre les édenites et les ferro-édenites.

Faciès « Capula » ($^{2,4}_{\gamma^4}$ [1]). Du Nord de Levie jusqu'à l'Ouest de Zonza, sur 6 km de longueur et 1 km de largeur au contact de la granodiorite de Zonza, se développe un faciès un peu différent, caractérisé essentiellement par l'apparition d'amphiboles isolées, de 5 à 10 mm de long et d'habitus automorphe.

Le plagioclase est automorphe, un peu zoné (cœur d'andésine: An35 à 30 ; bordure mince d'oligoclase : An23). La biotite, jaune à brune, est souvent disposée en amas et associée à un peu d'amphibole. Le feldspath alcalin est caractérisé par le quadrillage du microcline ; il est automorphe contre le quartz mais xénomorphe contre le plagioclase. Le quartz est xénomorphe, en amas polycristallin de quelques millimètres à quelques centimètres.

$^{2,4}_{\gamma^4}$ C. **Granodiorite porphyroïde (Conca)**. Cette roche apparaît au Nord-Est de la feuille, dans la cuvette de Conca, en contrebas du chaînon de la Punta d'Ortu, sous la forme d'une étroite bande qui va du chapeau de gneiss de l'Alzu di Lanu, au Nord-Ouest, au fossé de Favone, au Sud-Est.

C'est une roche à grain moyen dont les bons affleurements sont rares. Sur le terrain, on la reconnaît surtout à la présence de phénocristaux de microcline.

Le plagioclase est abondant, la plupart du temps xénomorphe, quelquefois avec zonation discernable à l'œil nu.

Le quartz est lui aussi abondant et xénomorphe. Il est irrégulièrement distribué, souvent groupé sous forme globulaire. On note toutefois certains individus qui affichent une tendance certaine à l'automorphie.

Le feldspath alcalin est présent sous la forme de phénocristaux pas très abondants mais constants. Leur dimension est assez régulière (15 x 30 mm). Il existe également un microcline interstitiel s'insinuant entre les amas de quartz et de plagioclases.

La biotite se présente sous la forme de fines lamelles ou d'agrégats dont la dimension est de l'ordre de un millimètre et dépasse rarement deux. Sa répartition est régulière : lorsque la roche n'est pas trop altérée, elle montre, à la cassure, des surfaces finement ponctuées de noir.

Sans doute en raison de l'absence d'affleurements de bonne qualité, ce faciès n'avait pas été individualisé durant la première phase des levés. Il avait été assimilé à la monzogranodiorite de L'Ospedale (voir plus loin : « Plutonisme monzogranitique »). C'est seulement lors de la phase finale que sa nature nettement différente est apparue : ceci explique l'absence d'une étude plus détaillée, tant pétrographique que structurale.

$\frac{2}{\text{py}} \frac{4}{\text{R}}$ **Granodiorite porphyroïde (Rizzanese)(*)**. Ces roches forment une vaste intrusion qui empiète sur les feuilles Zicavo, Porto-Vecchio et Sartène. Au Nord, sur Zicavo, elle ne dépasse guère la latitude de Cantoli (3 km au Nord-Ouest de Quenza). Elle se poursuit, sur Porto-Vecchio, sous la forme d'une bande orientée NE-SW et, au début, large de moins d'un kilomètre. Au niveau du Rizzanese, elle s'élargit à plus de 5 km pour constituer l'essentiel des versants de cette vallée (régions de Zoza, Santa-Lucia-di-Tallano, Fozzano et Granace). Au-delà, sur la feuille Sartène, elle forme toute la partie médiane orientale autour des vallées du Rizzanese et du Baraci.

Le grain de cette roche est toujours moyen à gros. Elle est constituée par du plagioclase blanc laiteux (jusqu'à 10 mm), du feldspath potassique en phénocristaux roses (3 à 4 cm), de biotite et de rare amphibole, et enfin de quartz xénomorphe en gros amas centimétriques. Mais la proportion des divers constituants varie quelquefois beaucoup d'un point à un autre, même rapprochés. D'après F. Bourges, la composition peut aller de celle d'une tonalgranodiorite à celle d'une monzogranodiorite, un peu comme dans l'association du Coscione, dont cette roche est pourtant différente par d'autres caractères.

Le plagioclase a une nette tendance à l'automorphie ; il est maclé Carlsbad et albite. Le zonage est généralement peu marqué (cœur An25 à 30 et bordure An14 à 20). La dimension des cristaux est en moyenne de 1 à 2 mm.

L'amphibole est peu abondante, mais lorsqu'elle est présente c'est presque toujours associée aux groupes de biotite. Automorphe contre le plagioclase, elle est corrodée par le quartz. C'est de la hornblende verte (ferro-hornblende essentiellement). La dimension moyenne est de 0,5 à 1 mm.

La biotite montre un fort pléochroïsme allant du jaune paille au marron foncé avec une certaine nuance verte. Les cristaux sont automorphes à sub-automorphes et souvent groupés en nids ou en files de 5 à 10 individus. Les inclusions sont nombreuses : apatite, zircon, allanite, opaques,... La biotite est corrodée par le quartz et le plagioclase. La dimension moyenne est de 1 mm.

Le feldspath alcalin se présente soit sous un habitus à tendance automorphe, en cristaux de 1 à 4 cm, soit en amas xénomorphes interstitiels de taille inférieure au millimètre. Les grands cristaux sont souvent perthitiques (fuseaux ou taches d'albite décimillimétriques). Ils sont maclés Carlsbad et présentent, surtout à leur périphérie, de nombreuses inclusions : quartz, plagioclases, allanite, opaques. Le feldspath potassique interstitiel présente souvent le quadrillage du microcline.

Le quartz est le plus souvent concentré en amas polycristallins de 10 à 20 individus (1 cm), mais peut également former de petits cristaux isolés de 0,1 mm. Le quartz corrode nettement le plagioclase, la biotite et la hornblende mais ses relations avec les feldspaths potassiques ne sont pas constants.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, l'allanite, le sphène et les opaques.

(*) Rédigé en partie d'après F. Bourges (1982).

Plutonisme monzogranitique (Carbonifère)

²/_γ³⁻⁴O. **Monzogranodiorite porphyroïde (L'Ospédale).** Le type est pris à la sortie ouest du village de L'Ospédale. Ces roches sont cantonnées au Nord-Est et au centre de la feuille. Au Nord-Est, elles occupent le fond de la moyenne vallée du Cavu. Au centre, elles dessinent une bande large de 2 km et longue de 10, au pied occidental de la grande arête montagneuse médiane ; elles forment ainsi le versant oriental est de la vallée du Fiumicicoli supérieur. Un troisième affleurement existe dans le versant au Sud de L'Ospédale et se prolonge vers l'Ouest jusqu'à la Vacca Morta.

Macroscopiquement, la monzogranodiorite de L'Ospédale se caractérise par l'abondance des phénocristaux de feldspath potassique englobés dans une matrice granodioritique à grain moyen : la forme, les dimensions et la régularité de ces phénocristaux permet de les distinguer parfaitement, sur le terrain, de la granodiorite du Rizzanese. Ces phénocristaux se présentent la plupart du temps sous la forme de rectangles parfaits de 2 cm sur 4. La couleur est rose généralement assez soutenu, mais pouvant varier de très pâle à relativement foncé.

La matrice granodioritique comprend du quartz en cristaux arrondis, du plagioclase blanc laiteux, quelques feldspaths potassiques roses, millimétriques, une charge assez importante de biotite et quelques amphiboles. On observe d'assez nombreuses enclaves sombres de dimensions centimétriques à décimétriques.

Au microscope, on constate une certaine convergence d'ensemble avec la granodiorite du Rizzanese. Cependant :

- la biotite est beaucoup plus magnésienne ;
- les plagioclases, très automorphes, sont plus calciques. Leur zonation est beaucoup plus marquée avec des cœurs d'andésine (An45 à 50) et des bordures d'oligoclase (An20) ;
- les enclaves, très mélanocrates, sont constituées surtout de plagioclases décimillimétriques (An20 à 40) et de plus de 50 % de biotite fine.

²/_γ³. **Monzogranite (la Testa).** Ce granite, qui n'a qu'une extension très limitée, constitue, en bordure de la mer, deux petits reliefs entre lesquels s'est établi le golfe de Pinarellu. Au Nord, c'est le massif de la Testa (1 km sur 2 ; altitude : 88 m) et au Sud, le Capu di Fora et l'île de Pinarellu (0,5 km sur 1,5 ; altitude : 59 m).

Vraisemblablement intrusif dans la granodiorite de Porto-Vecchio, ce granite est de teinte nettement plus claire et de grain plus fin. Il est pauvre en enclaves basiques et, morphologiquement, paraît plus résistant que son encaissant.

Le plagioclase, en cristaux automorphes de 5 à 10 mm, est assez abondant et de teinte claire. Ces cristaux sont enrobés dans une mésostase de feldspath potassique xénomorphe et de quartz également xénomorphe. Cependant, certains cristaux de quartz, groupés en amas globuleux, sont à tendance nettement automorphe.

Les ferro-magnésiens sont peu abondants. La biotite est la plupart du temps automorphe, en plaquettes hexagonales de 2 à 4 mm ; elle est assez régulièrement répartie. On observe aussi une biotite très finement cristallisée (moins de 0,5 mm). L'amphibole (5 mm) est présente mais peu répandue.

^{2,3}_b. **Monzogranite à grain moyen (Levie - Quenza)(*)**. L'intrusion principale affleure sous la forme d'une bande large de 2 à 6 km, orientée NE-SW, qui prend en écharpe la moitié ouest de la feuille Porto-Vecchio. Au Nord, elle empiète sur la feuille Zicavo jusqu'à 2 ou 3 km de Quenza. Au Sud, elle se prolonge sur les feuilles Sotta et Roccapina où elle forme plus ou moins les versants de la vallée de l'Ortolo.

Une roche tout à fait identique, au moins macroscopiquement, apparaît à l'Est de la feuille, au Nord de la vallée de Cavu, de part et d'autre du fossé de Favone : à l'Ouest entre les ruines d'Albarellu et celles de la chapelle Sainte-Lucie, et à l'Est, à la colline de Cornu Cervunu.

Ce sont des roches claires, à grain moyen mais hétérogranulaires. Elles sont constituées essentiellement de quartz en amas, de feldspath potassique rose, de plagioclase blanc et de biotite. Elles ont une fabrique planaire moyennement marquée. On y voit quelques enclaves gabbro-dioritiques, de petites dimensions (quelques centimètres), et beaucoup plus rares que dans les granodiorites.

Le quartz forme des amas polycristallins accolés par synneusis. Chaque individu, de 2 à 4 mm, est subautomorphe à xénomorphe, moulant les plagioclases, la biotite et quelques faces des feldspaths alcalins ; quelquefois, les cristaux de quartz constituent de petits amas (5 mm) franchement interstitiels. Il se trouve aussi en inclusion dans le plagioclase et corrode la biotite. Il comporte lui-même quelques rares inclusions : apatite, allanite, zircon. Son pourcentage dans la roche varie de 27 à 42 % (31,8 % en moyenne).

Le plagioclase est en lattes millimétriques (jusqu'à 2 à 5 mm), automorphe au contact du quartz et des feldspaths potassiques, xénomorphe contre la biotite. Ces cristaux sont groupés en synneusis de 2 à 12 individus systématiquement maclés albite et souvent Carlsbad. Les plagioclases sont zonés, surtout dans les individus de taille faible ou moyenne : leur composition varie de An30 à An22. Ils peuvent être très abondants, jusqu'à 52 % et ne paraissent pas descendre en dessous de 30 % ; la moyenne est de 42,7%.

Le feldspath potassique forme des grands cristaux subautomorphes, de dimensions millimétriques à centimétriques, souvent perthitiques, maclés Carlsbad ou bien présentant le quadrillage du microcline. Le feldspath alcalin est aussi présent sous forme de microcline xénomorphe interstitiel. Les grands cristaux sont zonés : une ou plusieurs couronnes de 0,2 à 0,5 mm entourent un cœur homogène à limites nettes. Les inclusions sont représentées par des plagioclases, de la biotite, du quartz ainsi que des opaques, du zircon et de l'apatite. La proportion de feldspath potassique est très variable : de 10 à 28 % (moyenne : 19,7 %).

(*) Rédigé en partie d'après F. Bourges (1982).

La biotite, habituellement en cristaux de 0,5 mm, peut cependant atteindre 2 à 3 mm. Son pléochroïsme va du jaune clair au marron sombre verdâtre. Elle est parfois groupée en nids de 5 à 15 individus. Les inclusions sont très variées mais peu nombreuses : apatite et opaques ; le rutile et l'allanite sont plus rares. C'est une biotite riche en fer : le rapport $Fe/Fe + Mg$ est compris entre 0,54 et 0,61. Le pourcentage varie entre 4 et 8 %, avec une moyenne de 6,1 %.

Plutonisme basique (Carbonifère)

Les roches basiques se rencontrent en abondance dans le Sud de la Corse où elles sont connues depuis longtemps. Elles sont associées aux granodiorites et aux monzogranites, mais beaucoup plus rarement aux granites leucocrates. Sur la feuille Porto-Vecchio, elles apparaissent dans trois types de gisement :

- en septa concordants, soulignant les structures fluidales des granites ;
- en plutons formant de petits massifs ou en pointements isolés ;
- en « injections composites », qui sont des mélanges acide-basique d'extension décamétrique à kilométrique.

Septa basiques (1)

Sur la feuille, les septa sont très altérés et leur existence n'est souvent révélée que par la teinte brune ou noirâtre des sols. Les affleurements sains sont plus nombreux autour des basses vallées du Taravo et du Baraci (feuille Sartène), et c'est sur des échantillons en provenance de cette région qu'a été effectuée leur étude minéralogique (Bourges, 1982 ; Marre, 1984).

Les septa basiques constituent des corps allongés, de dimensions très variées (largeur hectométrique et longueur hecto- à kilométrique). Ce sont des feuillets plus ou moins fusiformes qui s'insèrent dans les granodiorites, mais aussi dans les monzogranites. Leurs contacts avec l'encaissant ont pu être établis sur la feuille Sartène, notamment en bord de mer (littoral nord du golfe de Valinco) : le passage d'un matériau à l'autre est brutal, avec bordure plus ou moins figée du côté basique et essais d'enclaves sombres du côté acide. Par ailleurs, ces feuillets sont structurés en bonne concordance avec la fluidalité des granitoïdes qui les hébergent.

Ces septa sont les témoins d'un magma de source mantellique venu se dissocier dans les différents magmas granitiques et injecté en même temps que ces derniers. Ils constituent ainsi d'excellents marqueurs des structures magmatiques primaires (Marre, 1984) (2).

La concordance des structures, qui apparaît encore mieux à l'échelle mégascopique, démontre que les deux ensembles ont enregistré la même déformation anté-solidus : leur mise en place est donc subsynchrone (Rossi, 1986).

(1) Rédigé partiellement d'après F. Bourges (1982).

(2) Rappelons, pour mémoire, que J. Maisonneuve (1960) considérait ces septa basiques comme les restes d'un vieux massif gabbroïque, largement disloqué et digéré par un processus d'endomorphisme.

Mais s'il en est ainsi, il faut admettre que la venue des basites n'a pas été unique puisque leurs hôtes ne sont pas synchrones.

ηs. **Septa basiques concordants.** Ils sont généralement constitués par des diorites mais peuvent, toutefois plus rarement, montrer une composition de gabbro. Ce sont des roches sombres, à grain fin à moyen, exceptionnellement gros. Les éléments majeurs sont le plagioclase, l'amphibole et la biotite, et les principaux minéraux accessoires, l'apatite et le sphène.

Le plagioclase, de taille très variable (0,1 à 5 mm), est très automorphe et bien maclé. Les grains sont fréquemment groupés en files discontinues. Le plagioclase est zoné, avec un cœur de grande taille à composition de bytownite (jusqu'à An80) et plusieurs enveloppes d'andésine (An37 à 49) ou d'oligoclase (An21 à 29). Les inclusions sont rares.

L'amphibole, en grains de 0,5 à 10 mm, est de la hornblende verte, xénomorphe dans les gabbros, subautomorphe à automorphe dans les diorites. On y observe de nombreuses inclusions de plagioclase, zircon, apatite, allanite et opaques. Les bordures sont souvent corrodées par le quartz.

La biotite, pratiquement absente des gabbros, est souvent abondante dans les diorites où elle forme des files de 10 à 15 cristaux orientés parallèlement. Elle est nettement xénomorphe au contact des plagioclases.

Le feldspath alcalin, assez rare, est interstitiel ; il a souvent un habitus pœcilitique.

Le quartz est rare dans les gabbros, moins rare dans les diorites ; il est, lui aussi, interstitiel.

Les minéraux accessoires sont dans les gabbros : apatite, clinozoïte, pistachite, calcite et opaques ; dans les diorites : apatite, zircon, allanite, sphène et quelques opaques.

Massifs basiques (*)

Les gabbros donnent lieu à deux massifs de dimensions kilométriques au Monte Pelosu et à Levie. Ils donnent lieu également à un grand nombre de pointements de dimensions hectométriques, qui peuvent être entièrement indépendants ou plus ou moins associés aux « injections composites ». Enfin, il existe dans l'Ouest de la feuille des pointements dioritiques.

Massif du Monte Pelosu. Le massif basique qui s'étend du Nord du col de Siu jusqu'au Sud-Ouest de Santa-Maria-Figaniella, connu depuis M. Grandjean et E. Maury (1913), se développe sur environ 6 km de long, selon une orientation NE-SW, de part et d'autre du Monte Pelosu. Au Nord-Ouest, il est recoupé tectoniquement par un massif de granite leucocrate dont la bordure orientale est intensément rubéfiée. Sur le versant ouest, les gabbros sont intrudés par une lame de monzonite alcaline large de 0,5 à 1 km. Au Sud, ils buttent, le plus souvent par faille, contre les granodiorites.

B. Platevoet et B. Bonin (1985) y ont signalé un complexe basique lité à chimisme alcalin. P. Rossi (1986) a étudié le massif en détail et différencié trois groupes pétro-minéralogiques formant trois ensembles correspondant chacun à un secteur d'affleurement.

(*) Rédigé d'après F. Bourges (1982) et P. Rossi (1986).

θ^2 - η . **Gabbro-diorites à orthopyroxène et olivine.** La partie nord-ouest du complexe basique du Pelosu est formée de gabbros à grain moyen à fin, pauvres en hornblende et biotite. Ce sont des roches sombres affectées d'un rubanement marqué par des concentrations de plagioclases et de pyroxènes.

Le plagioclase, peu zoné et maclé, a une taille moyenne de 0,4 à 1 mm. La basicité est variable (An 57-52 à An 41-30).

Les pyroxènes : l'orthopyroxène (hypersthène) est rosé, en cristaux de 1 à 2 mm ; le clinopyroxène (augite) est plus abondant et mesure 2 à 4 mm.

L'olivine (Fo 42 à Fa 56) est toujours fraîche (0,2 à 1 mm).

La texture est celle d'orthocumulats polycristallins (Wager *et al.*, 1960) : les plagioclases dessinent une trame orientée témoignant de phénomènes de lamination ignée.

θ . **Gabbros à hornblende et biotite.** Dans la partie sud-est du massif, les gabbros ont un grain moyen à gros et sont fréquemment ponctués par des taches d'amphiboles (jusqu'à 15 mm).

Le plagioclase a une basicité toujours supérieure à An 50. Pour les pyroxènes, les ortho pyroxènes apparaissent toujours avant les clinopyroxènes. Le zircon est interstitiel et xénomorphe ; il est omniprésent.

La texture est celle d'orthocumulats à fabrique très marquée des plagioclases.

θ^{2N} . **Gabbros et gabbro-norites mésocrates.** Au Nord des Giacomoni, on a des gabbro-norites ou bien des gabbros à ocelles de quartz. Ce sont des roches mésocrates à grain moyen.

Dans les gabbro-norites, le plagioclase (1 mm) est abondant et très peu zoné (An 52-50). Chez les pyroxènes, les opx (hypersthène) sont aussi très abondants. Les cpx sont moins fréquents. La biotite et la hornblende sont de grande taille (10 mm). Le quartz est interstitiel. La texture est celle de cumulats de congélation (cristallisation rapide de liquide autour de cristaux).

Dans les gabbros à ocelles de quartz apparaît du feldspath potassique anti-perthitique dans le plagioclase. On y observe fréquemment du quartz entouré d'une double auréole de cpx et de biotite.

En résumé. « Les roches basiques du Pelosu ont des caractères minéralogiques et structuraux proches de ceux des roches qui constituent le sommet des chambres magmatiques de complexes basiques stratifiés continentaux du type Skaergaard... Dans la mesure où ces roches seraient les témoins d'une paléochambre magmatique, elles en constitueraient les parties supérieures ou bordières. » (Rossi, 1986).

Des roches du même type (même minéralogie et même texture) constituent la partie sommitale de la paléochambre magmatique du Tenda, sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda.

σ - η . **Monzosyénites.** Décrites à Arbellara (feuille Sartène) et à Fozzano par J. Maisonneuve (1960) sous le nom de syénites malgachitiques, ces roches sont peu communes en Corse. Récemment on a reconnu leur extension sur 3 km² du versant oriental du Monte Pelosu (Combredet *et al.*, 1983 ; Platevoet et Bonin, 1985).

C'est une roche grenue, la plupart du temps assez grossière mais avec un grain plus fin près des bordures, qui peuvent être figées contre l'encaissant granodioritique, notamment au Sud de Fozzano.

Elle est constituée d'oligoclase automorphe (An 25-30), de microcline perthitique, de hornblende à cœur d'hédenbergite, de biotite, ainsi que d'un peu de quartz, de minéraux opaques et de zircon, en faible quantité.

B. Bonin (1980) décrit le complexe du Pelosu comme formé d'une large lame de granite leucocrate rubéfié, d'une série de gabbros et de l'unité de monzosyénites. Il intègre cet ensemble dans celui des « complexes anorogéniques permians de la Corse ».

Pour P. Rossi (1986), les gabbros du complexe du Pelosu montrent un caractère tholéiitique. La présence d'une monzosyénite pénécontemporaine n'autorise pas à qualifier ce complexe d'alcalin.

Massif de Levie. Signalé depuis 1853 par E. Collomb, puis décrit à diverses reprises, il a été récemment étudié en détail par F. Bourges (1982) et par P. Rossi (1986).

Le pluton de Levie, de forme grossièrement quadrangulaire, affleure à l'Est de la ville, sur 2 km de long pour 1 km de large. Au Nord et au Nord-Ouest, il est bordé par des injections composites au sein desquelles s'individualisent quatre petits pointements gabbroïques. À l'Ouest, le pluton est séparé des monzogranites à grain moyen par un feuillet de granitoïde à grain fin, de teinte grise, long de 2 km et large de 100 m, qui recoupe à la fois les gabbros et les monzogranites. À l'Est, le contact avec le monzogranite n'est pas facile à observer; toutefois, on note, dans le talus de la D 268, des enclaves décimétriques anguleuses de monzogranite dans la bordure du gabbro.

θ^{2-3} . **Gabbros de Levie.** P. Rossi (1986) distingue dans le massif trois types pétrographiques principaux, qui n'ont pas été cartographiquement séparés.

• **Cumulats à plagioclase et à olivine.** C'est le type le plus courant ; il est constitué par des roches sombres à grandes amphiboles pœcilitiques formant des « yeux » monocristallins, moirés à la cassure fraîche et d'un diamètre de 3 à 5 cm.

En lame mince on observe, dans cette roche macroscopiquement uniforme, des compositions diverses oscillant entre des norites à olivine et des gabbros à amphibole.

Les premières montrent une texture de cumulats à olivine et plagioclases cumulus, opx intercumulés et hornblende pœcilitique post-cumulus.

La composition modale d'un échantillon en provenance du sommet du massif donne 52 % de plagioclases (An 90-85), 33 % d'amphibole, 5 % d'opx, 0,6 % de cpx, 2,6 % d'olivine, 2,6 % de eumingtonite, etc .

• **Cumulats à plagioclases.** Ils sont répandus aux abords de Levie et dans les pointements environnants. Macroscopiquement, ils sont semblables aux précédents.

Deux analyses modales donnent 51 et 34 % de plagioclases, 32 et 39 % d'amphibole, 5 et 0,5 % d'opx, 0,7 et 0,4 % de cpx, 5 et 11 % de cummingtonite, 1,7 et 3,1 % de biotite, 2 et 3,4% de quartz, etc.

La texture peut être interprétée comme celles des cumulats à structures réactionnelles (Jackson, 1971).

• **Gabbro-diorites à amphibole.** Ces roches affleurent à la bordure occidentale et méridionale du massif et recourent les gabbros à amphibole pœcilitique. Le grain est moyen à fin. La teinte est plus claire.

Les plagioclases, très zonés (cœur An 85-80, cortex An 40-28), forment un treillis fin et ils sont xénomorphes contre les amphiboles ; celles-ci sont en longues baguettes (10 à 20 mm) automorphes et entrecroisées. L'apatite et le sphène sont les principaux minéraux accessoires.

La composition modale de deux échantillons donne 51 et 44 % de plagioclase pour 43 et 32 % d'amphibole.

η. **Diorites indifférenciées.** Dans l'Est de la feuille, au-delà de Levie, on observe plusieurs petits pointements basiques insérés dans la granodiorite de Porto-Vecchio, dans les monzogranites, ou même exceptionnellement dans les granites leucocrates. Leurs dimensions sont hectométriques et ils montrent plutôt une composition de diorite.

Il est possible qu'une étude approfondie indique qu'il s'agit de septa analogues à ceux qui ont été décrits dans l'Ouest de la feuille.

En conclusion, le massif de Levie, formé de cumulats et de gabbro-diorites, est intrusif dans les monzogranites. Le contact est marqué par le développement d'injections composites (cf. *infra*) dont la phase basique est de même nature que les roches du massif. Quant à la matrice acide des injections composites, elle constitue pour F. Bourges (1982) un produit de refusion de monzogranite encaissant, lors de l'intrusion du gabbro. Il semble bien que la mise en place du pluton, postérieure à celle du monzogranite, est subsynchrone de la genèse des injections composites, la matrice claire étant très légèrement postérieure puisqu'elle recoupe souvent à la fois les gabbros et les granites.

« Injections composites »

Il s'agit de mélanges hétérogènes et hétéromorphes de roches basiques et de roches acides, qui se répartissent, sans logique apparente, dans les

granodiorites et les monzogranites de la partie occidentale de la feuille, qu'ils injectent littéralement en formant des corps multiformes de dimensions très variables.

Ce phénomène, qui est observable, plus ou moins, dans tout le domaine calco-alcalin de la Corse, connaît une intensité particulière entre les limites suivantes : au Nord, les environs d'Aullène (feuille Zicavo) ; à l'Ouest, la longitude de Vigianello (feuille Sartène) ; à l'Est, le méridien de Zona ; et au Sud, approximativement la vallée du Fiumicicoli (1).

Ces mélanges sont constitués par des enclaves très nombreuses de gabbrodiorites, liées par un granitoïde clair à grain fin.

Les enclaves basiques, de dimensions centimétriques à métriques, ont un grain moyen à fin. La couleur est toujours sombre, gris foncé à noire. Les amphiboles sont en fins bâtonnets, quelquefois longs de plusieurs centimètres. Les biotites sont parfois peu abondantes. Quant aux plagioclases, ils ne sont visibles à l'oeil nu que dans les enclaves à grain relativement grossier.

Au microscope (2), le plagioclase a un habitus généralement subautomorphe. Les grands cristaux (plusieurs millimètres) ont un coeur automorphe et un cortex dont la bordure est rarement rectiligne ; les petits cristaux (0,3 mm) ne sont pas zonés et sont à tendance xénomorphe ou subautomorphe. Pour les premiers, la composition des coeurs varie de An 71 à An 86 et celle de la couronne de An 42 à An 53 ; pour les seconds, les compositions s'étalent de An 45 à An 20. Les plagioclases sont toujours automorphes au contact du quartz.

L'amphibole est une hornblende tchermakitique à magnésienne. Les petites amphiboles (0,6 mm) sont proches de l'automorphie tandis que les grandes (2 à 5 mm) sont soit globuleuses et poecilitiques, soit automorphes en prismes très allongés.

L'orthopyroxène (hypersthène) n'est que rarement présent dans les enclaves, mais on retrouve toujours sa trace au sein des cristaux d'amphibole.

La biotite est irrégulièrement abondante. Sa taille va de 0,3 à 2 mm. Son pléochroïsme varie de jaune-beige à brun sombre. Les cristaux sont automorphes et isolés, ou subautomorphes et interstitiels entre les plagioclases.

Le quartz est rare, mais toujours présent sous forme de petits cristaux xénomorphes interstitiels.

Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite aciculaire, des opaques automorphes, de rares zircons et des amas de sphène.

Les analogies texturales et minéralogiques entre les enclaves et les petits massifs de gabbro permettent de penser que les uns et les autres proviennent d'un même matériau magmatique.

(1) J.B. Orsini (1980) désigne ces mélanges sous le nom de « filons bréchiques ». J. Maisonneuve (1960) attribue l'association acide-basique à des phénomènes d'endomorphisme, qu'il définit comme l'assimilation d'un massif basique par un granite intrusif.

(2) d'après F. Bourges (1982).

Des granitoïdes à grain fin constituent la matrice des enclaves gabbro-dioritiques, mais peuvent également se présenter en feuillets indépendants, sans enclaves basiques, soit en bordure des massifs de gabbro, soit même de façon isolée au sein des granites calco-alcalins.

Les compositions minéralogiques sont très variables, quelquefois grano-dioritiques, le plus souvent monzogranitiques. Le grain est toujours fin et la couleur claire, grise à blanchâtre. Ces roches présentant, comme les enclaves basiques, des analogies minéralogiques et parfois texturales avec les granites encaissants, F. Bourges (1982) suggère l'hypothèse de la formation de ces granitoïdes par fusion locale des granites déjà en place, c'est-à-dire respectivement les granodiorites du Rizzanese et les monzogranites à grain moyen.

γ - θ . **Mélange acide-basique indifférencié.** Cartographiquement, les injections composites (enclaves basiques et matrice acide indissociables) sont simplement représentées par une surcharge identique, quel que soit l'encaissant.

η - θ . **Phase basique individualisée.** Lorsque dans les aires occupées par les injections composites s'individualisent des corps basiques, ces derniers sont représentés comme roches basiques indifférenciées. Celles-ci sont nombreuses dans l'Ouest de la feuille : à Zerubia, à Cargiaca, à Loreto-di-Tallano, au Monte Grossu, ils atteignent des dimensions plurihectométriques, voire kilométriques.

Les roches qui constituent ces affleurements n'ont pas été étudiées systématiquement, mais le plus souvent il s'agit de gabbros (*).

$\alpha\gamma$. **Phase acide individualisée, apélite du Coscione.** Quand les granitoïdes à grain fin (matrice acide des injections composites) constituent des feuillets, des enclaves ou tout autre corps indépendant, ils sont distingués et cartographiés.

À la bordure nord-ouest de la feuille, entre Zonza et Zérubia apparaissent des lentilles hectométriques à décamétriques d'une roche très claire, à grain fin, macroscopiquement tout à fait comparable à la matrice acide des injections composites. Nombreuses dans la région de Serra-di-Scopamene, ces lentilles se développent davantage sur le plateau du Coscione (feuille Zicavo).

Elles sont constituées par des granites à muscovite, à grain fin, rarement moyen, homogènes et équants. Leur teinte est blanche à blanc rosé.

Le quartz montre une tendance à l'automorphie avec des ébauches de sections hexagonales.

Le microcline, souvent maclé, généralement perthitique, est responsable de la teinte légèrement rosée de la roche.

(*) Ces gabbros peuvent prendre des faciès particuliers, comme par exemple vers la Punta di Cumpulaccio (2 km au Sud de Santa-Lucia-di-Tallano) où fut exploitée la fameuse corsite (gabbro, ou diorite, orbiculaire) (Maisonneuve, 1960, p. 79 ; Bourges, 1982, p. 115).

Le plagioclase, fréquemment séricitisé, est de l'albite ; les cristaux sont zonés : cœurs d'albite pure (An 0) et cortex d'oligoclase acide (An 14).

La biotite est en fins cristaux partiellement chloritisés ; elle ne se voit pas toujours à l'œil nu.

La muscovite est assez rare, mais présente, en paillettes.

Ces granites aplitiques paraissent constituer le terme le plus acide de la série des granitoïdes à grain fin. Il faut remarquer toutefois qu'ils sont minéralogiquement à l'opposé de leur encaissant très basique (granodiorite du Coscione), contrairement à ce que décrit F. Bourges (1982) pour la région de Levie où les matrices acides des injections composites auraient des compositions voisines de celles de leur encaissant.

Plutonisme leucocrate (Carbonifère)

Le groupe des granites leucocrates, dont les intrusions recouper toutes les autres à l'exception des granites permien, recouvre à lui seul le tiers environ de la feuille Porto-Vecchio.

La feuille Bastelica à 1/80 000 (Grandjean et Maury, 1913) ne les sépare pas de la « granulite » de Bavella, ce que fait, par contre, J. Maisonneuve (1960) qui les désigne sous le nom de « granite granulitique ». La feuille Porto - Pollo-Sartène à 1/80 000 (Lapadu-Hargues et Maisonneuve, 1962) abandonne le terme « granulitique », réservé au métamorphisme, et adopte celui de « leucocrate ».

Ce groupe comprend plusieurs types de granites clairs, différents par leur composition chimico-minéralogique et par plusieurs autres caractères, mais formant ensemble de vastes plutons isolés et discordants dans l'encaissant monzonitique ou granodioritique. Ces granites peuvent également se rencontrer sous forme de lames de moindre épaisseur.

Les granites leucocrates induisent généralement des reliefs à morphologie accidentée, avec faces verticales ou très inclinées, rochers ruiniformes, entassements chaotiques de boules, etc. La roche nue affleure sur de vastes surfaces, surtout en altitude ; l'altération met alors en évidence une fissuration intense, correspondant aux trois directions, souvent orthogonales, des joints primaires. Vue de loin, la patine d'ensemble des surfaces dénudées est souvent roussâtre. Par contre, le long des affleurements artificiels (routes par ex.) on observe une patine blanchâtre sur les surfaces correspondant à des parois de diaclases, dégagées par les travaux.

Ces granites constituent l'essentiel des chaînons montagneux qui séparent la dépression de Porto-Vecchio et de Sainte-Lucie des bassins du Rizzanese et de l'Ortolo. Cette vaste unité débute au Nord, sur la feuille Zicavo, à la forêt du Sambucu et déborde sur la feuille Porto-Vecchio et par le massif de la Punta d'Ortu et par la forêt d'Albarellu. Au Sud du Cavu, c'est le massif de L'Ospedale, puis la montagne de Cagna qui se prolonge sur la feuille Sotta et se termine à la mer sur la feuille Roccapina. La longueur

totale de l'ensemble est de 55 km (dont 26 km pour la feuille Porto-Vecchio) ; la largeur dépasse souvent 9 km.

Du point de vue chimique, deux tendances se distinguent sans ambiguïté : un type à caractère monzogranitique et un type très nettement syénogranitique. La moyenne des analyses dont nous disposons montre pour les premiers : SiO₂, 74,8 % ; CaO, 1,3 % ; Na₂O, 3,4% ; K₂O, 4%. Alors que pour les seconds, ces moyennes s'établissent autour de : SiO₂, 76,5 % ; CaO, 0,4 % ; Na₂O, 3,5% ; K₂O, 4,4%.

Du point de vue minéralogique, l'analyse modale donne des résultats parallèles à ceux de l'analyse chimique. Le diagramme de A.L. Streckeisen (1973) montre, dans le champ du granite, deux groupes assez bien séparés, l'un situé dans le champ des monzogranites, l'autre très rapproché de la limite des granites alcalins (franchie, d'ailleurs, pour certains échantillons). Le diagramme R_s R_i R_m de H. de La Roche (1986) confirme cette dualité. (Voir dans l'annexe 1 les analyses 3 à 12 pour le faciès syénogranitique et les analyses 13 à 22 pour le faciès monzogranitique.)

- Les **monzogranites leucocrates** sont des roches isogranulaires à grain moyen à gros et plutôt pauvres en minéraux sombres. D'emblée, à l'œil nu, on est frappé par une répartition presque égale entre trois couleurs qui tranchent nettement : le gris du quartz, le rose plus ou moins soutenu du feldspath potassique et le blanc du plagioclase.

Le quartz a quelquefois une tendance automorphe mais il forme le plus souvent des amas globuleux isolés. Le feldspath potassique, très abondant, est sans forme géométrique simple ; cependant dans certains secteurs, notamment au col de Bacinu, sur le versant sud de la Vacca Morta, ces granites montrent des microclines centimétriques avec un habitus subautomorphe à automorphe. (C'est ce faciès du col de Bacinu qui représente le mieux la moyenne des monzogranites leucocrates.) Le plagioclase est moins abondant, en petits cristaux automorphes blanchâtres et également groupés en amas. La biotite est le seul ferro-magnésien normalement présent ; elle est très clairsemée mais assez régulièrement répartie. La muscovite est exceptionnelle, de même que le grenat (almandin 50-55 %, spessartine 40-45 %).

Les corps dioritiques sont très rares dans ces matériaux. Il existe quelques rares enclaves basiques centimétriques à décimétriques, et quelques schlieren. Par contre, on voit souvent des miaroles tapissées de pegmatites de quartz et de microcline, plus rarement de muscovite de grande taille. La dimension de ces géodes va de quelques centimètres cube à plus d'un mètre cube. De même, on note la présence de pegmatites associées à des failles ou à des diaclases.

Au microscope (Bourges, 1982), les plagioclases (1 à 5 mm) sont subautomorphes à automorphes. Leur zonage est peu accentué avec des cœurs d'oligoclase basique (An 20-23) et des bordures d'oligoclase acide (An 12). Ils sont corrodés par le quartz et présentent des inclusions de biotite.

Le feldspath alcalin est le plus souvent en grands cristaux à automorphie mal marquée, montrant des fuseaux ou des taches de perthite ; ils accueillent, en inclusion, de petits cristaux rectangulaires de plagioclase, des lattes

de biotite et des bulles de quartz. Il existe aussi du feldspath alcalin totalement xénomorphe : ce sont de petits cristaux (< 1 mm) qui remplissent les espaces entre les autres cristaux et correspondent à la fin de la cristallisation de la roche.

La biotite, marron-bleu à jaune clair, forme des lattes de 0,6 mm, mais elle est généralement concentrée en nids de 2 mm groupant une dizaine de cristaux. Les inclusions sont représentées par de rares apatites et des minéraux radioactifs (monazite, xénotime, thorite, zircon).

Le quartz, en amas polycristallins de 2 à 5 cristaux de 5 à 10 mm, est à tendance xénomorphe contre le plagioclase et le feldspath potassique, et automorphe contre le feldspath potassique interstitiel.

Hormis les inclusions de la biotite, les minéraux accessoires sont peu abondants: grenat, muscovite et allanite apparaissent localement.

• Les **syénogranites leucocrates**, dont le type est pris au tunnel d'Usciolu, sur la D 59, sont isogranulaires mais avec une granulométrie très variable: gros grain (4 à 8 mm), grain moyen (2 à 4 mm) ou grain fin (< 2 mm). Les faciès à grain fin ou moyen donnent, au premier examen macroscopique, une impression de teinte uniforme : blanc sale, gris, beige, gris rosé ou même roux selon l'intensité de l'altération. Cette relative monotonie de coloration permet, avec une certaine habitude, de les distinguer, au premier coup d'oeil, des leucocrates « tricolores ».

Par rapport à ces derniers, les plagioclases sont moins abondants, les feldspaths potassiques sont nombreux et les quartz très abondants, subautomorphes à automorphes, quelquefois groupés, mais souvent isolés et de teinte gris violacé. Les minéraux noirs sont petits (1 à 2 mm), régulièrement disséminés, toujours peu abondants et quelquefois rares. On n'observe ni enclave basique, ni schlieren, mais les miaroles à quartz et microcline sont souvent présentes.

Au microscope, le plagioclase est en petits cristaux (< 1,5 mm) automorphes et zonés. La basicité est toujours inférieure à An 20 ; la plupart du temps on a des coeurs d'oligoclase acide (An 12) et un cortex d'albite (An 8). Il existe aussi de petits cristaux albitiques xénomorphes de quelques dixièmes de millimètre, en position interstitielle.

Le feldspath potassique est particulièrement abondant, en cristaux maclés Carlsbad, mais sous habitus interstitiel. On y observe des vermicules de quartz, mais surtout des perthites, en taches ou en fuseaux, à composition d'albite, dont les macles ont la même orientation que le cristal de microcline.

Le quartz est en cristaux habituellement automorphes ou subautomorphes, souvent isolés mais pouvant se grouper en plages polycristallines.

La biotite, jaune à brun verdâtre, est inférieure à 1 mm, mais ses cristaux forment souvent des amas; elle renferme en inclusions des zircons et de la muscovite.

Accessoirement, ces roches contiennent du grenat (almandin-spessartine) xénomorphe contre le plagioclase, de la monazite automorphe, de l'allanite métamictite et des opaques. Quant à la muscovite, elle est parfois plus abondante que la biotite.

Pour être clair, précisons que nous avons considéré que ces syénogranites leucocrates englobent les roches décrites par B. Bonin (1980) sous

l'appellation de « granite subsolvus à biotite ». Les intrusions concernées sur la feuille Porto-Vecchio forment trois groupes :

- au Nord-Ouest, le versant ouest du Monte Pelosu (*ibid.*, p. 240) ;
- au Nord-Est, le massif de la Punta d'Ortu et la forêt d'Albarellu (*ibid.*, p. 178) ;
- au Sud-Est, la Punta di a Varra, dans la presqu'île de la Chiappa (*ibid.*, p. 278).

Sur tous les plans, il nous paraît exister une identité complète entre les syénogranites leucocrates et les granites subsolvus à biotite : même faciès macroscopique, mêmes compositions chimiques et minéralogiques, mêmes structures, même morphologie des massifs, etc.

${}^3\gamma^2$; ${}^3\gamma^2_M$; $\sigma\text{-}\gamma^2$. **Granite leucocrate indifférencié ; monzogranite (col de Bacinu) ; syénogranite (tunnel d'Usciolu).** Il n'a pas été toujours possible de distinguer cartographiquement les deux faciès, soit par suite des difficultés d'accès, soit parce qu'ils sont trop imbriqués l'un dans l'autre. Dans ce cas, la teinte de base n'est affectée d'aucune surcharge.

Par ailleurs, les rapports mutuels entre les deux faciès n'ont pas encore été complètement élucidés ; aussi leurs limites sont elles souvent assez floues et leur séparation cartographique a quelquefois une valeur statistique.

Le monzogranite leucocrate, dont le type a été pris au col de Bacinu, constitue souvent les parties les plus basses du massif.

Le type de la syénogranite leucocrate a été pris au tunnel d'Usciolu. Les zones où ce faciès est prédominant ou exclusif paraissent dessiner des corps kilométriques allongés selon la direction N 50 qui est celle du massif ; ces zones coïncident souvent avec les crêtes élevées où la roche nue apparaît en parois très redressées, mais il y a des exceptions et dans les deux sens.

${}^3\gamma^2_S$. **Granite leucocrate du Sartenais.** Il s'agit d'une variante décrite par F. Bourges (1982) dans l'angle sud-ouest de la feuille. Pour cet auteur, la crête qui va de la Punta di Meruliccia à Chialza est constituée par une lame subverticale de granite leucocrate dont le grain et la texture sont essentiellement changeantes, mais dont le type moyen est proche de celui de Funta-nella, avec un grain moyen et des passées à grain fin.

Toujours d'après F. Bourges, un dispositif analogue mais d'extension plus réduite est visible à 2 km au Nord-Ouest de Chialza.

σ_{ab} . **Albitites à chlorite.** Ces roches, assez exceptionnelles sur la feuille, gisent en lentilles ou poches à contour plus ou moins diffus et de dimensions métriques à hectométriques. Elles ont été cartographiées à 800 m au SSE de la Bocca d'IlIarata et à 1200 m à l'Est de la Bocca di Barocaggio, au bord de la RF 11.

Ce sont des roches à gros grain, de couleur plutôt claire, blanche à rosée, avec des taches vert sombre.

Le quartz, automorphe à subautomorphe, est relativement abondant (15 %). Le plagioclase est de l'albite en agrégats automorphes (35 %). La chlorite est abondante ; verte à brune, elle forme des globules de plusieurs millimètres. Les zircons deviennent métamictes.

Ces roches proviennent de l'altération hydrothermale complète des granites : le quartz est corrodé et tend à disparaître, le feldspath potassique est lessivé et remplacé par l'albite, et les ferro-magnésiens sont transformés en chlorite. L'abondance de cette dernière est due à une modification des proportions originelles par suite du départ d'une certaine quantité de quartz et de feldpaths potassiques.

Zones broyées. On a distingué par l'adjonction d'une surcharge, les cataclases qui accompagnent souvent les failles. Ainsi dans l'Ouest de la feuille, on observe un écrasement du syénogranite leucocrate des massifs du Sambucu et d'Albarellu.

Ce phénomène est particulièrement accusé dans trois secteurs:

- à la limite nord de la feuille, 7 à 800 m à l'Est de la Bocca di Via (piste Favone - Conca) ;
- au Nord et au Sud de la route du relais de télévision de Conca ;
- au niveau et au Nord du pont de Purcilella qui franchit le Cavu, 2 km à l'Est de Tagliu-Rossu.

Au microscope on voit que les cristaux sont tordus ou cassés et recimentés par du quartz secondaire.

Granites rubéfiés. Dans les zones très diaclasées qui accompagnent certains grands accidents N 50, on assiste à une rubéfaction intense des feldpaths potassiques, ce qui donne aux affleurements une teinte très rouge tempérée seulement par les taches claires des quartz. Ce phénomène revêt une grande ampleur à l'Est, tout au long de la grande faille Favone - Figari, où la largeur de la zone affectée varie entre quelques centaines de mètres et 1,5 km. C'est assez progressivement que l'on passe à la zone non altérée. Mais ce passage, qui paraît indépendant des compositions chimiques et minéralogiques, peut être au contraire très rapide, par exemple sur le versant ouest du massif du Pelosu où les granites rouges du Monte Rossu forment une lame large d'un kilomètre entre les failles du col de Siu et celles de la rivière Baraci : en rive droite de cette rivière, le même granite, qui constitue tout le versant, a repris sa coloration claire normale.

Plutonisme alcalin (Permien)

γ^1 . **Granite hypersolvus à hastingsite(*)**. Le groupe des intrusions permienne de Bavella est essentiellement constitué de deux lames de granite alcalin, épaisses de 2 à 3 km, orientées NE-SW et séparées par un couloir de granitoïdes calco-alcalins.

(*) Rédigé d'après B. Bonin (1980).

La terminaison sud de la lame orientale empiète sur la feuille Porto-Vecchio ; elle est limitée à l'Est par un système de failles et à l'Ouest par un contact magmatique (avec bordure figée) et finit en pointe effilée au sein de son encaissant calco-alcalin, à 500 m au Sud de la Bocca di Pelza.

Cette unité bien délimitée constitue dans le paysage une barre montagneuse élevée (1461 m à la Punta di Quercitella) qui forme un rempart abrupt au-dessus de la dépression de monzogranites et de granodiorites portant la forêt de Zonza.

La patine varie généralement du blanc verdâtre au jaune orangé, devenant plus franchement rouge dans les zones fracturées.

La roche est la plupart du temps très homogène, sans enclaves ni miaroles. Elle est compacte, à grain relativement grossier (5 à 10 mm) et sa texture est équante.

Le quartz, gris légèrement violet, est abondant ; il se présente en cristaux automorphes ou plus rarement isolés (33 à 45 %, en moyenne 40 %).

Le feldspath perthitique malgaehitique forme la majeure partie de la roche (45 à 55 %) et est responsable de sa couleur : vert clair à la cassure fraîche, jaune ou blanc en altération et rouge dans les zones faillées.

Les ferro-magnésiens sont groupés en amas sphériques millimétriques et sont généralement très espacés ou même quelquefois absents (0 à 6 %).

Au microscope, le quartz, automorphe, en sections hexagonales (ou arrondies), antérieur aux feldspaths, est déformé et montre des extinctions onduleuses ; il renferme souvent des inclusions, notamment des zircons.

Le feldspath, qui est une mésoperthite, est presque toujours maclé de façon complexe (Manebach, Baveno, rarement Carlsbad). La phase sodique renferme des octaèdres de fluorine le long des facettes de la phase potassique. Les cristaux sont entourés d'une frange de quartz secondaire et d'albite, plus ou moins continue, quelquefois avec de l'oligoclase et de la fluorine.

Les éléments colorés sont constitués d'amphibole (hastingsite) et de biotite, cette dernière pouvant devenir exclusive. Mais contrairement à ce que l'on observe ailleurs sur des granites identiques, la fayalite et les pyroxènes n'ont pas été mis en évidence ici.

Architecture magmatique

Rappelons que J.B. Orsini (1980) a proposé, pour l'association calco-alcaline qui domine très largement dans la partie centrale et méridionale du batholite corse, une subdivision en trois groupes d'intrusions de plus en plus récents et de plus en plus acides. Le premier groupe (I), constitué par une suite tonalite-granodiorite et le deuxième groupe (II), composé de granodiorites et de monzogranites, montrent une structure magmatique orientée SE-NW ; le troisième groupe (III), représenté par des granites leucocrates, monzonitiques à « alcalins », étant disposé en grands massifs allongés, discordants dans les deux groupes précédents.

Signalons aussi que l'influence de la tectonique est bien visible sur la feuille Porto-Vecchio, non seulement pour les granites leucocrates dont les limites majeures sont presque toujours faillées, mais aussi pour les unités pétrographiques des groupes I et II qui sont disposées en bandes de direction générale NE-SW, orthogonale à l'orientation de la structure magmatique, et dont les contours sont assez souvent tectoniques.

Sur la feuille Zicavo, les **tonalites et granodiorites du Coscione** (I) présentent des fluidalités planaires globalement peu pentées vers le Nord-Est (en moyenne 20°), évoquant la partie sommitale d'un dôme aplati, plus ou moins déformé secondairement et à l'état fluide. Cette structure fait place plus au Sud (feuille Porto-Vecchio) à un dispositif plus accidenté où les structures ont une orientation oscillant entre 110 et 160°, tandis que les pendages se font sous des angles de 40 à 90°. Cette zone pourrait correspondre à l'un des flancs de l'intrusion (Giraud, 1983).

La granodiorite du Coscione est recoupée tectoniquement à l'Ouest par l'intrusion tardive du Tana-Monte Rossu, et à l'Est par la granodiorite du Rizzanese, avec des contacts faillés ou plus souvent magmatiques.

La **granodiorite du Rizzanese** (II), qui se prolonge sur la feuille Sartène, déborde largement, sur la feuille Porto-Vecchio, du triangle Fozzano - Gragnace-Santa-Lucia-di-Tallano ; vers le Nord, on la suit jusqu'au-delà de Quenza (feuille Zicavo). Cette intrusion montre des structures planaires de directions assez constantes oscillant entre N 120 et N 145°. Par contre, les pendages varient beaucoup (de 20 à 80°), inclinés tantôt vers le Sud-Ouest, tantôt vers le Nord-Est, formant ainsi un dispositif en « éventail » souligné par les septa basiques concordants. Les racines sont à rechercher dans la partie septentrionale de l'unité (Bourges, 1982).

Vers l'Est, la granodiorite du Rizzanese est limitée par l'intrusion des **monzogranites à grain moyen** (II) qui occupe une large bande NE-SW entre Quenza et la vallée de l'Ortolo. À l'Ouest de ce fleuve, ces monzogranites se prolongent sur les feuilles Sartène et Roccapina : on observe là une série de feuilletés orientés N 110 à N 140°, montrant une suite alternante de pendages (50 à 90°) tantôt vers le Nord-Est, tantôt vers le Sud-Ouest, déterminant ainsi, comme dans la granodiorite du Rizzanese, une structure en éventail.

Sur la feuille Porto-Vecchio les structures restent dans l'ensemble orientées N 110 à N 120°, mais les pendages deviennent faibles (20 à 30°), souvent même horizontaux. Ils évoquent ainsi une cuvette à fond plat qui se termine aux abords de Levie par une nouvelle zone à pendages forts ou même verticaux.

Pour F. Bourges (1982), cette synforme aplatie comprise entre deux zones d'enracinement à pendages très forts ou verticaux, peut être expliquée par la présence de deux zones d'injections simultanées, au Nord et au Sud, entre lesquelles le matériel se serait épanché subhorizontalement sur la granodiorite du Rizzanese et sous un toit aujourd'hui érodé (peut être constitué par les métamorphites antéhercyniennes). À l'appui de cette interprétation, F. Bourges décrit quatre fenêtre allongées de granodiorite, dégagées par l'érosion dans les vallées de l'Ortolo et du Fiumicicoli.

Vers l'Est, à partir du méridien de San-Gavino, les orientations structurales, qui étaient NW-SE dans toute la moitié ouest de la feuille (I et II), passent assez brutalement à des directions presque orthogonales, variant de N 45° à N 60°, observables aussi bien dans les **granodiorites de Zonza**, que dans les **monzogranites de Pacciunituli**, ou encore dans la **monzogranodiorite de L'Ospédale**.

Ces nouvelles orientations structurales, associées à l'apparition de types pétrographiques différents (Zonza, L'Ospédale), impliquent un changement radical, pour le magmatisme et pour la mise en place des granitoïdes calco-alcalins dans la partie orientale de la feuille, par rapport à l'architecture observée dans la partie occidentale ainsi que sur les feuilles Roccapina, Sartène et Ajaccio.

Dans les **granites leucocrates** (III), la rareté des marqueurs (quelques rares schlieren dans les faciès les plus basiques) ne permet pas d'utiliser les méthodes de la structurologie magmatique pour définir l'architecture de la vaste intrusion qui comprend les massifs du Sambucu, de L'Ospédale et de Cagna. Par contre, des bordures figées confirment la nette postériorité du groupe III par rapport aux plutons granodioritiques ou monzogranitiques.

Le simple examen de la carte montre que, considérée dans son ensemble, l'intrusion leucocrate est exclusivement limitée à l'Est par un très grand accident. Ses contacts occidentaux sont eux aussi souvent tectoniques : les cassures du bâti antérieur ont joué un rôle déterminant dans la mise en place de cette énorme lame.

Les formations plus anciennes incluses dans le massif (métamorphites anté-granite, granites type Zonza ou L'Ospédale) ont généralement une structure subhorizontale ou peu inclinée. Elles sont superposées à l'intrusion leucocrate dont elles forment le toit. C'est le cas des témoins de la Vacca Morta, de Luviu et de l'Alzu di Lanu où l'on observe parfaitement l'allure horizontale ou peu inclinée du contact entre le granite et les gneiss ou les migmatites. C'est aussi probablement le cas de la vallée du Cavu. Là, le granite leucocrate du versant sud paraît s'enfoncer sous les granites de L'Ospédale ou de Zonza. Il réapparaît un peu plus au Nord, d'abord dans le petit massif d'Albarellu, puis dans celui du Sambucu, où il est remonté par le jeu d'une série de failles transversales, parallèles d'ailleurs à la direction du système filonien du secteur (cf. *infra*).

Dans les collines du Sud-Est du massif de L'Ospédale, la **granodiorite de Porto-Vecchio** (I) présente des structures planaires dirigées NE-SW dans leur ensemble. Vers le Sud ces orientations deviennent subméridiennes. Les pendages sont dirigés vers le Sud-Est et sont généralement assez forts.

Cet ensemble, souvent très arénisé, où la mesure des éléments structuraux s'avère délicate, apparaît à grande échelle comme une lame intrusive pentée vers l'Est. Elle s'ennoie avec une faible valeur angulaire sous les métamorphites de Fautea. La partie méridionale de cette lame est interrompue au Nord de la feuille Sotta par des intrusions postérieures dont le type pétrographique dominant est celui de la monzogranodiorite de L'Ospédale.

ROCHES FILONIENNES

Le cortège filonien postgranitique, abondant dans l'ensemble du batholite corso-sarde, est très largement représenté sur le domaine de la feuille Porto-Vecchio. Ce système filonien est complexe, en effet il est formé d'essaims qui varient en direction et en nature. Dans le Nord-Ouest de la Corse, F. Fumey-Humbert *et al.* (1986) ont montré l'existence d'au moins une génération de filons calco-alcalins d'âge permien inférieur qui sont recoupés par des microgranites alcalins en relation avec la mise en place de la caldeira du Monte Cinto. Plus à l'Est, dans l'unité alpine de la Cima Pedani, G. Rodriguez (1981) a découvert l'existence de filons basiques qui recoupent le Lias. L'affinité géochimique de ces filons est celle de tholéiites continentales (Ohnenstetter *et al.*, 1987).

Sur le territoire de la coupure Porto-Vecchio, l'attention s'est surtout portée sur la reconnaissance cartographique détaillée des essaims filoniens, et sur la discrimination sur le terrain entre filons acides (microgranites, rhyolites) et filons basiques (dolérites). Leur localisation géographique est ainsi déterminée, mais aucune analyse géochimique systématique des éléments majeurs et en traces n'a été menée pour tenter de rechercher les différents ensembles reconnus dans d'autres secteurs du batholite. Sur la carte, les essaims apparaissent groupés par faisceaux ou en réseaux, de façon non homogène. L'existence de ces concentrations correspond à une réalité, bien que nombre de filons n'aient pu être recensés car se trouvant dans des zones d'accès difficile ou bien encore parce qu'ils n'ont pas été mis en relief par les phénomènes d'érosion différentielle.

Ainsi, par exemple lorsque l'encaissant est une granodiorite qui offre une faible résistance à l'arénisation, les filons acides, beaucoup plus résistants, font saillie et leur trajet peut-être plus ou moins suivi sur les photographies aériennes, ou plus simplement encore sur la carte à 1/25000 où nombre d'entre eux figurent de façon explicite. Cependant, lorsque les filons s'encaissent dans des granites plus résistants, leur trajet devient plus difficile à discerner ; si l'on se trouve sur des crêtes dénudées, on parvient à les suivre sur le terrain à peu près convenablement mais, sous couvert végétal, leur observation n'est plus que ponctuelle et la mesure de leur orientation n'est plus qu'approximative : dessiner leurs prolongements de part et d'autre de l'affleurement devient tout à fait aléatoire.

La cartographie des filons basiques est toujours difficile. Par suite de leur grande altérabilité, ils apparaissent toujours en creux dans la topographie ; de ce fait, ils concentrent l'humidité et sont jalonnés par un développement supplémentaire de végétation. Mais ce n'est pas un critère suffisant : les zones fracturées, même sans filons, sont aussi souvent marquées par des alignements à végétation plus dense. En outre, même sur leur trajet, ils passent souvent inaperçus, complètement masqués par une couche épaisse de résidus d'altération : dans les chemins creux ou sur les sentiers du maquis on les subodore quelquefois en observant des cailloux de dolérite épais sur le sol ou dans les murettes -, mais il est impossible de les repérer avec précision. Ce n'est que le long des routes, ou bien sur les crêtes dénudées, que l'on peut les pointer avec une certaine exactitude.

En résumé, au premier examen de la carte, on éprouve une impression de double déséquilibre, d'une part entre la relative rareté des filons basiques et la fréquence des filons acides, et d'autre part entre les zones de plus ou moins grande densité des filons acides. Mais, cette impression ne correspond pas entièrement à la réalité : les filons acides sont mieux répartis qu'il ne paraît, au moins dans certaines zones, et les filons basiques sont beaucoup plus nombreux et beaucoup plus longs qu'ils n'ont été dessinés.

Le *champ filonien de Porto-Vecchio* est le plus remarquable de la région. Il a fait l'objet de plusieurs descriptions (Lapadu-Hargues et Maisonneuve, 1956 ; Maisonneuve, 1960 ; Bonin, 1980) mais n'avait été que sommairement cartographié (feuille Porto-Pollo-Sartène à 1/80000 et feuille Corse à 1/250000). Son ampleur est considérable, il se termine au Nord à la vallée du Cavu, mais se prolonge au Sud sur toute la feuille Sotta, et même en Sardaigne, au-delà des bouches de Bonifacio (Arthaud et Matte, 1976). Il est constitué par des filons acides (rhyolites ou microgranites) de plusieurs mètres de puissance, très souvent accompagnés aux épontes par des filons basiques de largeur décimétrique. Les filons acides qui constituent le champ filonien de Porto-Vecchio sont au nombre d'une dizaine en moyenne, et sont plus ou moins discontinus. Plusieurs d'entre eux se suivent tout de même, sans interruption, sur une douzaine de kilomètres et sont ensuite relayés par des filons de même composition et de même orientation, mais légèrement décalés.

Sur la feuille Sotta, la direction générale du faisceau est N 5 à N 15, mais, à partir de la vallée du Stabiacciu, apparaît une nouvelle direction, N 55 à N 75, plus ou moins parallèle au massif leucocrate limité par l'accident Favone-Figari, mais sans jamais franchir ce dernier : la présence de ce massif et de ses failles bordières semble avoir joué un rôle pour guider localement la distension. Et ceci d'autant plus qu'à 5 km en moyenne à l'Est du grand accident, on retrouve le prolongement septentrional des directions méridienne et subméridienne observées sur la feuille Sotta, notamment dans la ville même de Porto-Vecchio, dans la presqu'île de la Chiappa, ainsi que vers Cirendinu, au Nord de San-Ciprianu.

On observe aussi une direction orthogonale à la direction majeure : N 90 à N 115 sur la feuille Sotta, N 130 à N 135 de la Punta di Panecale à la Punta di Carpalone, au voisinage de Trinité.

Le massif leucocrate est lui aussi affecté par l'activité filonienne, mais avec des directions différentes.

Vallée du Cavu. En amont du pont de Purcilella, dans l'axe de la vallée, où sur son versant ouest, sur une largeur de 2 km, c'est un faisceau d'une dizaine de filons, d'orientation très constante (N 160), parallèle à la direction générale de la tectonique locale. Souvent très rapprochés les uns des autres, les filons sont presque tous constitués de rhyolite rouge aphanitique. Leur puissance est de 1 à 4 m. Il existe aussi de nombreux filons doléritiques d'épaisseur décimétrique, et plus difficiles à mettre en évidence. Les deux pistes forestières qui grimpent de Tagliu-Rossu au col d'Illarata recoupent tous ces filons en de nombreux points.

Bordure ouest du massif de L'Ospedale. Dans la montée de la RF 11 vers le village de L'Ospedale on traverse de nombreux filons acides dont l'orientation est souvent N 20, mais plus rarement N 55 et même N 100.

On retrouve cette prédominance méridienne un peu plus au Nord, entre la Bocca di Barocaggio et la Bocca di Pelza. Une vingtaine de filons acides, la plupart du temps de rhyolite rouge, visibles sur 0,5 à 3 km, sillonnent avec une direction moyenne N 5 à N 10, aussi bien les granites leucocrates que les granodiorites porphyroïdes. Ces filons ne traversent pas les deux grandes failles NE-SW du secteur. Leurs rapports avec les granites hypersolvus ne sont pas évidents.

Vacca Morta. Un autre champ filonien important, à prédominance acide, s'est mis en place dans le massif de la Vacca Morta, toujours avec une orientation subméridienne (N 15). Cette direction se manifeste encore, 3 km à l'Est, dans un filon que l'on peut suivre sur plus de 4 km. Dans la plupart des cas il s'agit de rhyolite rouge ou beige, mais aussi de rhyolite avec sphérules de dévitrification.

La direction méridienne se manifeste aussi plus au Nord, autour de *Gualdaricciu* et autour de *Zonza*. Non loin, à l'Est de ce dernier village, deux grands filons acides subparallèles sont, l'un en rhyolite rouge (Punta di Scapalone), l'autre en microgranite à phénocristaux abondants. C'est là aussi que se trouve le plus long filon basique mis en évidence sur la feuille (plus de 3 km).

À l'Ouest du méridien de *Levie*, la densité du système filonien acide devient beaucoup plus faible. Comme l'encaissant est granodioritique ou monzogranitique, les filons acides restent en relief et se signalent clairement dans la topographie ; leur relative rareté est donc bien une réalité et non une apparence due à de mauvaises conditions d'observation, comme cela peut être le cas dans les massifs leucocrates.

On y observe deux directions majeures : N 110 à N 125 et N 65.

β. **Filons basiques.** Leur puissance varie de quelques décimètres à quelques mètres. Les filons décimétriques sont le plus souvent associés à des filons acides dont ils soulignent souvent les épontes. Les filons métriques sont généralement indépendants mais suivent l'orientation générale des systèmes.

Les filons basiques sont formés de roches très dures à l'état frais, mais la plupart du temps très altérées. La teinte, toujours sombre (sauf au début de l'altération), va du noir au vert foncé. Les plus répandues ont un faciès résolument aphanitique, sans phénocristaux. D'autres, plus rares, présentent des phénocristaux de plagioclases ou d'anciens ferro-magnésiens altérés. Ces roches ont souvent une structure doléritique avec une mésostase saussuritisée dans laquelle on peut reconnaître de petites baguettes de plagioclases. Le ferro-magnésien est généralement la hornblende verte, associée à de la chlorite. La magnétite est abondante, ainsi que l'épidote et la calcite secondaire.

Dans quelques cas, le grain de la roche est plus gros : le faciès est celui d'un gabbro, mais la composition minéralogique globale est la même. Comme on rencontre également plusieurs structures intermédiaires, on peut se demander s'il ne s'agit pas des mêmes matériaux, refroidis plus ou moins rapidement en des points différents du même filon.

Filons acides indifférenciés. D'un filon à l'autre on note des variations de composition et de textures qui peuvent correspondre à des générations différentes. Mais ces variations peuvent également se produire à l'intérieur d'un même filon.

On peut distinguer essentiellement des faciès aphanitiques et des faciès porphyriques, mais les caractères pétrographiques n'étant pas connus avec la même précision pour tous les filons, on a préféré ne pas les différencier dans le cas général. Cependant, dans quelques cas bien caractérisés, on a distingué les filons de rhyolite des filons de microgranite.

ρ. **Rhyolites.** Ce sont des roches de teinte claire, blanche, grise, beige, rose et surtout rouge, formées par une pâte aphyrique ou aphanitique, souvent très pauvre en petits phénocristaux de quartz corrodé ou de feldspath alcalin. Quelquefois, les phénocristaux sont plus nombreux : surtout des quartz automorphes millimétriques. Dans certains cas on a un faciès graphyrique (à micropegmatites graphiques).

On peut également avoir des faciès à sphérolites, qui peuvent localement évoluer en pyromérides.

μγ. **Microgranites.** Dans ces filons on distingue facilement deux phases à l'oeil nu. Dans une mésostase à grain fin, de teinte gris-bleu à beige, on voit de nombreux cristaux, souvent coalescents, de dimensions variant entre 1 et 10 mm, de quartz, de feldspath potassique perthitique, de plagioclases et de rares micas.

Q. **Filons de quartz.** On observe de nombreux filons de quartz blanc, toujours plus ou moins liés aux accidents tectoniques. Leur puissance ne dépasse jamais quelques décimètres ; ils paraissent très discontinus : les plus grandes longueurs observées sont de l'ordre de 500 m.

Les filons de quartz sont nettement postérieurs aux filons acides ou basiques qu'ils recoupent.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Secondaire

jm-s. **Jurassique moyen et supérieur. Calcaires dolomitiques, calcaires.** Sur les micaschistes rubéfiés, une série entièrement carbonatée, épaisse d'une cinquantaine de mètres, débute par des calcaires dolomitiques riches à leur base en minéraux détritiques (quartz, feldspath et muscovite). Au-dessus viennent des calcaires gris à croûtes ferrugineuses, et des

calcaires blancs à algues et orbitolinidés. Il s'agit de sédiments de plate-forme, proche des côtes, avec une intercalation de calcaire lacustre noir à characés. Puis on a des calcaires oolitiques à algues et la série se termine par un calcaire blond à entroques.

La dolomie de base est attribuée au Dogger et les calcaires sont datés du Kimméridgien (Amaudric du Chaffaut, 1971).

C7. Maastrichtien. Conglomérats, grès. Directement sur le Jurassique, et en discordance, repose un conglomérat à gros galets de granite (30 cm de diamètre) surmonté par des grès à ciment calcaire et à huîtres. Ces assises contiennent une riche microfaune de foraminifères planctoniques (hedbergelles, *Globotruncana*, etc.) ainsi que de nombreux grands foraminifères (*Siderolites*, *Orbitoides*,...) qui permettent de les dater du Maastrichtien.

On passe plus haut à des brèches intraformationnelles, puis progressivement à des grès calcaires grossiers, à patine jaune ; en l'absence de faune significative, les auteurs pensent qu'il peut s'agir du passage du Crétacé supérieur au Paléocène (Amaudric du Chaffaut, 1971).

Tertiaire

e1-3. Paléocène – Éocène inférieur. Calcaires. Sans discontinuité avec le Crétacé supérieur, le Paléocène débute par un calcaire gréseux (quartz et feldspath) à algues mélobésiées et corallinacées, entroques et foraminifères (globigérines, discocyclines, operculines).

Au-dessus viennent des calcaires noduleux à pectens et entroques, puis des calcaires compacts, de teinte grise. Ces assises renferment une très riche microfaune (discocyclines, operculines, planorbulines, etc.) qui les date de l'Ilerdien (Amaudric du Chaffaut, 1971).

e4-7. Flysch éocène. Reposant sur des calcaires paléocènes-ilerdiens à la Punta di Calcina, puis plus au Nord, directement sur le socle métamorphique, une épaisse et monotone formation schisto-gréseuse à caractères lithologiques de série de type flysch, occupe la plus grande partie du fossé de Favone. C'est une succession rythmique de séquences détritiques souvent granoclassées. La séquence type est la suivante :

- 1 à 4 m de conglomérat plus ou moins grossier passant vers le haut à un grès arkosique granoclassé ;
- 0,5 à 1 m de grès arkosique fin à galets de pélites noires ;
- 0,1 à 0,5 m de pélites noires en paillettes ou feuillettes.

Ce flysch contient des grands foraminifères isolés (discocyclines, operculines, assilines, nummulites) permettant de le dater de l'Yprésien et plus haut du Lutétien, et même du Priabonien basal. (Amaudric du Chaffaut, 1971).

e. Éocène (?). Poudingue de la Chiappa. Au Sud du phare de la Chiappa, entre le hameau de Piccovaggia et la mer, il existe un affleurement de

terrains détritiques. Sur la feuille Porto-Vecchio, il s'allonge du Nord-Est au Sud-Ouest sur environ 3 km, pour une largeur maximale de 1 km. Il se prolonge au Sud sur la feuille Sotta.

Ce sont des poudingues à éléments souvent très grossiers et visiblement assez épais ; ils reposent directement sur les terrains métamorphiques. On y observe des galets et des blocs de granite pouvant aller jusqu'à 1 m de diamètre, mais aussi de roches métamorphiques diverses : gneiss à biotite, micaschistes à biotite et amphibolite. On y voit aussi des éléments de rhyolites dévitrifiées. Les galets de roches carbonatées sont abondants et de types pétrographiques variés : représentant diverses périodes du Jurassique, des calcaires plus ou moins dolomités, des calcaires oolitiques et des calcaires coquilliers ; et des calcaires fins à milioles représentant divers étages du Crétacé. Mais on n'y trouve ni les calcaires paléocènes, ni les calcaires maastrichtiens à orbitoïdes, dont il reste des témoins à la Punta di Calcina, 15 km au Nord. Par contre on trouve, mêlés aux galets calcaires, beaucoup de galets du substratum immédiat.

Pour S. Amaudric du Chaffaut (1971), la nature de ce matériel détritique grossier montre qu'il existait dans cette région une couverture mésozoïque à prédominance carbonatée, couverture qui fut ultérieurement complètement démantelée et arasée. Quant à l'âge de ce conglomérat, ce dernier auteur le situe entre l'Éocène moyen et le Miocène.

Récemment, M. Durand-Delga et B. Peybernès (1986) ont étudié en détail la nature et l'âge des galets et ont pu reconstituer la succession stratigraphique démantelée par l'érosion. Il s'agit d'une série qui va du Rhétien au Sénonien inférieur. Elle est de type sardo-provençal, avec des faciès de plate-forme qui ont dû se déposer à une certaine distance à l'Ouest de Porto-Vecchio, mais elle diffère nettement de la série de la Corse orientale, déposée sur la marge alpine de la Téthys.

Quaternaire

Jx. Cônes de déjection anciens. Au pied oriental du relief des granites leucocrates, c'est-à-dire sur le trajet de la faille Favone-Figari, à l'endroit où la pente des thalwegs diminue brusquement, se sont établis plusieurs vastes cônes de déjection de blocs roulés assez hétérométriques. L'âge de ces appareils, visiblement évolués sur place, est difficile à préciser. Du Nord au Sud, les principaux sont au débouché du ravin de Capu, de la vallée de l'Osù, du ruisseau de Filasca (à Gialla) et du ravin d'Arraggio.

Cx. Colluvions anciennes. Dans la vallée du Baia, on a distingué des colluvions anciennes qui colmatent un bas de pente.

C-Fx. Colluvions et alluvions anciennes. Également dans la vallée du Bala, deux plaines assez vastes (1 km²), à faible altitude au-dessus du ruisseau, sont constituées par des alluvions à sols bruns difficiles à séparer d'arènes granitiques colluvionnées.

Jy. Cônes de déjection peu anciens. Un vaste cône de déjection (0,25 km²) s'est établi dans la vallée de l'Osu, en rive gauche, au confluent du ruisseau de Marginicciu. Apparemment de même composition que les alluvions Fy, il est très épais et a été recoupé récemment par l'Osu.

Cy. Colluvions peu anciennes. Ce sont des épandages de bas de versant : cailloux anguleux dans une matrice argilo-sableuse ou, plus souvent, arène granitique peu transportée dont l'épaisseur atteint parfois plusieurs mètres.

Fy. Alluvions récentes à peu anciennes. Dans la basse vallée du Bala, mais surtout dans les vallées de l'Osu et du Cavu, ces alluvions sont représentées par les basses terrasses, à quelques mètres au-dessus du lit. Elles sont formées d'une matrice argilo-sableuse plus ou moins abondante, quelquefois rare, enrobant des galets et des blocs très émoussés dont la dimension diminue vers l'aval. Dans la moyenne vallée de l'Osu, à l'Ouest de la N 198, ces terrasses deviennent plus étroites, mais leur épaisseur atteint 10 m et les blocs peuvent dépasser 1 m de diamètre. Il en est de même dans la vallée du Cavu en amont de Tagliu-Rossu.

Fy-z. Alluvions actuelles à peu anciennes. Dans la vallée du Bala, au Nord d'un verrou (qui correspond au passage de la D 159), on n'a pas séparé les basses terrasses et le lit majeur.

Fz. Alluvions actuelles. On a distingué dans les vallées du Cavu et de l'Osu, ainsi que dans la partie aval du ruisseau de Bala, des alluvions qui représentent les lits majeurs. Ceux-ci sont occupés essentiellement par des dépôts de gros galets et de blocs roulés, entrecoupés de bancs de sable.

F. Alluvions indifférenciées. Il s'agit surtout des alluvions à galets, généralement actuelles ou récentes, plus ou moins mélangées à des colluvions sablo-limoneuses (C-F) qui constituent le lit ou des basses terrasses dans les vallées de l'Ortolo, du Fiumicicoli et du Rizzanese.

Mz. Dépôts marins. Sables, graviers, galets. Il existe sur la feuille Porto-Vecchio des vestiges de l'activité marine quaternaire (Ottman, 1958) mais leur extension réduite ne permet pas de les cartographier.

Les sédiments actuels sont surtout constitués par les formations des plages accumulées dans les parties abritées de la côte. Le fond de chaque anse, baie ou golfe est plus ou moins occupé par des plages de sable à grain moyen ou fin : Tarcu, Fautea, Ovu-Santu, Caramontinu, Pinarellu, La Villata, San-Ciprianu, Benedettu, Stagnolu,... Il faut signaler la curieuse plage de L'Arena, au Nord de la Punta di a Varra, où les sables, au lieu de s'entasser dans un abri, s'avancent de près de 100 m dans la mer.

En arrière des plages on a quelquefois des formations dunaires (Ovu-Santu, Pinarellu) qui peuvent même s'élever assez haut dans la topographie (Fautea).

Les dépôts de galets existent aussi, piégés dans les anfractuosités de la côte rocheuse ; leur extension est métrique, rarement décamétrique.

Toutefois certaines plages sont entièrement constituées de graviers ou même de gros galets : c'est le cas des marinas situées sur le littoral nord de la presqu'île de la Chiappa : Marina Vizza, Marina de Rosumarinu, etc.

LM. Dépôts laguno-marins. Argiles et sables. En arrière des plages, les formations lagunaires sont courantes et assez étendues, mais il est difficile de les séparer avec précision des formations proprement marines.

Par ailleurs, dans les cours inférieurs des rivières, et particulièrement de l'Osù et du Cavu, la limite entre les dépôts marins, laguno-marins et les alluvions fluviales revêt un certain caractère arbitraire : en effet, dans ces zones, les formations superficielles possèdent quelquefois des caractères intermédiaires.

Eγ. Boules granitiques déplacées. Dans plusieurs secteurs de la feuille, mais plus spécialement à la périphérie est et sud de la partie sommitale de la montagne de Cagna, on observe de vastes champs de boules de granite qui ont roulé ou glissé sur les versants en forte pente, constituant soit des langues allongées dans les ravins, soit des nappes de longueur et de largeur pouvant atteindre le kilomètre. La topographie de détail de certaines de ces accumulations (Malpassu) est devenue tellement chaotique que leur franchissement est à peu près impossible avec des moyens normaux.

Il ne faut pas confondre ces accumulations à caractère dynamique avec les champs de boules formées sur place, que l'on rencontre un peu partout dans la Corse granitique.

E. Éboulis indifférencié. Dans la plupart des cas, il s'agit d'éboulis de cailloutis cryoclastiques, anguleux, accumulés en pierriers allongés dans les interfluves des versants, ou bien en nappes à contours polygonaux complexes. Ils sont alimentés par des roches dures mais se fragmentant facilement : gneiss, calcaires, certains filons, et aussi granitoïdes résistant bien à l'altération. Ils sont rares au contraire dans les granites sensibles à l'altération météorique, qui se résolvent en arène au lieu de se fragmenter en cailloutis.

Dans d'autres cas (forêt de Valle Mala, angle nord-ouest de la feuille), ce sont des accumulations de blocs beaucoup plus gros, décimétriques à métriques.

À la Punta di Calcina, aux éboulis éryoelastiques de gneiss ou de calcaires, s'ajoute le glissement en masse d'un pan hectométrique de Jurassique supérieur.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Dans les terrains les plus anciens affleurant sur la feuille Porto-Vecchio, et qui sont plus ou moins isolés au sein des granitoïdes carbonitères, on a reconnu des reliques de formations ayant subi un stade de métamorphisme HP-HT (faciès éclogite ou granulite) (Dujon, 1977 ; Arthaud et Matte, 1977 ;

Libourel, 1985), du même type que celles décrites dans le complexe leptyno-amphibolique de Belgodère (Palagi *et al.*, 1985). L'ensemble de ces roches est actuellement interprété comme résultant d'un métamorphisme HP-HT d'une formation d'âge paléozoïque (et éventuellement précambrien) lors d'un processus de collision continentale (Libourel, 1985 ; Rossi, 1986) d'âge dévonien (400 Ma ?).

Pour ce qui concerne la genèse des granitoïdes carbonifères, et par analogie avec ce que l'on connaît dans l'ensemble du batholite corse, les données géochimiques sur les éléments en trace et sur les isotopes (Cocherie, 1984) conduisent à l'hypothèse d'une dérivation à partir d'un *protolite mantellique* pour les roches basiques, d'un *protolite hybride manteau-croûte* pour l'ensemble granodioritique et dioritique ainsi que pour les enclaves « sombres » ou « microgrenues », et enfin d'un *protolite crustal* pour les granites monzonitiques et leucocrates.

L'ensemble des granitoïdes calco-alcalins résulterait, dans cette hypothèse, de la fusion dans des conditions hydratées de la base de la croûte d'un continent « austro-alpin », charriée sur le continent occidental Ebre – Aquitaine, vers 430-400 Ma. La mise en place des plutonites calco-alcalines aurait eu lieu pendant la remontée du bâti, consécutive au surépaississement crustal, durant une phase de relaxation postérieure à la collision (Rossi, 1986).

La genèse des granites alcalins et hyperalcalins a été étudiée de façon très approfondie, pour l'ensemble de la Corse, par B. Bonin (1980) qui leur a attribué un caractère anorogénique et un âge permien. Cet auteur considère que l'ensemble de ces intrusions est génétiquement totalement distinct des granitoïdes calco-alcalins qui jouent le rôle de socle passif. Pour lui, les granites alcalins marquent l'amorce de la période distensive, prémices de l'orogénèse alpine et de l'ouverture de la Téthys.

Une autre interprétation (Rossi, 1986 ; Rouire, inédit) des rapports entre granites hypersolvus et l'ensemble du plutonisme leucocrate calco-alcalin (y compris les « granites subsolvus à biotite ») amène à faire débiter cette phase de distension au Carbonifère terminal.

Durant cette période d'amincissement crustal généralisé, qui s'étend jusqu'au Crétacé inférieur, le microcraton corse est bordé à l'Est par une plateforme carbonatée, d'extension faible. Il semble que ce ne soit qu'au Dogger que la transgression atteint le Sud de l'île. À la Punta di Calcina, les gneiss pénéplanés et rubéfiés supportent directement des calcaires attribués par S. Amaudric du Chaffaut (1980) au Jurassique moyen, comme en Sardaigne. Cette sédimentation carbonatée se poursuit au moins jusqu'au Turonien-Sénonien inférieur, peut être avec des phases d'émersion et d'érosion (*cf.* poudingues de la Chiappa). Puis, après une autre émersion, une nouvelle transgression débute au Maastrichtien. Elle se poursuit durant le Paléocène, pendant lequel se déposent des bancs calcaires discontinus et asynchrones. À ces calcaires fait suite une abondante sédimentation détritique de type flysch qui dure jusqu'à l'aube du Priabonien.

Plusieurs épisodes tectoniques alpins ont, par la suite, affecté la série sédimentaire. Dans le flysch de Solaro, S. Amaudric du Chaffaut a pu notamment distinguer une phase tangentielle, une phase de serrage, une phase de basculement et enfin une phase cassante distensive. Cette dernière est particulièrement évidente dans la zone qui nous occupe, puisqu'elle est à l'origine du graben de Favone dans lequel ont été conservés les sédiments mésozoïques et paléogènes les plus méridionaux de la Corse.

« Rien ne permet de dater ces phases post-éocènes ; les deux dernières sont probablement récentes, peut-être liées à l'effondrement encore actif de la plaine orientale. » (Amaudric du Chaffaut).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Terrains éruptifs

Ils dominent sur toute l'étendue du territoire recouvert par la feuille. Outre les granitoïdes avec leurs différenciations, on peut noter quelques zones à gabbros (Levie-Fozzano).

La présence d'eau dans ces formations, réputées imperméables jusqu'à une époque récente, est liée aux divers accidents qui parcourent les roches. Ces accidents sont en grande partie responsables des sources qui peuvent se rencontrer, surtout aux alentours des villages dont elles assurent souvent l'alimentation. La présence de ces sources est liée aux accidents (failles, diaclases) mais aussi à l'importance des zones d'altération des granitoïdes. Ces sources sont bien développées autour des villages de Zerubia, Serra-di-Scopamene, Sorbollano, où un inventaire exécuté pour le compte de l'EDF et le projet de barrage sur le Rizzanese ont permis de noter quelques débits intéressants (certains dépassant le litre/seconde).

Porto-Vecchio a aussi une partie de son alimentation assurée par une série de sources situées au Sud de L'Ospedale.

Depuis une décennie, les besoins en eau, surtout en période estivale, ont conduit certaines municipalités, sinon des particuliers, à exploiter hydrogéologiquement les terrains. Malgré la difficulté qui existe, des ressources nouvelles ont pu être mises en évidence. Le développement de la méthode de foration au marteau fond-de-trou a permis une exploitation moins onéreuse et plus rapide.

Un grand nombre de forages, exécutés par des particuliers pour la plupart, échappent à l'inventaire hydrogéologique par manque de déclaration. Les ouvrages exécutés pour les municipalités et sous le contrôle de la direction départementale de l'Agriculture apportent des renseignements importants sur l'aquifère fissuré.

Il existe donc peu de forages inventoriés. Notons cependant ceux de la région de Fozzano, de Oriu et Casabianca (Sainte-Lucie-de-Tallano), de L'Ospédale, de Foce-Bilzese.

Une étude plus générale de la recherche d'eau dans les roches éruptives a montré que les pourcentages d'échec étaient plus élevés dans les granites leucocrates que dans les monzogranites ou granitoïdes, que les succès étaient aussi fonction de l'épaisseur de la couche d'altération, et que la meilleure productivité des ouvrages se situait vers 50 m de profondeur.

Les recherches d'eau dans les terrains éruptifs nécessitent, pour de meilleures chances de succès, des méthodes complémentaires qui peuvent être mises en oeuvre quand il s'agit, bien entendu, d'une recherche non ponctuelle. C'est ainsi qu'une bonne connaissance de la géologie structurale par photo-interprétation, une étude morphologique et géophysique, essentiellement par méthode électromagnétique, permettent de diminuer appréciablement les risques d'échec. Un moyen complémentaire nouveau réside dans la prospection de gaz radon. Utilisée initialement pour les eaux thermales, cette prospection permet d'améliorer les investigations en décelant des montées liées à des accidents « ouverts » qui constituent les drains privilégiés des circulations d'eau souterraine.

Terrains sédimentaires

Ils se rencontrent dans la partie orientale de la feuille. Les affleurements secondaires ou tertiaires rencontrés sont peu développés et peuvent être considérés comme des aquifères de fissures, avec les mêmes problèmes posés par les granitoïdes pour une éventuelle recherche d'eau. Toutefois, la position structurale de ces formations rend peu probable la découverte d'une ressource aquifère importante.

Quaternaire

Seules les alluvions récentes directement en relation avec les cours d'eau présentent quelque intérêt. Les vallées alluviales relativement importantes, comme pour toutes les rivières corses, se développent au voisinage des estuaires.

- **Le Cavu.** Il développe ses formations alluviales à l'aval de la RN 198. Une recherche systématique entreprise à partir des années 60 a permis de reconnaître la géométrie du réservoir et la limite amont du biseau salé. Des sondages de reconnaissance implantés par la suite, montrent une épaisseur moyenne des alluvions de 6m environ (14,5m au sondage 1124-4-103 et 10 m au 1124-4-108). Les essais effectués conduisent à admettre une exploitation des alluvions à un débit de 200 m³/h, avec plusieurs ouvrages. Il semble que l'interprétation soit à vérifier.

- **L'Osù.** C'est, avec le Cavu, le plus grand cours d'eau de la carte. Il développe une vallée alluviale à l'aval de la RN 198. Toutefois, comme pour le Cavu, la basse plaine est constituée de terrains marécageux envahis par le sel. Une étude géophysique a été effectuée en 1961 par la C.P.G.F. Elle

montre que les alluvions sont de faible épaisseur (7 m maximum). Elles reposent sur un substratum de « granite » altéré. La zone d'influence marine n'a pu être reconnue près de l'embouchure de l'Osù et dans l'estuaire marécageux de la pointe de Saint-Cyprien.

Des forages de reconnaissance exécutés dans les années 1970 confirment généralement les informations de la géophysique. La littérature fait état d'exploitations de l'ordre de 100 m³/h. Ce qui mériterait d'être précisé .

- Signalons toutefois des ouvrages de captages dans les alluvions du **Tarcu**, pour compléter les ressources du syndicat du Cavu. Une épaisseur importante de matériel alluvionnaire a été rencontrée (1124-4-112) sur 18 m d'épaisseur, malgré le faible développement de la vallée coincée entre des affleurements de gneiss.

Des essais de débits ont montré une possibilité d'exploitation de l'ordre de 60 m³/h. Toutefois, on peut supposer, en l'absence d'une remontée du substratum vers l'aval, une possible invasion du biseau salé. Comme dans tous les cas d'exploitation des nappes aquifères littorales, on ne peut qu'insister sur une surveillance de la nappe et une bonne gestion de la ressource.

L'eau des alluvions provenant, en général, des bassins-versants granitiques, tout comme les eaux des formations éruptives, sont de bonne qualité physico-chimique. Elles sont, en général, faiblement minéralisées et légèrement agressives.

Les nappes aquifères alluvionnaires, compte tenu de leur faible extension et du développement excessif des structures touristiques, sont sensibles aux pollutions éventuelles issues du développement de stations d'épuration et des divers rejets dans les cours d'eau qui les soutiennent. Une attention particulière sera portée à l'établissement des périmètres de protection et la prescription de directives draconiennes visant à la préservation de la ressource.

RESSOURCES MINÉRALES

Les caractéristiques des gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans les tableaux en annexe.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ARCHÉOLOGIE

Pendant longtemps, la première occupation de la Corse fut attribuée aux Néolithiques. On ne possède toujours aucune trace de l'industrie humaine au Paléolithique, mais depuis quelques années on a identifié, dans les environs de Levie (1967) et de Bonifacio (1969), des vestiges rapportés au Mésolithique. Cependant, l'essentiel des matériaux de la préhistoire corse se

rattache bien au Néolithique (de la fin du 7^e millénaire jusqu'au début du deuxième) et à l'âge du bronze (depuis 1700 environ avant J.C.).

On ne sait rien sur l'origine des **Prénéolithiques** et peu de chose sur leurs conditions de vie : ils formaient sans doute de petits groupes, vivaient de chasse, de pêche et de cueillette, et certainement étaient isolés, sans relations avec le continent.

Au contraire, dès les premières phases du **Néolithique**, il existait des échanges entre la Corse et le monde extérieur : l'utilisation d'outils en obsidienne, roche inconnue en Corse, le montre bien. Par ailleurs, on a la certitude qu'il y avait déjà à cette époque, sinon une véritable agriculture, tout au moins une activité pastorale, et notamment l'élevage du mouton.

Plus tard, l'agriculture se développe, surtout dans les plaines, ce qui n'empêche pas le peuplement de s'étendre jusque dans les zones montagneuses de l'île. La population augmente sensiblement et la société paraît déjà bien structurée. C'est dans ce contexte, qu'au début du 3^e millénaire apparaît un culte funéraire vraisemblablement importé. Ce culte donne naissance à l'**art mégalithique**, qui utilise d'énormes blocs rocheux plus ou moins façonnés pour la construction de monuments primitifs à vocation funéraire.

On peut distinguer deux périodes dans cette activité mégalithique. La première a laissé des sépultures en forme de coffres, sortes de parallépipèdes en dalles de granite, avec couvercle amovible. À côté des coffres se trouvait généralement un menhir (*stantare*, en langue corse) haut de 1 à 2 m. Les dolmens (*stazzona*) sont plus rares. L'art mégalithique évolue en plusieurs étapes : les menhirs s'éloignent des sépultures, ils sont souvent polis et travaillés avec de plus en plus de soin ; ils se groupent en alignements qui peuvent aller de quelques unités à plus d'une centaine de monolithes.

Au cours de la deuxième période, la transformation des menhirs à forme humaine se précise : on pense que ces monuments représentent des guerriers ennemis tués au combat.

C'est dans le courant du 2^e millénaire qu'apparaît une nouvelle civilisation consécutive à l'arrivée, par mer, probablement dans le golfe de Porto-Vecchio, d'envahisseurs identifiés aux « Shardanes », peuple vagabond se déplaçant dans la Méditerranée et bien connu dans l'Égypte ancienne. On désigne ce peuple sous le nom de **Torréens** parce qu'il construisait des édifices de forme circulaire (*torre* = tour). Bien armés (bronze), porteurs de techniques nouvelles, les Torréens dominèrent rapidement le Sud de la Corse ; ils y construisirent de nombreuses enceintes cyclopéennes, à vocation quelquefois militaire, mais beaucoup plus souvent funéraire. Au contraire des Néolithiques qui ensevelissaient leurs morts, les Torréens pratiquaient l'incinération. Cette cérémonie avait lieu à l'intérieur des enceintes fortifiées. Les opinions des archéologues diffèrent sur la nature des relations entre les autochtones et les envahisseurs ainsi que sur les moyens, pacifiques ou guerriers, par lesquels la civilisation torrénienne s'est substituée à la civilisation néolithique. Ce qui paraît certain, c'est que les Torréens ont souvent jeté à bas ou détruit les mégalithes qu'ils ont quelquefois réemployés pour leurs propres constructions funéraires.

Les principaux gisements et centres d'intérêt archéologiques situés sur le territoire de la feuille Porto-Vecchio sont les suivants.

Prénéolithique et Néolithique

Curacchiaghju. Dans un chaos de grosses boules de granite, 800 m au Nord-Ouest du carrefour de la D 66 et de la D 268, F. de Lanfranchi a mis en évidence, en 1967 et 1973, plusieurs couches d'occupation d'un abri sous roche. La couche inférieure, datée au ¹⁴C de 6350 B.C. (*) (Mésolithique?) est composée exclusivement d'outils à racler et à couper. La couche située immédiatement au-dessus se rapporte au Néolithique ancien (5650 à 5360 B.C.) avec céramique poinçonnée et incisée, armatures de trait en obsidienne, etc. Les couches moyennes (2980 B.C.) concernent le Néolithique récent et ont fourni des vases généralement petits, parfois polis, souvent décorés de la double ligne incisée, l'industrie lithique étant représentée par des pointes de flèches pédonculées à ailerons et des armatures de trait en obsidienne. Les couches supérieures appartiennent à l'âge du bronze (1280 B.C.), l'autre à l'âge du fer (660 B.C.).

Sapara-Alta. Quelques centaines de mètres à l'Ouest de Pacciunituli, plusieurs abris sous roches, diversement aménagés, recèlent une culture néolithique du même type qu'à Curacchiaghju. F. de Lanfranchi y a fouillé notamment un abri qui a livré de nombreux vestiges d'industrie lithique (pointes de flèche en rhyolite et en silex, armatures de trait en obsidienne), de céramique polie et décorée, ainsi qu'une meule à bloc mobile. Cette couche d'occupation unique et attribuée au Néolithique récent (entre 3500 et 2000 B.C.). Le groupe de Sapara-Alta avait certainement des activités agricoles et pratiquait l'élevage.

Alignements de menhirs de Pacciunituli. Dans le voisinage, à l'Ouest de Pacciunituli, se trouvent, au Pianu-dei-Stantari et à la prairie de Sant'Antonacciu, deux séries de menhirs (au total une quinzaine), malheureusement en partie détruits. Ces alignements méridiens, dégagés par F. de Lanfranchi, sont formés de monuments dont la face plane est orientée au soleil levant. Ils sont attribués au Mésolithique II (de 2500 à 1500 environ B.C.). D'après R. Grosjean, il s'agissait d'un cromlech.

L'érection de ces mégalithes paraît liée à l'occupation par un groupe néolithique des abris de Sapara-Alta situés à proximité tout à fait immédiate (F. de Lanfranchi).

Site de Caleca. Sur le Pianu de Levie, 500m au Nord-Ouest de la ville, à moins de 100 m de la fontaine de Campo-Vecchio, deux chaos naturels, plus ou moins modifiés artificiellement, entourent un groupe de constructions circulaires. Au centre de l'ensemble se trouve un grand coffre funéraire, sorte de parallépipède formé par un assemblage de dalles de granite disposées orthogonalement, de manière à constituer un caveau.

Site de Capula. 1 km à l'Ouest de San-Gavino-di-Carbini, près de la chapelle Saint-Laurent, ce site comprend notamment divers vestiges du Néoli-

(*) *Before Christ* = avant Jésus-Christ.

thique récent, dont un habitat organisé, avec d'anciens foyers appareillés ainsi que des menhirs antérieurs à la fortification de Cucuruzzu (voir ci-après), réutilisés comme linteaux dans des constructions postérieures et d'âge imprécis.

Âge du bronze

Castellu di Cucuruzzu. Sur le Pianu de Levie, 2 500 m au Nord de la ville, c'est un complexe monumental situé sur un éperon de 2 ha et qui se compose de 3 éléments :

- une forteresse (*castellu*) de 30 m de diamètre, entourée d'un mur d'enceinte en appareil cyclopéen. Vers l'Orient, au niveau de l'étranglement qui relie l'éperon au reste du plateau, le rempart, édifié avec des blocs dont certains dépassent la tonne, a encore une hauteur moyenne de 5 m au-dessus du sol extérieur. Dans le mur d'enceinte sont aménagés des abris, des postes de garde et des diverticules à usage de réserve ;
- dans la partie orientale de la forteresse, un monument supérieur, à destination cultuelle, construit en gros blocs et adossé à un chaos naturel, montre une chambre centrale de 3 à 4 m de diamètre, dans laquelle on accède par un couloir ;
- en contrebas de la forteresse, le reste de l'éperon est occupé par les vestiges d'un village torréen avec cabanes rectangulaires et double enceinte cyclopéenne.

Les fouilles de la citadelle ont fourni une céramique typiquement torrèenne, une industrie lithique (galets, molettes, pointes de flèches) ainsi que quelques objets en bronze rencontrés dans les parties supérieures des couches archéologiques.

Castellu d'Altagène. Quelques centaines de mètres au Nord-Est de Santa-Lucia-di-Tallano, c'est une enceinte fortifiée qui témoigne d'un déplacement des sites torrèens vers des lieux de plus en plus reculés de la montagne (par rapport aux sites placés à proximité des lieux de débarquement).

Castellu d'Arraghju. Au-dessus du village d'Arraghju (Araggio), à 2 700 m au Nord-Ouest de Trinité, en vue du golfe de Porto-Vecchio c'est, avec Cucuruzzu, le plus important et le mieux conservé des ensembles torrèens.

Il est formé par une forteresse dont il subsiste l'enceinte circulaire barrant un éperon rocheux, en appareil cyclopéen (blocs dépassant souvent la tonne), d'une hauteur de 4 m et d'une largeur de 2 m. À l'intérieur se trouvent les ruines d'un monument cultuel.

Un village torréen existe à mi-distance entre la forteresse et l'Arraghju actuel.

R. Grosjean (à partir de 1967) y a pratiqué une série de fouilles qui ont révélé une couche archéologique unique, pauvre en quantité et qualité (diverses poteries, pierres polies, meules et tige de bronze) mais suffisante pour être datée du Torréen ancien et moyen.

Castellu Muratu. 1 km au Nord-Est du pont de la RF 11, coté 275, vers 510 m d'altitude, c'est une enceinte torrèenne liée à celle d'Arraghju, qui se trouve à 1 600 m à l'Ouest.

Monument de Torre. 1 500 m à l'ENE de Trinité, sur un piton rocheux, au-dessus du village de Torre qui lui doit son nom. C'est un monument culturel isolé, construction semi-circulaire en appareil cyclopéen, et qui a conservé ses dalles de couverture.

Le mobilier en provenance des divers sites archéologiques mentionnés ci-dessus est conservé dans divers musées de l'île et notamment dans ceux de Levie et de Sartène, qui méritent une visite.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires et en particulier des itinéraires dans le **guide géologique régional : Corse** (Durand-Delga, 1978), Paris : Masson édit. ; *itinéraires 5 et 11*.

BIBLIOGRAPHIE

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1971) – Étude géologique de la région de Solaro-Poggio di Nazza. Thèse 3^e cycle, Paris, 128 p.

AMAUDRIC DU CHAFFAUTS. (1980) – Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. Thèse État, Paris.

ARTHAUD F., MATTE P. (1976) – Arguments géologiques en faveur de l'absence de mouvements relatifs de la Corse par rapport à la Sardaigne depuis l'orogénèse hercynienne. *C.R. Acad. Sei.*, Paris, t. 283, p. 1011-1014.

ARTHAUD F., MATTE P. (1977) – Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénèse hercynienne, grâce aux marqueurs géologiques anté-mésozoïques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XIX, n° 4, p. 833-840.

BAYER R. (1974) - Anomalies magnétiques et évolution tectonique de la Méditerranée occidentale. Thèse, Paris VI.

BAYER M., BAYER R., LESQUER A. (1976) – Quelques remarques sur la structure géologique de la Corse d'après la gravimétrie et le magnétisme. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVIII, n° 5, p. 1189-1194.

BAYER M., LESQUER A. (1977) – Étude gravimétrique de la Corse. *Bull BRGM*, 2^e sér., sect. II, n° 1, p. 1-12, 1 carte h.t.

BONIN B. (1973) – Les complexes subvolcaniques de Corse. 1^{re} R.A.S.T., Paris, p. 88.

BONIN B. (1977) – Les complexes granitiques subvolcaniques de Corse : caractéristiques, signification et origine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. 19, p. 865-871.

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

BOURGES F. (1982) – Évolution d'une intrusion gabbroïque dans les granitoïdes du batholite hercynien corso-sarde (feuille Porto-Vecchio ouest). 9^e R.A.S.T., Paris.

BOURGES F. (1982) – Le plutonisme batholitique carbonifère en Corse méridionale. Pétrographie et structurologie des granitoïdes et des roches gabbrodioritiques associées. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 231 p.

COCHERIE A (1984) – Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines ; contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse, Rennes, 245 p.

COLLOMB E. (1853) – Notice sur un voyage géologique en Corse, en Sardaigne et aux environs du Naples. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), t. XI, p. 63.

COMBREDET N., BONIN B., GIRET A., LAMEYRE J., PLATEVOET B. (1983) – Les monzonites du Monte Peloso (Corse du Sud). 9^e R.A.S.T., Paris.

DUJON S.C. (1977) – Associations granulitiques au sein du faciès amphibolite en Corse méridionale. Problèmes posés. 5^e R.A.S.T., Rennes, p. 209.

DURAND-DELGA M., PEYBERNÈS B. (1986) – Reconstitution d'une succession mésozoïque de type sardo-provençal en Corse méridionale par l'étude de galets des conglomérats tertiaires de la région de Porto-Vecchio. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. II, n^o 9, p. 843-850.

FUMEY-HUMBERT F. (1986) – Mise en évidence d'un magmatisme filonien original, d'âge permien inférieur, en Balagne (Corse du Nord-Ouest) *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, II, 12, p. 1105-1110.

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

GRANDJEAN F., MAURY E. (1913) - Feuille Bastelica. Carte géologique de la France à 1/80000, 1^{re} édition.

HOLLANDE D. (1917) – Géologie de la Corse. *Bull. Soc. sci. hist. nat. Corse*, 35^e année, n^o 373-384.

JACKSON E.D. (1971) – The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr. Miner.*, 48, 1, p. 128-174.

LAGACHE M. (1970) – Le lithium dans les granites et les granodiorites du Sud de la Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 270, p. 1661-1664.

LAPADU-HARGUES P., MAISONNEUVE J. (1954) – Données préliminaires sur l'étude pétrographique de la partie méridionale de l'île de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LII, n° 241, p. 363.

LAPADU-HARGUES P., MAISONNEUVE J. (1956) – Le champ filonien de Porto-Vecchio (Corse). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 250.

LAPADU-HARGUES P., MAISONNEUVE J. (1962) – Feuille Porto-Pollo - Sartène. Carte géologique de la France à 1/80000, 1^{re} édition.

LA ROCHE H. (de) (1986) – Classification et nomenclature des roches ignées : un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t.II, n° 2, p. 337-353.

LEAKE B.E. (1978) – Nomenclature of amphiboles. *Bull. Mineral.*, 101, p. 453-467.

LETALENET J., BOULANGER P. (1979) – Prospection géochimique Ajaccio. Interprétation des résultats analytiques., Rapp. BRGM GMX/GCA/INV.074.

LIBOUREL G. (1985) – Le complexe de Santa-Lucia-di-Mercurio (Corse). Ultramafites mantelliques, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques. Un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. Thèse doctorat, Toulouse.

MAGNÉ J., DURAND-DELGA M. (1983) - Mise au point sur le Sénonien de Corse et sa paléogéographie. *Géologie méditerranéenne*, t. X, n° 3-4, p. 403-410.

MAISONNEUVE J. (1960) - Étude géologique sur le Sud de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 57, p. 47-276.

MARRE J. (1982) – Méthodes d'analyses structurales des granitoïdes. « Manuels et méthodes », n° 3. Orléans : BRGM édit.

MARRE J. (1984) – Feuille Sartène, Carte géologique de la France à 1/50000, 1^{re} édition. Orléans : BRGM édit.

MARRE J., ROSSI P., BOURGES P. (1982) – Architecture et chronologie des intrusions des granitoïdes varisques en Corse sud-occidentale. Processus de formation d'une secteur de batholite. *C.R. Soc. It. Miner. Petrol.*, 38 (1), p. 119-132.

MARRE J., ROSSI P., ROUIRE J. (1981) – Architecture d'un secteur du batholite corso-sarde : les régions d'Ajaccio et de Sartène. *Bull. BRGM* (2), I, 2, p.153-167.

MAURY E., GRANDJEAN F. (1910) – Feuille de Bastelica. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXI, n° 128, p. 128.

MAURY E., ORCEL J. (1939) – Carte géologique de la Corse à 1/320000, 2^e édition.

NENTIEN M. (1897) – Étude sur la constitution géologique de la Corse. *Mém. pour servir à l'expl. Carte géol. Fr.*, 35, 214 p.

OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., DURAND-DELGA M., RODRIGUEZ G. (1987) – Significations des tholéïtes continentales du Dogger prépiémontais de Corse lors de la formation de l'océan liguro-piémontais. Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM, RS2151, p. 89-90.

ORSINI J. (1976) – Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, p. 1203-1206.

ORSINI J. (1979) – Contribution à la connaissance des granitoïdes tardi-orogéniques du batholite corso-sarde. Les enclaves sombres de l'association plutonique calco-alkaline. Travaux lab. sci. Terre, sér. C, 3, univ. Saint-Jérôme, Marseille.

ORSINI J. (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, Aix-Marseille III, 370 p.

OTTMANN F. (1958) – Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n. sér., t. 37, n° 84, 176 p.

PALAGI P., LAPORTE D., LARDEAUX J.M., MENOT R.P., ORSINI J.B. (1985) – Identification d'un complexe leptyno-amphibolique au sein des « Gneiss de Belgodère » (Corse occidentale), *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, sér. II, n°14, p. 1047-1052.

PLATEVOET B., BONIN B. (1985) – Le massif alcalin du Pelosu (Corse) : un complexe lité associé à des monzosyéénites. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, p. 403-406.

QUIN J.P. (1969) – Les granites alcalins et hyperalcalins du Nord-Ouest de la Corse. Thèse, Marseille, 540 p.

RODRIGUEZ G. (1981) - Étude géologique de l'unité de la Cima Pedani. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 169 p.

ROSSI P. (1983) – Feuille Venaco (granitoïdes calco-alkalins). Carte géologique de la France à 1/50000 (1^{re} édition). Orléans : BRGM édit.

ROSSI P. (1986) – Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique. Le batholite calco-alcalin de la Corse (thèse État, Toulouse). Documents du BRGM, n°104, 292 p., 9 pl. photo.

ROSSI P., CHÈVREMONT P. (1987) – Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Géochronique*, n°21, p. 14-18.

ROSSI P., ROUIRE J. (1984) – Feuille Ajaccio (magmatisme calco-alcalin). Carte géologique de la France à 1/50 000 (1^{re} édition). Orléans : BRGM édit.

ROSSI P., ROUIRE J. *et al.* (1980) – Feuille Corse. Carte géologique de la France à 1/250 000 (1^{re} édition). Orléans: BRGM édit.

ROUIRE J., BOURGES F. (1981) – Cartographie détaillée de la France à 1/50 000. Lever de la feuille Porto-Vecchio. Résultats scientifiques du S.G.N., BRGM, p. 29-30.

STRECKEISEN A.L. (1973) – Classification and nomenclature recommended by the LU.G.S. Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, 18.

VELLUTINI P. (1977) – Le magmatisme permien de la Corse du nord-ouest. Thèse, Aix-Marseille III, 214 p.

VEZAT R. (1986) – Le batholite calco-alcalin de la Corse. Les formations métamorphiques calédono-varisque de Zicavo. La mise en place du batholite calco-alcalin. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 264 p.

VITTORI M. (1984) – Les fosses paléogènes de Corse méridionale : Favona et Piccovaggia. Thèse 3^e cycle, Nice, 309 p.

WAGER L.R., BROWN G.M., WADSWORTH W.J. (1960) – Types of igneous cumulates. *J. Petro.*, 1, p. 73-85.

ZEEGERS H., V AIRON P. (1978) – Prospection géochimique sur la zone Corse 01. Feuilles Roccapina et Sartène. Interprétation des résultats analytiques. Rapp. BRGM GMX/GCA/INV.14.

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 à l'agence régionale Corse, immeubles Agostini, Z.I. de Furiani, 20200 Bastia, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante:

J. ROUIRE (BRGM) : introduction, terrains métamorphiques, plutonisme granodioritique et monzogranitique, aplite du Coscione, plutonisme leucocrate, roches filoniennes, architecture magmatique, terrains sédimentaires, histoire géologique post-permienne, archéologie, bibliographie, tableaux d'analyses, coordination ;

P. ROSSI (BRGM) : terrains métamorphiques, plutonisme granodioritique et monzogranitique, plutonisme basique, histoire géologique anté-permienne, bibliographie ;

F. BOURGES (univ. Paul-Sabatier, Toulouse) : granodiorite du Rizzanese, monzogranite de Levie - Quenza, plutonisme basique, architecture magmatique ;

G. LIBOUREL (univ. Paul-Sabatier, Toulouse) : terrains métamorphiques (série de Fautea) ;

R. DOMINICI (BRGM) : hydrogéologie.

Les tableaux des gîtes minéraux sont dus à C. VAUTRELLE (BRGM).

Les travaux de B. BONIN et L. GIRAUD ont été consultés et utilisés pour la rédaction de certains chapitres de cette notice.

ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES (ROCHES TOTALES)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	75,60	76,30	77,50	75,20	77,34	77,15	76,12	75,87	77,63	77,00	75,63	76,09
Al ₂ O ₃	12,60	13,90	12,80	13,65	12,66	12,59	12,71	13,19	12,78	12,55	13,47	13,09
Fe ₂ O ₃	1,10	0,85	} 1,25	1,26	0,36	0,85	1,16	1,18	0,85	} 1,35	1,29	1,14
FeO	0,40	0,25		< 0,50	0,56	< 0,50	< 0,50	< 0,50	< 0,50		< 0,50	< 0,50
MnO	tr	0,05	0,07	0,05	0,05	0,03	0,05	0,07	0,04	0,04	0,06	0,02
MgO	0,10	0,20	0,10	< 0,20	0,03	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	0,10	0,90	< 0,20
CaO	0,10	0,60	0,51	0,67	tr	0,62	0,51	0,63	0,60	0,33	0,36	0,32
Na ₂ O	4,00	4,40	3,20	3,36	3,71	3,47	3,22	3,05	3,24	3,35	3,60	4,57
K ₂ O	4,20	3,90	4,50	4,29	4,63	4,40	4,57	4,37	4,49	4,45	4,19	4,12
TiO ₂	0,17	0,05	0,03	0,05	0,08	0,05	0,05	0,08	0,04	0,03	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,20	nd	0,04	0,03	tr	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	0,35	0,35	} 0,42	} 0,49	} 0,51	} 0,34	} 0,48	} 0,47	} 0,33	} 0,45	} 0,40	} 0,93
H ₂ O ⁻	0,02	0,00										
Total	99,76	100,85	100,42	< 99,74	99,99	< 100,18	< 99,56	< 99,62	< 100,69	99,67	< 100,55	< 101,03

1. Granite hypersolvus, col de Pelza, anal. Maisonneuve, 1960, n° 227.
2. Granite hypersolvus, route forestière entre Pelza et Zonza, anal. Maisonneuve, 1960, n° 467.
3. Granite leucocrate, massif du Sambucu, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 7.
4. Granite leucocrate, massif d'Albarellu, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 98.
5. Granite leucocrate, massif du Sambucu, anal. Bonin, 1980 n° 131.
6. Granite leucocrate, Pietra Stretta, vallée du Cavu, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 55.
7. Granite leucocrate, Tagliu-Rossu, vallée du Cavu, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 114.
8. Granite leucocrate, versant est du Monte Calva, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 134.
9. Granite leucocrate, R.F. 11, vers cote 275, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 19.
10. Granite leucocrate, D 59, au Nord du tunnel d'Usciolu, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 68.
11. Granite leucocrate, D 59, au Sud du tunnel d'Usciolu, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 106.
12. Granite leucocrate, montagne de Cagna, col de Funtanella, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 140.

ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES (ROCHES TOTALES) (suite)

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	76,50	77,30	76,50	77,00	75,30	72,40	76,09	75,20	73,91	75,70	74,08	75,34
Al ₂ O ₃	12,88	12,63	12,55	12,56	13,26	15,16	13,35	12,65	14,27	13,30	13,40	13,17
Fe ₂ O ₃	} 1,57	1,05	1,05	1,28	1,24	1,88	1,75	1,24	0,47	} 2,00	0,86	0,53
FeO												
MnO	0,04	0,06	0,06	0,10	0,12	0,04	0,16	0,06	0,09	0,07	0,07	0,07
MgO	0,22	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	0,58	0,33		0,49	0,32	0,37	0,28
CaO	0,36	0,40	0,34	0,69	0,46	1,18	1,16	1,14	1,62	1,40	1,40	1,32
Na ₂ O	3,94	3,22	3,51	3,59	3,86	3,62	3,68	3,53	3,57	3,30	3,43	3,27
K ₂ O	4,26	4,50	4,61	4,23	4,65	3,61	3,96	4,63	3,74	4,15	3,63	3,99
TiO ₂	0,12	0,07	0,06	0,09	0,06	0,26	0,17	0,08	0,16	0,13	0,16	0,13
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,06	0,06	< 0,05	0,15	0,07		0,05	0,04	0,05	0,03
H ₂ O ⁺	0,45	0,77	0,42	0,35	0,40	0,31	0,36	0,38	0,45	0,29	0,49	0,40
H ₂ O ⁻												
Total								98,85				

13. Granite leucocrate, Monte Rossu, 2 km NNE Santa-Maria-Figaniella, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 87.
14. Granite leucocrate, GR. 20, 500 m NW Algu-di-Lanu (NW Conca), anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 238.
15. Granite leucocrate, GR. 20, 600 m NW Algu-di-Lanu (NW Conca), anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 239.
16. Granite leucocrate, Punta d'Ortu (500 m Nord Conca), anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 242.
17. Granite leucocrate, Punta di a Varra (1 500 m Est Porto-Vecchio), anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 405.
18. Granite leucocrate, versant sud Punta Radichella (3,5 km WNW Conca), anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 2.
19. Granite leucocrate, montagne de Cagna, 600 m col de Funtanella, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 367.
20. Granite leucocrate, massif du Sambucu, Vittoli, anal. Carron-Lagache n° 129, éch. 069.
21. Granite leucocrate, vieille route de Luviu, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° 117.
22. Granite leucocrate, vallée de l'Osù, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° 13.
23. Granite leucocrate, Furcone, anal. BRGM, inédite éch. Rouire n° PV 27.
24. Granite leucocrate, vallée de l'Osù, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 106.

ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES (ROCHES TOTALES) (suite)

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	73,35	74,60	75,70	75,69	74,75	75,20	73,70	71,20	72,70	71,70	71,36	66,23
Al ₂ O ₃	13,82	13,40	13,20	13,34	13,67	13,40	14,10	13,40	14,45	14,30	14,27	14,71
Fe ₂ O ₃	0,70			0,71	0,79		1,23	} 2,24	2,35	1,00	1,01	1,41
FeO	1,18	2,24	2,20	0,93	1,10	1,65	1,08			1,80	1,57	2,12
MnO	0,07	0,07	0,08	0,06	0,09	0,04	0,06	0,07	0,06	0,08	0,07	0,08
MgO	0,44	0,39	0,23	0,36	0,32	0,35	0,59	0,74	0,55	0,84	0,71	0,98
CaO	1,59	1,39	1,10	1,11	1,14	1,80	1,99	2,93	1,95	2,67	2,29	2,85
Na ₂ O	3,47	3,38	3,25	3,31	3,62	3,20	3,23	3,53	2,95	3,42	3,43	3,42
K ₂ O	4,06	4,02	4,10	3,78	3,80	4,35	3,39	3,83	3,80	2,90	3,34	3,07
TiO ₂	0,17	0,18	0,10	0,12	0,14	0,14	0,22	0,24	0,19	0,31	0,24	0,39
P ₂ O ₅	0,05		0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	nd	0,07	0,09	0,06	0,10
H ₂ O ⁺	0,60	0,57	0,23	0,42	0,39	0,29	0,32	} 0,48	} 0,47	0,70	} 0,45	} 0,68
H ₂ O ⁻										0,05		
Total								98,66		99,86		

25. Granite leucocrate, col de Mela, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 143.

26. Granite leucocrate, col d'Illarata, anal. Carron-Lagache n° 166, éch. n° 306.

27. Granite leucocrate, col de Bacinu, anal. BRGM inédite, éch. n° PV 66.

28. Granite leucocrate, Sud du col de Bacinu, anal. BRGM inédite, éch. n° PV 106.

29. Granite leucocrate, Bitalza, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 23.

30. Monzogranite, Pacciunituli, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 65.

31. Monzogranite, hippodrome de Levie, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 32.

32. Monzogranodiorite (L'Ospédale), village de L'Ospédale, anal. Carron-Lagache n° 165, éch. n° 304.

33. Monzogranodiorite (L'Ospédale), 500 m Nord Cartalavonu, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 43.

34. Monzogranodiorite (L'Ospédale), Cartini Supranu, anal. BRGM inédite, éch. Bourges n° 520.

35. Monzogranodiorite (L'Ospédale), 2 km WNW Carbini, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 121.

36. Granodiorite (Zonza), forêt de San Martinu, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 5.

ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES (ROCHES TOTALES) (suite)

	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	69,72	67,81	68,77	64,54	71,78	70,00	68,70	69,61	68,70	69,60	68,65	68,00
Al ₂ O ₃	14,25	14,37	15,36	16,50	14,48	15,30	15,80	15,37	15,20	14,70	17,80	14,90
Fe ₂ O ₃	0,91	1,52	1,20	1,55	0,94	1,60	1,63	1,15	1,05	0,98	2,20	} 3,52
FeO	2,48	2,01	2,23	2,91	1,91	1,94	2,37	2,10	2,98	2,65	1,45	
MnO	0,11	0,08	0,09	0,09	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,05	0,08
MgO	1,03	1,17	1,21	1,53	0,71	0,75	0,96	0,94	0,99	0,82	1,35	1,14
CaO	2,60	3,16	3,06	4,18	2,67	2,84	3,24	0,15	3,30	2,71	2,60	4,17
Na ₂ O	3,22	3,52	3,86	3,78	3,35	3,03	0,80	3,58	3,47	3,18	3,05	3,17
K ₂ O	3,36	2,64	2,50	2,19	3,43	3,26	2,81	3,20	2,92	3,49	2,10	2,88
TiO ₂	0,33	0,39	0,45	0,56	0,28	0,43	0,45	0,46	0,51	0,42	0,15	0,42
P ₂ O ₅	0,08	0,13	0,12	0,20	0,04	0,10	0,12	0,11	0,10	0,11	nd	nd
H ₂ O ⁺	0,60	1,89	0,39	0,95	0,53	0,60	0,90	0,49	0,70	0,90	0,60	} 0,72
H ₂ O ⁻			0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03	0,05	0,10	0,15	
Total			99,28	99,02	100,21	99,96	100,10	100,25	100,06	99,72	100,15	99,00

37. Granodiorite (Zonza), plateau de Luviu, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 113.

38. Granodiorite (Zonza), entrée S. de Zonza, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 86.

39. Granodiorite (Zonza), village de Zonza, anal. Giraud n° 301.

40. Granodiorite à amphibole (Bavella—Carabona), col de Bavella, feuille Zicavo, anal. Giraud n° 371.

41. Granodiorite (Rizzanese), Cantoli (feuille Zicavo), anal. Giraud n° 286.

42. Granodiorite (Rizzanese), route Levie—Sainte-Lucie-de-T., anal. BRGM, éch. Bourges n° 503.

43. Granodiorite (Rizzanese), Sainte-Lucie-de-Tallano, anal. BRGM, éch. Bourges n° 547.

44. Granodiorite (Rizzanese), Sainte-Lucie-de-Tallano, anal. Giraud n° 613.

45. Granodiorite (Rizzanese), Viggianello, anal. BRGM, éch. Bourges n° 555.

46. Granodiorite (Rizzanese), Sud de Granace, anal. BRGM, éch. Bourges n° 550.

47. Granodiorite (Porto-Vecchio), Porto-Vecchio, anal. Maisonneuve n° 417.

48. Granodiorite (Porto-Vecchio), Trinité de P.-V., anal. Carron-Lagache n° 126, éch. n° 006.

ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES (ROCHES TOTALES) (suite)

	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO ₂	69,77	68,10	69,60	68,10	65,82	65,35	65,90	49,25	52,20	48,71	47,20	46,60
Al ₂ O ₃	14,77	15,20	14,85	13,80	15,69	15,98	15,60	22,20	18,50	17,63	18,10	15,10
Fe ₂ O ₃	1,48	} 3,57	4,00	4,17	1,83	1,81	1,67	2,50	} 8,05	2,40	3,10	3,94
FeO	2,12				3,36	3,30	3,08	5,50		6,25	7,40	8,30
MnO	0,08	0,07	0,08	0,08	0,10	0,10	0,12	0,05	0,11	0,14	0,15	0,17
MgO	1,32	1,04	1,25	1,34	1,71	1,56	1,43	4,55	5,85	4,72	8,11	10,40
CaO	3,24	3,18	3,45	3,57	3,97	4,13	3,83	5,30	8,80	8,08	11,90	10,40
Na ₂ O	3,23	3,72	3,20	3,33	3,59	4,00	3,84	3,55	2,05	3,18	1,38	1,05
K ₂ O	2,90	3,08	2,80	3,42	2,83	1,95	2,58	1,75	1,15	2,42	0,29	0,36
TiO ₂	0,40	0,26	0,40	0,39	0,58	0,56	0,50	1,05	0,55	1,61	0,81	0,98
P ₂ O ₅	0,10	nd	0,10	nd	0,15	0,16	0,14	nd	0,10	0,49	0,06	0,05
H ₂ O ⁺	0,54	0,64	0,39	0,64	0,07	0,65	0,49	4,00	} 2,27	2,72	0,70	1,70
H ₂ O ⁻					0,00	0,10	0,08	0,15			0,05	
Total		98,86		98,84	99,70	99,65	99,32	99,85			99,90	100,41

49. Granodiorite (Porto-Vecchio), Trinité de P.-V., anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 123.

50. Granodiorite (Porto-Vecchio), Palavese, anal. Carron-Lagache n° 132, éch. n° 164.

51. Granodiorite (Porto-Vecchio), Palavese, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 58.

52. Granodiorite (Porto-Vecchio), route de Pinarellu, anal. Carron-Lagache n° 163, éch. n° 301.

53. Granodiorite (Coscione), W Serra di Scopamene, anal. Giraud n° 12.

54. Granodiorite (Coscione), N Serra di Scopamene, anal. Giraud n° 50.

55. Granodiorite (Coscione), bergerie di Sardie (feuille Zicavo), anal. Giraud n° 57.

56. Diorite, Mte Piano Maggiore, S Santa-Lucia-di-T., anal. Maisonneuve n° 726.

57. Diorite, Carabona, anal. BRGM, inédite, éch. Rouire n° PV 64.

58. Monzodiorite, m^{on} cantonnière d'Illarata, anal. BRGM inédite, éch. Rouire n° PV 37.

59. Galbro à amphiboles pœcilitiques, Levie, anal. BRGM, éch. Bourges n° 532.

60. Gabbro à grain fin, Levie, anal. BRGM, éch. Bourges n° 511.

ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES (ROCHES TOTALES) (suite)

	61	62	63	64	65	66	67
SiO₂	49,00	53,40	55,70	70,40	74,00	72,40	68,65
Al₂O₃	16,65	17,00	17,50	14,80	13,80	15,60	15,40
Fe₂O₃	4,90	3,74	3,00	1,23	0,60	0,54	} 4,75
FeO	6,80	6,10	5,00	2,44	1,54	1,15	
MnO	0,10	0,21	0,16	0,05	0,05	0,06	0,09
MgO	6,50	4,08	3,80	0,92	0,43	0,47	1,30
CaO	10,00	7,69	7,40	3,07	1,91	< 0,20	3,15
Na₂O	2,65	2,79	2,83	3,12	3,37	0,11	3,15
K₂O	0,40	1,42	1,56	2,54	0,44	0,30	3,05
TiO₂	1,30	1,24	0,98	0,39	0,20	0,13	0,47
P₂O₅	—	0,20	0,12	0,13	0,08	0,02	0,13
H₂O⁺	0,60	1,60	1,70	0,70	0,50	} 0,59	} 0,41
H₂O⁻	0,20	0,20	0,05	0,10	0,05		
Total	99,10	99,67	99,80	99,94	99,97		

61. Gabbro à olivine, Santa-Maria-Figaniella, anal. Maisonneuve n° 739.
 62. Injections composites, phase basique, route Levie - Sainte-Lucie, anal. BRGM, éch. Bourges n° 505.
 63. Injections composites, phase basique, Sud de Levie, anal. BRGM, éch. Bourges n° 508.
 64. Injections composites, phase acide, route Levie - Sainte-Lucie, anal. BRGM, éch. Bourges n° 506.
 65. Injections composites, phase acide, Sud de Levie, anal. BRGM, éch. Bourges n° 553.
 66. Albitite, col d'Illarata, anal. BRGM, éch. Rouire n° PV 108.
 67. Granite d'anatexie, versant sud de la Vacca Morta, anal. BRGM, éch. Rouire n° 71.

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Bavella - Col de Castelluccio	3.4001	Fe	Magnétite	Filon	Pegmatite Granite	Minéralisation liée aux pegmatites, avec dissémination dans le granite.
Puntacci	3.4002	Ba, F	Barytine Fluorine	Filon 65° Pendage 90°	Granite	L'extension de ce filon, puissant de 0,40 m, dans lequel la fluorine ne forme qu'un constituant mineur, est difficile à estimer à cause du recouvrement.
Punta Aquella	4.4001	Mo,W	Quartz Wolframite Molybdénite Scheelite Pyrite	Champ filonien d : 95 à 110° Puissance : 1 à 10 cm	Granite Aplite	Filonnets localisés dans le granite calco-alcalin à proximité du contact avec le socle métamorphique
Parata	4.4002	W, Sn	Quartz Wolframite Cassitérite Pyrite Chalcopyrite Covellite Limonite	Filon 90°	Gneiss Granite	2 filons quartzeux puissants de 8 cm environ. Minéralisation sporadique.
Aquella Sud-Ouest	4.4003	W, Bi	Quartz Wolframite Pyrite Bismuthinite Blende Pyrhotite	Filonnets d : 80° Pendage: 90° Puissance : 5 à 20 cm	Granite Greisen	Indice découvert par le C.E.A en décembre 1955.

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Testa, Pinarello	4.4004	Cu	Quartz Chalcopyrite Tétradymite Pyrite Blende Bismuthinite Hématite Malachite	Filon 75° Pendage : 80 à 90° Puissance : 20cm	Granite	Filon visible sur 30 mètres.
Granajo 1	4.4005	W,Mo	Quartz Wolframite Scheelite MOlybdénite	Filonnets	Granite	Fissures tapissées de quartz et de micas. Éboulis minéralisés concentrés sur une surface restreinte.
Aquella 1	4.4006	W,Mo	Quartz Wolframite Molybdénite Scheelite	Filonnets	Granite Aplite	Les indices sont localisés dans un champ de filon nets de quartz très ramifiés.
Aquella 2	4.4007	W	Quartz Wolframite	Filon 75° Pendage : 90°	Granite	Filon décimétrique à cristaux isolés de wolframite.
Telica	4.4008	Sn	Quartz Cassitérite	Filonnet	Granite	Filonnets de quartz carrié, remplissage d'un réseau de fractures sUbverticales, aux épontes marquées par un développement des micas.

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Granajo 2	4.4009	W,Mo	Quartz Wolframite Molybdénite Scheelite	Filon 100° Pendage : 90°	Granite	Filon d'allure irrégulière, puissant de 20 à 40 cm, fragmenté par de petites failles.
Granajo 3	4.4010	W	Quartz Wolframite Scheelite	Filons 90° Puissance : 50 cm	Granite	2 filons de structures très ramifiées se transformant parfois en minces lentilles.
Granajo 4	4.4011	W	Quartz Scheelite	Filon 60° Puissance : 60cm	Granite Gneiss	Minéralisation dans les fractures du quartz et aux épontes micacées.
Granajo 5	4.4012	W	Quartz Scheelite Wolframite	Filon 60° Puissance : 0,5 à 1 m	Granite Gneiss Greisen	Masses de quartz très irrégulières. Les greisen sont également minéralisés.
Granajo 6	4.4013	W	Quartz Wolframite		Granite	Une abondance d'éboulis marque l'existence d'un champ filonien.
Bacino	6.4001	Fe	Magnétite Oligiste Pyrite	Filonnet	Granite Pegmatite	

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
L'Ospédale	7.4001	Ba	Quartz Barytine	Filonnet 15° Puissance : 4cm	Granite	Indice ponctuel.
Fossi	8.4001	Ba	Quartz Barytine	Filon 20° Pendage : 45° Puissance : 20cm	Granite	Visible sur 50 mètres.