

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

PIETRA-DI-VERDE

par
J.M. CARON, M.D. LOÏE-PILOT

PIETRA-DI-VERDE

La carte géologique à 1/50 000
PIETRA-DI-VERDE est recouverte par la coupure
CORTÉ (N° 263)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Corté	Cervione	
Venaco	PIETRA-DI-VERDE	
Bastelica	Ghisonaccia	



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
PIETRA-DI-VERDE À 1/50 000**

par

J.M. CARON, M.D. LOÏE-PILOT

avec la collaboration de O. CONCHON, R. DOMINICI,

H. SCIUS, C. VAUTRELLE

1990

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

— *pour la carte* : CARON J.M., LOÏE-PILOT M.D., CONCHON O., SCIUS H. (1990) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Pietra-di-Verde** (1115) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par CARON J.M., LOÏE-PILOT M.D., avec la collaboration de CONCHON O., DOMINICI R., SCIUS H., VAUTRELLE C. (1990), 51 p.

— *pour la notice* : CARON J.M., LOÏE-PILOT M.D., avec la collaboration de CONCHON O., DOMINICI R., SCIUS H., VAUTRELLE C. (1990) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Pietra-di-Verde** (1115) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 51 p. Carte géologique par CARON J.M., LOÏE-PILOT M.D., CONCHON O., SCIUS H. (1990).

© BRGM, 1990. 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 : 2-7159-2115-2

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	6
Généralités sur la Corse	6
La feuille Pietra-di-Verde	8
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	9
Anté-Miocène	9
Néogène	10
Quaternaire	14
DESCRIPTION DES TERRAINS	16
<i>ROCHES ÉRUPTIVES</i>	16
<i>ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS</i>	16
<i>NÉOGÈNE</i>	19
<i>QUATERNAIRE</i>	22
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	29
<i>ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS</i>	29
Géologie structurale	29
Métamorphisme	34
<i>PLAINE ORIENTALE</i>	39
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	40
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	40
<i>THERMALISME</i>	43
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	44
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	45
<i>ITINÉRAIRES</i>	45
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	46
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	51
AUTEURS	51

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Le territoire couvert par la feuille Pietra-di-Verde est situé sur la côte orientale de la Corse, au débouché des vallées du Tavignano, de la Bravone et de l'Alesani. Il est subdivisé en deux parties bien distinctes par une diagonale NNE-SSW, limite morphologique qui suit approximativement une limite géologique :

— au Nord-Ouest, les montagnes jeunes de Corse alpine s'étagent de 500 ou 600 m à 1 150 m (Monte Alto). Les alternances de vallées encaissées et de crêtes où sont perchés villages et routes sont orientées NW-SE. Armé de « roches vertes » (témoins d'une ancienne croûte océanique), cet ensemble appartient à la zone des Schistes lustrés, c'est-à-dire au prolongement méridional de la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes ;

— au Sud-Est, la plaine orientale ne dépasse pas 200 m d'altitude. Elle est faite de terrains néogènes, essentiellement miocènes, épais de 1 500 à 2 000 m et qui se prolongent en mer, et d'épandages quaternaires le long des cours d'eau issus de la montagne. Le maquis et la forêt méditerranéenne ont laissé place à la vigne et aux champs d'agrumes.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Pour la partie Schistes lustrés, la carte à 1/80 000 (feuille Corte, 1924) localisait les principales masses de roches vertes. Des données complémentaires ont été rassemblées à l'occasion des thèses de 3^e cycle de J.P. Couturié (1964), J.C. Lacharpagne (1970) et P.P. Lenck (1970). Cette région a ensuite été incorporée dans une révision d'ensemble des Schistes lustrés corses en vue de l'édition de la carte à 1/250 000 (Caron *et al.*, 1979). Le dessin de la feuille Pietra-di-Verde à 1/50 000 est appuyé essentiellement sur les travaux effectués en liaison avec la thèse de 3^e cycle de H. Scius (1981).

Dans cette région, à des altitudes inférieures à 500 ou 600 m, le maquis dense masque la plupart des affleurements et rend la progression difficile et lente (souvent moins de 500 m à l'heure). Dans les basses pentes, la fiabilité de la carte dépend alors parfois des aléas du percement d'une nouvelle piste, d'un défrichage ou d'un incendie de maquis. Au-dessus de 700 à 800 m, les conditions d'affleurement et de travail sont de bien meilleure qualité. C'est de plus dans ces secteurs que les marqueurs lithologiques sont les mieux différenciés. En effet, dans les séries métasédimentaires déformées, métamorphisées et dépourvues de fossiles, les distinctions sont faites sur la base de la lithologie. Or, loin des roches vertes, les niveaux-repères sont pratiquement absents, et le lever cartographique doit nécessairement être mené de front avec l'analyse tectonique ainsi qu'avec la pétrographie magmatique et métamorphique. Pour cette première édition de la feuille Pietra-di-Verde, environ 250 lames minces ont été taillées. L'homogénéité des reports est ainsi assurée avec la feuille voisine Venaco.

Dans la plaine orientale, les premiers travaux sont dus à D. Hollande (1897, 1918). Les attributions stratigraphiques qu'il présente sont fondées

sur l'étude des macrofaunes et sur des analogies de faciès avec d'autres bassins corses. E. Maury (1924), lors du lever des cartes Corte et Bastelica, nie l'existence du Pliocène en Corse et attribue un âge tortonien à l'ensemble des marnes grises à la région.

Plus récemment, la géologie de la plaine orientale a fait l'objet de la thèse de F. Ottmann (1958), axée sur les formations quaternaires et pliocènes, de la thèse de O. Conchon (1975) sur les formations quaternaires, de la thèse de F. Orszag-Sperber (1978) sur le Néogène et enfin des travaux de M.D. Loÿe-Pilot sur les formations de la fin du Miocène, du Pliocène et du Quaternaire. Depuis les travaux de F. Orszag-Sperber (1978) et l'établissement de la carte Ghisonaccia à 1/50 000 (1976), la stratigraphie des terrains néogènes a progressé, en particulier en ce qui concerne les terrains anté-Tortonien supérieur ; elle fera l'objet plus loin d'un exposé un peu détaillé. Cependant, de nombreux points restent à préciser étant donné la présence de vastes formations azoïques (sables et conglomérats) et l'absence de coupes continues (nombreuses failles et recouvrement quaternaire).

De même, la structure d'ensemble des terrains néogènes a été difficile à mettre en évidence tant que certains repères stratigraphiques n'ont pas été établis. De plus, l'importance des formations peu consolidées, la rareté des repères lithostructuraux et le fort recouvrement quaternaire, rendent ardue la lecture des structures aussi bien sur le terrain qu'en photographie aérienne. De nombreux points restent donc à découvrir ou à préciser.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

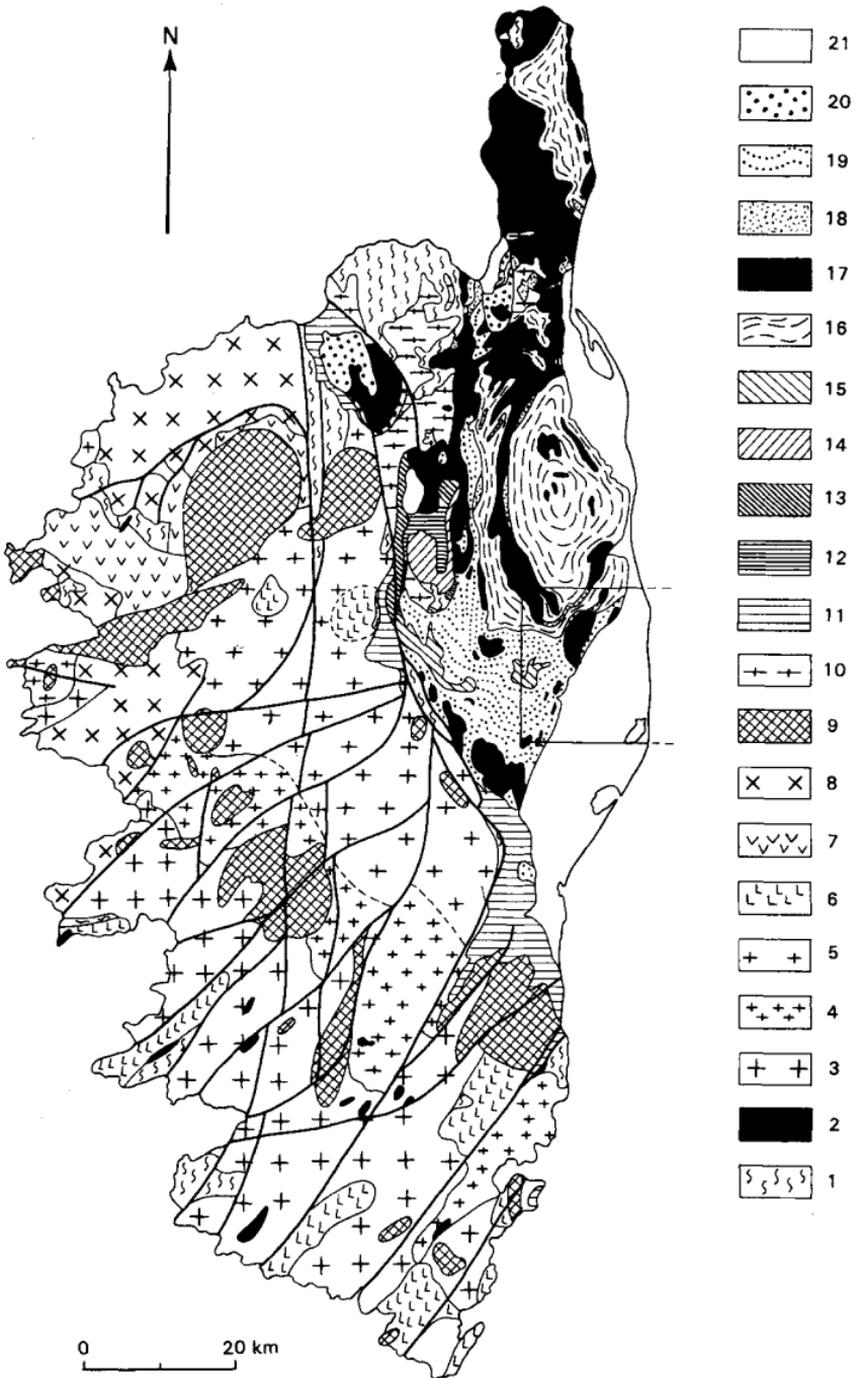
Généralités sur la Corse

La géologie de la Corse a fait l'objet de plusieurs mises au point (Durand-Delga *et al.*, 1978 ; Caron et Bonin, 1980 ; notice de la carte géologique Corse au 250 000^e, 1980). L'île est divisée en deux parties inégales (fig. 1) :

— les deux tiers sud-ouest sont faits essentiellement de granitoïdes varisques où sont isolés quelques panneaux de roches métamorphiques et de séries paléozoïques. L'ensemble, recoupé par des complexes annulaires permien, est désigné schématiquement sous le nom de Corse hercynienne ;

— le tiers nord-est, ou Corse alpine, est constitué pour la plus grande partie de Schistes lustrés ophiolitifères métamorphisés en conditions de haute pression—basse température, charriés sur des séries mésozoïques et cénozoïques autochtones et parautochtones (Balagne, écaïlles de Corte). Des nappes de provenance plus interne, en position actuelle frontale ou élevée, ont échappé au métamorphisme alpin (Balagne, Nebbio, Macinaggio). L'origine des lames de socle associées aux Schistes lustrés (Centuri, Oletta—Serra-di-Pigno) est discutée : ancienne croûte européenne, ou ancienne croûte austro-alpine ?

Des terrains néogènes et quaternaires, peu affectés par les tectoniques alpines, constituent des plaines discontinues, dont les principales sont situées le long de la côte orientale.



1 : séries métamorphiques antégranitiques et séries paléozoïques; 2 : gabbros-diorites; 3 : granodiorites et monzogranites porphyroïdes (zone A); 4 : granodiorites et tonalites (zone B); 5 : granodiorites et monzogranites (zone C); 6 : granites leucocrates; 7 : volcanisme calco-alkalin; 8 : série subalcaline potassique; 9 : complexes alcalins anorogéniques; 10 : granites de Corse orientale; 11 : séries autochtones; 12 : unité de San-Angelo; 13 : unité de Corte; 14 : unité de Santa-Lucia; 15 : série Bagliacone-Riventosa; 16 : série de la Castagniccia; 17 : ophiolites; 18 : série de Santo-Pietro-di-Tenda; 19 : série de l'Inzecca; 20 : unités allochtones superficielles; 21 : Néogène et Quaternaire.

Fig. 1 - Localisation de la carte Pietra-di-Verde à 1/50 000 sur un schéma structural de la Corse (d'après Caron et Bonin, 1980)

La feuille Pietra-di-Verde

La **zone des Schistes lustrés** constitue la moitié nord-ouest de la carte. Intensément déformée et métamorphosée lors de l'orogénèse alpine, elle comprend d'une part des termes d'origine éruptive (roches vertes), d'autre part des termes d'origine sédimentaire. Les roches vertes, armant les crêtes, comportent les différents termes d'un assemblage ophiolitique : serpentinites, métagabbros, metabasaltes ; il ne s'agit toutefois pas d'une suite continue, et les serpentinites appartiennent à une unité tectonique indépendante. Les métasédiments sont regroupés en quatre séries :

- la *série de l'Inzecca*, définie au voisinage sud-ouest immédiat de la carte (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972 ; Caron, 1977) ainsi que la *série de Santo-Pietro-di-Tenda*, définie au Nord de la Corse, à la bordure orientale du Tenda (Caron et Delcey, 1979), représentent deux couvertures différentes, d'âge jurassique terminal et crétacé inférieur, des metabasaltes ophiolitiques ;
- la *série de Giuncaggio*, décrite sur cette carte (Scius, 1981), est moins bien définie. Il s'agit de termes très carbonatés, dépourvus de tout lien avec les ophiolites ;
- la (ou les) *série de la Castagniccia* (Caron et Delcey, 1979 ; Caron *et al.*, 1979), est bien développée de la Bravone à la basse vallée du Golo, ainsi que dans le cap Corse. Elle peut constituer soit la suite stratigraphique de la série de Santo-Pietro-di-Tenda, soit une série indépendante.

L'ensemble de ces terrains est déformé par plusieurs générations de contacts anormaux et de plis synschisteux. Le métamorphisme, croissant vers le Nord, y est de type haute pression—basse température (HP-BT), ce dont témoignent des minéraux tels que lawsonite, amphiboles bleues, phengite, jadéite. Des plis à grand rayon de courbure, tardifs, architecturent l'ensemble en une voûture antiforme bien développée dans la Castagniccia (feuille Cervione), et dont le Nord de la carte couvre la terminaison méridionale. Le bord oriental de cette voûture correspond à la flexure qui affecte également le Miocène ; celle-ci est accentuée par des failles qui réutilisent au moins en partie les contacts anormaux intra-Schistes lustrés. L'influence de ces différentes structures sur la morphologie fait que la limite montagne—plaine orientale ne coïncide pas partout avec la limite Schistes lustrés—Miocène. Le faible développement des terrasses et l'encaissement des rivières au voisinage de la plaine sont liés à une réactivation du relief par la tectonique quaternaire.

Les pentes sont couvertes d'un maquis arborescent (bruyères, arbousiers, épineux, cistes) d'autant plus dense que l'on descend vers les vallées et vers la plaine. A l'extrême Nord-Ouest, les chataîgniers annoncent la Castagniccia, tandis que les chênes-lièges sont encore abondants au Sud. L'habitat permanent est en régression constante dans les villages et hameaux groupés sur les crêtes ; les fonds de vallée sont inhabités.

La **plaine orientale** s'étend au Sud-Est d'une diagonale NNE-SSW passant au pied de Linguizzetta et au confluent Tavignano—Corsigliese, bien marquée dans la morphologie. Toutefois, la rupture de pente ne coïncide pas partout avec la limite entre Schistes lustrés et Miocène : au Nord, la

plaine est établie en partie sur des schistes et des ophiolites, ainsi que sur le granite de Linguizzetta.

La série miocène est remarquablement complète du Burdigalien au Messinien. Elle est toutefois moins développée que sur la feuille voisine Ghisonaccia. La sédimentation marine y est interrompue par un niveau à paléosols, d'âge serravallien probable, puis par une érosion au cours du Tortonien. Au Miocène terminal, la régression messinienne est marquée par des formations deltaïques. Le Pliocène discordant est ici également continental. Les terrasses fluviales quaternaires sont bien développées au débouché des fleuves et rivières dans la plaine, et forment parfois six niveaux au-dessus du lit majeur ; les plus anciennes jalonnent un paléocours de la Bravone dirigé vers l'Est, et non vers le Sud-Est comme le cours actuel.

La tectonique cassante y est marquée par le rejeu en faille normale, ou parfois en flexure, d'accidents plus anciens internes aux Schistes lustrés ; ceux-ci n'alimentent la sédimentation détritique en plaine orientale qu'à partir du Tortonien supérieur. Une mosaïque de petits blocs basculés découpe les formations néogènes.

Cette plaine, autrefois grenier à blé de Rome, a été désertée et envahie par un maquis arborescent dense jusque vers les années 1960. Depuis, les défrichages généralisés ont permis l'implantation d'un vignoble étendu, ainsi que des vergers d'agrumes dans les zones irriguées. L'habitat y est dispersé, en exploitations agricoles au cœur des domaines.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Anté-Miocène

Les données chronologiques précises de l'histoire anté-miocène sont particulièrement restreintes sur la feuille Pietra-di-Verde. Seules, des calpionelles berriasiennes ont été signalées dans des calcaires en bordure de la plaine orientale, près du rio Magno (Durand-Delga, 1978). Quelques mesures ^{40}Ar - ^{39}Ar ont par ailleurs été effectuées sur des minéraux de métamorphisme alpin, dans la carrière de Sant'Andrea-di-Cotone, à proximité immédiate du bord nord de la feuille (Maluski, 1977) ; les âges obtenus à partir d'un nombre faible de paliers, sont de 90 et 48 Ma pour des glaucophanes, et de 35 à 40 Ma pour des phengites. Comme pour l'essentiel des Schistes lustrés corses, la reconstitution de l'histoire anté-miocène de la feuille Pietra-di-Verde est donc faite pour l'essentiel par comparaison avec les Alpes occidentales et l'Apennin ligure ; le schéma proposé ici est donc très hypothétique :

— au *Jurassique*, individualisation d'une croûte océanique dans le domaine piémontais-ligure, commun aux zones internes de Corse, des Alpes et de l'Apennin. Les séries post-ophiolitiques rapportées au Jurassique terminal et au Crétacé inférieur (ici séries de l'Inzecca et de Santo-Pietro-di-Tenda) sont variées dans le détail ; ceci témoigne de la différenciation paléogéogra-

phique du domaine océanique, probablement accidenté par des zones de fractures. Sur la transversale de Corse, ce domaine océanique était voisin d'une marge continentale européenne étroite (en coulissage ?), dont la série de Giuncaggio pourrait représenter un témoin ;

— au *Crétacé supérieur*, la tectonique alpine débute par des charriages majeurs d'unités internes sur des unités plus externes. Certains mettent en contact différentes unités ophiolitifères (unité à serpentinites et unité à metabasaltes) ; d'autres sont interprétés comme l'obduction d'unités océaniques sur des unités de marge continentale ;

— au *Crétacé supérieur* et à l'*Éocène terminal*, une tectonique synschisteuse polyphasée en collision affecte les superpositions anormales précoces. Un métamorphisme de haute pression—basse température se développe lors de la première tectonique synschisteuse d'âge crétacé supérieur, et persiste par recristallisation lors des phases éocènes ;

— l'ensemble de cet édifice composite de nappes replissées et métamorphisées est affecté par des plis post-miocènes à grand rayon de courbure.

Néogène

Le Néogène, en plaine orientale corse, n'existe que dans la plaine d'Aleria. Il est constitué en grande majorité de dépôts marins remplissant un bassin subsident, annexe occidentale du bassin nord-tyrrhénien et plus précisément du système canal de Corse—ride de Pianova (Viaris de Lesegno, 1978 ; Viaris de Lesegno *et al.*, 1978). Le bassin de la plaine d'Aleria s'est élaboré de façon significative au cours du Burdigalien. En effet, les terrains les plus anciens à l'affleurement appartiennent à la Zone N6 (Blow, 1969). Cependant, la présence, dans la partie nord-occidentale de la plaine (secteur d'Aljelle), de galets de marnes blanches à microfaune et nannoplancton oligo-aquitaniens, remaniés dans une formation continentale, permet d'envisager une phase de rifting dès l'Oligocène terminal pour une partie du bassin nord-tyrrhénien. Ce rift semble avoir avorté, et le début de la subsidence de la plaine orientale sud serait contemporaine d'une deuxième phase de rifting débutant vers 19,5 Ma, postérieure à la rotation de la Corse et de la Sardaigne. Ce schéma évolutif est le même que celui mis en évidence au large des Bouches de Bonifacio (Thomas et Genesseeux, 1986).

La sédimentation marine est la plus complète dans la région d'Aleria. Elle est interrompue par 2 épisodes continentaux. L'un, intra-miocène, probablement serravallien, est dû au comblement du bassin lié à une légère régression ; il est marqué par des dépôts de basse plaine à paléosols hydro-morphes (Orszag-Sperber et Freydet, 1972). L'autre est fini-miocène (Magné *et al.*, 1975) ; il correspond à la régression, générale en Méditerranée, du Messinien et se traduit par des phénomènes d'érosion. La sédimentation marine se poursuit ensuite jusqu'à la fin du Pliocène inférieur.

Plus au Nord (feuille Pietra-di-Verde), la subsidence est moins forte, induisant une sédimentation plus réduite ; des soulèvements, d'importance variable selon les secteurs, au Tortonien moyen-supérieur, provoquent l'érosion d'une partie des dépôts du Tortonien, et peut-être même du Serra-

vallien dans la partie tout à fait septentrionale de la feuille. Le Pliocène marin n'est plus représenté (lacune de sédimentation ou érosion ?). Par contre affleure une formation continentale à paléosols rouges méditerranéens, discordante sur tous les dépôts miocènes et à fort pendage Nord, qui indique l'amorce de la subsidence récente plio-quadernaire du Nord de la plaine d'Aleria et de la plaine de Bastia.

La **stratigraphie** du Néogène de la plaine orientale corse ayant progressé depuis la parution de la carte Ghisonaccia (1976), la présentation en sera un peu plus étoffée, en faisant référence aux anciennes attributions des différentes formations.

● **Burdigalien : formation de Saint-Antoine.** Le Burdigalien constitue la base du Miocène dans la plaine d'Aleria où il affleure à sa limite occidentale. Il est formé de marnes plus ou moins sableuses et de conglomérats bréchi-ques et mégabrèches à éléments de granites verdis. Il est daté des zones N6 et N7 (Blow). Le contact avec les terrains préexistants est le plus souvent faillé ; le contact transgressif s'observe toutefois à Saint-Antoine dans la coupe du Fium Orbo (carte Ghisonaccia), au Nord de la route D 43 près du hameau de Parrizzone et près du débouché de la Corsigliese dans la plaine.

Dans le secteur d'Aljelle (Nord de la carte) où il est constitué de marnes sableuses, le Burdigalien remanie des microfaunes et du nannoplancton de l'Oligocène terminal—Aquitaniens, ce qui avait fait penser momentanément à la présence d'Aquitaniens dans ce secteur (notice de la carte Corse à 1/250 000, 1980 ; Durand-Delga, 1980). Un âge numérique de $18,4 \pm 0,4$ Ma, obtenu sur les lignées de *Globigerinoides trilobus* par M. Gourinard et M.J. Wallez (méthode de Y. Gourinard, 1983), confirme l'âge burdigalien de ces sédiments et les remaniements des nannoflores aquitaniennes.

● **Langhien : formation d'Aghione.** Le passage du Burdigalien au Langhien est continu et s'observe dans le secteur d'Aljelle.

Le Langhien est constitué de la formation d'Aghione qui comprend des marnes, des poudingues à galets rhyolitiques et des sables. Les marnes ont livré une riche microfaune indiquant la Zone N8 (partie supérieure) et la Zone N9.

● **Serravallien : formation d'Alzitone.** En passage continu avec la formation d'Aghione s'observe la formation d'Alzitone. Elle est formée de sables graveleux très hétérométriques, azoïques, renfermant à leur partie supérieure des niveaux continentaux à paléosols hydromorphes qui ont été décrits dans le secteur du barrage d'Alzitone, carte Ghisonaccia, (Orszag-Sperber et Freytet, 1973). L'attribution au Serravallien de la formation d'Alzitone, en l'absence d'arguments directs, repose sur 2 considérations : (1) elle repose en continuité sur des niveaux datés du Langhien supérieur (Zone N9) ; et (2) elle témoigne d'une régression marine post-langhienne, ce qui est le cas du Serravallien en Méditerranée occidentale, période où le détritisme augmente dans les parties peu profondes des bassins.

Cette formation était attribuée au Langhien sur la feuille Ghisonaccia à 1/50 000.

● **Tortonien : formation de Vadina.** Sur les niveaux sableux à paléosols repose, en continuité de sédimentation, la formation de Vadina. Elle est constituée de sables à lits de galets marins, calcaires gréseux plus ou moins bioclastiques et biohermes à algues et polypiers.

A l'heure actuelle nous ne possédons pas d'arguments paléontologiques directs pour dater cette formation, mais il semble que l'attribution au Langhien (Zone N9) donnée sur la carte Ghisonaccia soit à rejeter. D'une part, entre cette formation et la Zone N9 qui correspond au sommet de la formation d'Aghione, existe toute la formation d'Alzitone, et d'autre part les préorbulines signalées (Orzag-Sperber, 1978) à la base de cette formation n'ont pas été retrouvées.

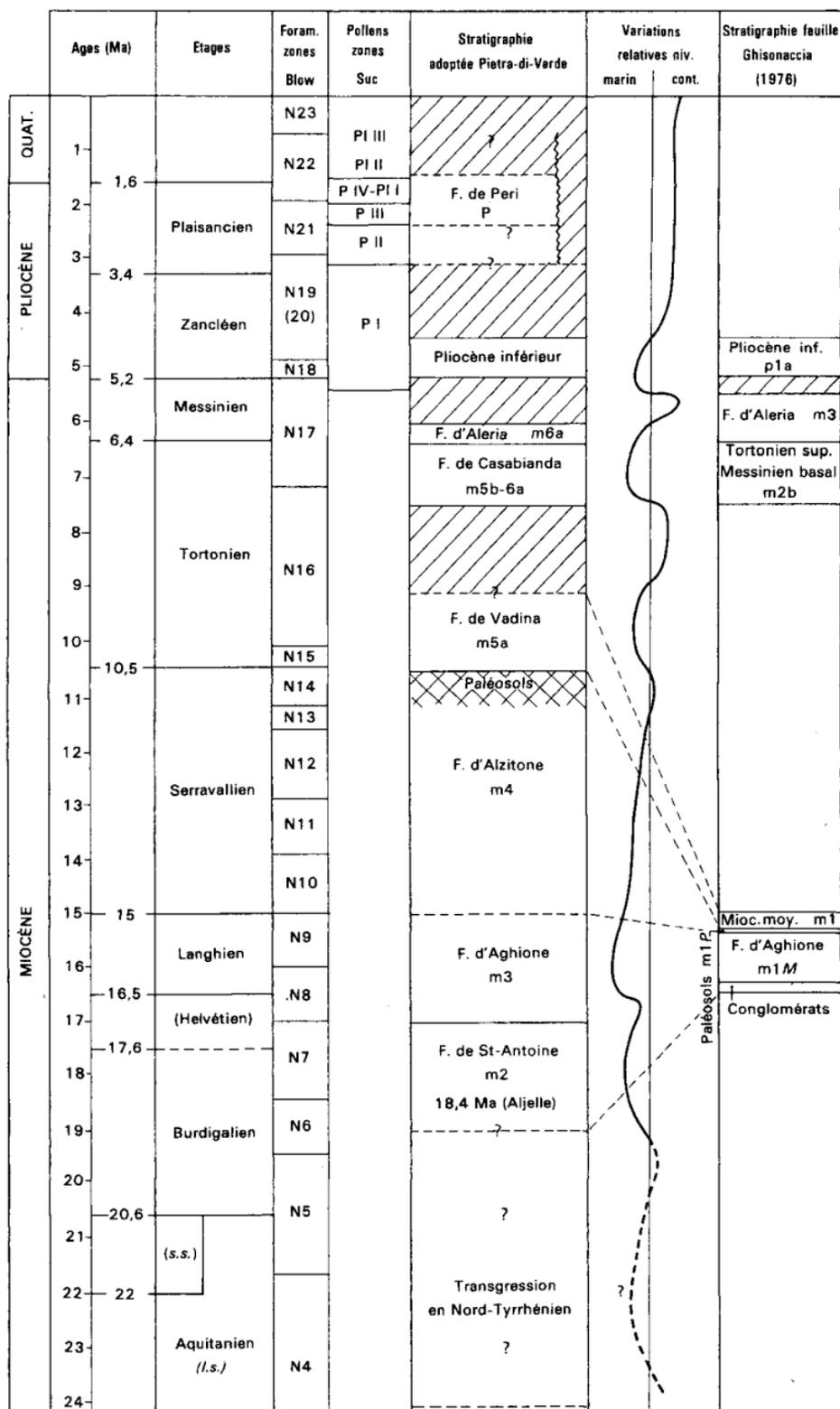
Par ailleurs, dans le secteur de l'étang de Diane, elle semble passer de façon progressive au Tortonien supérieur. Mais entre l'étang de Diane et la Bravone, cette formation a un affleurement plus réduit et les faciès récifaux ont été érodés ; on les retrouve en galets dans le conglomérat d'Aleria, de l'étang de Terrenzana (Riva-Bella) au Nord de la Bravone (Baghera).

On peut formuler à l'heure actuelle l'hypothèse suivante : dans les zones subsidentes de Diane—Aleria, le contact formation de Vadina—Tortonien supérieur est un passage continu alors que dans les régions en cours de soulèvement au Tortonien moyen-supérieur, il y aurait eu une sédimentation réduite et une légère discordance de ravinement entre formation de Vadina et formation d'Aleria (cf. *infra*). La formation de Vadina peut donc être raisonnablement placée au Tortonien inférieur et moyen. Elle ne peut cependant servir de repère stratigraphique et structural sur toute la plaine d'Aleria (Orzag-Sperber 1971, 1976 ; notice de la carte Ghisonaccia, 1976) dans la mesure où elle a disparu par érosion dans certains secteurs et où, en d'autres endroits, des faciès bioclastiques d'âge différent lui ont été assimilés.

● **Tortonien terminal—Messinien basal : formation de Casabianda.** Ce sont des marnes, marnes sableuses et sables très fossilifères en macro- et microfaune. Ils sont très bien datés, par la microfaune (Magné *et al.*, 1975) et la macrofaune (Pilot *et al.*, 1976), de la partie supérieure de la Zone N16—passage à la Zone N17. Dans le secteur de Casabianda, ce sont des sables et sables argileux intercalés de marnes tandis que vers le Sud et le Nord les marnes deviennent dominantes. C'est dans cette formation qu'apparaît le cortège détritique issu des Schistes lustrés et ophiolites.

● **Messinien basal : formation d'Aleria.** Il s'agit d'une formation deltaïque qui surmonte en continuité la formation de Casabianda, indiquant le début de la régression messinienne (Magné *et al.*, 1975). Les faciès sont des conglomérats, des sables associés à des lentilles de marnes à congéries. La fin du Messinien correspond à une phase d'érosion difficile à déceler à terre mais dont on trouve les traces jusque sur le bas de la pente continentale (Viari de Lesegno, 1978).

● **Pliocène inférieur.** Constitué de marnes sableuses à faciès marin franc, il n'existe que dans la région d'Aleria—Urbino où il a été bien daté par la microfaune (Magné *et al.*, 1975) et la macrofaune (Pilot *et al.*, 1976). Une microfaune appauvrie, littorale, avec quelques espèces annonçant le Pliocène moyen dans les couches les plus récents de l'île d'Urbino, indique une



Âges numériques (Ma) de l'Aquitanien au Serravallien, d'après Gourinard *et al.* (1985, 1987 a et b), Bandet *et al.* (1984); du Tortonien au Plaisancien, d'après Berggren *et al.* (1985).

Tableau 1 - Bio-, chrono-, et lithostratigraphie du Néogène de la feuille Pietra-di-Verde

régression à la fin du Pliocène inférieur, et vraisemblablement la fin des incursions marines légères en plaine orientale corse.

● **Pliocène supérieur : formation de Peri.** Au Nord de la plaine d'Aleria affleure une formation continentale à paléosols fersiallitiques (= rouges méditerranéens) (Loÿe-Pilot et Magné, 1978) ; discordante sur toute la série néogène, elle est postérieure au Messinien basal. Comme elle est tectonisée de façon notable (pendage 30°N dans la partie septentrionale, nombreuses failles), il est difficile de l'attribuer au Quaternaire. Sa discordance angulaire marquée (20° dans le secteur d'Alistro) avec le Tortonien supérieur–Messinien basal rend improbable un âge messinien. Elle est donc pliocène. Le développement de paléosols fersiallitiques à horizons d'accumulation carbonatée (sols à croûtes calcaires) sur des épandages détritiques de type « glaciais » à la base de la formation, indique un climat à été sec bien marqué. Ce type de climat s'est installé en Méditerranée au début du Pliocène supérieur, vers 3 Ma (Suc, 1982). Un âge pliocène supérieur pour la formation de Peri est donc vraisemblable ; les termes les plus récents affleurant dans la partie la plus septentrionale de la plaine d'Aleria et dans la plaine de Bastia, peuvent peut-être monter jusque dans un Quaternaire très inférieur.

La stratigraphie adoptée pour la plaine orientale et sa corrélation avec celle utilisée pour la carte Ghisonaccia font l'objet du tableau 1.

Les faits nouveaux principaux sont les suivants :

- il existe du Burdigalien bien développé ; la transgression semble débiter avec la Zone N6 de Blow ;
- le Langhien ne comprend que la formation d'Aghione ;
- la formation intra-miocène à paléosols hydromorphes – formation d'Alzitone – est attribuée au Serravallien ;
- les faciès bioclastiques et récifaux – formation de Vadina – sont attribués au Tortonien plutôt inférieur ;
- s'il y a lacune de sédimentation et érosion, le phénomène se situerait au Tortonien moyen–base du Tortonien supérieur ;
- il existe une deuxième formation continentale à paléosols – la formation de Peri – ; elle est post-miocène, et les paléosols sont fersiallitiques. Elle est vraisemblablement d'âge pliocène supérieur.

Quaternaire

Les sédiments quaternaires sur la feuille Pietra-di-Verde sont des alluvions de la Bravone, du Tavignano et de petites rivières descendant de la zone des Schistes lustrés. Sur le littoral, les sédiments marins quaternaires sont réduits à des sables récents formant les plages actuelles et holocènes.

Les alluvions fluviales sont constituées de graviers, galets et blocs, dans une matrice sablo-silto-argileuse. La nature pétrographique du matériel dépend du bassin-versant. Pour le Tavignano, issu de la zone granitique de Corse, les éléments lithiques comprennent des granites et leurs roches filoniennes, ainsi que des schistes, gabbros et péridotites reçus à la traversée de

la zone des Schistes lustrés. Pour la Bravone et les autres rivières qui prennent leur source dans la Corse orientale, les galets sont uniquement des schistes, quartz, gabbros, péridotites et roches de cette zone. Quand elles reposent sur le Miocène inférieur et moyen détritique, les alluvions quaternaires s'en distinguent par une lithologie différente : elles sont essentiellement formées d'éléments schisteux et de roches vertes (sauf pour le Tavignano), tandis que le Miocène contient en majorité des galets de granites et de rhyolites.

Les alluvions de la Bravone, à la sortie de la zone des Schistes lustrés, offrent l'exemple le plus complet de la succession des alluvions fluviales quaternaires en Corse. Trois terrasses jalonnent le cours actuel de la Bravone, et trois niveaux plus anciens sont observables, le premier en lambeaux résiduels, les deux autres en grands affleurements permettant de reconstituer un ancien cours de la rivière dirigé vers le Sud-Est et non vers l'Est comme le fait la Bravone actuelle. Distinctes par leur disposition topographique, ces six formations alluviales le sont aussi par le degré d'altération de leur matériel, galets et matrices, constituant la région-type pour l'étude du Quaternaire fluvial de Corse.

L'altération croît des alluvions les plus récentes, non altérées, aux dépôts les plus anciens, très altérés. Les quatre niveaux supérieurs Fv à Fy1 présentent une matrice rubéfiée, le 5^e (Fy2) est brun, le 6^e (Fz1) est gris sauf un mince sol brun, et le lit majeur (Fz2) est gris. L'altération des galets permet de distinguer entre elles les alluvions rubéfiées : galets tous très altérés dans les alluvions du 1^{er} niveau (Fv), galets de diabases à cortex altéré rouge-orange, épais dans le 2^e niveau (Fw), mince dans le 3^e niveau (Fx), absent dans le 4^e niveau (Fy1).

La chronologie des alluvions est établie par corrélation avec les sédiments glaciaires et fluvioglaciers du cours supérieur du Tavignano, où la palynostratigraphie conduit à attribuer un âge wurmien supérieur aux derniers sédiments glaciaires de vallées et aux alluvions fluviales Fz1 (Conchon, 1975 ; carte géologique Venaco à 1/50 000, alluvions notées Fy3). Les alluvions Fy2 et Fy1 doivent représenter respectivement le Würm moyen et le Würm inférieur. Les alluvions Fx, Fw et Fv se sont déposées pendant des périodes glaciaires anté-wurmiennes. Dans la plaine orientale au Sud de cette carte (feuille Ghisonaccia à 1/50 000), les alluvions équivalentes à Fx et Fw encadrent les sédiments lagunaires de Vadina-Urbino, de l'avant-dernier interglaciaire (Conchon *et al.*, 1986).

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES ÉRUPTIVES

γ. **Granite de Linguizzetta.** Il s'agit d'un granite monzonitique à tendance porphyroïde, traversé de filons d'aplite et de diorite quartzique. Le faciès le plus courant est constitué de plagioclase (An 28-An 33), microcline et quartz ; une paragenèse secondaire à mica blanc, chlorite et épidote est toujours présente, associée à des bandes de déformation et à des mylonites inégalement développées (effets de la structuration « alpine »). Deux lambeaux de **gneiss** (γ_[1]) s'intercalent au sein du granite.

Plus au Nord, de petits pointements de granites et tufs rhyolitiques très verdis affleurent vers Aljelle et Costa-Dura. Vers le Sud, des affleurements restreints de granites verdis (débouché de la Corsigliese, D 43) constituent le substratum de brèches à éléments de granites verts qui signalent la base des terrains sédimentaires du Miocène.

ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS

Termes ophiolitiques

A. **Serpentinites.** Toutes les roches ultramafiques de la carte sont actuellement serpentinisées. Dans les faciès massifs, la lizardite prédomine, tandis que le chrysotile se développe en fibres dans les fentes et dans les faciès tectonisés. Des pseudomorphoses de pyroxènes sont encore reconnaissables ; sulfures et oxydes de fer, nickel, chrome et cuivre sont également présents. Des filons de gabbros rodingitisés et des marbres ophicalcitiques sont fréquemment associés aux serpentinites. Dans cette région, les serpentinites ne sont pas associées de manière simple aux autres termes ophiolitiques, mais elles appartiennent à une nappe de charriage précoce indépendante.

ΘS. **Métagabbros.** Les métagabbros, assez peu développés, sont variés. On reconnaît des troctolites rubanées (plagioclase, olivine serpentinisée, clinopyroxène), des euphotides (diallage, plagioclase), des ferrogabbros sombres et massifs (clinopyroxène, orthopyroxène, plagioclase, apatite). Des hornblendes brunes parfois présentes résultent d'un métamorphisme océanique de haute température. Les paragenèses du métamorphisme alpin de haute pression—basse température sont partout bien développées : amphibole bleue, lawsonite, chlorite, ± pyroxène sodique, ± pumpellyite, ± actinote. Des filons de microgabbros et d'albitites recoupent les gabbros, et constituent parfois un véritable complexe filonien à la base des metabasaltes (Tox).

ΣS. **Métabasaltes.** Les roches effusives basiques métamorphisées constituent la majeure partie des affleurements d'ophiolites (plusieurs centaines de mètres d'épaisseur). Il s'agit de coulées massives, ainsi que de **métabasaltes en coussins** (ΣSC) associés à des brèches, des agglomérats et des hyaloclastites. Lorsque la déformation synmétamorphique est importante (Nord de la carte), les metabasaltes acquièrent un faciès rubané vert et bleu (prasinites et glaucophanites). Le métamorphisme alpin s'y marque par le

développement d'albite, chlorite, amphibole bleue, épidote, \pm mica blanc, \pm lawsonite, \pm grenat, \pm pyroxène sodique, \pm actinote, \pm pumpellyite. Ces metabasaltes forment clairement le substratum océanique de deux séries de Schistes lustrés : la « série de l'Inzecca » et la « série de Santo-Pietro-di-Tenda ».

Série de Giuncaggio (Lias ?)

IS. Calcaires et calcschistes. Une série à dominante calcaire a été individualisée entre Tavignano et Corsigliese : la « série de Giuncaggio », qui se raccorde à la « bande d'affleurement du bas Tavignano » sur la feuille voisine Venaco. On y reconnaît deux faciès principaux : l'un, massif, est fait de calcaires gris-bleu à grain fin, en bancs centimétriques à métriques ; dans l'autre, moins massif, les bancs calcaires centimétriques à décimétriques alternent avec des calcschistes à granules ankéritiques. La distinction d'avec les autres types de schistes lustrés est parfois délicate, et c'est uniquement par analogie avec des termes équivalents de la feuille Venaco (« série Bagliaccone—Riventosa ») que cette série de Giuncaggio est rapportée très hypothétiquement au Lias. Il pourrait toutefois s'agir de Crétacé inférieur. Il faut souligner que cette série n'est jamais associée à des ophiolites.

Série de la Castagniccia (Jurassique ?)

La série de la Castagniccia affleure dans le tiers septentrional de la feuille. Faute d'ancrage sur des niveaux-repères précis, la succession de dominantes, répétée par la tectonique, est hypothétique, de même que son attribution au Jurassique (?)*. On y reconnaît quatre termes principaux, qui ne sont pas associés directement aux ophiolites.

jS1. Calcaires. Des calcaires gris bleuté, micacés, en bancs de 0,1 à 1 m, alternent avec des lits centimétriques riches en granules siliceux. Ces bancs sont groupés en barres massives d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, qui forment des ressauts dans la morphologie.

jS2. Calcaires et schistes. Des alternances décimétriques de calcaires et de schistes sont reliées par des transitions progressives au terme précédent. Les calcaires, phylliteux, peuvent se charger en silice, ou présenter un aspect carié de couleur ocre-roux. Les passées de schistes argentés, dépourvus de carbonates, sont accidentées par de nombreux interlits siliceux néoformés.

jS3C. Schistes. Des schistes bleu foncé, localement ocre à verdâtres, forment une masse importante. Ils contiennent localement des lits carbonatés centimétriques et des niveaux quartzitiques. Le passage des calcaires et schistes aux schistes est en général graduel.

jS3q. Schistes quartzeux. Des schistes armés de niveaux quartzitiques ont été distingués cartographiquement à l'Est du Monte Alto, où ils forment un ressaut morphologique au sein des schistes.

* Depuis la rédaction de cette notice (1983), des observations effectuées sur la feuille voisine Corte conduisent à considérer la série de la Castagniccia comme la suite possible de la série de Santo-Pietro-di-Tenda, et donc d'âge crétacé probable.

Série de Santo-Pietro-di-Tenda (Jurassique supérieur — Crétacé inférieur)

Dans le quart septentrional de la carte, une trilogie metabasaltes—quartzites—marbres fournit un repère cartographique très précis. Les formes des coussins de metabasaltes, encore parfois reconnaissables, indiquent la polarité de cette trilogie qui se poursuit par des schistes. L'ensemble est appelé « série de Santo-Pietro-di-Tenda », par analogie avec des coupes décrites sur le revers oriental du massif du Tenda.

jSx. Quartzites. Des quartzites forment la couverture immédiate des metabasaltes en coussins ou des agglomérats. Les faciès en sont assez variés : quartzites rubanés blancs et bruns (oxydes de manganèse) interprétés comme des métraradiolarites ; quartzites micacés verdâtres ; quartzites sombres riches en amphiboles bleues. Des faciès gneissiques n'ont pas pu être distingués cartographiquement des quartzites auxquels ils sont étroitement associés (Campi, Matra, Pietra-di-Verde) ; ces gneiss, qui proviennent de roches arkosiques ou volcaniques acides, contiennent des galets dolomitiques immédiatement au-delà du bord nord de la feuille (Sant'Andrea-di-Cotone) ; ils sont en général riches en une jadéite très pure. L'épaisseur d'ensemble de ce terme siliceux varie de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres. Par analogie avec les radiolarites des autres séries post-ophiolitiques de Corse, de l'Apennin et des Alpes, l'âge jurassique supérieur de ce terme est vraisemblable.

jSc. Marbres. Des marbres siliceux, en général clairs, font suite aux quartzites ou aux gneiss. Comme à Sant'Andrea-di-Cotone, ils peuvent contenir des galets pluricentimétriques de métarhyolite (gneiss à jadéite) ou de dolomie. Leur épaisseur varie de 20 cm à quelques dizaines de mètres. On admet qu'il s'agit de l'équivalent des calcaires ayant livré des calpionelles du Malm dans la série de l'Inzecca.

jS3. Schistes. Dans le massif du Monte Alto, des schistes sombres, contenant quelques rares niveaux centimétriques de calcaires siliceux, font directement suite aux quartzites. La série du Monte Alto (metabasaltes, quartzites, schistes) est toutefois considérée comme une variante de la série de Santo-Pietro-di-Tenda.

Série de l'Inzecca (Jurassique supérieur—Crétacé inférieur)

La série post-ophiolitique de l'Inzecca est bien développée dans toute la partie méridionale des Schistes lustrés corses, et notamment dans les deux tiers sud de la feuille Pietra-di-Verde. Ses termes calcaires et schisteux peuvent toutefois être difficiles à distinguer de certains termes des séries de Giuncaggio et de la Castagniccia.

C. Marbres opicalciques. Des marbres blancs, violets, roses, riches en amphiboles, sont parfois au contact direct des serpentinites. Ils n'ont été distingués cartographiquement qu'au moulin de Granajo (débouché de la Bravone dans la plaine). Il s'agit sans doute d'anciens calcaires pélagiques déposés directement sur le substratum ultramafique, en l'absence de basaltes.

JR. **Jaspes à radiolaires.** La couverture sédimentaire des metabasites débute presque systématiquement par des jaspes d'abord rouge violacé, puis verts et blancs, dans lesquels des fantômes de radiolaires sont encore reconnaissables. Le litage, de 1 à 10 cm, est souligné par des interlits phylliteux. Ces métaradiolarites, dont l'épaisseur peut atteindre une trentaine de mètres, sont attribuées au Jurassique supérieur.

jC. **Calcaires marmoréens.** Des calcaires blanc-beige massifs font suite aux métaradiolarites dans le massif de Tox. Les bancs, de 20 à 50 cm, sont séparés par des interlits de schistes siliceux verts. La présence de tels calcaires, épais de plusieurs dizaines de mètres, est inhabituelle dans la série de l'Inzecca qui en est ordinairement dépourvue ; ceci conduit à faire de la série de Tox une variante de la série de l'Inzecca typique. En bordure de la plaine orientale, près du rio Magno, quelques blocs de calcaires comparables mais moins recristallisés ont livré des calponelles du Berriasien.

nS. **Formation d'Erbajolo. Schistes et calcaires.** Une formation épaisse de schistes et de calcaires (bancs de 10 cm à 1 m, exceptionnellement 7 à 8 m) fait suite soit directement aux radiolarites, soit (Tox) aux calcaires marmoréens. Les schistes, mordorés en patine et noirs en cassure, sont très fissiles et totalement dépourvus de carbonates. Les calcaires, noirs dans la masse, sont parcourus par une résille silico-ferrugineuse qui entoure des bourgeons millimétriques de calcite ; les épontes des bancs, silicifiées, restent en relief. Les schistes prédominent nettement sur les calcaires, et cette formation caractéristique donne une morphologie molle. Localement (source d'Aquilone, région de Tallone, région de Tox), des alternances de schistes et de quartzites pourraient représenter les termes les plus élevés de la formation, dont l'épaisseur d'ensemble (200 à 500 m ?) est très difficile à évaluer. Cette formation d'Erbajolo, réputée équivalente des « argille a Palombini » (Apennin ligure) et de la « formation de la Replatte » (Alpes franco-italiennes), est attribuée au Crétacé inférieur.

NÉOGÈNE

m2. **Formation de Saint-Antoine. Burdigalien.** Cette formation est constituée de **marnes** (m2[1]) et marnes sableuses associées à des **conglomérats** (m2[2]) à éléments peu émoussés et à dominante de granites verdis qui affleurent à la bordure occidentale de la plaine au Nord et au Sud de la feuille. Les marnes sableuses affleurent au Nord, dans le secteur d'Aljelle (Nord de la RD 17). Leur contact avec le « socle » anté-néogène est faillé. On n'y observe pas de macrofaune, mais de nombreuses bioturbations sont visibles. La microfaune, riche dans certains niveaux, a fourni des associations à *Globigerinoides trilobus* qui donnent un âge burdigalien moyen et supérieur (zones N6 et N7 de Blow). Ce sont les niveaux les plus anciens de ce secteur qui ont montré des remaniements de microfaune et nannoplancton de l'Oligocène terminal—Aquitainien (cf. « Histoire géologique »).

Sur cette feuille, marnes et conglomérats ont des affleurements disjoints ; les conglomérats affleurent le long de la faille bordière, au Sud du débouché de la Corsigliese et surtout au Sud du Tavignano. Par endroit, on peut voir

un contact sédimentaire, brèche de granite verdi sur granite verdi (débouché de la Corsigliese dans la plaine, lieu-dit Purrizzone au Nord de la D 43). Les éléments de ces conglomérats sont mal façonnés et comportent, outre les granites verdis, des conglomérats et des arkoses éocènes à quartz noir, des conglomérats rouges et verts du Crétacé et quelques galets et rhyolites. Dans la vallée du rio Magno et de son affluent la Liscia, les blocs de granite deviennent très gros, évoquant des dépôts de type coulées de débris. De manière générale, les conglomérats et mégabrèches du Burdigalien sont caractérisés par des apports de type torrentiel ou coulées de débris provenant de reliefs proches constitués essentiellement de granites.

Dans le secteur sud de la feuille, le Burdigalien disparaît vers l'Est par failles ; il est relayé par les conglomérats à galets rhyolitiques du Langhien qui pendent vers le Sud-Ouest.

m3. Formation d'Aghione. Langhien. La formation d'Aghione est constituée, dans la localité où elle a été définie ainsi qu'au Sud de la feuille, de **conglomérats à galets rhyolitiques** (m3[3]) bien émoussés et de **marnes, sables et marnes sableuses** (m3[1]). Au Nord de la feuille se développent des **calcaires gréseux fossilifères** (m3[2]), intercalés dans les autres faciès réduits en épaisseur.

Les conglomérats et les sables forment plusieurs niveaux qui ont une grande extension horizontale à la base de la formation ; plus haut dans la série, ils forment des chenaux dans les niveaux sableux ou marneux. Ils sont caractérisés par des galets bien émoussés de rhyolite qui indiquent des apports détritiques relativement lointains avec tri et usure des matériaux. En cela ils se distinguent des conglomérats burdigaliens ; mais il existe des conglomérats « mixtes », essentiellement au Burdigalien supérieur et au Langhien inférieur (Sud de la feuille Pietra-di-Verde et feuille Ghisonaccia).

Les marnes et marnes sableuses sont très fossilifères en micro- et macrofaune. La macrofaune comprend des lamellibranches, des gastéropodes, des oursins (*Schizaster*), des polypiers isolés (*Eupsammia*). Les niveaux plus sableux renferment de nombreux débris ligniteux. La microfaune, très riche dans les niveaux marneux, est caractéristique du Langhien, avec *Globigerinoides sicanus*. Les zones N8 et N9 ont été reconnues.

Vers le sommet, la formation devient sableuse à sablo-graveleuse et azoïque ; le passage à la formation d'Alzitone semble progressif, mais en tout cas difficile à appréhender sur le terrain.

m4. Formation d'Alzitone. Serravallien. Ce sont des sables graveleux très hétérométriques, à éléments de granites verdis. A la partie supérieure se développent des **paléosols** (m4[1]) hydromorphes, marmorisés, peu évolués, sur des alluvions sablo-limono-argileuses correspondant à des dépôts de plaine d'inondation. La formation d'Alzitone correspond à des dépôts régressifs allant jusqu'à l'émersion.

m5a. Formation de Vadina. Tortonien inférieur et moyen ? La formation

de Vadina est formée de **calcaires gréseux ou conglomératiques** (m5a[3]) bioclastiques, sables, **sables à lits de galets** (m5a[1]), **calcaires bioclastiques récifaux ou périrécifaux** (m5a[2]). Les éléments détritiques des sables et des calcaires gréseux ou conglomératiques sont formés de granites, rhyolites et arkoses éocènes et de leurs produits de démantèlement. Les galets ont un émoussé et une disposition en lits réguliers sans trace de chenalisation, typiquement marins.

Les calcaires gréseux bioclastiques sont surtout riches en lamellibranches (*Ostrea*, *Pecten*). Des biohermes se développent à la partie supérieure de la formation ; des niveaux à algues rouges (corallinacées) servent de support au développement de petits édifices coloniaux à madréporaires (*Porites*, *Tarbellastraea*,...). Des faciès bioclastiques très riches se développent autour de ces récifs, avec des lamellibranches (*Ostrea*, *Pecten*,...), des gastéropodes, des oursins (*Clypeaster* de différentes espèces, scutelles, *Echinolampas*, ...), bryozoaires, algues calcaires, et grands foraminifères (operculines, hétérostégines,...).

Les sables forment la majeure partie de la formation ; en particulier ils constituent un passage latéral et vertical des faciès bioclastiques et des biohermes.

m5b-6a. **Formation de Casabianda. Tortonien supérieur—Messinien basal.** Elle est formée de marnes grises, marnes sableuses et sables gris et verts. A l'Ouest de l'étang de Diane, elle semble se superposer en continuité aux calcaires gréseux bioclastiques de la formation de Vadina par l'intermédiaire de sables peu grésifiés à débris de *Pecten*, d'oursins plats et à dents de squales. Sur la rive sud de l'étang, les marnes et marnes sableuses alternent avec des sables, par bancs de quelques centimètres à un mètre, avec de nombreuses variations latérales d'épaisseur. Certains niveaux sont légèrement grésifiés. Les marnes sont très riches en bioturbations et terriers. La macrofaune, typique des fonds marins sablo-argileux, comprend des lamellibranches (*Amussium cristatum*,...), des gastéropodes (*Aporrhais*, *Nassa*,...), des dentales, des foraminifères (*Nodosaria*, *Lenticulina*,...); les bois flottés sont très abondants. La microfaune très riche, à *Globorotalia acostaensis*, indique le Tortonien terminal — passage au Messinien (Zone N 16 à base de N 17).

Au Nord de l'étang de Diane, la formation se réduit puis disparaît jusqu'à Alistro, vraisemblablement par diminution de sédimentation et érosion. Dans le secteur d'Alistro, où elle pend vers le Nord-Est, elle a le faciès de marnes sableuses à *Amussium* et dentales. La microfaune, très riche, est identique à celle de l'étang de Diane.

Dans la coupe au Sud du phare d'Alistro, des **calcaires bioclastiques** (m5b-6a[1]) à concrétions algaires, *Pecten*, bryozoaires et grands foraminifères, reposent sur ces marnes par l'intermédiaire de 2 m de sables à *Clypeaster*. Les calcaires bioclastiques sont là d'âge tortonien terminal à messinien basal, plus récents que ceux de la formation de Vadina auxquels ils avaient été assimilés auparavant.

m6a. **Formation d'Aleria. Messinien basal.** Les dépôts deltaïques contemporains du début de la régression messinienne sont, sur la feuille Pietra-di-

Verde, constitués de **sables** (m_{6a}[1]) et de **conglomérats deltaïques** (m_{6a}[2]). Les sables à microfaune appauvrie et littorale, qui font suite à la formation de Casabianda sur le bord est de l'étang de Diane, deviennent ensuite azoïques et graveleux. Ils sont plus ou moins ravinés par le conglomérat qui arme la cuesta allant de la rive orientale de l'étang à la marine de Bravone. Les éléments des sables et conglomérats, en majorité issus de la zone des Schistes lustrés (schistes, diabases, gabbros, radiolarites,...), comprennent aussi quelques granites et rhyolites. Ce spectre pétrographique est totalement différent de celui des conglomérats et sables à galets anté-Tortonien supérieur. Au Nord de l'étang de Diane, le conglomérat remanie des concrétions calcaires et des polytiers de la formation de Vadina.

p. **Formation de Peri. Pliocène supérieur.** Discordante sur toute la série miocène, la formation de Peri est une formation continentale formée de conglomérats intercalés de niveaux sablo-argileux à paléosols. Les conglomérats représentent des alluvions peu évoluées et des colluvions ; ils sont pratiquement uniquement composés de galets peu usés de la zone des Schistes lustrés.

Les niveaux inférieurs contiennent des éléments remaniés du Miocène sous-jacent : calcaires bioclastiques, rhyolites à émousé marin de la formation d'Aghione, blocs de marnes du Burdigalien. Les paléosols développés sur les niveaux plus fins, sont de type fersiallitique ; les plus anciens sont des paléosols fersiallitiques à différenciation carbonatée (sols rouges méditerranéens à croûtes calcaires) et hydromorphes calcimorphes (sols marmorisés à nodules calcaires). Les alluvions peu façonnées, la généralisation des phénomènes de concentrations carbonatées dans les paléosols, que ce soit dans les sols fersiallitiques ou dans les sols hydromorphes, montrent que la partie inférieure de la formation s'est déposée sous un climat méditerranéen à étés secs, dans une morphologie de type glaciaire, avec un paysage végétal ouvert (steppe). Ces considérations font attribuer à la base de la formation un âge pliocène supérieur.

Au Nord de l'Alesani, les termes plus récents de la formation ne montrent plus de différenciation carbonatée ; la pédogenèse fersiallitique rubéfiante envahit l'épaisseur des matériaux détritiques. Le climat, tout en restant chaud, est devenu plus humide : il s'agit sans doute du Pliocène très supérieur et de la limite Pliocène—Quaternaire.

QUATERNAIRE

Les notations des terrains quaternaires présentent des différences entre les cartes Pietra-di-Verde et Ghisonaccia. Sur Pietra-di-Verde ont été employées les mêmes notations que sur les cartes récentes (Ajaccio, Sartène, Corte..., à l'exception des alluvions récentes grises). Les équivalences stratigraphiques sont les suivantes :

Pietra-di-Verde	Ghisonaccia
Fz2	Fz
Fz1	Fy
Fy2	Fx
Fy1	Fw
Fx	Fv
Fw	Fu
Fv	Ft

Fv. Alluvions fluviales les plus anciennes, rubéfiées. Dans la région de la Bravone, les affleurements sont limités à deux témoins en rive droite de la rivière, au pied des Schistes lustrés, et à un témoin près du littoral. L'affleurement de Pedeloro culmine à 162 m d'altitude, soit 110 m environ au-dessus du lit actuel. Le ruisseau de Vadule s'est inscrit entre cet affleurement et celui situé un peu en aval. Tous deux ont un substratum miocène.

Ces alluvions contiennent beaucoup de galets, de toutes tailles, et de gros blocs dont certains atteignent 1,50 m de longueur, tous faiblement émoussés. La plupart des galets de schistes ont un aspect poudreux et une couleur ocre-rouille dus à une forte altération ; les galets de gabbros sont altérés jusqu'en leur centre, quel que soit leur grain ; certains galets de diabases ont un cortex plus altéré que le cœur. La matrice, de couleur rouille, est sablo-argileuse, fine, mal triée ; elle ne représente pas les horizons supérieurs des anciens sols, découpés par l'érosion postérieure, mais seulement la partie profonde du paléosol.

Aux alluvions Fv sont rattachés les sédiments détritiques riches en galets de schistes et d'ophiolites qui couronnent la butte de Terrenzana, à 52 m d'altitude, entre la RN 198 et la côte, au Sud de la Bravone actuelle. L'attribution de cette alluvion à la formation Fv est en particulier fondée sur le profil longitudinal des différents niveaux, l'affleurement de Terrenzana étant dans le prolongement des lambeaux amont, selon un profil sensiblement parallèle à celui des alluvions Fw et Fx (fig. 2A).

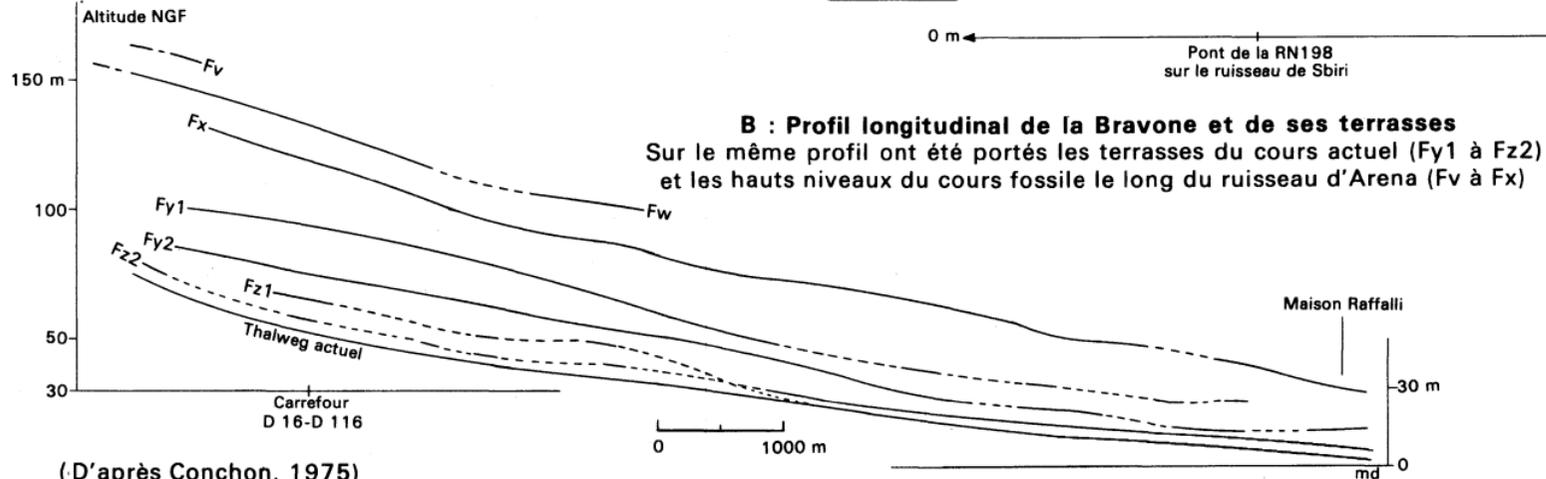
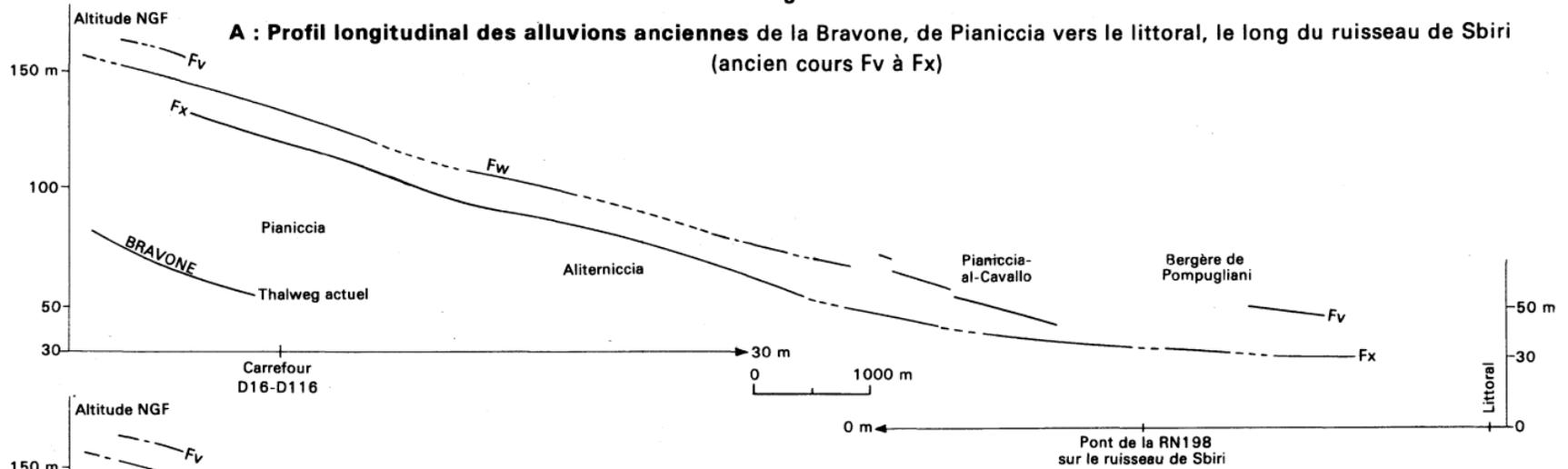
Vers le Nord, un petit témoin, déposé par la Chiosura, repose sur le granite de Linguizzetta.

Dans le quart sud-ouest de la feuille, des lambeaux Fv plus nombreux se rattachent à la surface de Puzichello (carte Ghisonaccia). Ils culminent à 184 m à la Punta di Bollero, et à 90 m à la Punta Loppie.

Fw. Alluvions fluviales très anciennes, rubéfiées. Pour la Bravone, à la sortie des Schistes lustrés ces sédiments forment terrasse 90 m au-dessus du lit actuel, et se développent vers le Sud-Est en s'éloignant du cours actuel ; dans l'ordre chronologique des dépôts, c'est en fait la Bravone récente qui s'est éloignée de son cours ancien Fw. En aval de Pianiccia, les alluvions Fw se retrouvent en terrasse sur le versant méridional de reliefs dans le Miocène, jusque près de la RN 198.

La nappe alluviale de Pianiccia est épaisse de 6 à 10 m au moins. Ses galets sont très altérés ; beaucoup de schistes et de gabbros sont pulvérulents ; certaines diabases ont un cortex d'altération rouille, épais.

Fig. 2



(D'après Conchon, 1975)

Des alluvions de mêmes caractères d'altération existent le long de la Corsigliese, affluent de rive gauche du Tavignano, et le long du Tavignano sur sa rive droite, ainsi qu'en rive droite d'un autre affluent du Tavignano, le Pettilargo. Là, les alluvions Fw offrent la particularité de représenter en fait un ancien cours du rio Magno, comme le montrent le tracé de l'affleurement en amont, et sa sortie des schistes le long du rio Magno actuel.

En contrebas de l'alluvion Fv de la Chiosura se développe une langue d'alluvions à nombreux galets de diabases glaucophanitisées. Le témoin situé plus à l'Est, à la Punta Cuterine, dépend vraisemblablement du système d'alluvions de l'Alistro. Au Nord de l'Alesani, une surface à 50 m au-dessus du lit actuel correspond à une alluvion où les schistes très altérés, avec reliques de quartz cariés, dominent. Cette alluvion, comme toutes celles de l'Alesani, remanie la formation de Peri ce qui lui confère une texture très argileuse ; en conséquence, une hydromorphie peu poussée provoque un brunissement secondaire de la matrice accompagné de dépôts d'oxydes de manganèse.

Fx. Alluvions fluviales anciennes, rubéfiées. Le troisième niveau fluviale présente une grande continuité d'affleurement de la rive droite de la Bravone à la sortie des Schistes lustrés (75 m au-dessus du lit actuel) jusqu'à Tallone, formant la surface plane au sol rouge de Belle-Magiocche. Interrompue à Tallone par la dissection d'un ruisseau, l'alluvion Fx se retrouve de part et d'autre de la RN 198. A Aliterniccia, en aval de Pianiccia, l'alluvion Fx forme une branche plus au Nord que celle de Belle-Magiocche, dont les affleurements sont interrompus par plusieurs ravins, jusqu'à Pompugliani et Terrenzana près du littoral.

Pour les autres rivières, les alluvions Fx forment terrasse en rive gauche de la Corsigliese, et sur les deux rives du Tavignano en plaine orientale. Dans la zone des Schistes lustrés, le Tavignano présente aussi des alluvions Fx en terrasse dans certains méandres (Saint-Georges, par exemple).

En contrebas de ses alluvions Fy et Fw, la Chiosura a déposé une alluvion qui domine le cours actuel de 25 m. Plus à l'Est, une butte-témoin de cette surface culmine à 36 m, soit 20 m au-dessus du lit.

Les alluvions Fx de l'Alistro, comme Fw, indiquent un cours inférieur plus méridional que le cours actuel.

La terrasse Fx de l'Alesani montre un paléosol très rouge, la rubéfaction climatique étant accentuée par le remaniement des limons et argiles rouges de la formation de Peri.

Les formations Fx sont caractérisées par une forte proportion de galets de gabbros (et granites le long du Tavignano) pulvérulents, et par des galets de diabases à cortex rouille épais seulement de 1 cm environ.

Fy1. Alluvions fluviales assez anciennes, rubéfiées. Elles sont disposées en terrasse le long du cours actuel de la Bravone, sur sa rive droite d'abord, puis sur sa rive gauche. Au pied des schistes, à Vesperinaccie, la terrasse Fy1 est 40 m au-dessus du lit actuel, dont elle se rapproche en aval (fig. 2B).

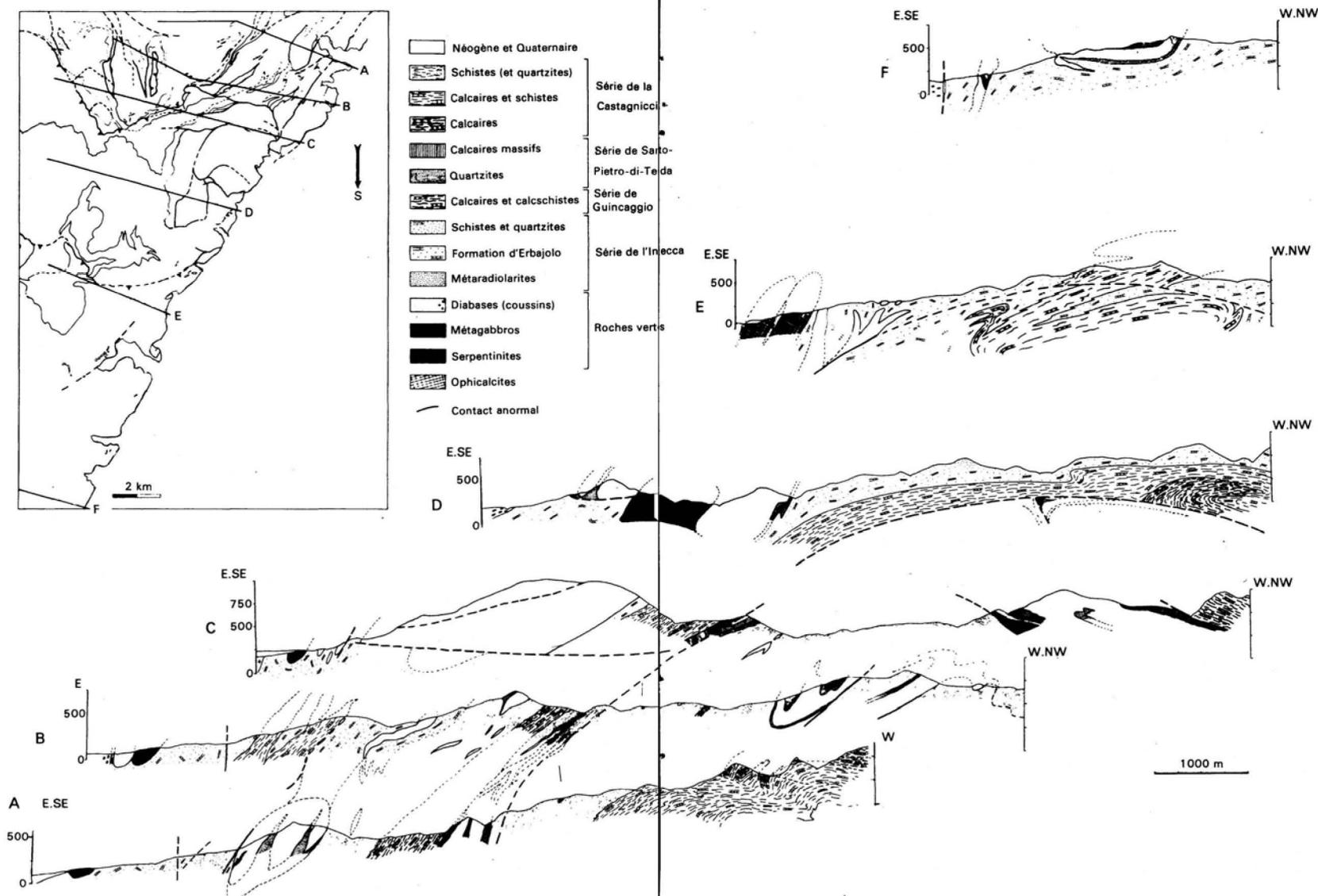
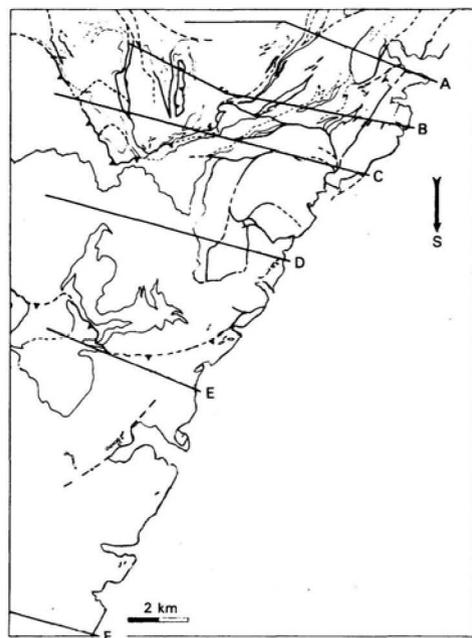


Fig. 3 - Coupes. L'orientation des coupes a été inversée pour tenir compte du plongement axial vers le Sud

La Corsigliese, le Tavignano et les autres rivières du Sud de la feuille présentent de nombreux affleurements des alluvions Fy₁, qui sont les plus jeunes alluvions rubéfiées.

Les alluvions Fy₁ de la Chiosura, de l'Alistro et de l'Alesani montrent un paléosol rouge intense. L'alluvion Fy₁ de la Chiosura forme une belle surface (Sandali-Talafredo) le long d'un cours légèrement plus septentrional que le cours actuel et que le cours ancien (Fw et Fx). Celle de l'Alesani s'étend en une vaste terrasse (1 500 m de largeur maximale) à paléosol très rouge, au Sud du cours actuel ; elle a été légèrement recreusée sur son bord Sud par le ruisseau de Vado.

L'altération des alluvions Fy₁ est moins intense que celle des alluvions antérieures. Les roches grenues sont encore pulvérulentes selon une forte proportion, mais les diabases n'ont pas de cortex orange.

Fy₂. Alluvions fluviales récentes, brunifiées. Elles constituent la basse terrasse le long de tous les fleuves, en affleurements plus ou moins continus. Très étendues en rive droite de la Bravone, elles atteignent 700 m de large.

La terrasse brune de Piano au Nord du système des terrasses de la Chiosura, montre l'individualisation à cette époque du niveau de Scandolajo.

Les terrasses brunes de l'Alistro sont peu développées, de même que celles de l'Alesani qui disparaissent dans le cours inférieur sous les alluvions actuelles.

Leur matrice est brune, sablo-argileuse ; les galets sont peu altérés (quelques gabbros pulvérulents, pas de galets à cortex).

Fz₁. Alluvions fluviales récentes, légèrement brunifiées en surface. Les alluvions Fz₁ présentent un sol brun peu épais ; dans la masse, l'alluvion est très peu altérée, avec une matrice beige ou grise. Elles forment des terrasses de faible extension en contrebas des terrasses Fy₂, le long des rivières ayant un bassin-versant important : Tavignano, Bravone, Alesani. A l'aval, elles disparaissent sous les alluvions actuelles.

Fz₂. Lit majeur et alluvions grises actuelles et subactuelles. Les alluvions holocènes et le lit majeur actuel sont formés de sédiments à matrice sablo-silteuse grise, où les galets ne sont pas altérés.

Mz₂. Cordon littoral sableux et dunes. Un cordon littoral sableux actuel forme le rivage. Il s'appuie sur une falaise, témoin de l'avancée marine versilienne. Derrière lui se forment des étangs littoraux dans les basses plaines des ruisseaux de faible puissance : étang de Terrenzana, Stagnole. Il ferme la vaste dépression morphostructurale de l'étang de Diane.

Au Nord de l'embouchure de la Bravone, des dunes se développent, particulièrement dans le secteur compris entre la marine de Bravone et l'étang de Stagnole, de part et d'autre de l'embouchure de la Chiosura et au Nord de l'embouchure de l'Alistro ; au Nord de l'embouchure de l'Alesani, elles atteignent 10 m de hauteur.

E-C. **Éboulis ou colluvions indifférenciés.** Dans les reliefs du Nord-Ouest de la carte, les fragments rocheux détachés des versants sont disposés en cônes ou en nappes à forte pente. Leur pente s'adoucit lorsque ces éboulis passent à des colluvions où les blocs rocheux sont emballés dans une matrice argileuse. Les éboulis sont particulièrement bien développés au pied des massifs de métabasites, tandis que les colluvions comportent plutôt des blocs métasédimentaires ou serpentiniteux.

X. **Dépôts anthropiques.** Au Sud du barrage de Chiatra subsiste, depuis les travaux, une plate-forme sur un remblai de blocs de metabasites.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS

Géologie structurale

Structure d'ensemble

La structure d'ensemble des Schistes lustrés de la feuille Pietra-di-Verde correspond à la terminaison périclinale sud de la voissure antiforme de la Castagniccia (fig. 3, en pages centrales). Cette voissure tardive, post-miocène, déforme un empilement complexe d'unités tectoniques provenant de différentes parties du domaine piémontais-ligure. Ces unités sont séparées ou recoupées par des contacts anormaux d'âges variés, comme le montrent leurs relations différentes avec les générations successives de plis synschisteux.

Constitution des différentes unités tectoniques

Du Nord vers le Sud de la feuille, soit de bas en haut de l'édifice tectonique, on reconnaît les unités suivantes, constituées par une ou plusieurs séries récapitulées sur la fig. 4, et séparées par des contacts anormaux d'âges variés.

Un premier ensemble est constitué par la série de la Castagniccia et la série de Santo-Pietro-di-Tenda (ainsi que sa variante : série du Monte Alto) :
— l'unité de la Castagniccia est très développée au Nord, sur la feuille de Cervione ;
— le massif du Monte Alto comprend deux unités différentes intriquées (unité du Monte Alto et unité des serpentinites) ;
— le massif du Monte Pruno, terminaison sud-est de l'ensemble Monte San-Petrone—Punta Caldane, comporte essentiellement une unité de type Santo-Pietro-di-Tenda, ainsi qu'une unité à serpentinites. L'unité de type Santo-Pietro-di-Tenda s'effiloche pour dessiner la terminaison périclinale de la Castagniccia, et se prolonger vers le Nord-Est dans le secteur de Sant'Andrea-di-Cotone (feuille Cervione). Un contact anormal de grande extension (contact de la Bravone) suit à peu près le même dessin, en affectant l'unité de type Santo-Pietro-di-Tenda et l'unité de la Castagniccia.

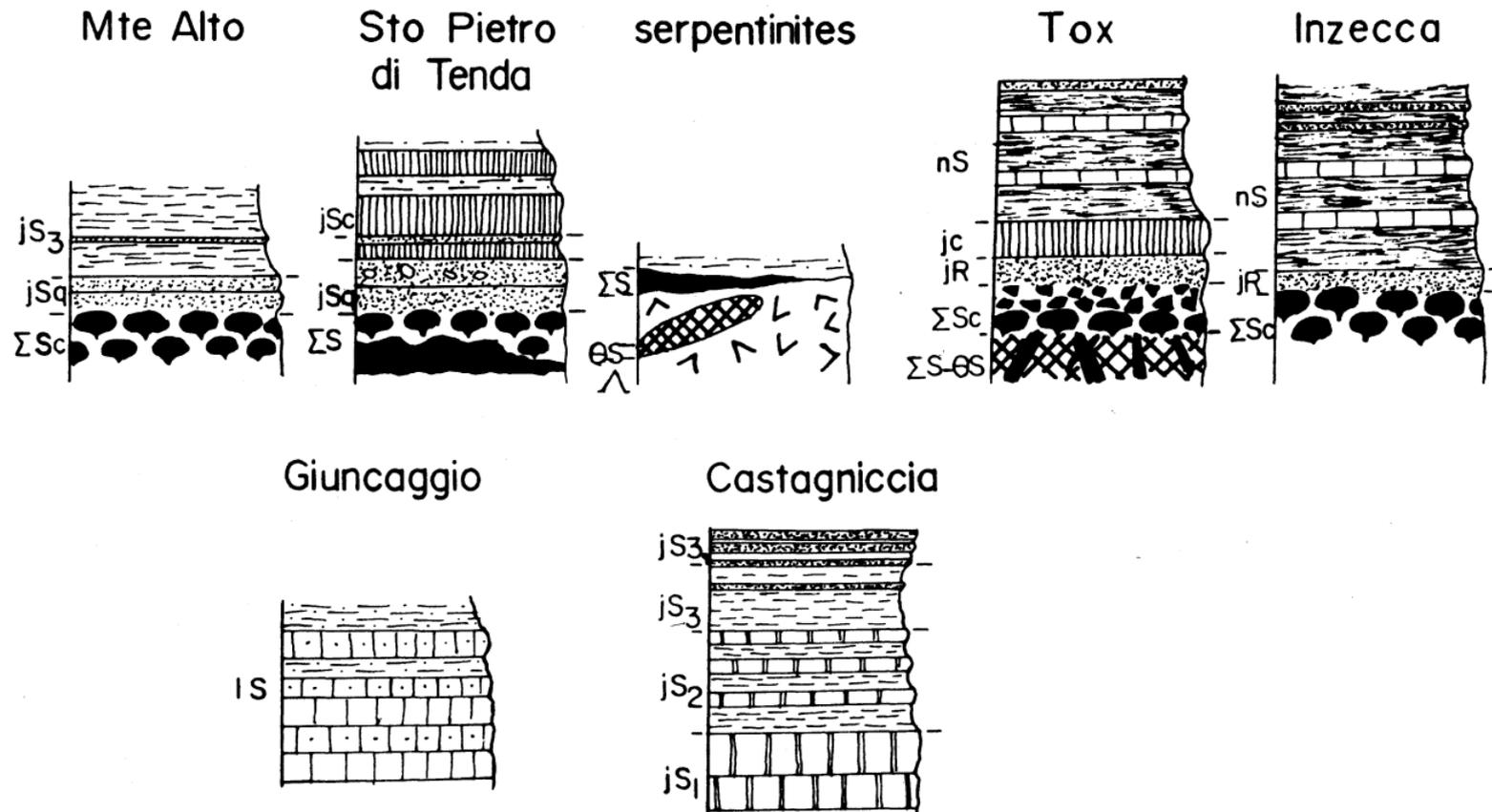


Fig. 4 - Colonne lithostratigraphiques schématiques des différentes unités tectoniques

Au-dessus de ce premier ensemble, la série de la Castagniccia est peu développée. La série de Giuncaggio et surtout la série de l'Inzecca (et sa variante : série de Tox), constituent l'essentiel des affleurements :

- le massif du Monte Sant'Appiano est constitué par la série de Tox ;
- dans le secteur de Giuncaggio–Pancheraccia, l'unité de Giuncaggio est plusieurs fois replissée avec l'unité de l'Inzecca. L'ensemble est recoupé par un contact important (contact de Pancheraccial) ;
- au Sud du Tavignano, l'unité de l'Inzecca affleure seule (on n'a pas distingué sur cette carte l'unité du rio Magno, proposée par M. Durand-Delga).

Structures synschisteuses successives

● **Phase I.** Les plis PI sont isoclinaux, à charnière très effilée. Les déformations postérieures les dilacèrent et les rendent difficiles à mesurer ou même à reconnaître à coup sûr. Des plis kilométriques de cette phase ont pu être reconnus notamment dans le massif du Monte Alto où ils sont responsables de duplicatures des séries. Par analogie avec la feuille voisine Venaco, on admet que ces plis PI sont nés avec une direction axiale N-S à NW-SE, et couchés vers l'Ouest ou le Sud-Ouest.

La schistosité S1 est une foliation, soulignée dans les schistes par la disposition des micas blancs, des minéraux opaques et des baguettes de rutile. Cette foliation est le témoin omniprésent de la phase I dans la région étudiée.

● **Phase II.** Les plis PII sont subisoclinaux, de classe 1c (concentriques aplatis) dans les bancs compétents et de classe 3 dans les niveaux moins compétents. Les charnières sont arrondies à l'extrados des niveaux compétents et pincées au cœur de ceux-ci. Les plis PII sont dessinés par la foliation S1 qu'ils déforment. Ils sont associés à des plis majeurs, plurikilométriques, responsables à leur tour de nouvelles duplicatures. Les figures d'interférence entre les plis PI et PII sont à l'origine de la complexité du dessin cartographique. Les massifs de roches vertes de la feuille Pietra-di-Verde (Monte Pruno, Monte Alto, Monte Oppido, Monte Sant'Appiano, San-Martino) sont interprétés comme des têtes de plis PII majeurs, dont l'attitude actuelle dépend des basculements ultérieurs. La direction axiale des plis PII est tantôt voisine de NW-SE (N 140 à N 160), tantôt voisine de NE-SW (N 20 à N 60) ; cette dernière direction est issue de la première par enroulement de plis PII autour de plis PIII à plan axial subhorizontal.

La schistosité SII est une schistosité de crénulation fine, bien marquée dans les métasédiments phylliteux. La linéation LII est une linéation minérale matérialisée par l'axe de zone des phyllites, par l'orientation préférentielle des minéraux aciculaires (amphiboles bleues) et par l'allongement de grains ou d'agrégats de quartz et de calcite. Mieux développée au Nord qu'au Sud, cette linéation bien visible est subparallèle aux axes de plis PII.

● **Phase III.** On a regroupé dans la phase III deux familles de plis dont les styles sont très proches, mais dont les orientations diffèrent. Des figures d'interférence entre ces deux familles de plis sont visibles dans de rares secteurs, ce qui montre que les plis PIIIA, de direction axiale voisine de N 100, sont antérieurs aux plis PIIIB, de direction axiale voisine de N 170. En fait, ces plis sont inégalement développés, et les deux orientations s'excluent

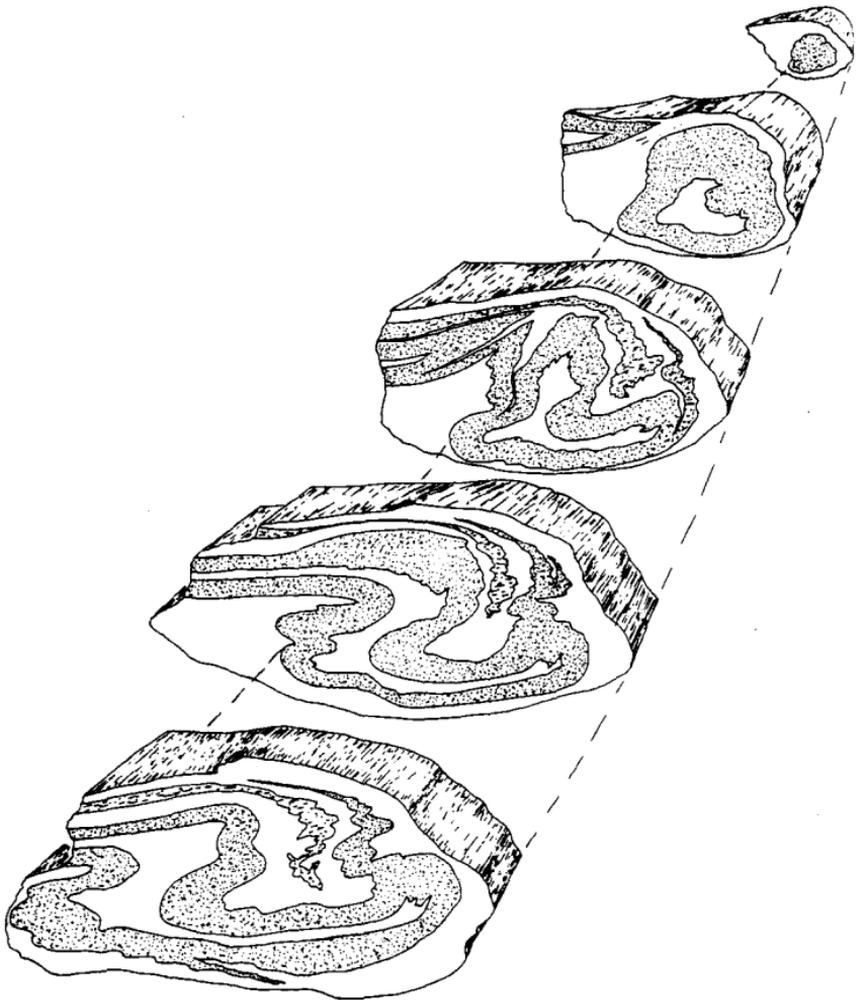


Fig. 5 - Interférences entre plis P II et plis P IIIA

pratiquement l'une l'autre. Les plis PIIIA sont présents essentiellement dans deux bandes E-W (Sud de la Bravone et massif du Monte Torricella). Ces bandes correspondent aux zones où la direction des plis PII passe de NW-SE à NE-SW ; on localise ainsi les axes de plis PIII majeurs couchés vers le Sud. Les figures d'interférence entre plis PII et plis PIIIA peuvent être complexes : lorsque les courbures des axes sont accentuées par un étirement subméridien, il se forme de véritables plis en fourreau (fig. 5).

Les Plis PIIIB, en général plus isopaques que les plis PIIIA, forment des enchaînements de flancs normaux majeurs déversés vers l'Est. Ils peuvent présenter localement de forts plongements axiaux, là où les surfaces porteuses avaient acquis un fort pendage en raison des déformations antérieures. Au Nord de la feuille, une légère dispersion axiale des plis PIIIB résulte de la voûture antiforme ultérieure.

La schistosité SIII est une schistosité de crénulation espacée (0,2 à 1 cm) omniprésente dans les schistes, moins marquée dans les bancs carbonatés et siliceux. Lorsque l'angle entre la schistosité SIII et la schistosité SII est faible (inférieur à 20 ou 30°), la schistosité SIII s'individualise mal et sont réactivés les plans de schistosité SII. La linéation LIII est une linéation d'intersection subparallèle à la direction axiale des plis PIII.

La disposition relative des plis PII, PIIIA et PIIIB est schématisée sur la fig. 6.

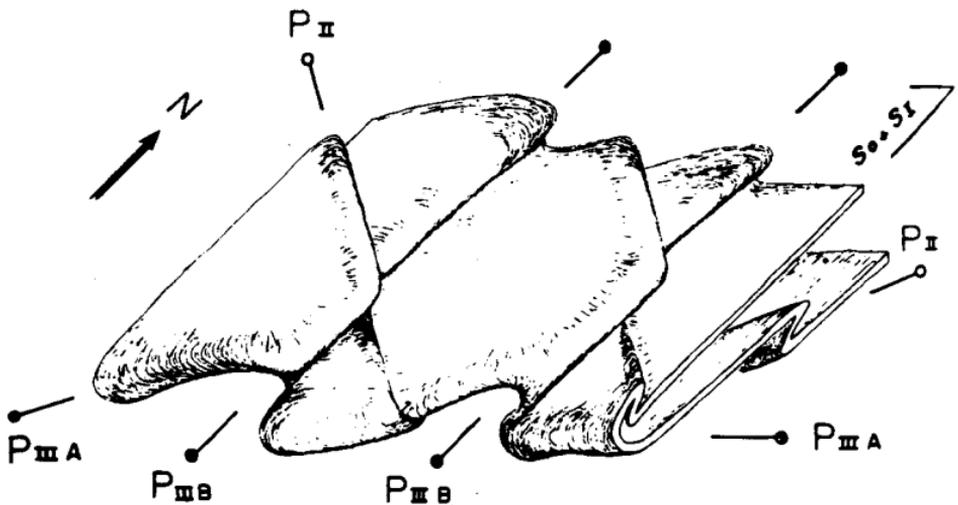


Fig. 6 - Disposition relative des plis P II, P IIIA et P IIIB

Contacts anormaux

Les contacts anormaux les plus anciens juxtaposent des séries différentes : par exemple l'unité à serpentinites et la série du Monte Alto dans le massif du Monte Alto, ou la série de Giuncaggio et la série de l'Inzecca. Compte tenu de l'importance des déformations ultérieures, les relations entre ces contacts et les plis majeurs PI sont délicates à reconstituer. Il semble que ces contacts soient antérieurs à la phase I, antéschisteux, et qu'ils puissent correspondre à des écaillages intra-océaniques et/ou à une obduction précoce. On ne peut toutefois pas exclure que certains de ces contacts soient liés à la phase I.

Les contacts de la Bravone et de Pancheraccia affectent une pile tectonique déjà composite. Les structures de phase I sont tronquées par ces contacts, alors que les structures de phase II leur sont subparallèles. Toutefois, ils ne sont pas déformés de manière évidente par les plis PIII. Associés aux flancs inverses de plis PIII, ces contacts pourraient s'être formés dès la phase II et avoir rejoué ensuite.

Des failles inverses plus tardives, chevauchant vers le Nord, découpent certains massifs de roches vertes (Monte Pruno, Monte Sant'Appiano).

Les failles post-miocènes de direction N 30 à N 40 en bordure de la plaine orientale, réutilisent fréquemment en faille normale des contacts et des zones de cisaillement antérieurs verticalisés par la voussure tardive.

Récapitulation de l'évolution tectonique

Les différentes structures recensées aux paragraphes précédents permettent de rendre compte de la structure régionale actuelle, ainsi que ceci est illustré pour le massif du Monte Alto (fig. 7 et 8) :

- charriages antéschisteux ;
- plis PI synschisteux N-S à NW-SE, couchés vers l'Ouest ;
- plis PII synschisteux NW-SE, couchés vers le Nord-Ouest et chevauchements ;
- plis PIIIA synschisteux E-W, couchés vers le Sud ;
- plis PIIIB synschisteux N-S, déversés vers l'Est et rejeux de chevauchements ;
- couloirs de kink bands et fractures E-W ;
- voussures antiformes d'axe N-S ;
- failles normales NE-SW en bordure de la plaine orientale.

Compte tenu des rares âges isotopiques obtenus à Sant'Andrea-di-Cotone (feuille Cervione) sur des minéraux de métamorphisme, la phase I est probablement éoalpine (90 Ma ?) tandis que les âges de 35-40 Ma se rapportent soit à la phase II, soit à la phase III. La voussure d'ensemble est essentiellement fini- à post-miocène.

Métamorphisme

Le métamorphisme alpin de haute pression—basse température est particulièrement bien développé et préservé dans cette région..

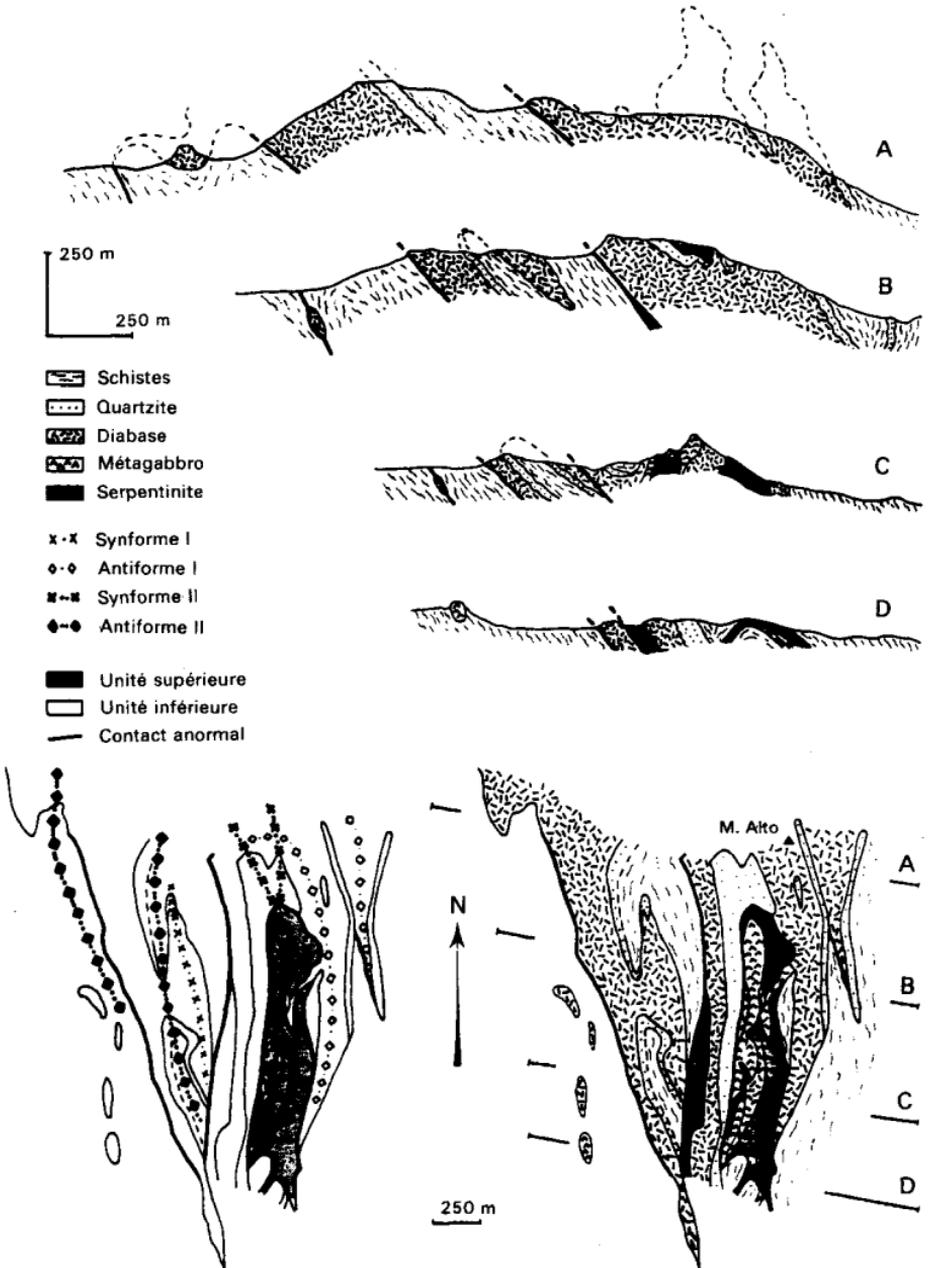


Fig. 7 - Massif du Monte Alto : coupes sériées, schéma structural et carte

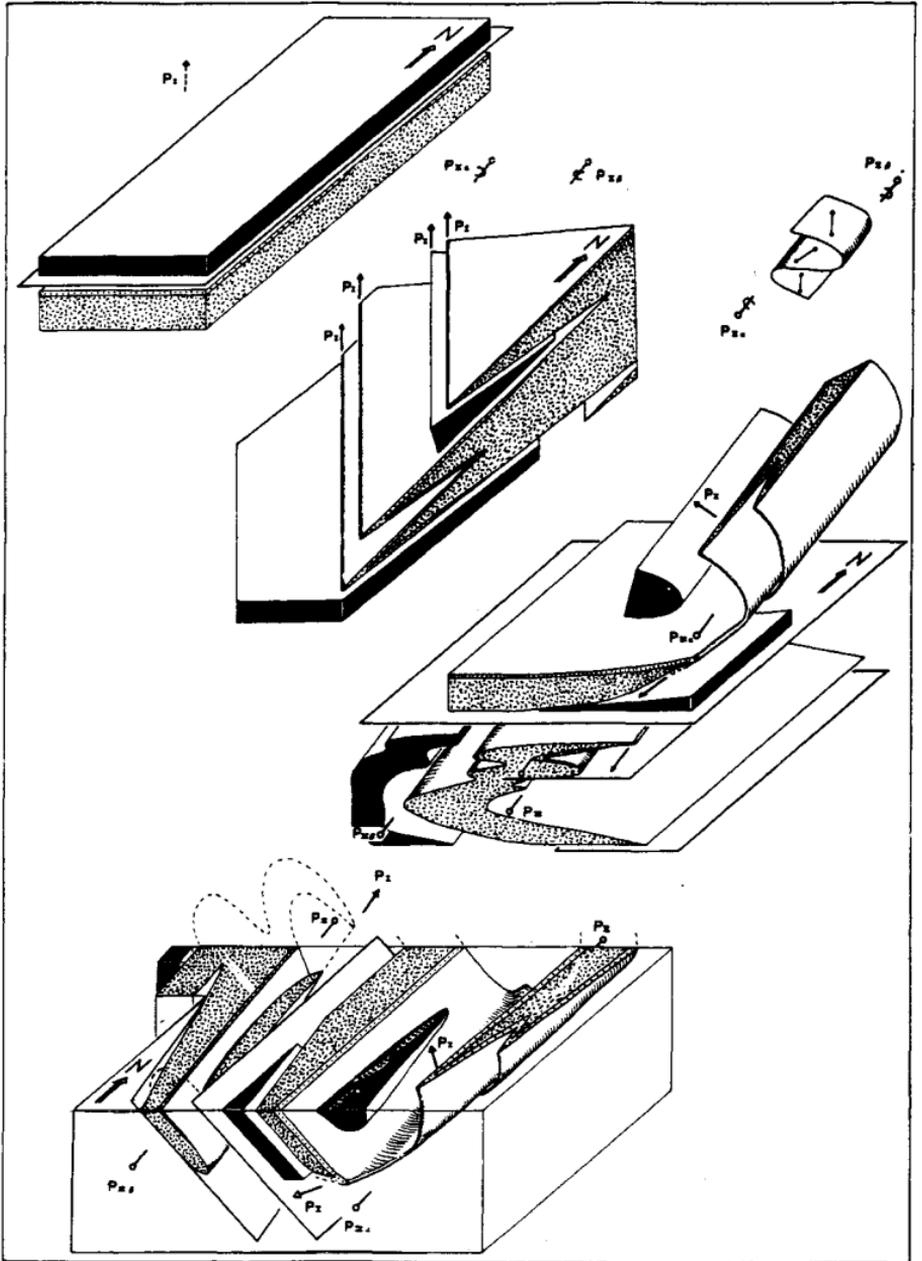


Fig. 8 - Bloc diagramme schématique du massif du Monte Alto et reconstitution hypothétique des stades successifs qui lui ont donné naissance

Répartition des minéraux de métamorphisme

La répartition des minéraux de métamorphisme dans les metabasaltes, les métagabbros et les métasédiments permet de définir quatre zones (tableau 2) dont les limites figurent sur la carte.

- La **zone I** est caractérisée par la présence systématique (dans le fond de la roche, et pas seulement en fentes tardives) de pumpellyite dans les diabases. La pumpellyite, et exceptionnellement la prehnite, sont également abondantes dans les gabbros. L'amphibole bleue existe dans toutes les anciennes roches éruptives, mais est absente des métasédiments. Dans ces derniers, les seuls minéraux associés aux microstructures sont quartz, mica blanc, chlorite, \pm albite, \pm calcite.

La limite entre zone I et zone II court à peu près parallèlement à la bordure de la plaine orientale, à 0,5-1,5 km de celle-ci. Elle paraît s'incurver vers l'Ouest au niveau de la vallée du Tavignano.

- Dans la **zone II**, la pumpellyite n'est plus présente que de manière sporadique, et l'association amphibole bleue – lawsonite – pyroxène aegyrinique est extrêmement fréquente dans les metabasaltes et les métaferrogabbros. Des reliques de lawsonite, en grande partie transformées en calcite + mica blanc, existent dans les termes carbonatés.

La limite entre zone II et zone III suit le contact anormal de la Bravone, dont elle épouse la courbure cartographique, et se prolonge vers le Nord-Est en direction de Sant'Andrea-di-Cotone.

- Dans la **zone III**, un grenat peut coexister avec lawsonite et glaucophane dans les diabases ainsi que dans les quartzites. C'est également dans cette zone que sont localisés les gisements de pyroxène très riches en jadéite (plus de 90 %) dans les gneiss de la série de Santo-Pietro-di-Tenda (métarhyolites ou métaarkoses).

La limite entre zone III et zone IV contourne le massif du Monte Alto.

- Bien que l'amphibole bleue soit encore présente dans la **zone IV**, d'autres minéraux sont plus caractéristiques : chloritoïde dans les schistes ; clinozoïsite, grenat et actinote dans la plupart des séquences.

Indications sur l'évolution du métamorphisme

Les conditions du métamorphisme ont été étudiées en détail dans la carrière de Sant'Andrea-di-Cotone qui, immédiatement au Nord de la feuille Pietra-di-Verde, se situe dans la zone III. Des températures de 300 °C (à 350 °C ?) pour des pressions de 8 kbar (à 13 kbar ?) ont été évaluées à partir de la présence de lawsonite et de glaucophane, de la teneur en jadéite des pyroxènes, de la composition des paires grenat–phengite et de la composition des carbonates. Ces assemblages se sont développés en liaison avec la phase I, et ce sont probablement des amphiboles bleues de cette génération qui ont fourni (méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar) des âges voisins de 90 Ma. Toutefois, amphiboles bleues, phengites et lawsonites recristallisent durant la phase II et même durant la phase III. Le métamorphisme HP-BT a donc persisté dans

Tableau 2 – Répartition des minéraux de métamorphisme

Lithologie		Zone			
		I	II	III	IV
BASALTES	Albite				
	Chlorite				
	Mica blanc				
	Pumpellyite		---		
	Amphib. bleue				
	Pyrox. sodique	---		---	
	Lawsonite	---			---
	Épidote	---		---	
	Actinote	---		---	
	Grenat			---	---
FERROGABBROS	Chlorite				
	Prehnite	---			
	Pumpellyite		---		
	Actinote	---			
	Amphib. bleue				
	Lawsonite				
	Épidote	---	---		
ALBITTES	Albite	---	---		
	Amphib. bleue				
	Pyrox. sodique	---			
EUPHOTIDES	Albite				
	Chlorite				
	Pumpellyite		---	---	
	Amph. bleue				
	Pyrox. sodique			---	
	Lawsonite			---	
	Epidote		---		
	Actinote	---			
GNEISS	Jadéite				
CALCSCHISTES ET CALCAIRES	Albite				
	Chlorite				
	Mica blanc				
	Amphib. bleue		---		
	Lawsonite		---		
	Epidote				
	Grenat			---	
	Chloritoïde				---
SCHISTES ET QUARTZITES	Calcite				
	Chlorite				
	Mica blanc				
	Amph. bleue				
	Lawsonite			---	

cette zone durant un laps de temps important, comme en témoignent des âges (^{40}Ar - ^{39}Ar) de 48 Ma sur glaucophane et de 35 à 40 Ma sur phengite.

La répartition cartographique des minéraux représente donc une histoire cumulée où interfèrent les caractères des assemblages initiaux et leur évolution ultérieure. Très schématiquement, on peut considérer que les assemblages initiaux à lawsonite et amphibole bleue des zones II et III, apparus dès la phase I, persistent par recristallisation durant la phase II (et même la phase III). Dans la zone I externe, les assemblages à prehnite – pumpellyite traduiraient une rétomorphose d'assemblages initiaux de plus haute pression, tandis que dans la zone IV, les assemblages de haute pression auraient subi une évolution vers de plus hautes températures.

La répartition des minéraux figurée sur la carte correspondrait ainsi essentiellement à la phase II.

PLAINE ORIENTALE

La bordure occidentale de la plaine correspond à de grands accidents subverticaux, N 20-30 au Sud du débouché de la Corsigliese, N 30 - N 45 au Nord. Le Néogène y est en contact presque toujours faillé avec le « socle » ; aux quelques points où le contact normal du Néogène est visible sur la feuille Pietra-di-Verde, celui-ci repose sur des granitoïdes verdis. Le problème se pose de la signification structurale de cette bande de granites et granitoïdes qui jalonne la bordure occidentale de la plaine et dont le granite de Linguizzetta est le représentant majeur (Durand-Delga *et al.*, 1981). Ces granitoïdes sont en contact faillé avec les unités des Schistes lustrés. Trois hypothèses peuvent rendre compte de la présence de ces granites (Durand-Delga *et al.*, 1981) ; il pourrait s'agir : (1) de la réapparition de la Corse autochtone sous la zone des Schistes lustrés (qui serait donc totalement allochtone à l'échelle de l'île) ; (2) d'un coulissage vers le Nord du socle autochtone présent au Sud du Fium Orbo ; et (3) d'une unité tectonique supérieure aux Schistes lustrés. Cette dernière hypothèse est retenue par M. Durand-Delga *et al.* (1981) comme la seule vraisemblable.

L'établissement de la structure d'ensemble de la plaine orientale n'est pas très avancé ; on peut cependant dégager les points suivants :

- le pendage global des dépôts néogènes est vers l'ESE ; les termes les plus anciens affleurent à l'Ouest, les plus récents à l'Est ;
- la région située entre le débouché de la Bravone dans la plaine à l'Ouest, le Nord de l'étang de Diane et l'embouchure de la Bravone à l'Est, constitue un large bombement d'axe NW-SE. Au Nord-Est de cet axe, les pendages sont vers le NE, au Sud-Ouest ils vont vers le SSW ;
- à ce schéma se surimpose une mosaïque de petits blocs basculés, en particulier près de la faille bordière dont le jeu contredit localement la disposition globale ;
- de façon générale, les failles très nombreuses montrent plusieurs générations de stries révélant les jeux successifs des mêmes accidents ;
- les failles montrent un jeu en extension mais certaines, en particulier dans la formation de Peri (Pliocène supérieur), montrent un jeu en compression.

La chronologie des phases de structuration de la plaine orientale n'est pas encore très élaborée, mais quelques faits peuvent être dégagés :

- les différences d'épaisseur et de faciès dans les séries montrent que la subsidence, depuis le Burdigalien, ne s'est pas faite au même rythme dans les différents secteurs ;
- le bombement NW-SE de la Bravone s'élaborait déjà au Tortonien moyen et début du Tortonien supérieur puisqu'une partie de la formation bioclastique à biohermes de Vadina a été érodée ;
- à ce moment commençait la surrection de la zone des Schistes lustrés : en effet, à partir de la fin du Tortonien supérieur, le spectre pétrographique des éléments détritiques du Néogène est à dominante « Schistes lustrés » alors que jusqu'au Tortonien inférieur-moyen il est fait de granites, rhyolites et sédimentaire de l'autochtone ;
- le bombement de la Bravone a continué de fonctionner au Tortonien terminal puisque la formation de Casabianda manque partiellement entre le Nord de l'étang de Diane et l'embouchure de la Bravone ; et au Quaternaire, provoquant le changement de cours de la Bravone ;
- la subsidence du Nord de la plaine d'Aleria s'est accélérée à partir du Pliocène supérieur comme en témoigne la formation de Peri. Ceci correspond à la subsidence récente de la plaine de Bastia (Plio-Quaternaire) et de la partie du canal de Corse qui lui fait face.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Néogène

Occupant environ la moitié de la feuille, les formations néogènes, de par leur lithologie (alternance de niveaux marneux et sableux), ne recèlent pas, en général, de niveaux aquifères à faible profondeur. Les horizons poreux supérieurs sont souvent entaillés par de petites vallées qui les drainent.

Il existe en effet quelques sources au fond des vallons, de faible importance, et quelques puits fermiers exploitant des niveaux de faible productivité et discontinus.

Toutefois, la grande épaisseur du Miocène dans la région laisse supposer des ressources exploitables sinon en grande quantité, mais intéressantes, à des niveaux inférieurs plus détritiques : quelques forages privés plus profonds ont, paraît-il, obtenu des succès plus intéressants (débits de l'ordre de 10 m³/h). Le nombre de ces forages n'est pas, à l'heure actuelle, connu avec précision (aucune déclaration ne se faisant au titre du Code minier). Ils sont certainement peu nombreux. Ils ne permettent pas d'avoir une idée précise sur les potentialités de ce réservoir multicouches. L'étendue des affleurements néogènes sur la feuille Pietra-di-Verde ainsi que sur la coupure du Sud (Ghisonaccia), est d'une importance régionale et mériterait, au point de vue hydrogéologique, une recherche sérieuse mettant en œuvre les méthodes d'investigation hydrogéologiques suivant un montage précis.

Quatenaire

Les niveaux aquifères y sont plus développés. Les alluvions se situent essentiellement au voisinage des cours d'eau actuels ou d'anciens lits. Les cours d'eau développent leurs cours supérieurs dans les formations métamorphiques et leurs cours moyens et inférieurs dans les formations néogènes qu'ils entaillent. On distingue, du Nord au Sud, les plus notables : Alesani, Alistro, Bravone, Arena, Tavignano, ce dernier ne présentant qu'une partie de son cours inférieur sur la feuille.

En règle générale, les alluvions anciennes sont perchées et argileuses, peu perméables et d'un intérêt nul pour les recherches d'eau. Elles ont alimenté quelques puits fermiers et donnent lieu à des sources à faibles débits, voire intermittentes à la limite du substratum néogène.

Les alluvions récentes ou modernes, développées dans le lit mineur des cours d'eau, d'extension toutefois réduites, contiennent des niveaux aquifères plus importants du fait de leur lithologie plus poreuse et de la liaison étroite qu'il y a avec le fleuve. Toutefois, le développement de ces alluvions se situe au voisinage des estuaires pour les cours d'eau les moins importants, d'où une contamination des alluvions par des produits de transport fins plus ou moins argileux et vaseux et une relation avec le biseau salé qui compromet fortement une éventuelle exploitation. Des fleuves cités, seul le développement des alluvions de l'Alesani, de la Bravone et du Tavignano laisse présager d'une ressource aquifère notable.

La basse vallée de l'*Alesani* a été prospectée par le Service régional d'aménagement des eaux (SRAE) pour le compte du syndicat intercommunal de Cervione. Les études géophysiques (prospection électrique) réalisées montrent l'hétérogénéité lithologique des alluvions modernes et une géométrie du réservoir très variable. Dans le cas de surcreusements, on peut noter une dizaine de mètres d'alluvions reposant sur des argiles ou conglomérats miocènes imperméables. Les possibilités de la nappe aquifère dans ce secteur sont de l'ordre de $60 \text{ m}^3/\text{h}$ pour des valeurs de transmissivité de l'ordre de $2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

Les alluvions de la basse vallée de l'*Alistro* sont peu développées et vraisemblablement d'épaisseur trop faible pour être considérées comme un réservoir aquifère potentiel d'importance locale.

Pour ce qui est de la *Bravone*, les mêmes recherches ont été réalisées à l'Ouest de la RN 198, excluant la basse vallée. Les meilleurs résultats semblent avoir été obtenus près du pont de l'ancienne voie ferrée où les alluvions ont une puissance de plus de 10 m environ, avec une bonne transmissivité autorisant un débit d'exploitation de l'ordre de $70 \text{ m}^3/\text{h}$.

Le *Tavignano*, qui est le fleuve le plus important, présente un comblement alluvial intéressant depuis son débouché des Schistes lustrés, avec un développement important à partir du droit de Frassiccia.

L'intérêt de ses alluvions modernes n'a pas échappé aux responsables de l'alimentation en eau potable qui ont entrepris des recherches systémati-

ques par prospection électrique et sondages de reconnaissance. C'est ainsi que la puissance importante des alluvions à l'Est de la RN 198 est contrebalancée par la qualité. La vallée semble intéressante à l'amont du méandre de Prunu-di-Casa.

Ainsi un champ-captant a été mis en place au lieu-dit Campo-Quercio avec trois ouvrages d'exploitation. L'épaisseur des alluvions est d'environ 20 m, les transmissivités excellentes et les débits de l'ordre de 100 m³/h. La production est d'environ 400 000 m³/an.

La nappe aquifère des alluvions modernes du Tavignano et des autres cours d'eau est, en général, libre, soutenue par ceux-ci. Les relations nappes-rivière sont primordiales et doivent être prises en compte dans la gestion de l'exploitation. De plus, le contexte géologique et hydrogéologique fait que ces aquifères peuvent être soumis à des risques de pollution accidentelle ou temporaire. Ces nappes doivent être protégées. Les exploitations de graves dans le lit vif de la rivière sont la cause la plus importante d'une diminution de la capacité de ces réservoirs. Les gravières du Tavignano ont causé des dommages irréversibles, avec abaissement du niveau piézométrique et remontée du biseau salé jusqu'au méandre de Vedrone à l'Ouest de la RN 198. De même, le calibrage de l'Alesani a causé une chute d'environ 1 m du niveau d'eau.

Le maintien de la qualité biologique des cours d'eau doit être une préoccupation constante. En règle générale, les eaux des nappes alluviales sont de bonne qualité physico-chimique, moyennement minéralisées, légèrement basiques, de type bicarbonaté calcique.

Soubassement anté-miocène

Représentées par un ensemble varié de roches métamorphiques, ces formations présentent des potentialités aquifères faibles. Elles recèlent toutefois des sources assez nombreuses mais de faibles débits et souvent temporaires. Les circulations souterraines se font grâce au développement de l'altération superficielle et par le jeu d'un réseau de failles ou diaclases. La texture des roches peut jouer un rôle important. En effet, les micaschistes sont peu favorables à des circulations souterraines ; de même, les prasinites en règle générale. La présence de calcschistes et de barres de calcaires peut augmenter les chances d'une recherche d'eau. La tectonique rend difficile la localisation en profondeur des affleurements. Une recherche d'eau souterraine dans ces formations est aléatoire et doit pouvoir être réalisée en mettant en œuvre toutes les méthodes d'investigation permettant, sinon d'assurer un succès, du moins de diminuer les risques d'échec.

L'alimentation en eau des villages de montagne assurée par les sources doit être, dans la plupart des cas, revue pour assurer une bonne distribution. Très souvent, ces ressources ne sont plus satisfaisantes et les possibilités de rechercher d'autres captages sont faibles. Aussi, la recherche par forage d'eau souterraine reste la solution. Quelques essais ont été tentés sur les communes de Casevecchie et Antisanti, avec des fortunes diverses. Les débits obtenus ont été faibles (inférieurs à 5 m³/h).

Au point de vue qualité, les eaux du soubassement métamorphique sont bonnes (physicochimie et bactériologie). Les pollutions des ouvrages de captage ne sauraient être que temporaires et consécutives à la mauvaise complétion des forages. Des problèmes de fer peuvent néanmoins exister.

THERMALISME

Les **Bains de Puzzichello**, aujourd'hui propriété du département de la Haute-Corse, ont fonctionné jusqu'en 1943. Les émergences sont inventoriées sous le numéro national 1115-5-4. Il s'agit de 4 sources, d'un débit total faible (1 500 l/j environ), qui jaillissent des formations gréso-sableuses du Miocène, à la faveur d'un accident. Elles possèdent une teneur en sulfures exceptionnelle. Leur température est de 17°C.

L'idée de remettre en activité cette station a conduit à la recherche d'un débit plus important par forages dans les formations aquifères du Miocène, après une étude poussée du contexte géologique local. L'ouvrage inventorié sous le n° 1115-5-9 a traversé 41 m de marnes bleues imperméables, pour rencontrer à la base un niveau sablo-conglomératique aquifère en charge, d'un débit artésien de l'ordre de 30 m³/h en fin de forage (débit d'exploitation : 40 m³/h).

Cette eau légèrement gazeuse était du même type que les eaux des sources. La sulfuration est quand même plus intense sur les sources. Les diverses analyses physicochimiques et isotopiques ont montré une origine géochimique commune et une origine biogénique du soufre liée à l'activité bactérienne.

Des manifestations d'eau sulfureuse s'observent en rive droite du Tavignano au lieu-dit **Campo-Favajo**, en bordure du rio Magno (commune d'Antisanti) où une source a été inventoriée (1115-5-6). Il s'agit d'une émergence du même type que Puzzichello, sulfurée, d'un débit de 10 l/mn environ et une température de 17°.

Il existe une source sulfureuse au sein des Schistes lustrés : la **source de Quarcio** (1115-5-10) sur le territoire de la commune de Giuncaggio : deux émergences distantes de 0,50 m (débit environ 4 l/mn).

Les divers gisements d'eau sulfureuse tendraient à donner à la présence du soufre dissous des origines variées.

La **source de Moïta** est située à environ 300 m en aval du village. Un petit chemin partant derrière l'église permet d'y accéder. Elle est abandonnée, dans le maquis, et de localisation assez difficile.

La source est du type carbogazeuse et peut se rattacher à celles du massif de la Castagniccia (Orezza, Pardina). Les rapports isotopiques du carbonate dissout semblent montrer qu'il est issu du lessivage de carbonate sédimentaire.

GÎTES MINÉRAUX

Arsenic

● Le **gisement de Matra** (1-4005) fut découvert entre 1880 et 1890. Les premiers travaux datent de 1901. Une première demande de concession est rejetée en 1905. Le 28/12/1912, la concession de Matra est instituée en faveur de la Société l'Arsenic. Pour la période de 1907 à 1924, la production s'élève à 20 000 t de minerai tout-venant. Un échantillonnage de 9 t de tout-venant a donné 1 t à 80 % de réalgar et 8 t à 30 %. Pendant la guerre de 1914 à 1918, le minerai était grillé à l'usine de Chaudes-Aigues, Cantal.

De 1935 à 1942, le gîte connut une faible activité. En 1943 et 1944 eurent lieu encore quelques expéditions de minerai, d'une dizaine de tonnes à la fois.

On peut estimer la totalité de minerai extrait à 30 000 t. Le filon de Matra, puissance moyenne : 1 m, constitue le remplissage d'une zone broyée de direction N 170° ; son pendage varie de 65 à 90° ; il met en contact les serpentinites au mur et des gneiss et schistes au mur.

Reconnu sur 600 m en allongement et plus de 100 m en profondeur, le gîte était desservi par environ 2 000 m de galeries, traçages et travers-bancs. Deux puits et une descenderie permettaient l'accès à ces travaux maintenant effondrés et inaccessibles.

La minéralisation comprenait principalement : réalgar, orpiment, melnicovite, pyrite, stibine, marcassite ; la gangue : quartz, dolomite, calcite.

● **Stroccia** (1-4007). Cette galerie longue de 20 mètres, creusée en 1920 par la Société l'Arsenic, dans des serpentinites, présentait un banc de 0,5 mètre d'amiante, des traces de pyrite et orpiment ainsi que des cristaux de réalgar.

Cuivre

● **Linguizzetta** (2-4001). Les travaux permirent de constater une sorte de filon à remplissage bréchique contenant 2 veines irrégulières de phillipsite. Le gîte a été exploré essentiellement par 4 excavations. Deux amorces de travers-bancs n'atteignirent pas le gisement. Le minerai, composé de bornite, pyrite et chalcoppyrite dans une gangue de calcite, titrait 1,5 à 2 % de Cu. La production de 1872 à 1874 est estimée à 130 t de minerai tout-venant.

Amiante

● L'ancienne carrière de **Campi** (1-4009) a produit vers 1930 quelques tonnes d'asbeste.

● A **Zalana** (1-4003), exploitation en carrière de filonnets (5 à 15 centimètres) d'amiante, contenus dans des serpentinites. En 1924, production hebdomadaire de 1 500 kg de fibres, soit 80 t/an.

● Des travaux d'exploitation d'amiante, en carrière, sont situés sur le flanc du mont Falcone (1-4006).

Recherche de nickel

L'étude de la minéralisation en nickel des serpentinites avait pour but essentiel d'estimer l'importance et les possibilités de récupération du fer nickelé (awarnite) découvert au cap Corse. En 1961, 7 massifs de serpentinite ont été échantillonnés, 28 échantillons ont été sciés et examinés, ceux qui présentaient des sulfures ont été concentrés en laboratoire et les concentrés examinés en sections polies.

Tableau résumant la paragenèse des massifs de serpentinite

NOM DU MASSIF	Awarnite	Pentlandite	Healwoodite	Millerite	Bravoite	Pyrite	Pyrrhotine	Chalcopyrite	Vallerite	Bornite	Idaïte	Covellite	Culvre natif	Magnétite	Iménite	Spinelles chromifères	Amiante	N° ARCHIVAGE NATIONAL
MATRA, PIETRA	X	X	X	X	X	X	X							X	X	X	X	1-4004
MOULIN DE GRENIER MOULIN DE GRANAJO		X				X	X						X	X	X	X		1-4001
ZALANA		X	X	X		X	X			X	X		X				X	1-4003
MOÏTA		X				X		X	X				X	X	X			1-4008
CUNIOLE						X	X						X	X	X			1-4011
SAINT-MARTIN						X	X						X					5-4001
CHIOSE						X							X	X	X			5-4003

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES

Le Néogène et le Quaternaire de la plaine orientale peuvent être visités en suivant les indications du **Guide géologique régional : Corse**, par M. Durand-Delga *et al.* (1978), Masson édit. ; *itinéraire 17 a* (de Pianiccia à Aleria).

Par contre, les *Schistes lustrés* de la feuille Pietra-di-Verde sont à l'écart des itinéraires classiques. On peut en une journée visiter des affleurements représentatifs de ce secteur en suivant la route : plaine orientale, Tox, Campi, Moïta, Matra, Pianello (accessible uniquement aux voitures de tourisme) :

— moulin de Granajo (passage de la Bravone, à la limite entre plaine orientale et Schistes lustrés) : contact flexuré, non faillé, du Miocène discordant sur les Schistes lustrés (formation d'Erbajolo) ;

— Ouest de Tox : coupe dans la série de Tox. Ferrogabbros dans Tox ; complexe filonien sur la route à l'Ouest ; succession renversée pillow-lavas,

agglomérats, radiolarites, calcaires, formation d'Erbajolo sous la butte 481. Échantillonnage de metabasaltes de la zone II (amphibole bleue, lawsonite) ;

— croix de Puntale (entre Tox et Campi) : panorama vers le Nord sur le massif du Monte Alto ;

— Campi : série de Santo-Pietro-di-Tenda. Deux petites coupes dans la succession metabasaltes, quartzites et gneiss, marbres, au bord de la route à 1 km environ au-delà de Campi. Échantillonnage, à l'église de Campi, de metabasaltes de la zone III (amphibole bleue, lawsonite, grenat) et de gneiss à jadéite dans la première coupe au-delà de Campi ;

— Moïta (ou bien épingle à cheveux sur la route du col de San-Gavino et de Chiatra) : panorama sur le contact de la Bravone ;

— Matra : ancienne mine de réalgar. Dans le vallon au Nord de Matra, au contact entre serpentinites et métasédiments ;

— pont sur la Bravone (avant Pianello) : plis en fourreau. Juste avant le pont, plis en fourreau dans les quartzites et les marbres, résultant d'interférences entre des plis PII et des plis PIIIA.

Depuis Pianello, revenir vers la plaine orientale par le même itinéraire, ou bien par Zuani et Tallone. On peut également poursuivre vers Corte par Erbajolo ou le Bozio.

BIBLIOGRAPHIE

AICARD F., ALLOMBERT J., DUROZOY G., HEETWELD H. (1977) — Ressources du sous-sol des départements de la Haute-Corse et de la Corse-du-Sud. Constat, développement et perspectives. Rapp. BRGM 77 SGN 427 PRC.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CARON J.M., DELCEY R., LEMOINE M. (1972) — Données nouvelles sur la stratigraphie des Schistes lustrés de Corse : la série de l'Inzecca. Comparaisons avec les Alpes occidentales et l'Apennin ligure. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275 D, p. 2611-2614.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., KIENAST J.R., SALIOT P. (1976) — Répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. géol., Fr.*, 18, p. 1179-1182.

AUTRAN A. (1964) — Description de l'association jadéite + quartz et des paragenèses minérales associées dans les Schistes lustrés de Sant'Andrea-di-Cotone. *Bull. Soc. fr. minéral. cristallogr.*, 87, p. XLIII-XLIV.

AZAIS H., BOULADON J., PICOT P., SAINFELD P. (1968) — Le nickel dans les serpentines de Corse. *Bull. BRGM*, sect II, n° 1.

BANDET Y., BOURGEOIS J., GLAÇON G., GOURINARD Y., MAGNÉ J., MÜLLER C. (1984) — Position du Langhien dans les échelles de chronologie biostratigraphique, radiométrique et géomagnétique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 299, p. 651-656.

BERGGREN W.A., KENT D.V., VAN COUVERING J.A. (1985) — Neogene Geochronology and Chronostratigraphy. *In* : Snelling N.J. « Geochronology and the Geologic Time Scale », Géol. Soc. London, Special paper.

BLOW W.A. (1969) — Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceed. Ist. Conf. Planktonic Microfossils* (Geneva, 1967), Leiden : E.J. Brill édit., vol. 1, p. 199-422.

BOULADON J., PICOT P. (1968) — Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse, des Alpes françaises, de Ligurie. *Bull. BRGM*, sect II, n° 1, p. 23-37.

BOULÈGUE J., CIABRINI J.P., FOUILLAC C., MICHARD G., OUZOUNIAN G. (1979) — Field titrations of dissolved sulfur species in anoxic environments. Geochemistry of Puzichello waters (Corsica, France). *Chem. Geol.*, 25, p. 19-29.

BRGM (1978) — Atlas des ressources naturelles du sous-sol des départements de la Haute-Corse et de la Corse-du-Sud.

BROUWER H.A., EGELER C.G. (1952) — The glaucophane facies metamorphism in the « Schistes lustrés » nappe of Corsica. *Kon. Ned. Akad. Wet., Versi. Gewone Vergad. Afd. Natuurkd.*, D1, 48, p. 1-71.

CARON J.M. (1977) — Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Sci. géol.*, mém. n° 48, 326 p.

CARON J.M., BONIN B. (1980) — Géologie de la Corse. 26° Congr. géol. internat., Paris, G. 18-4, p. 80-90.

CARON J.M., DELCEY R. (1979) — Lithostratigraphie des Schistes lustrés corses : diversité des séries post-ophiolitiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 288, p. 1525-1527.

CARON J.M., DELCEY R., SCIUS H., EISSEN J.P., DE FRAIPONT P., MAWHIN B., REUBER I. (1979) — Répartition cartographique des principaux types de séries dans les Schistes lustrés de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 288, p. 1363-1366.

CARON J.M., KIENAST J.R., TRIBOULET C. (1981) — High pressure-low temperature metamorphism and polyphase alpine deformation at Sant'Andrea-di-Cotone (Eastern Corsica, France). *Tectonophysics*, 78, p. 419-451.

CONCHON O. (1975) — Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse État, Paris, 2 vol., 514 p. et 244 p.

CONCHON O. (1977) — Tectonique quaternaire dans le bassin tyrrhénien : Corse orientale. *In* : « Recherches françaises sur le Quaternaire », X° Congrès INQUA, suppl. *Bull. Ass. fr. ét. Quat.*, 1, 50, p. 87-98.

CONCHON O. (1983) — Terrains quaternaires, notice carte géologique Venaco à 1/50 000. BRGM édit.

CONCHON O., LOÏYE-PILOT M.D., PASKOFF R., SANLAVILLE P. (1986) — Preuves de l'âge anté-würmien de la formation quaternaire de Vadina-Urbino, et conséquences sur l'interprétation de la néotectonique dans la région d'Aleria (Corse orientale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, II, 13, p. 821-824.

COUTURIÉ J.P. (1964) — Étude géologique de la série des Schistes lustrés de la vallée du Tavignano (Corse). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 69 p.

DURAND-DELGA M. et coll. (1978) — Corse. Guides géologiques régionaux. Paris : Masson édit., 208 p.

DURAND-DELGA M. (1980) — La Méditerranée occidentale : étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mém. h. série. Soc. géol. France, 10, p. 203-224.

DURAND-DELGA M., MARRE J., ORSZAG-SPERBER F. (1981) — Le granite de Linguizzetta en bordure de la plaine orientale corse et ses relations avec la zone des Schistes lustrés. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 292, p. 233-238.

ESSENE E.J. (1969) — Relatively pure jadeite from a siliceous Corsican gneiss. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, p. 270-272.

FERAUD J. (1974) — Les gisements de sulfures d'arsenic du Sud-Est de la France. Minéralisations liées aux strates et gîtes filonniens. Thèse, Paris VI.

FERAUD J., FORMARI M., GEFFROY J., LENCK P.P. (1977) — Minéralisations arséniées et ophiolites : le filon à réalgar et stibine de Matra. *Bull. BRGM*, sect II, n^o 2, p. 113-133.

GOURINARD Y. (1983) — Quelques vitesses d'évolution observées dans des lignées de Foraminifères néogènes. Utilisations chronologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 297, p. 269-272.

GOURINARD Y., MAGNÉ J., RINGEADE M., WALLEZ M.J. (1985) — Chronologie numérique de l'étage Burdigalien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, p. 715-720.

GOURINARD Y., MAGNÉ J., RINGEADE M., WALLEZ M.J. (1987) — Application de la méthode paléontologique de « grade-datation » à l'étage Aquitaniien (Miocène inférieur). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 304, p. 729-732.

GOURINARD Y., MAGNÉ J. (1987) — Les anciens étages Aquitaniien (Mayer 1857), Burdigalien (Depéret 1892) et Helvétien (Mayer 1857) correspondent aux cycles eustatiques de Vail, T.B. 1.5., T.B. 2.1. et T.B. 2.2. Usage possible en nomenclature stratigraphique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, p. 1 105-1 108.

HEETVELD H. (1980) – Inventaire du territoire métropolitain, activités minières en Corse, essai de synthèse, Rapp. BRGM, 80 RDM 003 FE.

LACHARPAGNE J.C. (1970) – La série ophiolitique, les Schistes lustrés et le métamorphisme à glaucophane dans la vallée d'Alesani (Corse). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 117 p.

LENCK P.P. (1970) – Étude géologique des terrains métamorphiques de la Bravone (Corse). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 92 p.

LESQUER A. (1974) – Étude gravimétrique de la partie nord de la Corse. Thèse 3^e cycle, Montpellier, 76 p.

LOÏE-PILOT M.D., MAGNÉ J. (1978) – La formation de Peri (plaine orientale corse) : formation continentale à paléosols d'âge post-tortonien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 287, p. 1175-1178.

MAGNÉ J., ORSZAG-SPERBER F., PILOT M.D. (1975) – La formation d'Aleria, le problème de la limite Miocène-Pliocène en plaine orientale corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 280, p. 247-250.

MALUSKI H. (1977) – Application de la méthode $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèse, Montpellier, 113 p.

MARI G., FERAUD J. (1978) – L'arsenic de la Corse. Minéraux et fossiles, n° 45, p. 43-50.

MATTAUER M., PROUST F. (1976) – La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme de haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, p. 1249-1252.

NENTIEN E. (1897) – Étude des gîtes minéraux de la Corse. *Ann. Mines*, t. 12, p. 231-296.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1975) – Le puzzle ophiolitique corse : un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse 3^e cycle, Nancy, 417 p.

OHNENSTETTER M. (1979) – La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes ? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 289, p. 1199-1202.

ORSZAG-SPERBER F. (1971) – Mise en évidence de repères stratigraphiques et structuraux dans le Miocène de la plaine orientale corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 272, p. 8-11.

ORSZAG-SPERBER F. (1973) – Sur l'intercalation de paléosols dans le Miocène marin de la plaine orientale corse. Conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 276, p. 253-255.

ORSZAG-SPERBER F. (1976) — Notice explicative, feuille à 1/50 000 Ghisonaccia (Néogène anté-Tortonien supérieur). BRGM édit.

ORSZAG-SPERBER F. (1978) — Le Néogène de la Corse et ses relations avec la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Thèse, Paris Sud-Orsay, n° 1190, 330 p.

OTTMANN F. (1958) — Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 84, 176 p., 39 fig., VI pl.

PILOT M.D., BREBION P., LAURIAT-RAGE A. (1975) — Les gisements fossilifères de la région d'Aleria-Vadina. *Bull. Soc. sc. hist. nat. Corse*, t. 615-616, p. 61-67.

PILOT M.D. (1977) — Notice des terrains Tortonien à Actuel, carte géologique Ghisonaccia à 1/50 000. BRGM édit.

SAINFELD P. (1960) — Prospection générale de la Corse, rapport préliminaire. Rapp. BRGM A 1603.

SAUVAGE-ROSENBERG M., BAYER M., LESQUER A. (1978) — Structure des nappes des Schistes lustrés corses d'après la géologie et la géophysique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 287, p. 69-72.

SCIUS H. (1981) — La carte au 50 000° de Pietra-di-Verde. Étude géologique régionale dans les Schistes lustrés corses. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 124 p.

SUC J.P. (1982) — Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pliocène et du Pléistocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, p. 1003-1008.

THOMAS B., GENESSEAUX M. (1986) — A two-stage rifting in the basins of the Corsica-Sardinian straits. *Marine Geology*, 72, p. 225-239.

VIARIS DE LESEGNO L. (1978) — Étude structurale de la mer tyrrhénienne septentrionale. Thèse 3^e cycle, univ. P. et M. Curie, Paris, 170 p.

VIARIS DE LESEGNO L., GENESSEAUX M., REHAULT J.P. (1978) — La tectonique néogène et les séries sédimentaires dans le bassin nord-tyrrhénien. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, (2), XX, 1, p. 29-42.

Carte géologique de la France à 1/250 000

Feuille *Corse* (1980), coordination J.M. Caron, O. Conchon, F. Orszag-Sperber, M.D. Pilot, P. Rossi, J. Rouire.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Corte* (1924), par E. Maury, M. Grandjean.

Feuille *Bastelica* (1913), par E. Maury, M. Grandjean.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Ghisonaccia* (1976), par A. Jauzein, M.D. Pilot, F. Orszag-Sperber.
Feuille *Venaco* (1983), par S. Amaudric du Chauffaut, J.M. Caron, A. Jauzein, B. Bonin, P. Rossi, O. Conchon, J.P. Perthuisot.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Marseille* (1980), coordination J. Méloux.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par J.M. CARON et M.D. LOÏYE-PILOT, avec la collaboration de :

- O. CONCHON, pour les terrains quaternaires ;
- R. DOMINICI, pour l'hydrogéologie ;
- H. SCIUS, pour les Schistes lustrés ;
- C. VAUTRELLE, pour les gîtes minéraux.

Présentation au C.C.G.F. : 3 novembre 1987

Acceptation de la carte et de sa notice : 28 février 1989

Impression de la carte : décembre 1990

Impression de la notice : décembre 1990

