

UNIVERSITE DE LIEGE
FACULTE DES SCIENCES

André OZER

**GEOMORPHOLOGIE DU VERSANT SEPTENTRIONAL
DE LA SARDAIGNE**

*Etude des fonds sous-marins, de la morphologie côtière
et des terrasses fluviales*

**Le Partie
Introduction
La morphologie côtière**

EPREUVE DE DOCTORAT EN
SCIENCES GEOGRAPHIQUES

1976

ENCODÉ

MAI 1986

A ma femme,

A Pierre et Christophe.

Remerciements

=====

Nous prions Monsieur le Professeur P. MACAR de trouver ici l'expression de notre profonde reconnaissance. Tout au long de cette recherche, il nous a fait bénéficier de sa riche expérience en géomorphologie. En Sardaigne, il est venu deux fois nous conseiller, nous faisant part de ses idées et de ses critiques. En outre, il a apporté le plus grand soin à la lecture de notre manuscrit.

Nous remercions Monsieur le Professeur A. PISSART qui nous a apporté son soutien et ses conseils au cours de cette étude. Critique sans indulgence, mais toujours encourageant, il a relu avec attention notre travail, suggérant des modifications enrichissantes.

Monsieur le Professeur J. ALEXANDRE nous a toujours soutenu. Les fréquentes discussions que nous avons eues avec lui nous ont mené à une meilleure compréhension de la morphologie des pays chauds. Qu'il accepte ici nos remerciements.

Nous devons également beaucoup à Monsieur le Professeur G. FIERRO de l'Université de Gênes. Il nous a entraîné dans de passionnantes recherches sur la plate-forme continentale qui nous ont permis d'envisager les problèmes du Quaternaire sarde sous un angle nouveau. Son accueil à Gênes a toujours été des plus chaleureux. C'est un honneur pour nous qu'il ait accepté d'être membre du Jury chargé d'examiner notre travail.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur le Professeur Carlo MAXIA qui, après nous avoir suggéré d'étudier une partie du littoral sarde, nous a introduit dans les milieux scientifiques de Cagliari. Il a bien voulu examiner les nombreux restes préhistoriques que nous avons récoltés. De plus, il nous a permis, entre autres, de participer à une campagne de recherche sur le Quaternaire au golfe d'Orosei (Sardaigne orientale).

D'autre part, l'Institut de Géologie de l'Université de Cagliari nous a toujours très bien accueilli. Son directeur, Monsieur le Professeur Carmelo MAXIA nous a autorisé l'accès aux collections de photos aériennes et à la bibliothèque de son service. Toujours en cet institut, nous avons eu de fréquentes discussions avec nos collègues et amis A. CHERCHI, T. COCOZZA, A. GANDIN, A. MARINI, V. PALMERINI, G. PECORINI, A. PORCU et surtout A. ULZEGA. Avec certains d'entre eux, nous avons été sur le terrain et ils nous ont fait partager leur profonde connaissance de la géologie de la Sardaigne. Cela nous a permis de mieux circonscrire de nombreux problèmes. Toujours à Cagliari, Madame le Professeur I. COMASCHI-CARIA a bien voulu examiner certains fossiles et nous apporter son avis. De même, Madame le Professeur S. VARDABASSO nous a fait part de son expérience du côtier sarde.

Que tous acceptent ici nos vifs remerciements.

A l'Université de Sassari, Monsieur le Professeur A. PIETRACAPRINA nous a ouvert les portes de son service. Qu'il soit remercié ainsi que ses collaborateurs.

A l'Université de Gênes, ce fut un plaisir pour nous de travailler avec nos amis G.C. CORTEMIGLIA, F. FANUCCI, G.B. PIACENTINO et M. PICAZZO.

Au service géologique d'Italie à Rome, le Directeur A. MORETTI et le Professeur MALATESTA nous ont entretenu de la géologie de la Sardaigne septentrionale. C'est avec amabilité que le Docteur ZANFRA nous a conseillé.

Monsieur M. GENNESSEUX de l'Université de Paris VI nous a fait parvenir du matériel provenant de ses dragages au large de la Sardaigne. Ce matériel nous a permis d'utiles comparaisons.

Nos amis W. ALVAREZ de la Columbia University (New-York) et O. CONCHON du Laboratoire du Quaternaire du C.N.R.S. (Belle Vue) sont venus sur notre terrain, nous avons ainsi eu l'occasion de bénéficier de leur avis.

Monsieur le Professeur D. STANLEY du Smithsonian Institution (Washington) a bien voulu s'intéresser à nos recherches et nous a apporté son appui.

A tous, nous tenons à exprimer notre reconnaissance.

Nos recherches ont été menées à bien grâce à plusieurs subsides provenant du F.N.R.S., du Concours des Bourses de Voyage, du Patrimoine de l'Université de Liège, des accords culturels belgo-italien et surtout de l'O.T.A.N. Que tous ces organismes soient ici remerciés.

Tout au long de nos séjours en Sardaigne, nous avons appris que l'hospitalité sarde n'était pas un vain mot.

Accueilli dès le premier jour par Don S. FERRANDU, celui-ci nous a toujours aidé dans notre tâche. Son ascendance nous a ouvert bien des portes. Il nous a, entre autres, obtenu l'autorisation de séjourner sur l'île de l'Asinara, aujourd'hui colonie pénale. En outre, il a toujours été, pour nous, un soutien moral. Aussi le remercions-nous chaleureusement.

Notre affection va à Monsieur et Madame A. PISCHEDDA-PIGA de Sorso qui, tout au long de nos séjours, nous ont chaque fois accueilli à bras ouverts.

Nous avons aussi apprécié l'hospitalité de Madame GALLUS à Cagliari ainsi que celles de bien d'autres amis sardes.

A Rome, Monseigneur A. PRIGNON nous a reçu au Collège Belge et il nous a obtenu des lettres de recommandations utiles pour accéder à de nombreux documents. Nous le remercions cordialement.

Enfin, à l'Université de Liège, nous remercions également Monsieur le Professeur M. STREEL, qui nous a initié à la détermination des pollens et qui a bien voulu analyser plusieurs lames, ainsi que Monsieur le Professeur J. GODEAUX qui a examiné, pour nous, quelques fossiles.

Nous avons aussi pu bénéficier des compétences de nos collègues et amis : S. ALEXANDRE, J. ALONI, A. CHAPELIER, J.M. CORDY, J. DONNAY, C. EK, J. GILLMANN, E. JUVIGNE, M. KUPPER, A. LAURANT, L. MATHIEU, E. POTY et J. THOREZ, et nous les en remercions vivement.

Nous tenons également à exprimer notre reconnaissance à Mesdames C. GERMAY, D. GROENEN et M. HASSE pour l'important travail de dactylographie qu'elles ont accompli avec dévouement.

Cette reconnaissance va aussi à Mesdames O. ADAM, A. BOUVY et N. OURY et à Messieurs R. ANCION, V. BOUVIES, H. COURTOIS et N. SIMON pour leur aide efficace dans ce travail.

Merci à nos chers parents qui, bien malgré eux, ont été entraînés dans cette aventure et qui nous ont toujours soutenu moralement.

Je suis heureux d'associer à tous ces remerciements, ma femme, qui a participé à toutes les campagnes sur le terrain, qui n'a jamais ménagé ses efforts et qui est même responsable de la découverte d'une terrasse marine à 65 m. Elle a aussi collaboré à la présentation de cet ouvrage en réalisant la plupart des dessins. Ensemble, nous avons formé une équipe.

AVANT-PROPOS

Objet de cette étude

Après avoir commencé nos recherches dans le nord de la Corse (régions de Calvi, St. Florent et Cap Corse), nous nous sommes tourné vers l'étude du Quaternaire du versant septentrional de la Sardaigne.

Le but des recherches que nous menons en Sardaigne depuis 1970 est de reconstituer la paléogéographie du littoral de cette région et de l'intégrer dans l'histoire du Quaternaire de la Méditerranée occidentale.

Le secteur que nous avons étudié s'étire depuis la Punta Furana (Nurra occidentale) jusqu'à la presqu'île d'Isuledda (Gallura septentrionale). Cette bordure littorale est constituée de différentes régions qui présentent une grande variété lithologique (fig. 1.A.).

Plan de cette étude

Nos recherches ont eu pour objet trois domaines complémentaires, à savoir, la géomorphologie littorale subaérienne, la morphologie sous-marine du plateau continental et l'étude des terrasses fluviales. Les résultats de nos travaux seront présentés en trois grandes parties.

I. La géomorphologie littorale

Nous rapportons tout d'abord nos observations en présentant successivement l'Anglona, puis la dépression du Coghinas, la Gallura, le Sassarese, la Nurra et l'île de l'Asinara.

A la fin de cette longue description, nous montrons que six niveaux marins distincts existent dans la région étudiée. Nous tentons ensuite d'établir des corrélations entre ces formes et celles qui ont été décrites ailleurs dans le monde méditerranéen.

Nous insistons aussi sur les dépôts éoliens mis en place lors des diverses phases régressives et sur les paléosols qui les traversent.

II. La morphologie sous-marine

Basée sur l'étude de cartes bathymétriques, sur l'interprétation de plus de 500 km de profils sismiques réalisés d'après un programme que nous avons établi en collaboration avec nos collègues de l'Université de Gênes, et sur l'examen de sédiments dragués, cette recherche nous a permis de retrouver 14 lignes de rivage distinctes sous le niveau marin actuel.

En conclusion à cette seconde partie de notre étude, nous nous sommes efforcé d'établir un parallélisme entre les données que nous avons rassemblées et les connaissances actuelles.

III. Les terrasses fluviales

Dans cette partie, consacrée essentiellement aux terrasses du Coghinas, seul fleuve important de la région, nous avons décrit huit niveaux de terrasses parmi lesquelles nous nous efforçons de distinguer les climatiques des eustatiques. La comparaison de nos résultats avec ceux qui sont connus en Corse étaye les datations que nous proposons.

D'autres formations alluviales tertiaires et quaternaires ont aussi retenu notre attention. Elles ont été étudiées surtout dans le but de mieux comprendre la morphologie littorale et de les distinguer des terrasses marines.

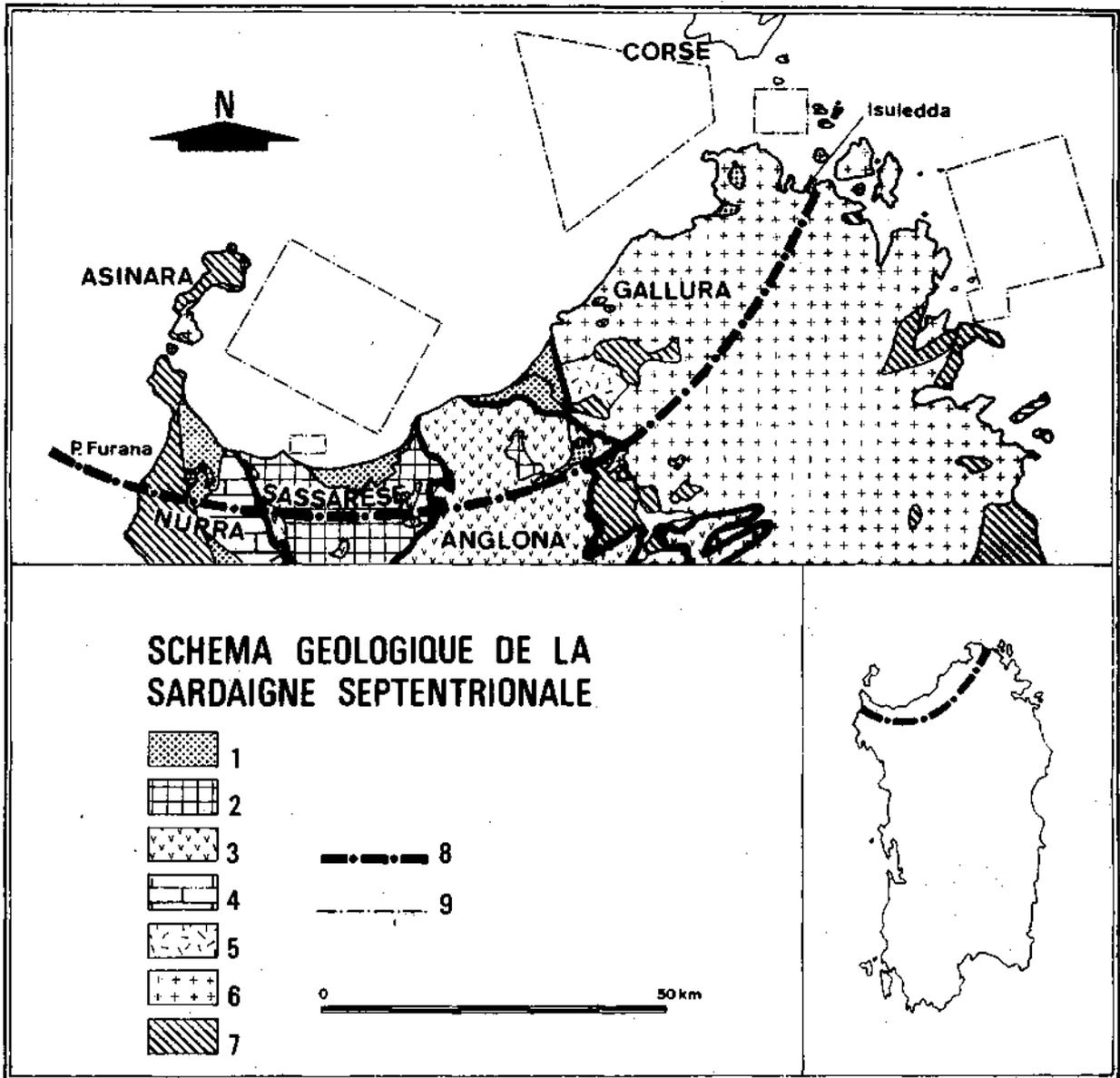


Figure 1.A. : Schéma géologique de la Sardaigne septentrionale.

1. Dépôts plio-quaternaires
2. Calcaire miocène
3. Volcanisme miocène
4. Calcaire mésozoïque
5. Volcanisme permien
6. Granite
7. Roches métamorphiques cambro-siluriennes
8. Limite du secteur étudié
9. Limites des secteurs étudiés sur la plate-forme continentale.

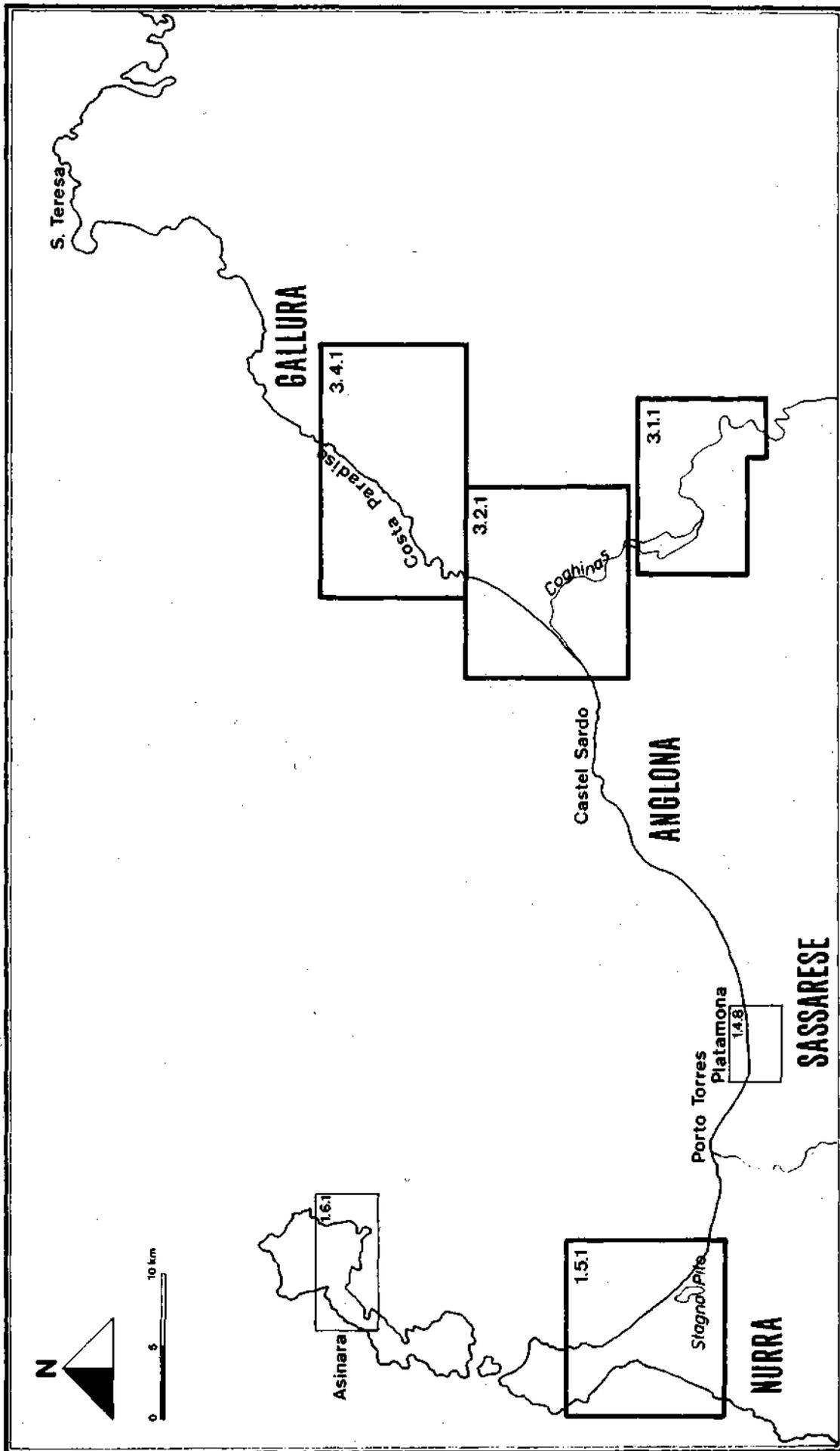


Figure 1.B. : Situation des cartes hors-texte (trait gras) ainsi que de deux autres cartes (trait fin) (Le premier chiffre renvoie au volume et le second au chapitre).

INTRODUCTION

Dès 1857, des affleurements de "grès quaternaire" étaient signalés par le comte A. de LA MARMORA le long du littoral sarde. Mais ce fut seulement en 1956 qu'une synthèse complète du Quaternaire de l'île fut présentée par S. VARDABASSO au Congrès de l'INQUA à Rome. Son école publia diverses recherches de caractère régional parmi lesquelles on doit citer le travail de G. PECORINI sur la Nurra d'Alghero. Ces études trouvèrent leur consécration en 1967-1968, lors du Congrès sur le Quaternaire de la Sardaigne dédié à la mémoire du professeur VARDABASSO. Les actes de ce congrès constituèrent une excellente mise au point des connaissances en ce domaine et permirent aussi de faire connaître les points d'interrogation et les lacunes. En effet, de nombreux tronçons du littoral ont jusqu'à présent été à peine, ou même pas du tout, étudiés. Aussi, à la suite des contacts pris avec les professeurs Carlo MAXIA, doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Cagliari et Carmelo MAXIA, directeur de l'Institut de Géologie en cette même université, avons-nous choisi le Quaternaire des régions littorales de la face septentrionale de la Sardaigne comme sujet principal de nos recherches.

Avant d'entrer dans le vif de ce sujet, nous croyons opportun de présenter brièvement la situation, le climat, la géologie et la préhistoire de l'île. Nous ferons aussi l'état des connaissances sur le Quaternaire marin en Sardaigne et enfin nous envisagerons les techniques sédimentologiques employées.

I. SITUATION

Terre de transition entre l'Afrique et l'Europe, comme entre l'Espagne et l'Italie, la Sardaigne occupe une position centrale en Méditerranée occidentale. Comprise entre 38°51'52" et 41°15'42" de latitude nord et entre 8°8'10" et 9°50'8" de longitude est, elle est située pratiquement à égale distance des Baléares, de la Provence, des côtes ligures, de la Sicile et de la Tunisie.

Rappelons aussi que la Sardaigne n'est séparée de la Corse que par un détroit de 12 km et que l'évolution géologique de ces deux îles jumelles a souvent été parallèle.

Seconde île de la Méditerranée -24.089 km²- après la Sicile, la Sardaigne possède 1.385 km de côtes auxquels il faut ajouter le littoral des îles adjacentes (San Antiocho, Asinara, San Pietro, La Maddalena ...): 512 km. La côte septentrionale, principal objet de nos recherches, est longue de 174 km dont 108 km de côtes rocheuses et 66 km de côtes basses (Spano et Pinna 1956).

II. LE CLIMAT

La position de la Sardaigne et son insularité déterminent son climat. Soumise aux masses d'air chaud provenant d'Afrique et à celles d'air froid et humide originaires de l'Atlantique, la Sardaigne est loin de connaître un climat uniforme. En effet, l'altitude et l'exposition aux vents entraînent des différences locales sensibles.

1. La température

Les caractères des masses d'air provenant tant de l'Atlantique que de l'Afrique sont, avant d'arriver en Sardaigne, considérablement atténués par leur passage sur la mer; aussi, des températures excessivement froides ou chaudes n'existent-elles pas sur cette île. La température moyenne annuelle oscille aux environs de 15°. Au sud, dans le Campidano de Cagliari, la température moyenne dépasse 18°, alors qu'au sommet du Gennargentu, point culminant de la Sardaigne, elle n'arrive pas à 10°. Sur la face littorale septentrionale, elle oscille entre 15 et 17°.

Quant à la moyenne des températures maximales, elle est de l'ordre de 20°, avec des valeurs de 24° dans le sud-est et supérieures à 22° dans le Campidano. Le littoral du golfe de l'Asinara connaît des valeurs comprises entre 18 et 20°.

La température minimale moyenne est d'environ 10°, les zones les plus froides étant localisées sur les sommets (Monts du Gennargentu, Limbara, Sulcis, Iglesias et Sette Fratelli), alors que les côtes sont nettement plus chaudes (12° à 14°), suite à l'influence marine, exception faite de la bordure du golfe de l'Asinara où les températures oscillent entre 10° et 12° (sans doute l'influence du Mistral).

2. Les précipitations

Distribuées inégalement pendant l'année, les précipitations ont leur maximum en automne et hiver mais il est difficile de déterminer une saison humide bien délimitée. Par contre, on peut pratiquement affirmer qu'une sécheresse presque absolue règne en été durant 70 jours environ (du 15-20 juin au 20-30 août).

Les précipitations moyennes pour la Sardaigne atteignent 700 mm pour 65 à 70 jours de pluie. Cependant, la frange côtière occidentale du golfe de l'Asinara et le littoral du Bas Coghinas possèdent une pluviosité inférieure à 500 mm (Porto Torrès : 500 mm, Codaruina : 464 mm, Asinara : 480 mm), ainsi que la partie méridionale du Campidano, le long du golfe de Cagliari. En général, les côtes reçoivent des pluviosités faibles, inférieures à 600 mm.

Par contre, les crêtes ont des pluviosités supérieures à 1000 mm, pour dépasser 1300 mm au Limbara et au Gennargentu.

Quant aux précipitations neigeuses, elles sont rares sur l'île et se limitent aux monts de la partie orientale où s'observent 4 à 8 jours de précipitations neigeuses par an, pour dépasser 12 jours au Gennargentu (point culminant de la Sardaigne, 1834 m).

3. Les vents

La Sardaigne, comme toute la Méditerranée nord-occidentale, est soumise, surtout l'hiver, essentiellement au vent du nord-ouest. Ce vent, appelé localement "Maestrale", influence particulièrement les côtes septentrionale et occidentale de l'île où il est responsable de dépôts dunaires importants, formations sur lesquelles nous nous attarderons plus loin. Le Maestrale est canalisé par les Bouches de Bonifacio. Cela entraîne une augmentation des vents d'ouest au détriment des vents du nord-ouest. L'influence des Bouches de Bonifacio se marque aussi par une hausse de la fréquence des vents d'est (S. VARDABASSO, 1960; A. SERRA, 1971).

Cette canalisation du vent se marquera aussi en divers endroits, comme dans le Campidano, comme entre les îles San Pietro et San Antiocho d'une part et le Sulcis d'autre part, comme dans la basse vallée du Coghinas, ...

Les côtes orientales, protégées par les monts du Gennargentu, Limbara ..., subissent moins l'effet du Maestrale ou alors connaissent un Maestrale particulièrement affaibli. Ces côtes sont soumises, surtout l'hiver, à des vents provenant du nord-est, de l'est et du sud-est.

Le cas de la côte occidentale du golfe d'Asinara (ouest de Porto Torres) mérite d'être signalé, en effet, cette zone est protégée des vents d'ouest et du nord-ouest par les monts de la Nurra occidentale et par l'île de l'Asinara, ce qui, selon nous, explique l'absence ou le faible développement des dunes côtières sur cette portion du littoral.

4. Type de climat

En bref, la Sardaigne connaît un climat méditerranéen tempéré marqué par une saison sèche de quatre mois environ (de début mai à début septembre), et par des précipitations modérées (fig. 1.0.1).

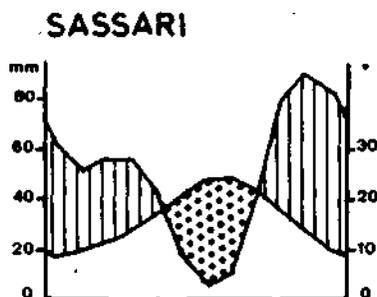


Fig. 1.0.1 : Diagramme ombrothermique pour Sassari.

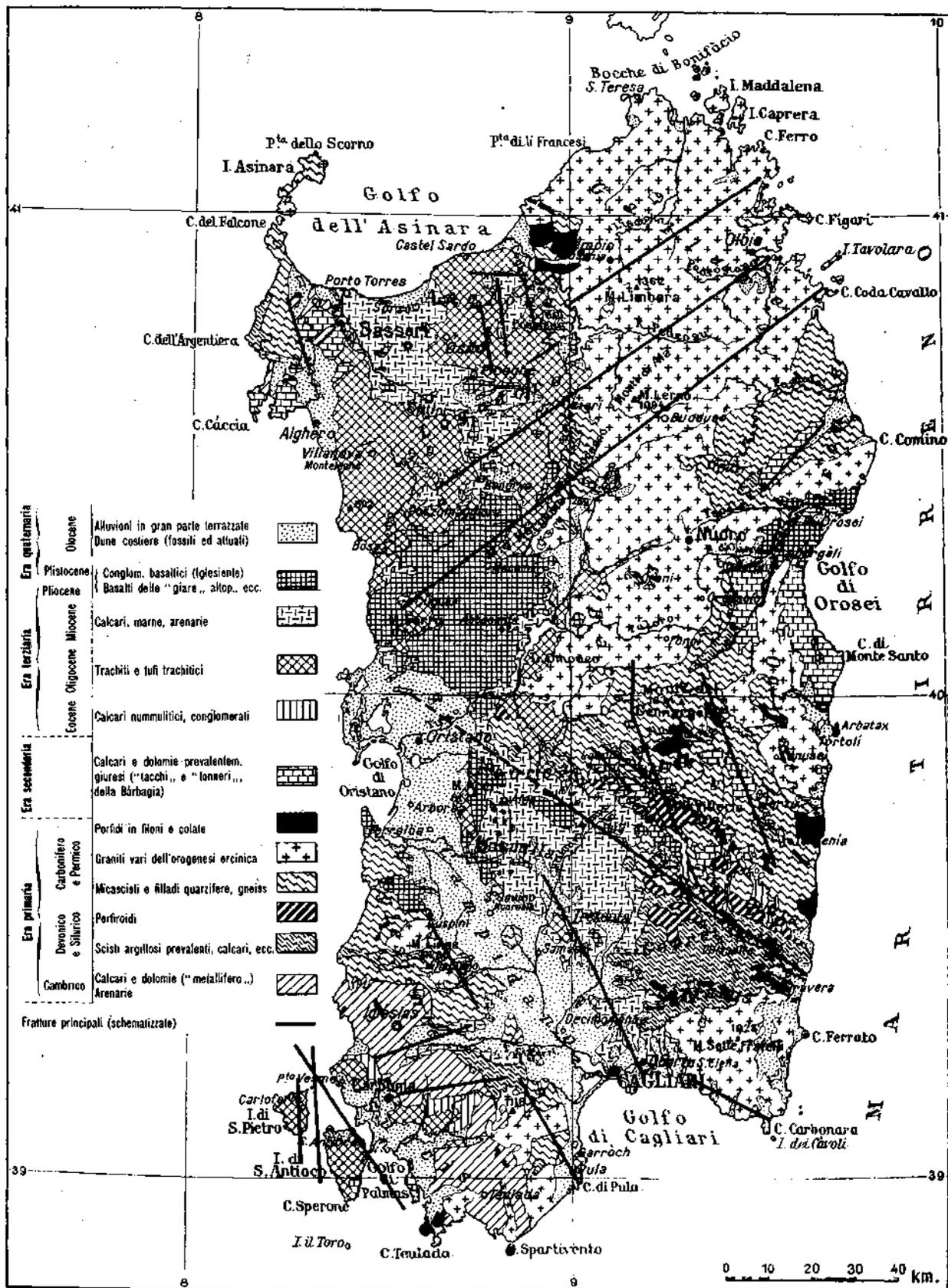


Figure 1.0.2. : Schéma géo-lithologique de la Sardaigne (Extrait de A. MORI, 1966).

III. LES GRANDES UNITES LITHOLOGIQUES DE LA SARDAIGNE

La variété des formations lithologiques est un des principaux caractères de la Sardaigne (fig. 1.0.2). Avec VARDABASSO (1949) et PECORINI (1971), on peut les étudier en les répartissant dans les trois grandes catégories classiques :

1. Les roches endogènes.
2. Les roches métamorphiques.
3. Les roches sédimentaires.

1. Les roches endogènes

Les manifestations éruptives de la Sardaigne appartiennent à trois cycles bien distincts : le calédonien, l'hercynien et l'alpin.

Au cycle calédonien, s'est développé un volcanisme essentiellement sous-marin qui aurait débuté dès le Cambrien inférieur (ce sont les manifestations volcaniques les plus anciennes d'Italie). Ensuite, au Silurien et au Dévonien, se sont formés des porphyroïdes acides, également résultats d'une activité volcanique sous-marine. Ces formations affleurent essentiellement en Sardaigne méridionale mais aussi en Nurra.

Pendant le cycle hercynien, au Carbonifère, s'est mis en place l'imposant massif granitique sardo-corse, long de près de 400 km et de direction méridienne. Le granite affleure surtout sur la partie orientale de l'île : en Gallura, Baronie, Barbagia, Ogliastra et Sarrabus. Il se retrouve aussi dans le sud-ouest : Sulcis et Iglesias ainsi qu'au nord-ouest, sur l'île de l'Asinara. Des datations absolues réalisées sur les granites de la Gallura donnent un âge compris entre 284 ± 50 et $302 \cdot 10^6$ ans.

Toujours en liaison avec l'orogénèse hercynienne, s'est développée, au Permien inférieur, une intense activité volcanique, localisée surtout en Gallura occidentale et en Barbagia. Elle s'est concrétisée par des tufs, des ignimbrites et des porphyres (S. VARDABASSO, 1942; TRAVERSA, 1966; DERIU, 1968).

L'orogénèse alpine a été particulièrement importante en Sardaigne. C'est d'elle que découlent les grands traits du relief de l'île. Les manifestations volcaniques de cette période se sont déroulées en deux épisodes : le premier débuta à l'Oligocène et s'étendit jusqu'au Miocène inférieur, il fut suivi par une transgression marine au Miocène moyen. Le second eut lieu du Pliocène supérieur jusqu'au Quaternaire inférieur, il est en liaison avec une phase tectonique qui a engendré le soulèvement de la Sardaigne (DERIU, 1968). Les manifestations volcaniques du premier cycle sont caractérisées par des formations trachytiques et andésitiques. Ces roches affleurent depuis le golfe de l'Asinara jusqu'au golfe de Cagliari, en Algherese, dans le Bosano, au bord et dans le sous-sol du Campidano, ainsi qu'en Sardaigne sud-occidentale (Narcao, San Pietro, San Antiocho).

Le second cycle, post-miocène, se déroule à la fin de l'orogénèse alpine et est marqué surtout par des émissions de basalte auxquelles on doit le Mont Ferru, le Mont Arci, les "giare" -remarquables plateaux subhorizontaux- le volcanisme du golfe d'Orosei et celui du Logudoro. Cette dernière région est caractérisée par ses cônes de scories et ses coulées de lave encore bien conservées.

2. Les roches métamorphiques et cristalloyphyllics

En Sardaigne, les roches métamorphiques sont nombreuses et diversifiées : migmatite, gneiss, micaschiste, phyllades, mais aussi marbres, cipolins et "pierres vertes". Ces roches, pour la plupart d'origine sédimentaire, sont d'âge cambro-silurien (VARDABASSO, 1949) ou même précambrien (CALVINO et DIENI, 1973; COCOZZA et al., 1972). Elles ont subi, au Carbonifère, le métamorphisme hercynien et affleurent sur l'île de l'Asinara, en Nurra occidentale, en bordure de la Gallura, en Baronie, dans le Sulcis, dans les Marghine et dans le massif du Gennargentu.

En Nurra, notamment, affleurent aussi les "pierres vertes". Il s'agit de roches volcaniques mises en place lors du plissement calédonien et métamorphisées lors du plissement hercynien.

3. Les formations sédimentaires

Affleurant sur 10.000 km² environ, les roches sédimentaires ont eu leur développement le plus important au Primaire et plus particulièrement pendant le Cambrien et le Silurien. On y trouve calcaires, dolomies, calcschistes, schistes et grès. Certaines de ces roches furent métamorphosées lors de l'orogénèse hercynienne. Elles affleurent presque exclusivement en Sardaigne méridionale, surtout dans le Sulcis et l'Iglesiente.

La succession qui débuta au Permien pour se poursuivre pendant tout le Secondaire est remarquable en Nurra où elle est composée essentiellement de calcaires, mais aussi de grès, de dolomies et de conglomérats. Il importe également de signaler que les calcaires sont fort développés dans le golfe d'Orosei, en Barbagia, en Ogliastra, ainsi que sur les îles de San Antiocho et de Tavolara.

Pendant l'Eocène, après une brève période d'émersion, la mer envahit des territoires étendus de la Sardaigne méridionale (Sulcis, Iglesias, Campidano, Gerrei et Sarrabus). Quelques dépôts d'origine continentale affleurant en Anglona et au Logudoro sont aussi attribués à l'Eocène.

L'Oligocène fut, par contre, une période de continentalité. En effet, l'orogénèse alpine souleva la Sardaigne; cette phase tectonique fut suivie d'une période d'érosion intense. C'est de cette époque que datent les formations fluvio-lacustres interstratifiées dans les premiers épandages volcaniques du cycle alpin. Certains auteurs attribuent cependant ces dépôts au Miocène inférieur. D'autre part, au Sulcis, en Nurra et à Castel Doria des formations "pré-volcaniques" affleurent (grès, conglomérat, calcaire, argile lacustre, ...), elles appartiendraient soit à l'Eocène supérieur, soit à l'Oligocène.

A la suite de la tectonique intense développée à l'Oligocène et au début du Miocène, il se créa une longue dépression méridienne qui s'étalait du golfe d'Asinara à celui de Cagliari, dépression que la mer miocène envahit sans peine. Cette transgression marine

est attribuée à l'Helvétien (Miocène moyen) et est responsable de dépôts d'argile, de marne, de grès, de conglomérat, mais surtout de calcaire marno-gréseux appelé "Pietra Cantone" et de calcaire compact dénommé "Pietra Forti". Ces roches affleurent dans la région de Cagliari, en bordure orientale du Campidano mais surtout dans la partie septentrionale de l'île : Logudoro, Sassarese, Anglona. Un minuscule affleurement des mêmes roches existe au Capo Testa et n'est que le prolongement naturel du calcaire de Bonifacio (Corse).

Du Miocène datent également de nombreuses formations lacustres riches en restes végétaux silicifiés : notamment à proximité de Castel Sardo, de Perfugas, du lac Omodeo, ainsi que dans le Tissienari (observation personnelle).

Quant au Messinien (équivalent du Diestien), encore ignoré en 1968, il fut découvert sur la côte occidentale (Capo San Marco et Capo Mannu) par PECORINI (1971-1972) et POMESANO-CHERCHI (1971-1972).

Au Capo San Marco, transgressif sur le Messinien, affleurent des formations graveleuses attribuées, par la micro-faune, au Pliocène inférieur (PECORINI, 1972). PECORINI et POMESANO-CHERCHI, (1969), TILIA-ZUCCARI (1969) signalèrent, peu auparavant, la présence du Pliocène marin dans des sondages, dans le Campidano.

Dans le golfe d'Orosei affleure un lambeau de sable fossilifère qui est daté du Pliocène depuis 1924 par E. FOSSA MANCINI.

Dès le Pliocène inférieur, la dépression sarde oligo-miocène est sujette à un approfondissement : c'est la formation du graben du Campidano où l'on retrouve, surmontant les dépôts marins du Pliocène, des débris provenant du démantèlement des bordures. Cette ultime phase tectonique est également responsable des derniers épandages volcaniques plio-quaternaires évoqués plus haut.

Du Quaternaire on connaît des dépôts d'origine marine, éolienne et fluviatile. L'épaisseur du Quaternaire atteindrait au moins 275 m dans la fosse du Campidano. Les principaux dépôts marins, limités à

la frange littorale, datent de la transgression de l'Eutyrrhénien (interglaciaire Riss-Würm) et sont caractérisés par une faune chaude à affinité sénégalaise. Ils sont fréquemment surmontés par des grès d'origine éolienne déposés lors des régressions du Würm. Cependant MAXIA et PECORINI (1968) signalent localement une formation marine à faune banale qu'ils attribuent au Paléotyrrhénien (interglaciaire Mindel-Riss) ainsi que des dépôts éoliens compris entre ces deux épisodes marins.

Quant aux terrasses fluviales, PECORINI (1971) en distingue trois groupes :

1. les anciens niveaux, plus ou moins rubéfiés,
2. les niveaux récents,
3. les niveaux actuels.

Le Quaternaire fut également marqué par des dépôts de pente parfois fort étendus et d'âge varié.

IV. L'OCCUPATION DE LA SARDAIGNE PAR L'HOMME

Plusieurs fois, dans les dépôts holocènes, nous avons observé des artefacts témoignant d'anciennes occupations humaines. Aussi pensons-nous utile de dire un mot sur la préhistoire sarde en nous basant surtout sur les recherches récentes animées par le professeur C. MAXIA (1968, 1970).

Du Paléolithique, on ne connaît aucun vestige certain. Tout au plus, la découverte de foyers dans une grotte du Golfe d'Orosei (Sardaigne orientale) laisse supposer une occupation momentanée de l'île par l'homme paléolithique (BLANC, 1955).

Du Néolithique datent les premiers peuplements (5000 ans avant J.C.). De cette période, on a retrouvé dans des grottes et des abris sous roche des restes de repas contenant des ossements de *Prolagus Sardus* (petit rongeur aujourd'hui disparu), des coquilles marines, mais aussi des outils en obsidienne. L'obsidienne était exploitée par l'homme néolithique sur les flancs du Monte Arci (face centre-occidentale de l'île) et a, semble-t-il, fait l'objet d'un commerce intense dans le monde méditerranéen. Des outils en obsidienne sarde auraient été signalés en Corse, en Ligurie et en Provence ... Nous en avons récolté ainsi que des quartz et des silex taillés, en plusieurs endroits en Sardaigne septentrionale.

De l'époque énéolithique (chalcolithique), on connaît de nombreuses constructions mégalithiques, des "tombes de géant" mais surtout des grottes funéraires appelées "domus de janas" (fig. 1.0.3).

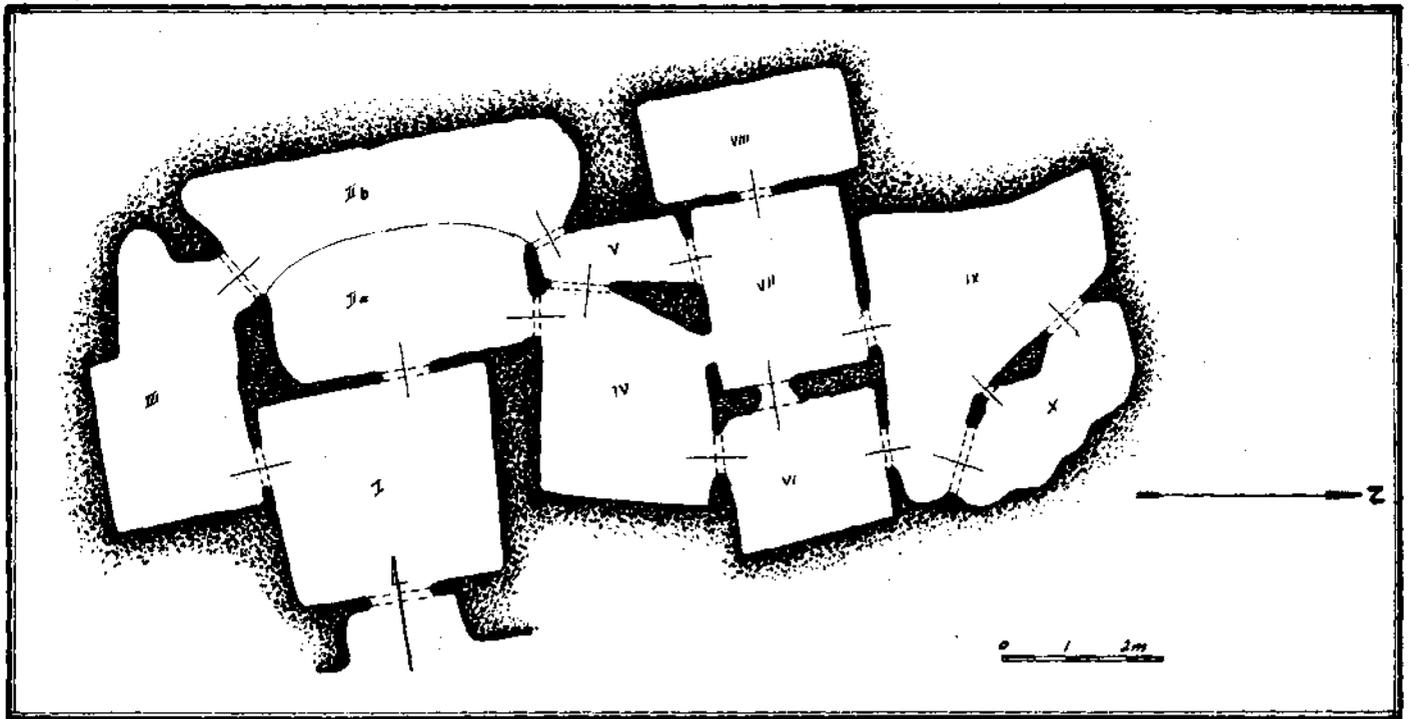


Fig. 1.0.3: Plan d'une "Domus de Janas" que nous avons relevé dans la région de Sorso, lors d'une recherche en collaboration avec le professeur C. MAXIA (C. MAXIA et al., 1974).

C'est de l'Age du Bronze que dateraient (dès 1600 avant J.C.) la construction des nuraghes (tours tronc-coniques qui servaient sans doute au culte du soleil). Les débris nuraghiques sont caractérisés par des poteries grossières de couleur noire.

La civilisation nuraghique prend fin avec l'entrée de la Sardaigne dans l'histoire : la conquête partielle de l'île par les Carthaginois (528 avant J.C.) puis par les Romains (259 avant J.C.).

V. ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES TRANSGRESSIONS MARINES DU
QUATERNAIRE EN SARDAIGNE

Durant le Quaternaire, la mer Méditerranée, sous l'influence essentielle du glacio-eustatisme, a souvent changé de niveau. Les témoins de ces différentes mers se retrouvent notamment en Italie péninsulaire et en Sicile. La stratigraphie suivante est généralement utilisée en Méditerranée occidentale et particulièrement en Italie.

VERSILIEN	HOLOCENE
NEORTHOTYRRHENIEN	WURM III
NEOTYRRHENIEN = TYRRHENIEN III	WURM II
EUTYRRHENIEN = TYRRHENIEN II = TYRRHENIEN	WURM I RISS-WURM
PALEOTYRRHENIEN = TYRRHENIEN I = MILAZZIEN	RISS MINDEL- RISS
SICILIEN EMILIEN CALABRIEN	PLEISTOCENE INFERIEUR

Ce tableau mérite quelques remarques : de plus en plus, le terme Tyrrhénien est remplacé par Tyrrhénien II ou mieux encore par Eutyrrhénien. Il correspondrait à l'interglaciaire Riss-Würm. D'autre part, au Milazzien on substitue Tyrrhénien I ou Paléotyrrhénien qui équivaldrait à l'interglaciaire Mindel-Riss. En outre, la notion de Néotyrrhénien ou Tyrrhénien III apparaît depuis peu : elle correspondrait à un niveau marin élevé pendant l'interstade Würm I - Würm II qui se situerait il y a environ 70.000 ans

(E. BONIFAY, 1973). Par après, une autre transgression marine, contemporaine de l'interstade Würm II - Würm III, se serait développée et aurait été reconnue à +3, +4 m en Italie du sud. Il s'agirait du Néorthotyrrhénien (37.000 à 27.000 ans B.P.) (COTTECHIA et al., 1969).

Le maximum régressif situé pendant le Würm III, correspondrait à la limite entre le cycle tyrrhénien et la transgression versilienne (équivalent du Flandrien en Europe occidentale). Cette dernière remontée marine aurait été interrompue par une courte régression que BONIFAY (1973) dénomme Würm IV et qu'il situe il y a environ 15.000 ans.

En Sardaigne, on est loin d'avoir reconnu ces séries de niveaux marins. Longtemps il fut considéré que la Sardaigne ne possédait qu'un seul niveau marin ancien : le Tyrrhénien "sensu stricto". Depuis 1954, PECORINI a signalé un niveau marin, antérieur au Tyrrhénien II, et qu'il attribue, avec réserve, au Tyrrhénien I.

a) La transgression eutyrrhénienne

La transgression marine développée lors de l'interglaciaire Riss-Würm est assez bien connue en Sardaigne car elle est représentée le long de nombreuses portions du littoral par les dépôts du Tyrrhénien II caractérisés par une faune chaude à affinité sénégalaise : *Strombus bubonius*, *Conus testudinarius*, *Patella ferruginea*... Cette formation affleure entre 0 et 10 m mais peut parfois descendre sous le niveau de la mer.

C'est en 1853 que COLLOMB signale à Porto-Torrès un dépôt littoral à 5-6 m d'altitude qu'il décrit comme plus récent que le Miocène.

Ensuite, de LA MARMORA, dans son ouvrage remarquable "Voyage en Sardaigne" (1857), observe pour la première fois sur les côtes sardes de nombreux dépôts de "grès quaternaires" sans distinguer généralement leur origine : marine ou éolienne. Sur le littoral septentrional, il cite les affleurements de l'île de l'Asinara, signale ceux de Porto-Torrès, parle de l'extension du dépôt à proximité de

Castel Sardo et s'attarde à ceux de Santa Teresa di Gallura et du Capo Testa où il distingue un "grès coquillier marin" dont la faune serait semblable à celle du grès d'Is Mesas (Cagliari).

En 1906, TARAMELLI, confirmant une autre observation de de LA MARMORA, signale une plage quaternaire à Alghero, opinion partagée peu après par FRANCHI (1910).

Ce n'est qu'en 1914, qu'ISSEL, examinant la faune du Quaternaire marin de la région de Cagliari, y reconnaît la "strate à Strombus" de Gignoux et lui donne le nom de "Tyrrhénien" qu'il situe chronologiquement entre l'Holocène et le Sicilien. Les dépôts décrits sont à une altitude comprise entre 1 et 10 m.

Dans la suite, GORTANI (1922) confirme les observations d'ISSEL et CIAMPI (1922) signale à Alghero un grès passant à un conglomérat à coquilles marines qu'il dénomme "panchina" et qu'il considère comme quaternaire. SOTGIA ROVELLI (1922) décrit, en Nurra septentrionale, parmi les dépôts quaternaires, une "panchina méditerranéenne" assez riche en "subfossiles". Toutes ces données restent cependant fragmentaires.

FONTANA ZANCO (1933) étend les observations précédentes de la région de Cagliari à d'autres affleurements et reconnaît surtout la "faune à Strombus".

Par après, BLANC (1938) décrit la faune de la plage fossile de Porto-Torrès et la considère comme contemporaine de celle de Cagliari. Il lui attribue donc un âge tyrrhénien.

Dès ce moment, les publications touchant au Tyrrhénien vont se succéder à un rythme accéléré, car de nouveaux sites sont pratiquement découverts chaque année. Entre autres, on peut citer DORN (1940), SEGRE (1951), MORETTI (1951) pour Porto-Torrès; SEGRE (1951-1954) pour le golfe Aranci et Olbia; MALATESTA (1953-1954), PECORINI (1954-1963-1969) et OPPEL (1973) pour le littoral d'Alghero; COMASCHI-CARIA (1950, 52, 54, 55, 59), qui signale une série de nouveaux affleurements dans la région de Bosa, Oristano, Cagliari, Orsei

et enfin PELLETIER (1960) qui dans son "Relief de la Sardaigne" envisage le problème du Tyrrhénien dans son ensemble et étudie une coupe à proximité de Castel Sardo.

Il importe aussi de signaler les travaux excellents de DIENI et MASSARI (1966-1971-1973) sur le golfe d'Orosei et ceux de MAXIA, PALMERINI, ULZEGA, POMESANO-CERCHI de l'Université de Cagliari ainsi que les nombreuses observations des géologues du Service Géologique d'Italie.

La synthèse de toutes ces observations, parfois fragmentaires, fut réalisée une première fois par VARDABASSO (1956) puis par MAXIA et PECORINI (1968) et, pour la paléontologie, par COMASCHI-CARIA (1968).

b) La transgression du Paléotyrrhénien

La découverte d'un niveau marin antérieur à la mer du Tyrrhénien II est récente. En effet, en 1954, PECORINI, étudiant des puits et des sondages dans la région d'Alghero, trouva dans le sous-sol des sédiments marins constitués de sable blanc à *Cardium edule* et à *Ostrea lamellosa*. Ce dépôt est situé approximativement au niveau de la mer et est surmonté d'abord de dépôts continentaux d'origine fluviatile, éolienne ou lacustre et ensuite par la "panchina" du Tyrrhénien II. Aussi, PECORINI attribua-t-il ce niveau probablement à l'interglaciaire Mindel-Riss : le Tyrrhénien I.

Ce même auteur a signalé, toujours dans l'Algherese, un autre niveau marin situé à -15 m. Peut-être s'agit-il d'une transgression plus ancienne encore ?

Tout récemment, POMESANO-CERCHI (1971), dans un sondage situé près d'Oristano, découvrit deux niveaux marins aux profondeurs de 7 et 33 m. Elle les attribua respectivement aux transgressions du Tyrrhénien II et du Tyrrhénien I.

Au cours de nos recherches sur le littoral septentrional, nous avons également découvert des dépôts marins comparables. Ils seront décrits plus loin et leur âge sera envisagé.

c) Les niveaux marins élevés

Les côtes sardes sont bordées de replats situés à diverses altitudes, certains pouvant atteindre jusque 300 m. Les niveaux inférieurs à 10 mètres sont généralement considérés comme les témoins de la transgression marine du Tyrrhénien II. Par contre, divers auteurs signalèrent, à des altitudes supérieures à 10 mètres, des traces de mers attribuées au Quaternaire plus ancien et au Tertiaire; ces hypothèses firent l'objet de nombreuses controverses.

Ainsi, de LA MARMORA (1857) signalait des "grès quaternaires", à proximité d'Alghero, à des altitudes avoisinant les 100 mètres. Ces dépôts furent interprétés par TARAMELLI (1906) comme d'origine éolienne, mais GORTANI (1928) refusa cette hypothèse et proposa une origine marine. OOSTERBAAN (1936) décrit, dans cette même région, des niveaux marins situés à 20, 25, 50, 60, 120, 200 et même 300 mètres, recouverts de grès sans fossile. Cependant PECORINI (1954) infirma l'origine marine des grès précités et admit une genèse éolienne. Cette dernière thèse est aujourd'hui communément acceptée.

SCHEU (1922) décrit une série de terrasses marines dans le Sulcis, l'Iglesiente et le Campidano, aux altitudes de 70, 100 et 200 mètres. Toutefois, GORTANI (1928) émit des réserves à ce sujet.

TARRICO (1935) a observé sur l'île de San Pietro des terrasses à couverture caillouteuse à 40, 50, 70, 85, 95, 100 et 150 mètres. Il y voyait des dépôts marins littoraux. Mais un travail récent, se basant sur la morphométrie des galets, a prouvé l'origine fluviale de ces formations (COCOZZA, 1966).

MORETTI (1951) a signalé un niveau marin du Tyrrhénien II à +25 m à Porto-Torrès, niveau dont il expliquait la position élevée par une action tectonique récente. Cependant, ses observations ne furent pas reportées sur la carte géologique officielle qu'il publia peu après (1959).

D'autres auteurs, tels CAPEDER (1906), FRANCHI (1910) ou TEICHMULLER (1931), ont envisagé également la présence de plages anciennes très élevées.

Mais en 1956, VARDABASSO fit la synthèse de toutes les observations et conclut que toutes ces surfaces planes littorales étaient liées soit à une paléo-hydrographie pré-quadernaire, soit à des surfaces d'abrasion marine tertiaire.

A cette même époque, MALATESTA (1953) décrivit sur le littoral d'Alghero, un replat côtier situé à une altitude légèrement supérieure à 30 mètres. Il pensait à une superficie aplanie par la mer et recouverte ensuite de dépôts éoliens contemporains d'une phase régressive ultérieure. Cet auteur envisageait un niveau tyrrhénien élevé.

Peu après, SEGRE (1954), observa dans le golfe d'Olbia deux niveaux marins : l'un situé entre 4 et 8 m alors que l'autre atteignait la cote de +20 m.

PELLETIER (1960) signale également des plates-formes côtières élevées d'origine marine en Nurra (60-80 m), en Gallura et dans l'Iglesiente :

"... en Nurra ... une surface absolument plane ne tenant aucun compte des différences de dureté des roches qu'elle tranche. A sa surface, on trouve des lambeaux de grès marins qui l'authentifient sans doute possible".

Toutefois, nous attribuons aujourd'hui à ces grès une origine éolienne (1ère partie, ch. V).

A proximité de Santa Teresa et sur l'île de la Maddalena, PELLETIER décrit des surfaces parfaitement horizontales situées entre 80 et 100 mètres. Il leur donne, avec réserve, une origine marine et pense même à un niveau calabrien, en se basant uniquement sur le critère altimétrique. Toujours en Gallura, sur le littoral d'Olbia, il observe deux niveaux d'aplanissement : le premier à 15-30 mètres et le second à 50-60 mètres atteignant même 70 mètres. Il estime que ces aplanissements devaient se raccorder à des niveaux marins situés nettement plus bas.

Dans l'Iglesiente, ce même auteur parle d'une banquette littorale à une altitude de 100-110 mètres et dont l'origine est aussi vraisemblablement marine.

Sur les côtes de Sardaigne orientale, le long du golfe d'Orosei, DIENI et MASSARI (1966) observent deux terrasses marines. La plus élevée, située vers 15 m, est attribuée à l'interglaciaire Mindel-Riss (Tyrrhénien I) et la plus basse (8 m) au Tyrrhénien II. Mais ces mêmes auteurs modifient ensuite leur avis à ce sujet (MASSARI et DIENI, 1973) : le niveau de 15 m appartiendrait au Tyrrhénien II et aurait ensuite été soulevé par des mouvements tectoniques développés pendant ce dernier interglaciaire, alors que le niveau de 8 m, remarquable par sa continuité, se serait développé pendant cette même période mais sans être affecté par cette tectonique récente.

Nos observations nous ont amené à voir d'autres niveaux marins élevés sur le littoral septentrional. Ils seront envisagés dans la première partie (chapitre VII). Il s'agit des niveaux de 20 et 65 m.

d) Les régressions de la mer au Quaternaire

Suite à un dragage effectué au large d'Olbia, une argile bleuâtre contenant de nombreuses coquilles typiques d'une faune froide - *Cyprina Islandica* L., *Isocardia cor* L. - fut trouvée à 2 m de profondeur. Vu la présence de ces fossiles, ce dépôt fut attribué au Calabrien ou au Sicilien (BLANC, 1936) par comparaison avec les autres gisements italiens similaires datés par GIGNOUX (1913). Aucune autre observation n'est cependant venue, depuis lors, confirmer cette hypothèse. VARDABASSO (1954) considère comme possible la survivance de cette faune froide, ce qui lui enlèverait toute valeur stratigraphique.

Récemment, en Méditerranée occidentale (Ligurie orientale), FEDERICI (1969-1972) récolta, à 130 m de profondeur, des exemplaires de faune froide - *Artica*(= *Cyprina*) *islandica*, *Isocardia cor* L. ... - qui, par datation absolue obtenue par la méthode Th 230/UR 238, furent attribués au Würm III (20.170 ± 2.000 ans et 18.870 ± 1.700 ans). Il s'agirait là d'un récent peuplement de faune froide atlantique en Méditerranée. Des traces de cette dernière invasion froide se retrouvent aussi dans le golfe de Cagliari où DI NAPOLI ALLIATA, STEFANINI et FIORAMONTI (1970) ont prélevé, par sondages, des sédiments marins caractérisés par la présence de plancton typique des eaux tempérées froides : *Globigerina quinqueloba* (jusque 87%), *Globigerina glutinata* (+ 29%) et *Globigerina pachyderma* (+ 20%). Ces dépôts pourraient aussi correspondre au Würm III. D'autres sédiments marins à pourcentage élevé de *Globigerina quinqueloba* furent également retrouvés dans le canyon de Castel Sardo, au nord de l'île (DI NAPOLI ALLIATA, RUSCELLI-ORNESI, 1970).

Le problème des coquilles "froides" d'Olbia est donc de nouveau posé car la découverte de FEDERICI ôte aux immigrés nordiques toute valeur de fossile guide pour le Calabrien ou le Sicilien, mais leur donne une signification uniquement comme indicateur climatique. Comme BLANC (1936) ne signalait pas à Olbia de coquilles pliocènes mêlées aux coquilles quaternaires et, faute d'éléments neufs, nous réservons notre jugement quant à la présence du Calabrien et du Sicilien en Sardaigne nord-orientale.

Des traces de mer froide du Quaternaire ancien ont cependant été repérées, par sondage, dans le graben du Campidano. Ainsi, à proximité d'Oristano, TILIA-ZUCCARI (1969) a signalé, entre -270 m et -275 m, un faciès marin où se retrouve *Globigerina pachyderma* forme froide quaternaire. D'autre part, non loin de Cagliari, un autre sondage a révélé, entre -50 et -80 m, un niveau argileux contenant aussi *Globigerina pachyderma* (PECORINI et POMESANO-CERCHI, 1969). Vu le recouvrement par d'épais dépôts, ces formations datent du Quaternaire inférieur, peut-être du Calabrien ou du Sicilien. Il est difficile d'être affirmatif en ce domaine.

Signalons que FERUGLIO (1924) avait repéré, par sondage, toujours dans le Campidano, des sédiments marins ou lagunaires à une grande profondeur qu'il ne précisait pas. Il les supposait appartenir au Quaternaire ancien ou au Pliocène.

Dans la région d'Orosei (Sardaigne orientale), MASSARI et DIENI (1973) signalent la présence de deux transgressions marines du Quaternaire ancien : une première serait attribuable au pré-Donau et une seconde contemporaine de l'interglaciaire Donau-Gunz. Ces deux formations encadrent la formation fluvio-lacustre de Nuraghe Casteddu et les coulées basaltiques d'Orosei considérées d'âge Donau. Ces auteurs ne donnent aucune indication climatique sur ces épisodes marins anciens.

En résumé, les témoins des mers froides quaternaires de Sardaigne peuvent se classer en deux catégories :

1) Ceux du Quaternaire inférieur, repérés par sondages dans le Campidano et situés d'une part entre -270 et -275 m, et d'autre part entre -50 et -80 m.

2) Ceux très récents qui correspondent sans doute au maximum de la régression würmienne et qui sont signalés au large de Cagliari et dans le canyon de Castel Sardo, à diverses profondeurs.

e) La transgression versilienne

La transgression versilienne, appelée parfois flandrienne, a envahi localement le littoral sarde. Cette mer aurait surtout colmaté les basses vallées des plus grands fleuves (Riu Mannu di Porto-Torrès, Coghinas, Tirso, Mannu, Flumendosa, Sa Picocca, Quirra, Posada, ...) et contribué à la formation des étages côtiers actuels comme, par exemple, au nord d'Alghero (MAXIA et PECORINI, 1968).

Cependant, c'est dans la région de Cagliari que la transgression marine versilienne est la mieux connue. En effet, ISSEL (1914) et GORTANI (1922) parlent de dépôts marins holocènes situés jusque +2 ou +4 mètres. Dans son intéressante reconstitution paléogéographique du golfe de Cagliari, SEGRE (1969) propose une limite pour l'extension de la transgression marine versilienne; celle-ci n'excéderait pas la cote de +1, +2 m.

A l'ouest de Cagliari, une formation argileuse fossilifère d'une puissance de 30 à 35 mètres fut aussi signalée (PECORINI et POMESANO-CERCHI, 1969). Ces dépôts furent attribués à la transgression la plus récente, celle du Versilien, car la faune et la flore y retrouvées sont semblables à celles vivant aujourd'hui dans l'étang de Cagliari.

Toujours par sondage, furent découverts, à l'est de Cagliari, des dépôts marins et lagunaires d'âge holocène jusqu'à une profondeur de 18,50 m (PALMERINI et ZUDDAS, 1972).

Au large de Cagliari, les traces de la transgression flandrienne furent retrouvées par E. DI NAPOLI ALLIATA (1968), par A.G. SEGRE (1969) et par A. GANDIN (1970) qui signala aussi des sédiments littoraux et saumâtres contenant une faune d'âge holocène.

D'autre part, SEGRE (1969) décrit des lignes de rivage versiliennes, aujourd'hui submergées dans le golfe de Palmas, entre l'île de San Antiocho et le Cap Teulada.

VI. LES TECHNIQUES SEDIMENTOLOGIQUES EMPLOYEES

Avant d'entrer dans le vif du sujet, nous croyons utile de présenter les techniques sédimentologiques que nous avons employées au cours de cette recherche.

1) L'étude des galets

A. La composition lithologique

La composition lithologique des affleurements étudiés a été réalisée en prélevant, en général, un échantillon minimum de 50 galets compris entre 40 et 80 mm de longueur. Lorsque nous nous sommes écartés de cette règle, nous le précisons dans le texte. Les valeurs qui sont présentées dans les descriptions sont toujours des pourcentages.

B. L'état de l'altération

Une évaluation de l'altération du cailloutis a été effectuée sur les galets qui ont servi à étudier la composition lithologique. Les cailloux ont été classés en galets altérés, très altérés et pulvérulents sur la base des règles ci-dessous :

Par galets altérés nous entendons les galets qui s'effritent sous les coups de marteau et se décomposent en gros fragments.

Dans les galets très altérés à pourris nous rangeons les cailloux qui, sous un seul coup de marteau, se transforment en petits fragments.

Par galets pulvérulents, nous comprenons les galets qui sous la simple pression du doigt ou sous un faible coup de marteau se désagrègent en fragments très petits.

Pour les galets de porphyre et de microgranite, nous précisons aussi s'il existe ou non un cortex blanc, cortex sans doute lié à la migration de sels de fer.

C. La morphométrie des galets

La morphométrie des galets nous a donné une idée du degré d'usure qui est fonction de la nature du caillou, du mode de transport, de la longueur de ce transport et, pour les galets de plage, du brassage par les vagues.

Nous avons choisi les trois indices définis par CAILLEUX et TRICART (1959, T₂, p. 259 et suivantes), à savoir

a) l'indice d'éroussé : $Em = \frac{2R}{L} \cdot 1000$

b) l'indice d'aplatissement : $Apl = \frac{L + l}{2E}$

c) l'indice de dissymétrie : $Dis = \frac{AC}{L} \cdot 1000$

où L désigne la plus grande longueur du galet; l la plus grande largeur mesurée sur un plan perpendiculaire à L; E la plus grande épaisseur mesurable perpendiculairement au plan Ll, tandis que AC désigne la plus grande distance, sur L, entre le plan contenant l et le bout du galet. R signifie le rayon de courbure de l'arête la moins éroussée. R a été mesuré sur une cible, le caillou étant disposé à plat sur celle-ci. Les autres dimensions du galet ont été mesurées au pied à coulisse.

Pour chaque station, l'indice retenu est la valeur médiane des différentes mesures obtenues. Sauf indications contraires, la plupart des mesures ont été effectuées sur des lots de 50 galets compris entre 40 et 60 mm de longueur.

Nous avons utilisé, suivant les régions, des galets de nature différente en choisissant de préférence les galets les plus résistants à l'altération et les plus nombreux. Nous avons ainsi employé :

- a) Les Quartz : en Nurra, sur l'Asinara, dans une terrasse du Bas-Coghinas, dans la région de Porto-Torrès.
- b) Les Trachytes : en Anglona et sur le littoral de Sorso.
- c) Les Porphyres permien : dans le bassin du Coghinas.

d) Les Microgranites : en Gallura et dans le bassin du Coghinas.

e) Les Granites : en Gallura, mais uniquement dans les formations récentes ou actuelles.

Si nous avons choisi les indices de CAILLEUX et TRICART, c'est qu'ils sont le plus couramment utilisés non seulement en notre Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Liège (A. PISSART, 1964; G. SERET, 1967; A. OZER et P. MACAR, 1968 ...) mais aussi dans le monde méditerranéen : en Sardaigne avec T. COCOZZA (1966), V. PALMERINI et S. BARCA (1973), en Corse avec O. CONCHON (1975), en Italie continentale avec R. DAL CIN (1967-1968) et P.C. CORTEMIGLIA (1974) ... Ils permettent ainsi d'utiles comparaisons entre les résultats obtenus par les différents chercheurs.

De tous ces indices, c'est de loin, l'éroulé qui traduit le mieux l'usure des galets et le mode de transport.

L'indice d'aplatissement reflète surtout la fracturation de la roche. Cependant, dans le domaine marin, il apportera des résultats très intéressants (Ière partie, ch. IV).

Quant à l'indice de dissymétrie, nous ne l'avons utilisé que pendant une saison, les informations qu'il nous apportait étant trop fragmentaires.

D. Le centile

Pour les mesures du centile nous avons utilisé dans nos recherches la méthode du pénécen-tile définie dans J. TRICART et A. CAILLEUX (1953, p. 750) :

"Les yeux fermés, posons le doigt ou le bout du pied sur un galet au hasard. Soit L_0 sa longueur. Prenant ce galet comme sommet, construisons un carré dont le côté ait pour longueur $10L_0$. Considérons le plus gros galet observable sur le carré. Soit L_1 sa longueur. Deux cas sont possibles $L_1 \leq L_0$ ou $L_1 > L_0$. Si $L_1 \leq L_0$, L_0 est la valeur cherchée.

Si $L_1 > L_0$, sur le galet L_1 pris comme sommet construisons un carré de côté $10L_1$. Considérons le plus gros galet observable : soit L_2 sa longueur. Ici encore, deux cas $L_2 \leq L_1$ ou $L_2 > L_1$. Et ainsi de suite jusqu'à ce que, partant du galet L_n , et construisant un carré de côté $10L_n$, on n'y trouve aucun galet supérieur à L_n . L_n sera la valeur cherchée. On l'appelle pénécintile."

Cette mesure donne approximativement un point de la courbe granulométrique à savoir la taille des sédiments les plus grossiers de la formation. Elle fournit aussi une indication sur la compétence de l'agent de transport responsable du dépôt étudié.

E. La disposition individuelle des galets

La disposition individuelle des galets permet de préciser la direction et le sens de l'agent de transport qui les a mis en place.

L'étude statistique porte généralement sur 50 galets choisis parmi les plus gros. Pour chaque galet, après l'avoir dégagé de la coupe, nous avons mesuré l'orientation de sa plus grande longueur (L) et ensuite la direction du pendage du plan constitué par l (largeur) et L .

Les orientations des galets sont présentées sur des roses d'orientation dites roses de Lundquist (CAILLEUX et TRICART, 1959, T₁, p. 292). Elles permettent de faire apparaître les orientations qui, statistiquement, sont les plus fréquentes, ce qui donne la direction d'écoulement de l'agent responsable du dépôt : s'il s'agit de formations fluviatiles, l'inclinaison permet de préciser le sens d'écoulement du cours d'eau.

2) L'étude de la fraction fine

A. Granulométrie de la fraction fine

La granulométrie de la fraction supérieure à 105 μ a été effectuée par tamisage.

Nous avons utilisé une série de tamis Tyler, à progression géométrique de $\sqrt{2}$ et s'étalant jusqu'aux mailles de 105 μ (tamis de 105, 149, 210, 297, 420, 595, 841, 1190 et 1680 μ ...).

Pour la fraction comprise entre 20 et 105 μ , un élutriateur d'Andrews, à courant d'eau ascendant a permis de dégager les portions supérieures à 60 μ et à 20 μ .

Enfin, pour la fraction inférieure à 20 μ , nous avons utilisé la balance de sédimentation.

Courbe granulométrique - Indices

Les granulométries sont traduites en courbes cumulatives semi-logarithmiques et nous en avons tiré une série d'indices tels que la médiane et le mode. Parfois nous donnons aussi le pourcentage de sédiment inférieur à 150 μ , 20 μ ou 2 μ .

Les indices de classement ont été aussi mesurés

a) le H_e de Cailleux (Cailleux et Tricart, 1959, p.154)

b) le Q de ϕ de Krumbein = $\frac{\phi 75 - \phi 25}{2}$

c) le sorting de Folk et Ward: So.F.W. = $\frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6,6}$

Nous avons parfois aussi utilisé la moyenne de Folk et Ward

$$(M_z = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3})$$

et l'indice d'asymétrie de Folk et Ward

$$\frac{\phi 84 + \phi 16 - 2 \phi 50}{2 (\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 95 + \phi 5 - 2 \phi 50}{2 (\phi 95 - \phi 5)}$$

Un programme IBM mis au point par J. GILMANN, A. LAURANT et S. ALEXANDRE a permis le calcul rapide de ces indices.

B. La morphoscopie des grains de quartz

La morphoscopie des grains de quartz a été étudiée après tamisage et les fractions de 297/420; 420/595; 595/841; 841/1190 et 1190/1680 μ ont été examinées au microscope binoculaire. Suivant une méthode publiée par le L.I.G.U.S. (1958), nous avons distingué d'une part la forme des grains : anguleux, sub-émoussés, émoussés, ovoïdes et ronds et d'autre part, l'état de leur surface : mat, luisant ou picoté-luisant.

Des examens rapides complémentaires ont aussi été réalisés quelquefois sur la fraction unique 595/841 μ car c'est à cette taille que le façonnement éolien est le plus sensible (CAILLEUX et TRICART, 1959, T₁, p. 74).

C. Colorimétrie

L'évaluation de la couleur des sédiments a été effectuée au moyen d'une charte de couleur (Standard Soil Color Charts - 1967) de fabrication japonaise sur un échantillon préalablement humecté. Suivant cette méthode, toutes les couleurs peuvent être exprimées par trois caractéristiques :

- 1) la gamme qui représente le spectre dominant : rouge (R), jaune (Y) ...
- 2) la valeur qui indique la clarté relative de la couleur.
- 3) l'intensité qui augmente graduellement avec l'augmentation de son éclat.

Ainsi, une couleur sera notée successivement par la gamme, la valeur puis l'intensité, par exemple : 10R4/4 : rouge
5YR6/6 : orange
7,5YR4/6 : brun
10YR5/6 : brun jaunâtre

D. La teneur en calcaire

Afin de différencier les paléosols des grès encaissants, la calcimétrie a été effectuée pour quelques sédiments du Quaternaire de l'Anglona. A cette fin, le calcimètre de Bernard a été utilisé (TRICART et CAILLEUX, 1959, T₁, p. 29).

E. La teneur en feldspaths

Dans un but similaire, la teneur en feldspaths a aussi été mesurée dans les mêmes sédiments (Ière partie, ch. I). Cette méthode s'est avérée rentable et les résultats qu'elle a fournis ont pu être parallélisés avec les teneurs en calcaire.

Il s'agit d'une coloration sélective de minéraux suivant la technique de BAILEY et STEVENS (1960) décrite dans A. PARFENOFF et al. (1970, p. 170 et 171). Cette technique permet de colorer en jaune les feldspaths potassiques, et en rose les plagioclases, tout en ne modifiant pas l'aspect des quartz.

Les grains ainsi traités sont disposés sur un carton mat de couleur noire et observés au binoculaire où 50 grains sont comptés. Cette opération a parfois été répétée plusieurs fois.

VII. LES DOCUMENTS UTILISES

Notre recherche sur le versant septentrional de la Sardaigne a été précédée par l'examen approfondi d'une série de photos aériennes. Celles-ci proviennent d'un vol exécuté en juillet 1955 pour l'Istituto Geografico Militare de Florence. Ces photos, à l'échelle approximative du $1/38.000^{\circ}$, sont de qualité inégale. Leur interprétation nous a cependant permis de repérer la plupart des placages de grès dunaires pléistocènes et de dunes holocènes.

Par après, nous avons consulté un vol particulier réalisé pour la construction de l'Aqueduc Coghinas - Porto-Torrès. Ce vol -de qualité remarquable- nous a permis de trouver des terrasses du Coghinas qui jusque là nous avaient échappé.

En ce qui concerne les documents cartographiques, nous avons utilisé les cartes topographiques récentes au $1/25.000^{\circ}$ de l'Istituto Geografico Militare ainsi que des cartes particulières dressées par des firmes privées (carte de l'Aqueduc au $1/5000^{\circ}$, carte de la Bonifica du Coghinas au $1/10.000^{\circ}$).

D'autre part, pour les cartes géologiques, nous n'avons la couverture que de la moitié de notre territoire de recherche avec les cartes au $1/100.000^{\circ}$ de Sassari (n° 180), de Porto-Torrès (n° 179) et de l'Asinara (n° 166). La carte de la Gallura (Isola Rossa - La Maddalena, n° 167-168) est seulement sortie de presse en 1975 et nous n'en avons donc pas disposé lors de notre recherche de terrain. Le seul document valable pour ce secteur était la carte géologique de la Sardaigne de S. VARDABASSO (1949) dressée au $1/750.000^{\circ}$.

I^{ère} partie

LA MORPHOLOGIE COTIERE

I N T R O D U C T I O N

Le but des recherches géomorphologiques que nous avons menées sur la bordure littorale du versant septentrional de la Sardaigne est de reconstituer la paléogéographie de cette région au cours du Quaternaire et de l'intégrer dans le monde méditerranéen.

Pour ce faire, nous avons surtout dirigé nos efforts vers l'étude des terrasses marines, ainsi que des dépôts qui y sont associés ou qui les recouvrent. Ces dépôts consistent surtout en des accumulations éoliennes mises en place lors de phases marines régressives. Pour mieux comprendre ces formes héritées et ces dépôts fossiles, nous nous sommes aussi intéressé à la morphologie du littoral actuel et à sa dynamique en axant nos observations sur la morphométrie des galets.

Notre territoire de recherches a été subdivisé en divers secteurs géologiquement ou morphologiquement bien distinct. Il s'agit d'ouest en est : de l'île de l'Asinara, de la Nurra septentrionale, du Sassarese, de l'Anglona, de la dépression du Coghinas et des versants nord-occidental et septentrional de la Gallura.

C'est par l'Anglona, secteur de loin le plus riche en dépôts quaternaires que nous commencerons la présentation de notre étude du littoral de la Sardaigne.

C H A P I T R E I

LE LITTORAL DE L'ANGLONA

La morphologie de la bordure côtière de l'Anglona paraît, à première vue, assez simple car elle présente généralement la succession suivante, de bas en haut :

d'abord une plate-forme d'abrasion marine souvent très large (plus de 50 m), développée entre -0,50 m et +0,30 m ;

ensuite une falaise haute de 20 à 50 m qui aboutit à un replat remarquable dans le paysage et dont la largeur va de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Ce replat présente souvent une pente douce vers la mer. Il précède un abrupt taillé dans les formations tertiaires des monts de l'Anglona.

Les falaises, coupes naturelles par excellence, dévoilent l'histoire géologique de cette région et aident ainsi à mieux comprendre la genèse des replats littoraux. Aussi, nous proposons-nous de passer en revue, d'ouest en est, les côtes d'Anglona (fig.1.1.1) en nous attardant tant aux falaises qu'à la morphologie de la côte et aux dépôts qui recouvrent la plage. A ces observations, nous ajouterons, en complément, les données recueillies dans une tranchée réalisée pour l'aqueduc industriel de Porto-Torrès. Cette entaille artificielle, longue de plusieurs kilomètres, est parallèle à la côte et recoupe le replat littoral parfois sur une profondeur de plusieurs mètres.

I. DESCRIPTION DES COUPES (fig.1.1.1)

A. Pedras de Fogu

La falaise de Pedras de Fogu (fig.1.1.2) est taillée dans des dépôts sableux consolidés : il s'agit surtout de grès d'origine éolienne interrompus localement par des apports torrentiels et des horizons rubéfiés.

De bas en haut, on rencontre les unités suivantes :

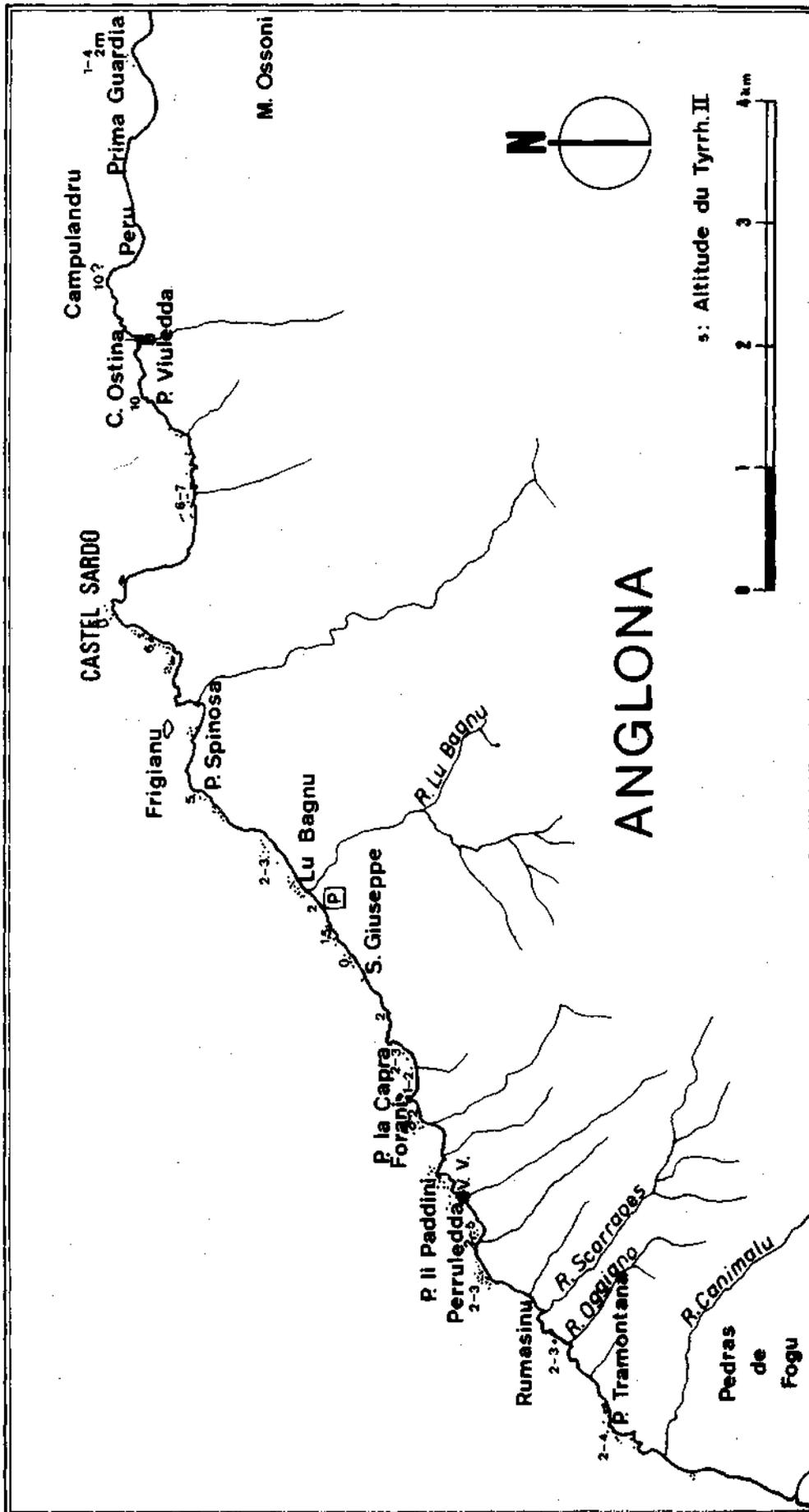


Fig. 1.1.1.1.-Les côtes de l'Anglona. Altitude de la plate-forme du Tyrrhénien II.

1)* Un horizon rubéfié de 20 cm de puissance, limono-argileux dans sa partie inférieure devenant plus sableux vers le haut. La coloration du faciès limono-argileux est de 7,5 YR 4/3 (brun) et celle du faciès sableux de 7,5 YR 5/4 (brun mat). La teneur en calcaire de l'horizon inférieur est de 16 % seulement. C'est dans cet horizon que nous avons récolté un reste de bois de cervidé, mal conservé, attribué vraisemblablement à *Nesoleipoceros cazioti* (*Megaceros cazioti*) (détermination J.M.CORDY).

2) Une dalle résistante de grès à ciment calcaire (teneur en calcaire: 47 %) d'une dizaine de centimètres de puissance et où aucune stratification n'est apparente. Ce sédiment présente un mode entre 297 et 420 μ (36%), alors que 1 % de l'échantillon est inférieur à 20 μ .

3) Un épisode de grès à ciment calcaire (teneur en calcaire: 49 %) d'origine éolienne. Ce grès présente des stratifications entrecroisées et, localement, des tubulures verticales consolidées, témoins d'anciennes racines. D'autre part, en certains endroits, on observe des cannelures horizontales orientées entre N 120°E et N 150°E, la moyenne étant N 145°E. La granulométrie d'une fine strate de ce grès montre un sable bien classé (Hé: 0,35; Q de ϕ de Krumbein: 0,37; So F.W.: 0,54) dont le mode se situe entre 297 et 420 μ (34 %) La très faible proportion de grains fins est remarquable (0,5% < 20 μ). La morphoscopie des grains de quartz et de feldspath montre que la majeure partie d'entre eux est constituée de grains subémoussés-mats alors que très peu de grains sont ovoïdes ou ronds-mats. Ceci témoigne d'un transport éolien certes, mais sur une courte distance. En outre, dans la classe 297-420 μ seulement, on dénombre 8 % de grains émoussés luisants et 28 % de subémoussés luisants, ce qui indique un façonnement marin et laisse supposer que la mer ne devait guère être éloignée.



Fig.1.1.2

Falaise de Pedras de Fogu taillée dans les dépôts du Würm.
A l'avant-plan, la plate forme d'abrasion surmontée par les beach-rocks.

* Les numéros sont repris sur la coupe

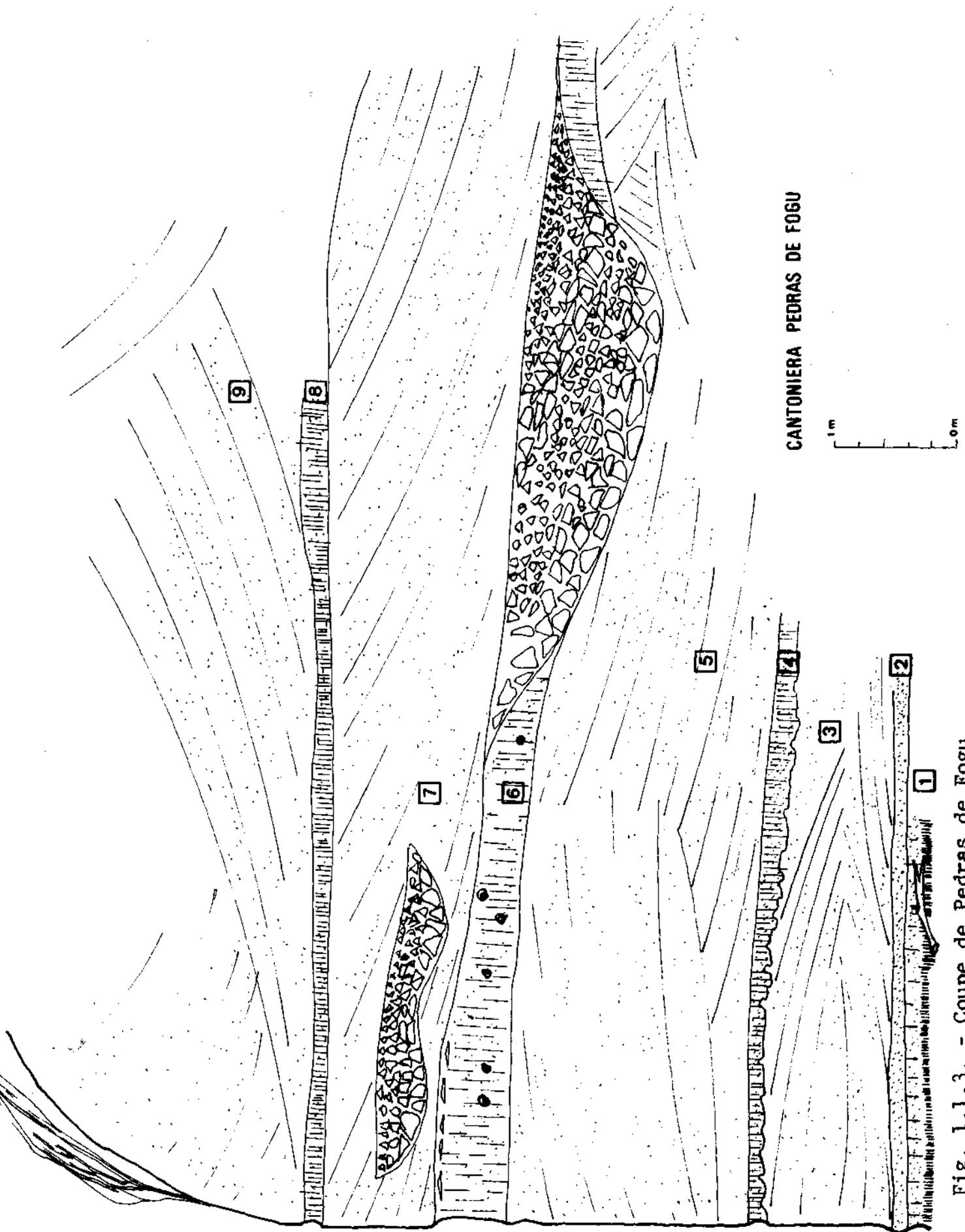


Fig. 1.1.3. - Coupe de Pedras de Fogu.

4) Un horizon rubéfié de 10 cm de puissance seulement, développé au départ de la formation gréseuse sous-jacente dont de nombreux éléments n'ont pas été digérés. L'analyse granulométrique de la partie meuble de cet horizon montre que 7 % du sédiment est inférieur à 20 μ et que le mode est constitué par la fraction comprise entre 297 et 420 μ (29 %). D'autre part, la teneur en calcaire diminue fortement et est de l'ordre de 27 %. La coloration de ce sédiment est de 10 YR 4/6 (brun).

5) Un grès à stratification entrecroisée de nature éolienne et de 2 à 3 m de puissance.

6) Un horizon limono-sableux rubéfié d'une puissance de 60 cm environ, interrompu localement par une large lentille fluviatile (fig.1.1.4). La coloration de ce limon sableux est de 7,5 YR 5/3 (brun mat). La granulométrie montre que 42 % du sédiment est inférieur à 105 μ et 30 % inférieur à 20 μ . Le mode est, ici aussi, localisé entre 297 et 420 μ (19 %). Quant à la teneur en calcaire, elle atteint 29 %. Signalons que cet horizon contient de nombreux gastéropodes terrestres. Il est aussi surmonté par des galets anguleux disposés à plat.



Fig.1.1.4

Lentille torrentielle
d'âge Würm.
Pedras de Fogu.

La lentille torrentielle (fig.1.1.4) qui interrompt cet horizon présente un gradé-bedding très net. Les cailloux qui la composent sont constitués essentiellement de trachytes dont l'éroulé est faible: 143 (mesure effectuée sur 27 galets de trachyte compris entre 40 et 60 mm). La rose d'orientation montre qu'une majorité de galets est allongée entre N 70°E et N 90°E (fig.1.1.5) ce qui correspond à l'orientation de l'axe du torrent. Cette disposition inhabituelle pourrait être due à un transport en masse sous forme de "lave torrentielle". Cette accumulation est sans doute liée à un ancien tracé du Riu Canimalu.

7) Un nouvel épisode gréseux à stratification entrecroisée présentant des tubulures verticales (traces de racines). Ce grès est aussi interrompu par une autre lentille fluviatile que nous n'avons pas étudiée à cause de son accès malaisé.

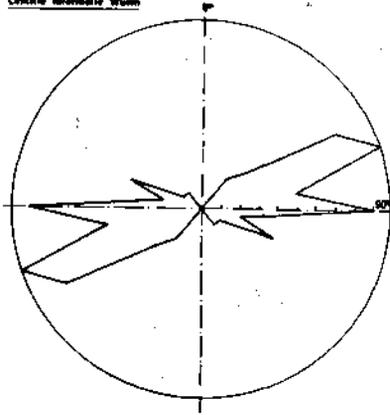


Fig.1.1.5

Rose d'orientation
Lentille torrentielle
Pedras de Fogu

8) Un horizon rubéfié mal défini auquel nous n'avons pu accéder.

9) De nouveau des apports éoliens souvent masqués par la végétation.

En outre, cette falaise est précédée par une large plate-forme d'abrasion actuelle taillée dans une formation miocène à stratification monoclinale. L'érosion marine a découpé le substratum en une série de micro-cuestas (fig.1.1.6). Sur cette plate-forme, on remarque également des dalles parfois très étendues de grès d'une puissance de 20 à 30 cm dont l'aspect suggère un grès de plage: s'agit-il d'un beach-rock actuel ou tyrrhénien ? Il est malaisé de se prononcer à ce sujet. Localement, ce grès fait place à un conglomérat (fig.1.1.2).

L'analyse granulométrique de ce grès montre qu'il s'agit d'un sable très bien classé (Hé: 0,27; Q de ϕ : 0,37; Sorting F.W.: 0,65) mais dont le mode se situe entre 595 et 841 μ (46 %). Seulement 0,24 % du sédiment est inférieur à 20 μ .

La teneur en calcaire de ce grès est élevée: 48 %.

Quant à l'analyse morphoscopique des grains de quartz, elle laisse apparaître dans toutes les classes granulométriques envisagées une proportion de 10 à 48 % de grains émoussés-luisants, ce qui confirme le façonnement marin.

Au-dessus de la falaise (20 m), débute un replat bien marqué, taillé dans le grès éolien et qui s'avance jusqu'à la Cantoniera (37 m). La tranchée de l'aqueduc est située au sud de la Cantoniera et montre le grès éolien traversé par de nombreuses lentilles caillouteuses, comparables à celles qui ont été observées dans la falaise ainsi que par des horizons rubéfiés: respectivement 7,5 YR 6/6 pour l'un et, entre 7,5 YR 5/4 et 10 YR 5/4 pour l'autre.



Fig.1.1.6

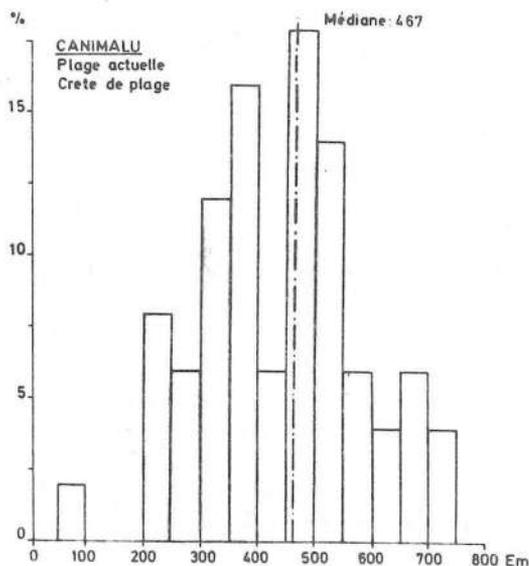
Plate-forme d'abrasion
actuelle.
Micro-cuestas.

B. Baie de Canimalu

Au débouché du riu de Canimalu, s'ouvre une petite baie au fond de laquelle viennent s'accumuler les galets de la plage actuelle.

L'émoussé de ces galets, mesuré sur 50 cailloux entre 40 et 60 mm, est de 467. L'histogramme d'émoussé (fig.1.1.7) est bimodal. Le premier mode se situe entre 350 et 400 et le second entre 450 et 500. La bimodalité de l'histogramme pour les émoussés des galets de trachyte sera chose courante comme nous le verrons par après.

Fig.1.1.7



Histogramme d'émoussé
Canimalu

Les flancs de cette baie sont taillés, comme à Pedras de Fogu, dans un grès éolien qui, ici aussi, est fréquemment interrompu par des épisodes torrentiels. Deux horizons rubéfiés bien marqués ont été ainsi repérés ainsi qu'un troisième mais de façon intermittente.

A l'est de la baie, le grès éolien se prolonge sous la mer et est entaillé en plate-forme d'abrasion. Ce grès est également sculpté par d'importantes vasques à fond plat dont le développement latéral fait qu'elles s'érodent l'une l'autre, ne laissant parfois subsister que des chicots. En outre, on remarque aussi des marmites plus profondes, liées à une érosion mécanique.

Un échantillon de ce grès a été analysé et montre un sable bien classé (Hé: 0,35; Q de ϕ : 0,37; Sorting F.W.: 0,63) présentant un mode très net entre 297 et 420 μ (37,2 %) et ne contenant que 2 % de grains < 105 μ . La morphoscopie des grains de quartz montre surtout des grains subémoussés à émoussés-mats, ce qui témoigne d'un transport éolien. Cependant, un pourcentage non négligeable de subémoussés-luisants laisse à penser que la place devait être toute proche. Signalons, en outre, que la teneur en calcaire est ici fort élevée: 59 %.

Localement, on observe des débris de grès éolien provenant du démantèlement de la falaise qui s'accumulent sur la plage et qui sont soudés l'un à l'autre par un mince ciment calcaire. Ils forment donc un beach-rock actuel.

C. Punta Tramontana

La partie occidentale de la Punta Tramontana est interdite d'accès car elle est occupée par une installation portuaire privée entourée de barbelés.

A l'est de ces installations, à la Punta Tramontana proprement dite, la falaise est particulièrement démantelée. Derrière une accumulation importante de débris, on peut reconnaître la succession suivante (fig.1.1.8).

1) Au niveau de la mer, une plate-forme d'abrasion taillée dans une formation conglomératique miocène.

2) Vers deux mètres, une plate-forme d'abrasion fossile taillée dans cette même brèche tertiaire.

Punta Tramontana

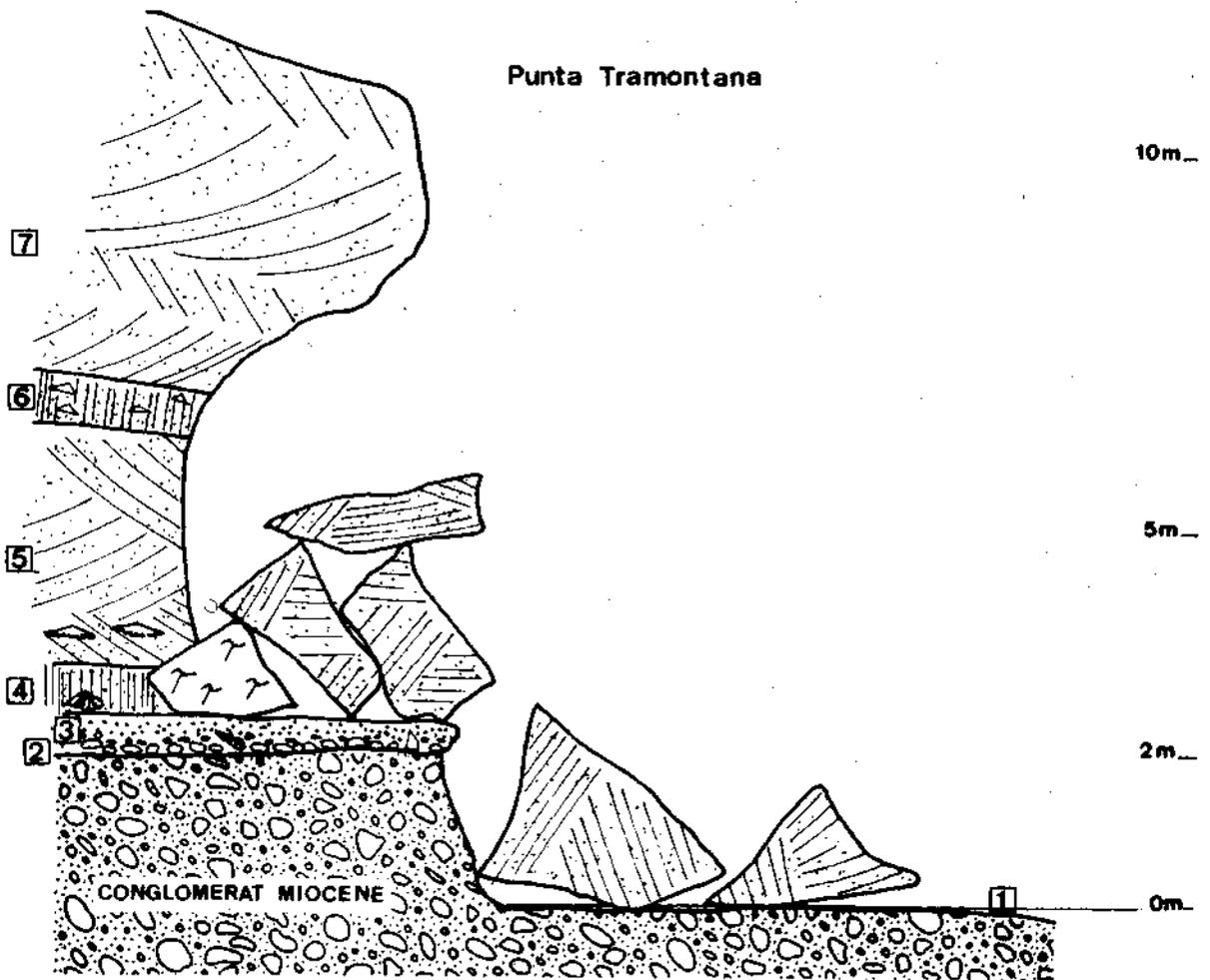


Fig.1.1.8. Falaise de la Punta Tramontana

3) Sur cette ancienne plate-forme repose un conglomérat de plage fossilifère contenant, entre autres, des *Cerithium* et des *Conus*. La puissance de cette formation marine est variable, elle oscille entre 5 et 20 cm mais peut atteindre jusqu'à 2 m. Dans ce dernier cas, on observe une superposition d'un conglomérat contenant des éléments de plus en plus fins, puis d'un grès de plage.

4) Au-dessus de cette formation marine, reposent:

- a. de gros blocs peu ou pas émoussés de trachyte
- b. un horizon meuble rubéfié, de 70 cm de puissance développé au départ du dépôt marin sous-jacent. Sa coloration oscille entre 7,5 YR 4/6 et 10 YR 4/6 (brun).

5) Un grès à stratification entrecroisée très nette, d'origine éolienne, contenant des morceaux plats de coquilles marines (fig.1.1.9). Ces débris coquilliers, dont la longueur maximum peut atteindre 5 cm, témoignent d'une part de la violence du vent qui les a transportés jusque là et, d'autre part, de la proximité de la mer. Des cannelures horizontales mal définies ont été repérées dans ce grès et présentent une orientation de N 95°E.

6) Un horizon rubéfié de 70 cm de puissance contenant çà et là des débris anguleux de trachyte.

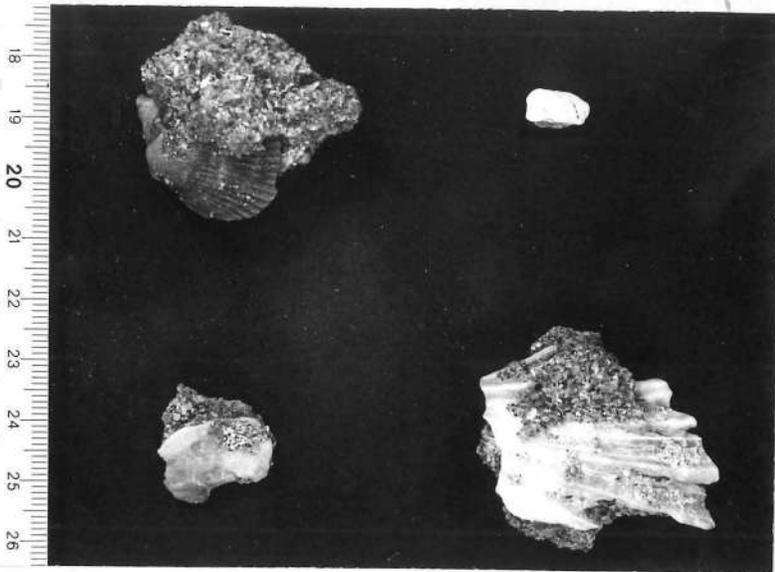


Fig.1.1.9

Morceaux de coquilles
transportés par le
vent.

7) Un épisode de grès, à stratification entrecroisée,
particulièrement démantelé.

Il est à remarquer que le recul de la falaise se fait de
façon différentielle. C'est ainsi que le grès de plage fossile qui
ne présente pas de stratification forme une ensemble très résis-
tant par rapport au substratum miocène sous-jacent et par rapport
aux formations supérieures qui sont soit des horizons meubles
facilement érodables, soit des dépôts éoliens qui se débitent
aisément suivant les joints de stratification.



Fig. 1.1.10

Evolution de la falaise
(hauteur: 10 m) taillée
dans le grès du Würm.
La stratification entre-
croisée est remarquable.

Le recul de la falaise est donc responsable:

1. de la mise en évidence d'une banquette de grès marin (fig. 1.1.8)
2. d'un surplomb taillé dans le grès éolien (fig.1.1.10)
3. d'accumulations importantes de débris de ce grès (fig.1.1.10).

A l'est de la Punta Tramontana, le bed-rock miocène est constitué par une formation lacustre grisâtre assez tendre (m_1) taillée horizontalement vers 3,5 - 4 m et surmontée par un conglomérat puis par un grès de plage. Ces dépôts marins ont généralement 1,5 m de puissance. La falaise est ensuite taillée dans les grès éoliens.

A hauteur d'un restaurant, le conglomérat de plage ancien est caractérisé par la présence en son sein de galets roulés et de blocs émoussés de grès marins. Leur présence est la preuve indirecte de l'existence d'un autre niveau marin encore plus ancien et aujourd'hui démantelé.

Dans le grès éolien qui surmonte la formation marine, on remarque encore des cannelures horizontales orientées N 125°E, alors qu'à l'est de cette auberge, elles sont orientées entre N 95°E et N 105°E. Ce grès éolien est aussi caractérisé par des concrétions tubulaires verticales, traces d'anciennes racines. Il est aussi interrompu par des passées caillouteuses subhorizontales et par un horizon rubéfié de coloration brune (7,5 YR 4/6).

L'analyse granulométrique d'un échantillon de cet horizon montre un sable présentant un mode très net entre 297 et 420 μ (33 %) (6 % du sédiment est inférieur à 20 μ).

La morphoscopie des grains de quartz montre, pour toutes les classes analysées, une majorité de grains émoussés-mats (58 à 68 %).

Les résultats de la granulométrie et de la morphoscopie prouvent que cet horizon s'est développé au départ d'un grès éolien.

Toujours à hauteur de cette auberge, une couche de travertin actuel recouvre la base de la falaise, taillée dans le Miocène, sur une vingtaine de mètres de long.

A l'est de l'auberge, une coupe assez intéressante peut être observée (fig.1.1.11). La falaise découvre de bas en haut:

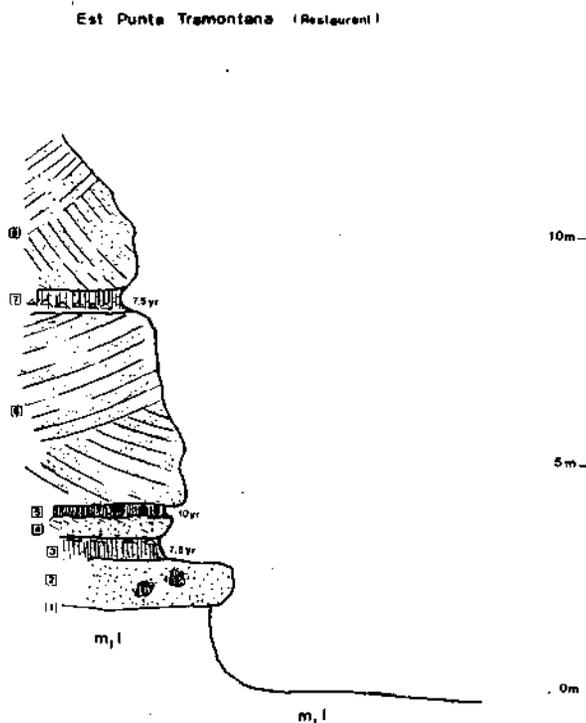


Fig. 1.1.11. Coupe à l'est de la Punta Tramontana (les numéros renvoient à la description de la coupe).

1. Vers 2 m, une plate-forme taillée dans le bed-rock miocène.

2. Un mètre de grès de plage.

3. Un horizon rubéfié de coloration 7,5 YR 4/6 (brun), de 50 cm de puissance, et contenant dans sa partie supérieure des éléments anguleux de trachyte. Cet horizon est constitué par un sable dont seulement 7 % est inférieur à 20 μ . Il présente un mode entre 297 et 420 μ (26 %), cependant son classement n'est guère exceptionnel (Hé de Cailleux: 0,5). L'analyse morphoscopique montre qu'il est constitué, dans toutes les classes granulométriques envisagées, de nombreux grains émoussés-mats (30 à 54 %), d'ovoïdes-mats (jusqu'à 8 %) et de ronds-mats (jusque 12 %), ce qui indique une origine éolienne certaine. Cependant, un pourcentage pouvant atteindre 12 % des grains émoussés-luisants témoigne de la proximité de la mer. On peut donc imaginer que cet horizon s'est développé aux dépens d'une ancienne dune de plage.

4. Un dépôt de grès éolien de 50 cm de puissance caractérisé par des cannelures horizontales dont nous avons parlé plus haut.

5. Un nouvel horizon rubéfié, de 20 cm environ de puissance, de coloration 10 YR 4/6 (brun) contenant de nombreux éléments non digérés du grès sous-jacent. Il s'agit d'un sable dont le mode se situe entre 297 et 420 μ (25 %) et qui contient

une proportion moindre de grains inférieurs à 20μ (3 %) que dans l'horizon précédent. Le classement est, ici aussi, relativement médiocre ($Hé = 0,5$).

L'examen morphoscopique des grains de quartz montre une grande abondance de grains subémoussés à émoussés-mats, des ovoïdes-mats moins nombreux (2 à 18 %) et de rares ronds-mats (0 à 2 %). Les grains émoussés-luisants sont peu nombreux (0 à 8 %), ce qui signifie une influence marine moins forte que dans l'horizon précédent.

6. Un épisode important de grès éolien, à stratification entrecroisée très nette.

7. Un dernier horizon rubéfié de coloration 7,5 YR 5/6 (brun vif) associé à des lentilles fluviatiles. Ce sédiment est constitué par un sable mieux classé que les précédents ($Hé: 0,4$; Q de $\phi: 0,6$). Il présente un mode entre 297 et 420μ (28 %) mais 8 % de son poids est inférieur à 20μ .

8. Un dernier épisode éolien consolidé.

Vers l'est, le grès éolien est toujours caractérisé par une série de cannelures horizontales. Ainsi, à la première avancée à l'est du restaurant, ces cannelures sont orientées entre $N 125^{\circ}E$ et $N 130^{\circ}E$. Non loin de là, d'autres structures semblables sont orientées nord-sud. Dans la première anse vers l'est, elles sont observées à la base du premier épisode éolien et présentent des orientations oscillant entre N et $N 10^{\circ}E$.

D. Embouchure du Riu Oggiano

La plate-forme d'abrasion fossile qui est taillée dans le miocène se poursuit sans discontinuité vers 2-3 m de haut depuis la punta Tramontana jusqu'à l'embouchure du riu Oggiano. Elle est aussi caractérisée, de même que la plate-forme actuelle, par des micro-cuestas dues à la mise en évidence de bancs plus résistants.

Parmi les dépôts de plage qui reposent sur la plate-forme fossile, nous avons recueilli quelques galets émoussés de grès d'origine marine comme l'atteste leur analyse granulométrique.

Ce sédiment présente deux modes bien marqués, le premier se situe entre 1680 et 2380μ (37 %) et le second moins important entre 149 et 210μ (6 %). L'excellent classement ($Hé: 0,32$) de la partie grossière témoigne de l'origine marine de ce

sable. Le façonnement marin est confirmé par la présence de nombreux grains de quartz sub-émoussés à émoussés-luisants. Ce galet de grès a donc été emprunté à un dépôt marin plus ancien.

La falaise qui surmonte cette formation marine présente la succession suivante (fig.1.1.12) et désormais classique pour la région.

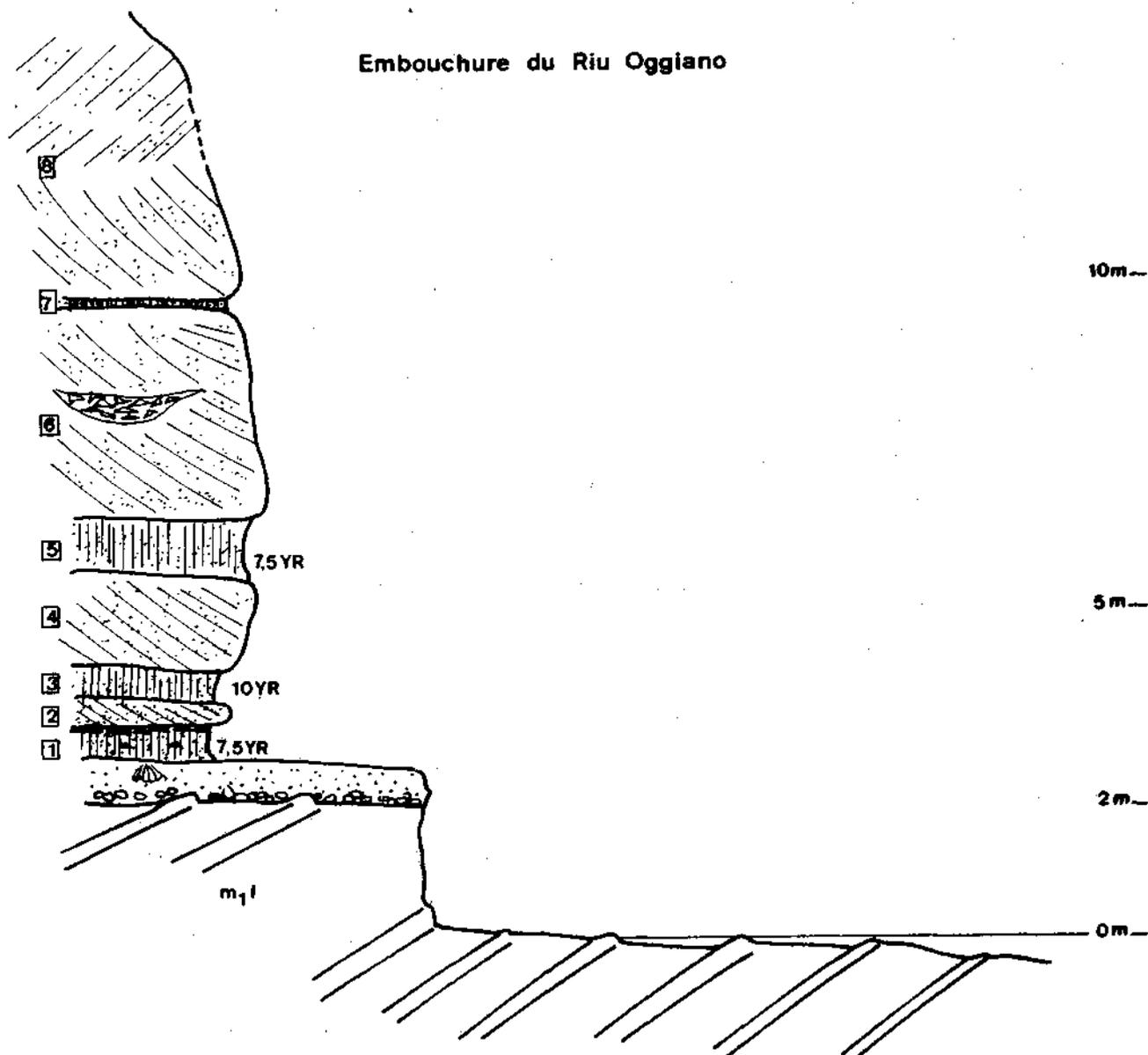


Fig. 1.1.12. Coupe à proximité de l'embouchure du Riu Oggiano.

1. Un premier horizon rubéfié: 7,5 YR 4/4 (brun) (Plus à l'est, la coloration est de 7,5 YR 4/6). Cet horizon contient en son sein des éléments anguleux de trachyte et est surmonté par une couche contenant de nombreux galets anguleux de trachyte disposés à plat.

2. Un épisode restreint de grès éolien.

3. Un second horizon rubéfié: 10 YR 3/4 (brun rouge mat).

4. Un épisode de grès éolien associé à une lentille caillouteuse et présentant quelques cannelures horizontales orientées N 150°E. On y observe aussi des coquilles de gastéropodes terrestres.

5. Un troisième horizon rubéfié: 7,5 YR 4/6 (brun).

6. Un épisode de grès éolien.

7. Un horizon peu épais rubéfié.

8. Un dernier épisode de grès éolien.

Le recul de la falaise entraîne la formation de vallées suspendues, comme c'est le cas pour le Riu Oggiano ou le Riu Scorraoes qui est tout proche. Le niveau de base de ces petits ruisseaux est constitué par la plate-forme d'abrasion fossile sur laquelle l'érosion verticale est freinée. C'est généralement par une cascade que ces ruisseaux aboutissent sur la plage actuelle (fig.1.1.13). Au débouché du riu Scorraoes, la cascade est associée à des dépôts de travertin qui continuent à se former actuellement.



Fig.1.1.13

Embouchure du Riu Scorraoes.

Plate-forme d'abrasion du Tyrrhénien II vers 3 m, surmontée par une dalle de grès marin.

E. Rumasinu

Dans l'anse de Rumasinu qui débute à l'ouest par l'embouchure du Riu Scorraoes, la plage est constituée par une accumulation de cailloux de trachyte, accumulation qui forme un cordon qui précède une falaise morte subactuelle. Cette dernière présente la même succession de dépôts que celle décrite plus haut.

Aucune coupe continue n'a cependant pu être observée à cause des dépôts de pente et de la végétation.

A l'est de cette anse, la plate-forme fossile se poursuit sans discontinuité. Les dépôts marins anciens dont la puissance varie entre 1 m et 1,5 m atteignent parfois une épaisseur de 2,80 m. Cette formation est fossilifère. Nous avons reconnu entre autres des exemplaires de *Patella ferruginea* ce qui permet d'attribuer cette plage au Tyrrhénien II. Ces dépôts marins sont surmontés par un horizon rubéfié dans lequel on rencontre aussi quelques coquillages marins, ce qui démontre qu'il s'est développé au départ de la formation sous-jacente.

Vers le haut, la falaise est taillée dans la formation éolienne et est interrompue localement par des épandages sub-horizontaux de galets anguleux et par des horizons rubéfiés.

F. Avancée à l'ouest de Perruledda

A l'ouest de Perruledda, le replat littoral est très bien marqué dans le paysage (fig.1.1.14). Il débute à 15 m au sommet de la falaise pour atteindre 30 m à 200 m plus loin, à hauteur de la route, ce qui signifie une pente moyenne de 7,5 %. Ce replat, comme la falaise est taillé dans les grès éoliens.



Fig. 1.1.14

Replat littoral appelé aussi "Rasa Construite" taillé dans les grès éoliens du Würm.

Sous la maison, on devine la plate-forme d'abrasion fossile (flèche).

Dans ce secteur, la falaise est précédée par une plate-forme d'abrasion actuelle assez vaste, surmontée çà et là de gros blocs de trachyte. Ces blocs donnent une idée de l'extension de la plate-forme d'abrasion fossile sur laquelle ils reposaient. En effet, il est exclu que ces blocs de trachyte se soient

mis en place actuellement car ils auraient été interceptés par le replat. Par contre, sur la plate-forme fossile, reposent souvent de tels blocs. Ceux-ci se sont donc mis en place entre la phase marine de 2-3 m et les apports éoliens.

En outre, les dépôts marins sont fossilifères et se présentent souvent sous l'aspect d'un grès coquillier dont la puissance est généralement de l'ordre de 50 cm.

G. Anse de Perruledda

1. A l'ouest du village de vacances

La plate-forme d'abrasion se retrouve, à l'ouest de cette anse, à une hauteur de 5 m et n'est surmontée que par quelques galets marins, puis, sur une hauteur de 20-25 mètres, par des grès éoliens. En se dirigeant vers le village de vacances, l'altitude de cette plate-forme passe progressivement à 3,5 m puis à 2,6 m pour atteindre même localement 2 m.

L'érosion marine a aussi permis le développement d'une grotte de 5 m de profondeur liée à l'élargissement d'une faille qui traverse la formation miocène.

Quant à la formation marine qui repose sur la plate-forme ancienne, elle est constituée par de nombreux fossiles avec notamment des *Arca*, des petits *Conus*, des *Cardium*, des *Cerithium*, des *Ostrea* et des *Patella*; dont la fameuse *Patella ferruginea*. Dans ce conglomérat de plage, nous avons aussi repéré un galet bien émoussé de grès marin.

Sur la plage actuelle, on observe aussi de gros blocs de trachyte qui proviennent du remaniement de la plage fossile ainsi que des galets de trachyte bien émoussés. L'analyse morphométrique de 50 galets de trachyte compris entre 40 et 60 mm donne une médiane d'émoussé de 444 et un indice d'aplatissement de 1,65.

Quatre mesures du centile réalisées sur la plage donnent les valeurs suivantes: 2,56 m; 3,55 m; 4,40 m et 5,30 m, ce qui donne une idée de la grosseur des blocs accumulés.

La végétation empêche l'étude détaillée de la falaise; cependant, un horizon rubéfié a pu être observé à mi-versant, nous y avons dégagé un bois de cervidé, indéterminable à cause de son mauvais état de conservation.

Cet horizon est, en outre, surmonté par un pavement de galets de trachyte très plats et peu émoussés. La plupart de ces galets sont altérés.

La rose d'orientation présente une majorité de galets orientés N 160°E, c'est-à-dire perpendiculairement à la côte. (fig. 1.1.15). Ces galets sont donc disposés parallèlement à la direction de la plus grande pente. Un échantillon de 39 galets de trachyte a été examiné pour la morphométrie. Celle-ci donne un émoussé de 93 et un indice d'aplatissement de 2,83.

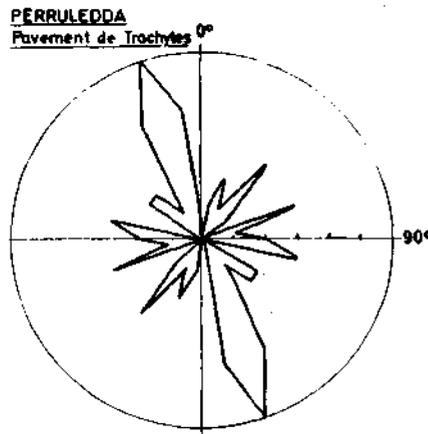


Fig.1.1.15

Rose d'orientation.

Pavement de trachytes.

2. Entre le village de vacances de Perruledda et La Punta Li Paddini

Les accumulations de grès éoliens que nous avons observées jusqu'à présent sur les côtes de l'Anglona se prolongent encore dans ce secteur. Le village touristique de Perruledda est d'ailleurs entièrement construit sur ce grès calcaire.

Quant à la morphologie côtière, elle est caractérisée par deux petits caps taillés dans des coulées de trachyte miocène. Sur la seconde avancée, dénommée Li Paddini, le trachyte est surmonté de grès éolien à stratification entrecroisée très nette et interrompu seulement par deux horizons rubéfiés:

1. Le premier horizon développé au départ du grès éolien sous-jacent possède une coloration comprise entre 10 YR 6/4 et 7,5 YR 6/4. Ce sédiment est bien classé (Hé: 0,3; Q de ϕ : 0,39; So.F.W.: 0,64) et présente un mode entre 297 et 420 μ (40 %).

2. Quant au second horizon, il est de coloration 10 YR 5/4 et est constitué d'un sable mal classé (Hé: 0,68; Q de ϕ : 0,79; Sorting F.W.: 1,36). Le mode se situe toujours entre 297 et 420 μ (20 %). Cet horizon contient des plaquettes anguleuses de trachyte; ces apports locaux sont responsables du mauvais classement de ce sable développé en grande partie au départ du grès éolien sous-jacent.

Ce grès contient aussi des cannelures horizontales qui sont orientées N 140°E au centre de la baie, alors qu'à proximité de Li Paddini elles sont orientées entre N 150°E et N 155°E.

H. Baie entre Li Paddini et Forani

Entre Li Paddini et Forani s'ouvre une nouvelle anse dont les flancs sont taillés dans le trachyte qui y forme des caps et dont la partie centrale est développée dans le Miocène lacustre le plus tendre.

Le versant occidental, taillé dans le trachyte est surmonté d'un grès calcaire traversé par deux paléosols:

1. Le premier de coloration 7,5 YR 5/6 (brun vif) est délavé dans sa partie supérieure. L'analyse granulométrique montre qu'il s'agit d'un limon sableux très mal classé (Hé: 1,4) dont 36 % est inférieur à 20 μ . La courbe met en évidence deux modes, l'un situé entre 841 et 1190 μ (11 %) et l'autre entre 297 et 420 μ (11 %).

2. Le second horizon de coloration 7,5 YR 4/4 (brun) est constitué d'un sable limoneux mal classé (Hé: 0,58; Q de ϕ : 0,86) dont 17 % est inférieur à 20 μ . La courbe présente un mode unique situé entre 297 et 420 μ (22 %).

L'épisode éolien compris entre ces deux horizons rubéfiés contient, dans sa partie supérieure, des cannelures horizontales dont l'orientation oscille entre N 135°E et N 145°E.

Au centre de la baie, le grès éolien est interrompu par une lentille caillouteuse de 20 m de large (témoin d'un ancien cours du Rio Trainu de Monte Oschiri) et par trois horizons rubéfiés.

Signalons également des placages de travertin qui recouvrent le bed-rock miocène à la base de la falaise.

I. Baie de Forani à la Punta La Capra

La baie située à l'est de Forani est développée dans les formations lacustres tendres du Miocène et est bordée par des caps taillés dans le trachyte.

1. Partie occidentale de la baie

La falaise présente la succession suivante: d'abord une plate-forme d'abrasion qui recoupe vers 1-2 m la formation lacustre miocène sur laquelle reposent quelques rares cailloux roulés, puis des dépôts de pente constitués par des gros blocs de trachyte dans une matrice sablo-calcaireuse. Cette succession laisse supposer que directement après le recul de la mer s'est mis en place le dépôt de pente, simultanément à des apports éoliens. Vers le haut, la falaise recoupe des accumulations considérables (jusque 40 m) de grès éoliens caractérisés par une stratification entrecroisée remarquable (fig.1.7.8). Ce dépôt est seulement interrompu par des lignes de cailloux de trachyte anguleux très plats et disposés horizontalement.

Comme dans de nombreux autres secteurs de ce littoral, la partie inférieure de la falaise taillée dans le substratum tertiaire est recouverte de travertin.

Vers l'est, le trachyte affleure de nouveau et nous avons observé la succession suivante: (fig.1.1.16)

1. Une plate-forme d'abrasion taillée vers 2 mètres dans le trachyte

2. Sur cette plate-forme repose un conglomérat de plage puissant de 2 m et constitué de galets de trachyte bien roulés, mêlés à d'autres cailloux anguleux.

3. Un horizon rubéfié de 70 cm de puissance constitué par un limon très mal classé (Hé: 1,68; Q de ϕ : 1,95) dont 55 % est inférieur à 105 μ et 25 % inférieur à 20 μ . La fraction sableuse de ce sédiment présente deux modes: un situé entre 149 et 210 μ (9 %) et l'autre entre 297 et 420 μ (8 %). La coloration est de 10 YR 5/4 (brun-jaune mat).

4. Un mètre de grès éolien.

5. Un nouvel horizon rubéfié, de couleur brune (10 YR 4/4) de 70 cm de puissance. Il s'agit d'un sable limoneux à la base duquel on dénombre de petits éléments anguleux de trachyte.

Ce sédiment est également mal classé (Hé: 0,75; Q de ϕ : 1,16) et 11 % de son poids est inférieur à 20 μ . La courbe granulométrique présente un mode bien marqué entre 297 et 420 (19 %).

Plus loin dans la falaise, cet horizon se subdivise en deux et est traversé à mi-hauteur par une faible épaisseur éolien.

6. Une accumulation de grès éolien de 20 m environ de puissance présentant une stratification entrecroisée et des lignes de cailloux.

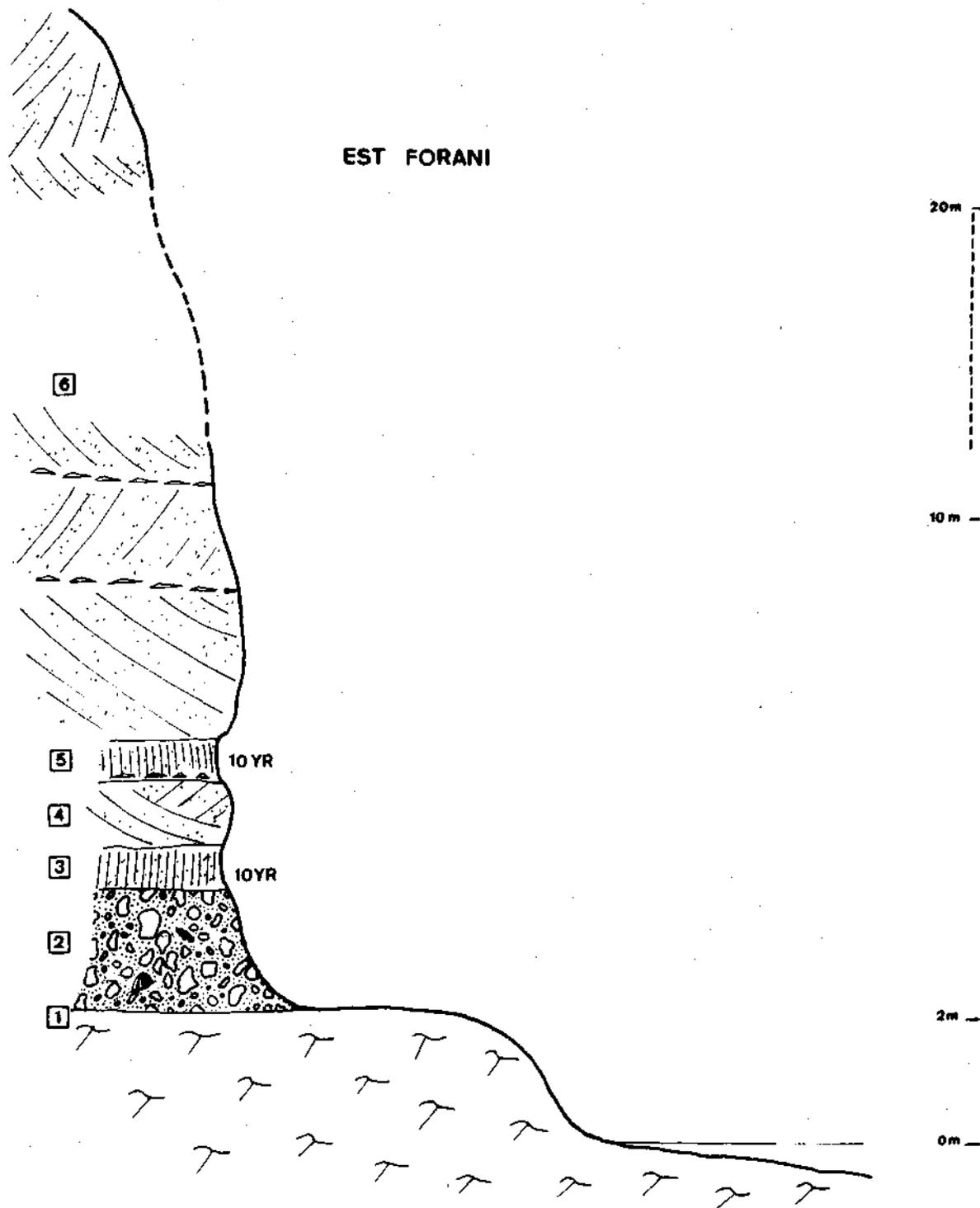


Fig. 1.1.16. Falaise à l'est de Forani.

2. Partie orientale de la baie (fig.1.1.17)



Fig.1.1.17

Baie de Forani.

Accumulation de grès éolien
sur la plate-forme du
Tyrrhénien II (flèche)

A l'est de la baie, la plate-forme d'abrasion actuelle taillée dans le miocène lacustre est fort développée et surmontée de dépôts de pente actuels et anciens remaniés. Sur la plate-forme ancienne taillée vers 2-3 m, on remarque, mêlées au conglomérat de plage, des roches locales peu émoussées. Par place, ce dépôt est fossilifère: il contient, entre autres, des coquilles de *Patella ferruginea* (fig.1.1.18), des *Arca*, des *Cerithium*, des *Conus*, des *Ostrea* ... La composition de cette faune permet de l'assimiler à la faune chaude des plages du Tyrrhénien II.

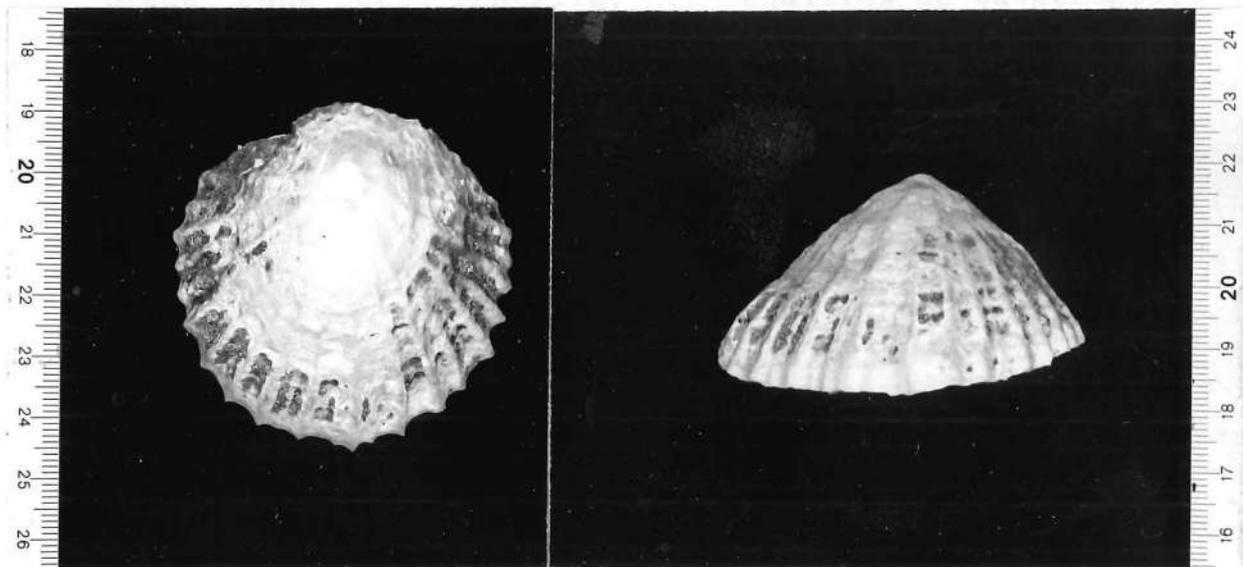


Fig. 1.1.18. *Patella ferruginea*

Ce conglomérat est surmonté de grès marin qui localement présente des cannelures horizontales parallèles orientées N 100°E.

Surmontant ce dépôt de plage, on retrouve un horizon rubéfié (7,5 YR 4/6, brun), de 70 cm de puissance associé à de très gros blocs de trachyte, ensuite l'accumulation de grès éolien entrecoupée par un autre horizon rubéfié de même coloration (7,5 YR 4/6) dans lequel nous avons récolté des coquilles de gastéropodes terrestres et une mâchoire de *Prolagus sardus* (petit rongeur aujourd'hui disparu). Ce second horizon est puissant de 50 à 80 cm.

Il est constitué par un limon sableux mal classé (Hé: 0,72; Q de ϕ : 1,95). La fraction sableuse de ce sédiment présente un mode entre 297 et 420 μ (18 %).

J. Punta La Capra

Dans l'accumulation éolienne de Punta La Capra, on remarque une lentille fluviatile de 2 m de puissance et de 5 m de large. Elle repose sur un horizon rubéfié dans lequel nous avons dégagé un débris de bois de cervidé (selon J.M.CORDY, il s'agit d'un bois de *Nésoleipoceros cazioti* ou *Mégaceros cazioti*) accompagné d'autres ossements indéterminés. Quant à la lentille fluviatile, l'orientation des galets présente deux modes: un premier orienté N.S. et un autre, moins important, orienté N 110°E. La majorité des galets est donc allongée dans le sens N.S., c'est-à-dire parallèlement à l'axe du cours d'eau qui les a mis en place. Dans cette lentille, des coquilles de gastéropodes terrestres ont été observées.

K. Punta La Capra à San Giuseppe

La plate-forme d'abrasion fossile taillée dans les trachytes est, en cet endroit, très bien dégagée et commence à être démantelée au départ des diaclases verticales et horizontales qui la traversent. Le trachyte est aussi érodé par des marmites et, sur les faces verticales, par des taffonis.

A proximité de l'avancée de San Giuseppe, la plage actuelle est recouverte de cailloux de trachyte. L'émoissé de ces galets est de 480 (36 cailloux).

L. San Giuseppe

A San Giuseppe, la falaise montre la coupe (fig.1.1.19) la plus significative de tout l'Anglona et sans doute de la Sardaigne septentrionale. Elle est située dans l'anse développée à l'ouest du dernier établissement réservé aux colonies de vacances des émigrés sardes.

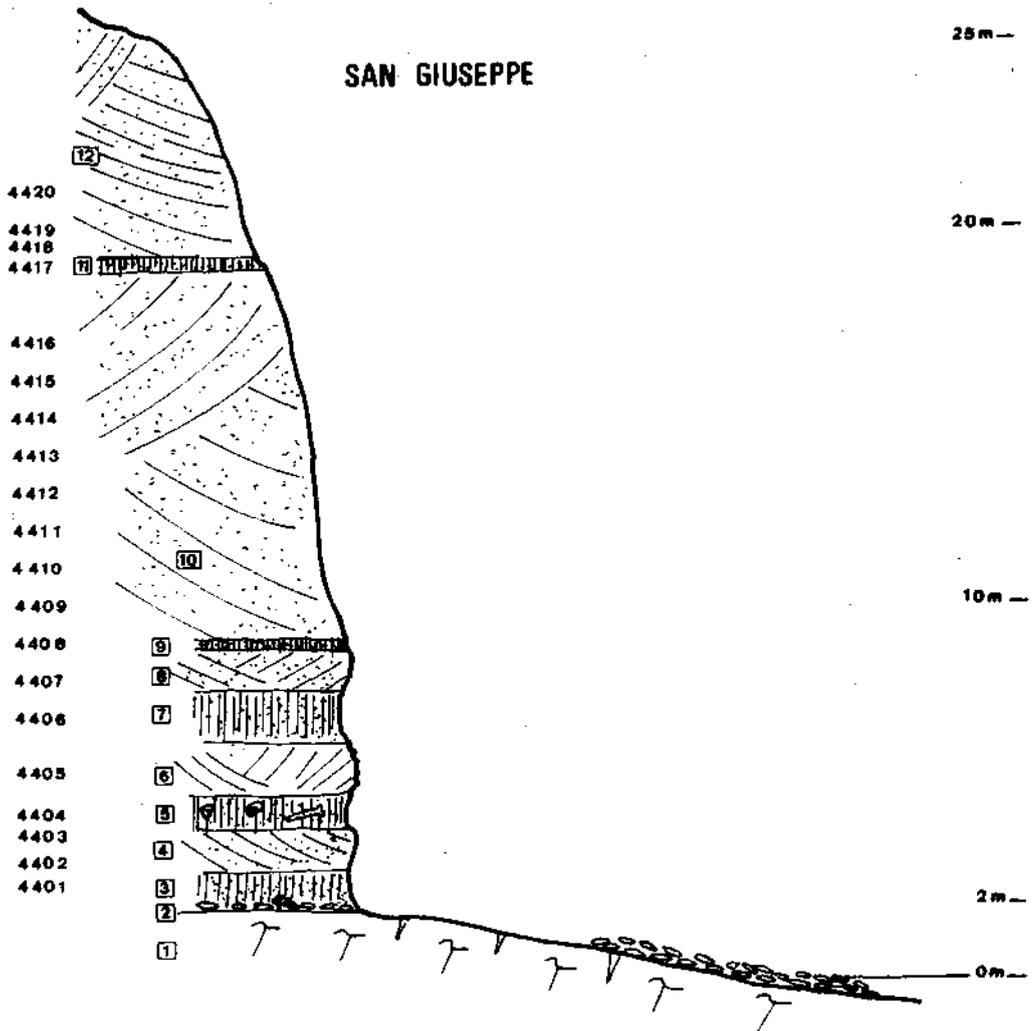


Fig.1.1.19. Coupe de San Giuseppe.

La succession suivante peut y être observée:

1. Le bed-rock constitué ici par des trachytes d'âge miocène de couleur violacée. Cette roche est fort diaclasée.

2. Une plate-forme d'abrasion sub-horizontale située vers 2 m, et sur laquelle repose un mince conglomérat de plage fossilifère, lequel est surmonté par

3. un horizon rubéfié (4401) (*) de coloration 7,5 YR 4/4.
4. Un mètre de grès éolien (4402 et 4403) dans lequel on reconnaît des cannelures horizontales orientées entre N 110°E et N 135°E d'une part, puis entre N 128°E et N 155°E. Plus à l'est, ces cannelures sont orientées N 130° E.
5. Un second horizon rubéfié (4404) contenant des coquilles de gastéropodes terrestres parmi lesquels nous avons repéré des *Hélix* et des restes d'ossements indéterminés. La coloration de cet horizon est 7,5 YR 4/6.
6. Un second épisode de grès éolien (4405) lapiazé, d'une puissance approximative de 1 m - 1,50 m.
7. Un troisième horizon rubéfié (4406).
8. Un troisième épisode de grès éolien (4407).
9. Un mince horizon rubéfié (4408) de 5 cm seulement de puissance.
10. Un épisode éolien de 10 m de puissance (éch. 4409 à 4416).
11. Un dernier horizon rubéfié, 5 à 10 cm seulement (4417).
12. Un dernier épisode de grès éolien (éch.4418 à 4420). L'altitude se situe vers 20 m (mesure à l'altimètre Paulin). Le replat sommital se situe à 5 m plus haut environ.

Pour tous ces échantillons, nous avons réalisé:

- 1) la calcimétrie au moyen du calcimètre de Bernard (**).
- 2) la teneur en feldspath par la méthode de Bailey et Stevens.
- 3) la granulométrie après passage à l'acide chlorhydrique.
- 4) une lame mince après induration du sédiment.

(*) Il s'agit des numéros des échantillons, ils renvoient à la coupe et aux tableaux.

(**) Nous avons pu utiliser le calcimètre de la Faculté Agronomique de Gembloux. Nous remercions ici vivement L.MATHIEU qui nous a accueilli chaleureusement en son laboratoire.

Tableau 1.1.1. - Coupe de San Giuseppe

n° échantillon	Caractéristique	Teneur en calcaire en %	Teneur en feldspath en %
4401	horizon rubéfié	10,8	14
4402	grès éolien	45,3	28
4403	grès éolien	46,3	22
4404	horizon rubéfié	9,3	12
4405	grès éolien	49,4	32
4406	horizon rubéfié	28,2	24
4407	grès éolien	55,8	36
4408	horizon rubéfié	15,9	18
4409	grès éolien	43,6	24
4410	grès éolien	39,6	32
4411	grès éolien	36,6	38
4412	grès éolien	47,9	30
4413	grès éolien	42,8	32
4414	grès éolien	45,2	27
4415	grès éolien	48,0	38
4416	grès éolien	42,6	27
4417	horizon rubéfié	24,6	16
4418	grès éolien	39,7	19
4419	grès éolien	48,3	14
4420	grès éolien	61,6	27

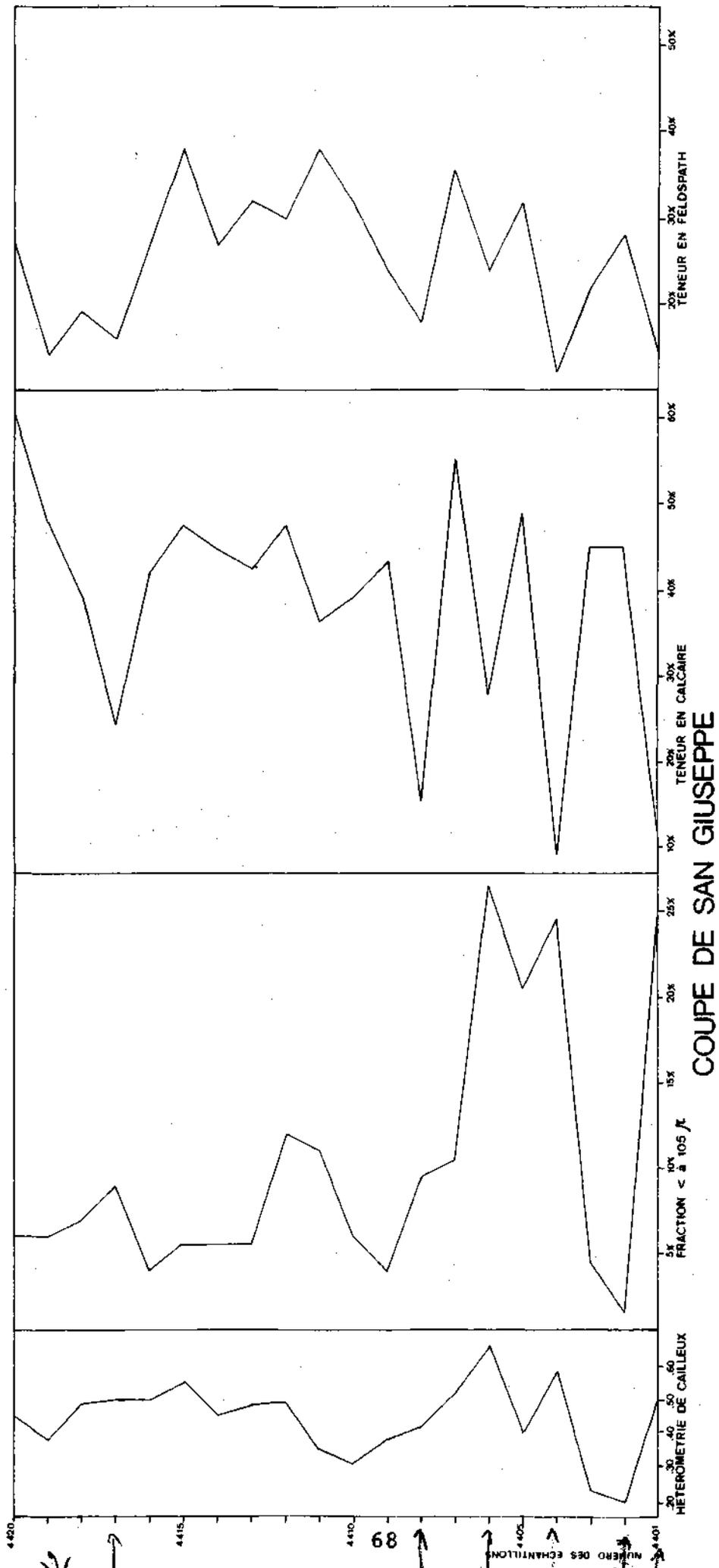


Fig. 1.1.20. - Coupe de San Giuseppe.

Ces données associées à certains résultats de la granulométrie (Hé de Cailleux et % < à 105 μ) sont résumées dans la figure 1.1.20.

1. Teneur en calcaire (fig.1.1.20 et tableau 1.1.1)

Il est remarquable de noter que la teneur en calcaire des grès varie entre 36,6 et 61,6%, alors que dans les horizons rubéfiés elle se situe entre 9,3 et 28,2 %. Cela signifie, pour les horizons rubéfiés, une mise en solution d'une partie du calcaire sans doute lors d'une ancienne pédogenèse.

2. Teneur en feldspath (fig.1.1.20 et tableau 1.1.1)

La teneur en feldspath varie aussi fortement entre les grès éoliens d'une part et les horizons rubéfiés d'autre part. Cette évolution est cependant moins évidente que pour la teneur en calcaire. Pour les grès éoliens, la teneur en feldspath varie entre 14 et 38 %, la moyenne étant de 28,4 % alors que dans les horizons rubéfiés elle oscille entre 12 et 24 %, la moyenne étant alors de 16,8 %. Si on peut admettre que la plupart de ces différences sont dues à l'altération des feldspaths, certaines teneurs faibles dans les grès sont sans doute aussi liées à un apport plus faible de feldspaths par le vent (4418/4419).

3. Examen des lames minces

Pour tous ces échantillons, des lames minces ont été réalisées après induration du sédiment. L'examen de ces lames a été effectué avec la collaboration de notre collègue géologue E.POTY: il montre que les sédiments étudiés sont, dans la plupart des cas, des grès très durs, formés surtout de grains, émoussés à subémoussés, de quartz, de feldspath, mais aussi de calcaire. Sur toute la hauteur de la coupe, ces grains calcaires sont constitués de débris d'organismes marins: des fragments de coquilles, des piquants d'oursin, des algues rouges et des foraminifères. La présence constante de ces débris d'organismes marins prouve que ces grès sont des dépôts marins remaniés et redistribués par le vent lors de phases marines régressives.

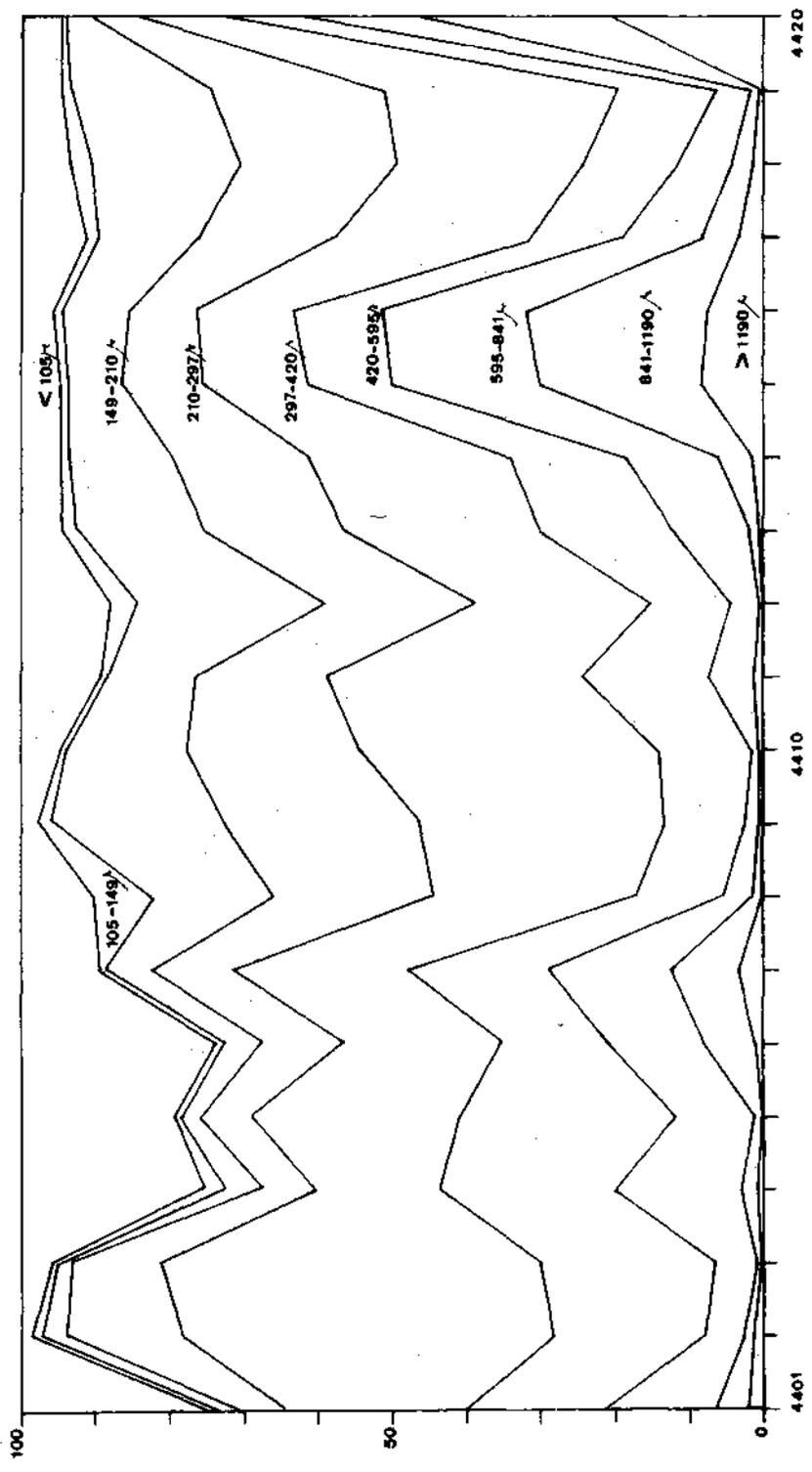


Fig. 1.1.21. - Granulométrie de la coupe de San Giuseppe.
 en ordonnée le pourcentage,
 en abscisse le numéro des échantillons.

La présence de minéraux de métamorphisme et de débris de phyllade est une autre preuve d'apports allochtones dans ces grès. Par contre, les débris anguleux de trachyte doivent être considérés comme des apports locaux (dépôts de pente). Ces mêmes grains de trachyte, lorsqu'ils sont émoussés peuvent cependant avoir été redistribués par le vent.

La cimentation des grès est constituée de calcite grenue. Cependant les horizons rubéfiés sont marqués par l'absence de ciment calcaire et la présence d'une fraction argileuse. Dans ces horizons rubéfiés, s'observent aussi une altération plus forte des grains de feldspath et une corrosion des fragments calcaires.

4. Granulométrie (fig.1.1.21)

Quant à la granulométrie, elle indique pour la majorité des échantillons un mode compris entre 297 et 420 μ . Cette valeur est commune à la plupart des dépôts éoliens que nous avons analysés jusqu'à présent sur les côtes de l'Anglona. Seuls les échantillons 4415, 4416 et 4420 présentent un mode entre 841 et 1190 μ ; les échantillons 4404 et 4405 ont leur mode situé entre 420 et 595 μ et le 4412 entre 149 et 210 μ : ces variations locales peuvent s'interpréter comme des modifications dans la compétence du vent. Tous les horizons rubéfiés ont leur mode moins bien marqué. Cette diminution relative se fait en faveur d'une augmentation de la fraction fine (< à 105 μ). Cette fraction est supérieure à 20 % pour les échantillons 4401, 4404 et 4406 qui correspondent aux trois premiers horizons rubéfiés ainsi que pour le 4405 qui est un grès éolien lapiazé compris entre les deuxième et troisième horizons.

5. Signification des horizons rubéfiés

Les horizons rubéfiés sont caractérisés par des teneurs en calcaire et en feldspath plus faibles que les grès calcaires. Ils ont aussi un classement moins bon et une proportion plus forte de la fraction fine (< 105 μ). Les grains de calcaire et de feldspaths y sont généralement corrodés ou altérés, ce qui doit être mis en parallèle avec une absence de ciment calcitique et la présence d'argile. On peut donc supposer que ces horizons sont

développé au départ du grès sous-jacent, qui peut être considéré comme roche-mère. Cette altération sur place et la rubéfaction du sédiment (de l'ordre de 7,5 YR) sont également l'indice d'un climat chaud ainsi que de l'arrêt des apports éoliens.

6. Proposition de datation

La plate-forme d'abrasion fossile située vers 2 m contient - nous l'avons observé à l'est et nous y reviendrons plus loin, notamment avec les affleurements de Lu Bagnu - des associations faunistiques qui permettent de la rattacher à la "strate à Strombus" et donc à la plage du Tyrrhénien II (interglaciaire Riss-Würm). Ce niveau marin se retrouve d'ailleurs avec constance partout en Sardaigne à une altitude semblable (entre 0 et 10 m) et est attribué aussi au dernier interglaciaire par tous les auteurs.

Les dépôts éoliens qui surmontent cette plage peuvent donc être attribués au Würm et, comme le montre l'abondance des débris d'organismes marins qu'ils contiennent, être liés à des phases marines régressives.

Quant aux horizons rubéfiés qui recourent ces anciennes dunes, sans doute s'agit-il de paléosols développés pendant les divers interstades du Würm.

M. De San Giuseppe à Lu Bagnu



Fig. 1.1.22

San Giuseppe

Falaise taillée dans le grès d'âge Würm (à l'est de la coupe décrite plus haut).

La flèche indique le troisième paléosol.

De San Giuseppe à l'embouchure du Riu de Lu Bagnu, la falaise dans les formations quaternaires se poursuit sans discontinuité. A San Giuseppe (fig.1.1.22), au pied de la dernière colonie (vers l'ouest), nous avons découvert un bois de cervidé long de 50 cm, dont l'allure rappelle celle du *Nésoleipoceros Cazioti* (*Mégacéros cazioti*). Ce bois était cimenté dans le grès éolien situé sous le troisième paléosol. La cimentation de ce grès était tellement forte qu'il fut impossible de dégager ce bois. La photo 1.1.23 en présente l'empreinte.



Fig. 1.1.23

Empreinte d'un bois de cervidé: *Nesoleipoceros cazioti*.

Dans la falaise, entre les deux colonies de San Giuseppe, le grès éolien est toujours très puissant et seulement interrompu par des paléosols tronqués, des lentilles torrentielles et des épandages subhorizontaux de trachyte. On y observe aussi des cannelures horizontales dont l'orientation oscille entre N 85°E et N 95°E.

Face à la première colonie, la formation marine attribuée au Tyrrhénien II plonge sous le niveau de la mer, tandis que la partie émergée est lapiazée ou sculptée par des vasques.

Entre San Giuseppe et Lu Bagnu, un grand affleurement de grès de plage présente des cannelures subparallèles orientées entre N 84°E et N 127°E (84°, 93°, 96°, 99°, 120° et 127°). Ces cannelures présentent en outre une légère courbure.

L'ensemble des cannelures développées sur les côtes de Sardaigne septentrionale sera envisagé à la fin du chapitre 7 (conclusion de la 1ère partie).

C'est au parking de Lu Bagnu (à l'ouest de l'embouchure du riu du même nom) (P sur la carte) que nous avons relevé la coupe suivante:

1. Substrat miocène constitué par une formation sédimentaire lacustre assez tendre et de couleur grise. Cette roche est entaillée par une très large plate-forme d'abrasion actuelle et par une plate-forme d'abrasion fossile.

2. Cette dernière se situe ici vers 1,5 m de haut et se poursuit vers l'ouest sur plusieurs centaines de mètres. Seule son altitude varie: entre 0 m à hauteur de San Giuseppe et 2,1 m à Lu Bagnu.

3. Sur cette plate-forme repose un cailloutis de plage marqué par un net "graded bedding": de très gros galets sont situés à la base et le diamètre des cailloux diminue progressivement vers le haut. Dans ce cailloutis, on remarque un pourcentage faible mais non négligeable de galets de "grès de plage". Leur présence témoigne d'un autre niveau marin plus ancien.

Ce conglomérat est aussi fossilifère. Nous y avons relevé entre autres: *Patella ferruginea*, *Purpurea haemostoma*... mais aussi des *Patelles*, des *Conus*, des *Ostrea*...

4. Un grès très coquillier sans stratification apparente, il s'agit sans doute d'un grès de plage.

5. Un grès caractérisé par des cannelures orientées entre N 125°E et N 160°E. A l'ouest de l'escalier du parking, 25 mesures de cannelures ont été effectuées. Elles donnent un maximum situé entre N 120°E et 130°E (mesures comprises entre N 110°E et N 160°E). Il semble que ce grès se soit développé dans une dune de plage ou dans un faciès de haute plage.

6. Cette série gréseuse est recouverte d'une mince couche continue de calcaire blanc. Exsudation du calcaire ou écoulement diffus ? La première hypothèse paraît la plus vraisemblable car ces croûtes ont localement fixé un micro-relief et se retrouvent parfois en bordure des fissures verticales qu'elles tapissent.

7. Un épisode sableux devenant plus argileux vers le haut et caractérisé par de petites concrétions calcaires du type "poupée".

8. Une dalle de grès à stratification entrecroisée d'origine éolienne.

9. Une accumulation de sable non consolidé (dunes sub-actuelles et actuelles).

N. Plage de Lu Bagnu

A l'est de l'embouchure du riu de Lu Bagnu, la plage est très caillouteuse.

Une mesure d'émoissé réalisée sur 53 galets de trachyte compris entre 40 et 60 mm donne une médiane de 476. L'histogramme d'émoissé (fig.1.1.24) est cependant plurimodal: il présente un premier mode entre 150 et 200; peut-être s'agit-il de galets fluviatiles fraîchement arrivés; ensuite, on remarque deux modes très importants situés entre 350 et 400 et entre 450 et 500, et enfin se dégage un dernier mode entre 650 et 700. Il semble donc que certains galets de trachyte aient subi une évolution différente.

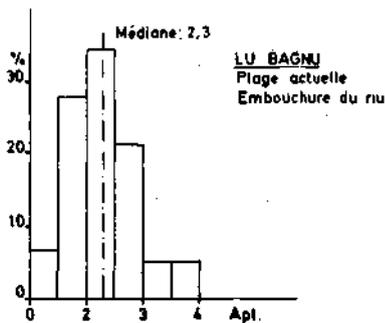
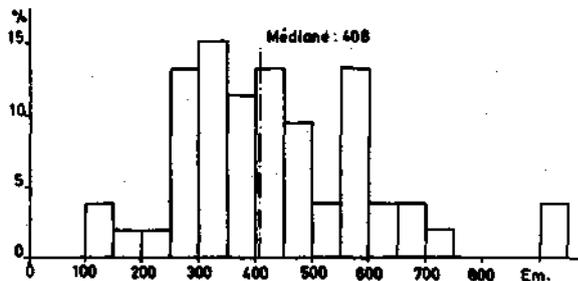


Fig.1.1.26

Histogrammes d'émoissé
et d'aplatissement.
Lu Bagnu 1971



Une mesure réalisée un an plus tard (1971) sur la même plage donne un émoissé de 408 (53 galets entre 40 et 60 mm). L'histogramme est aussi plurimodal (fig.1.1.26). L'indice d'aplatissement est de 2,3 (61 mesures entre 34 et 66 mm).

Une troisième mesure, en 1972, sur un nouvel échantillon de 50 galets, donne un indice d'émoissé comparable: 400, mais l'indice d'aplatissement est un peu plus faible: 1,88. L'histogramme d'émoissé est aussi plurimodal, mais un mode se dégage très nettement entre 350 et 400. Pour mémoire, l'indice de dissymétrie est de 633.

Cette différence d'émoissé d'un an à l'autre est due surtout à la mobilité des galets et donc à la dynamique de la plage. Elle doit aussi mettre en garde contre l'utilisation abusive d'une telle méthode.

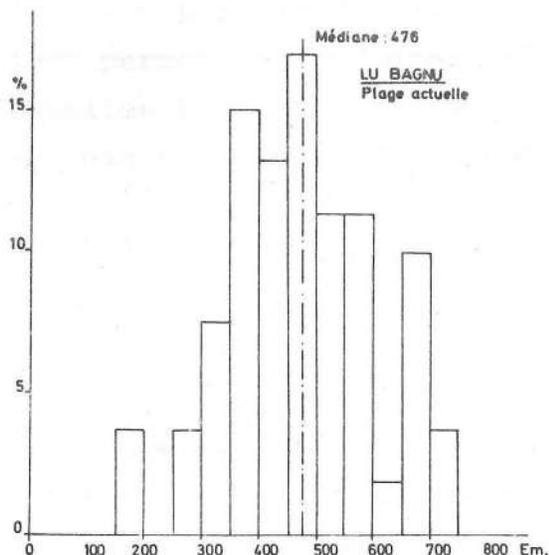


Fig. 1.1.24. Histogramme d'émoissé Lu Bagnu (plage actuelle)

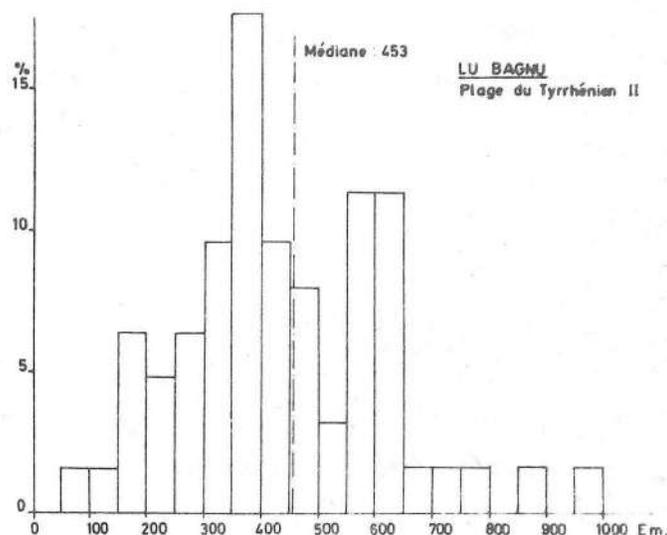


Fig.1.1.25. Histogramme d'émoissé Lu Bagnu (plage du Tyrrhénien II)

En cet endroit, une petite falaise (fig.1.1.27) montre vers 2-3 m, surmontant le substrat miocène, une plage fossile constituée de galets de trachyte. Une mesure d'émoissé effectuée sur 62 galets compris entre 40 et 60 mm donne une valeur médiane de 453; cette valeur est comparable à celles relevées sur la plage actuelle. L'histogramme est aussi plurimodal (fig.1.1.25) puisqu'on y remarque des modes à 150-200, 350-400 et entre 550 et 650.



Fig.1.1.27

Vue de la plate-forme d'abrasion du Tyrrhénien II, taillée dans le Miocène et surmontée par un dépôt de plage.

Cette plage ancienne est aussi très fossilifère. Nous y avons récolté entre autres plusieurs exemplaires de *Patella ferruginea*, de *Purpura haemastoma*, de *Turbo rugosus*, mais également divers *Conus*, *Pectunculus*, *Cerithium*, *Trochus*, *Patelles*, *Murex*, *Mitra*, *Lima*, *Venus*, *Cardium*...

L'abondance de *Patella ferruginea* et de *Purpura haemastoma* permet de rapporter cette plage au Tyrrhénien II. Ces deux fossiles étaient fréquents à cette époque mais sont, aujourd'hui, en voie d'extinction en Méditerranée.

O. A l'est de Lu Bagnu

A l'est du hameau de Lu Bagnu, on observe toujours la plage fossile vers 2 m. Parmi les galets, nous avons relevé, outre une grande abondance de trachytes, quelques silex d'âge miocène, mais aussi de rares galets bien émoussés de grès marin. La présence de ces grès marins est l'indice d'un niveau marin plus ancien remanié.

Une mesure d'orientation a été réalisée sur 50 galets: elle montre un pic certain à N 70° E, on peut donc supposer que cette plage avait cette orientation.

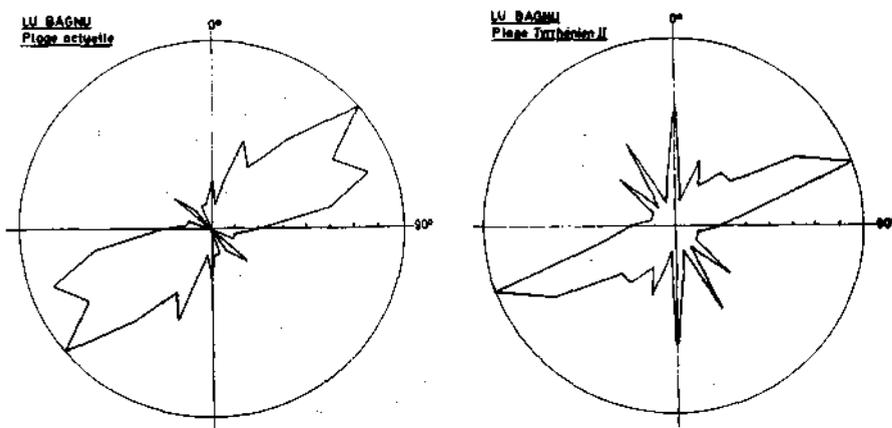


Fig.1.1.28

Roses d'orientation
Lu Bagnu

En effet, des mesures semblables effectuées sur la plage actuelle montrent une majorité de galets allongés entre N 50°E et N 70°E, alors que la plage actuelle est orientée N 70°E (fig.1.1.28).

On constate donc une constance dans l'orientation et la situation de la plage de Lu Bagnu entre le Tyrrhénien II et le niveau actuel. Seule l'altitude s'est modifiée. Cette constance se marque aussi dans la composition lithologique de la plage puisqu'on y note une majorité de trachytes et seulement 5 % de roches locales (miocène sédimentaire) et 5 % de débris de grès de plage ou de grès coquillier provenant du démantèlement de la plage fossile.

Sur la plage actuelle, la morphométrie a été relevée sur 50 galets de trachyte: l'échouage est de 400 et l'aplomb de 1,83, valeurs du même ordre de grandeur que celles relevées à l'ouest du village.

P. De Lu Bagnu à la Punta Spinosa

A l'est de Lu Bagnu, la bordure littorale est caractérisée par:

a) une plate-forme d'abrasion actuelle parfois taillée dans un grès quaternaire (face à l'établissement du Sacro Cuore).

b) Une plate-forme d'abrasion ancienne située vers 3 m et surmontée par un dépôt de plage fossilifère. La puissance de ce dépôt marin oscille entre 2,40 m à proximité de Lu Bagnu et quelques centimètres plus à l'est, près de la Punta Spinosa où l'altitude de la plate-forme se situe vers 5 m.

Ces dépôts de plage-fossile supportent de gros blocs de trachyte, lesquels à leur tour sont surmontés par de puissants épandages de grès éoliens où nous avons observé des débris d'ossements indéterminés. Ces gros blocs subanguleux sont ici très abondants et proviennent du démantèlement de la coulée trachytique de la Punta Spinosa. Comme le montre leur situation dans la coupe, ces blocs se sont mis en place sans doute au début du Würm. Cela concorde d'ailleurs avec d'autres observations réalisées en divers secteurs du littoral anglonais. Les accumulations de grès éoliens würmien forment un replat entre la mer et la "montagne" à hauteur du restaurant "Saferula". Ce replat est surmonté à son tour par des dépôts de pente actuels ou subactuels moins importants cependant que ceux mis en place au début du Würm.



Fig.1.1.29

Falaise de la Punta Spinosa. Des blocs de trachyte éboulés sont situés sous le grès éolien d'âge Würm.

Le recul de la falaise a permis en outre le développement, à son pied, d'une accumulation de blocs de grès éolien et de trachyte. Ces derniers sont remaniés au départ du dépôt de pente du début du Würm. A la Punta Spinosa, le recul de la falaise a été tel que toute trace de plage fossile a aujourd'hui disparu (fig.1.1.29).

Q. Port de Frigianu

La falaise du port de Castel Sardo, au lieu-dit Frigianu, présentait en 1970 - la modernisation du port a détruit cet affleurement - la succession suivante:

1. Deux mètres de bed-rock miocène constitué par une alternance de faciès sablo-argileux et de faciès conglomératique. Ce soubassement miocène est taillé par une plate-forme d'abrasion fossile sur laquelle repose:

2. une formation conglomératique constituée de galets bien émoussés de trachyte contenant de nombreux fossiles parmi lesquels des Cérithes, des Huîtres, des Patelles... ainsi qu'une *Patella ferruginea*.

3. Cette plage fossile est surmontée d'un horizon sableux rubéfié non consolidé de coloration 7,5 YR 4/4 sur lequel repose:

4. une puissante formation gréseuse (éolien Würm) qui, à sa base, est fort lapiazée (fig.1.1.30) (action des embruns ?) et qui, localement, présente des racines indurées.

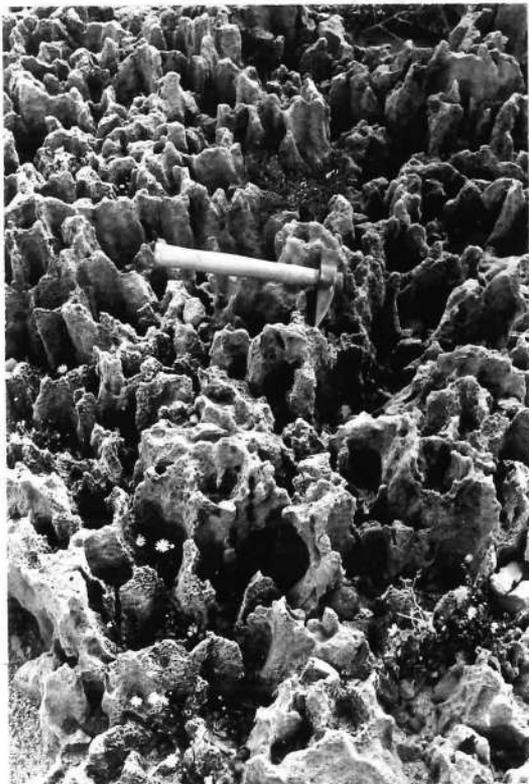


Fig.1.1.30

Bloc de grès éolien lapiazé

R. Ouest de Castel Sardo

A l'ouest de Castel Sardo, face aux hôtels et aux magasins de souvenirs, s'ouvre une petite plage, bordée par une avancée de trachyte surmontée par le calcaire marin helvétique (M_2c) où l'on peut reconnaître une colonie de coraux.

A proximité, vers le nord, une plate-forme d'abrasion fossile est taillée vers 6 m dans la formation marine pré-volcanique. Sur cette plate-forme reposent de gros galets roulés de trachyte puis un dépôt éolien considérable. Il est possible que l'accumulation éolienne recouvre et dépasse le col de Castel Sardo, ce qui expliquerait la présence de grès éolien dans la baie située à l'est de Castel Sardo, zone qui se trouve à l'abri du Maestrale, le vent dominant. Les nombreuses habitations ne nous ont pas permis de confirmer cette hypothèse.

A la base de l'accumulation éolienne, on remarque souvent un dépôt de pente considérable constitué de gros blocs de trachyte. Cette accumulation peut donc être, ici aussi, datée du début du Würm.

S. Est de Castel Sardo

A l'est du promontoire de Castel Sardo, s'ouvre une baie dont la bordure orientale est caractérisée par une plate-forme d'abrasion fossile surmontée de gros galets roulés de trachyte, puis par une accumulation de sable würmien. Ce sable, comme nous l'avons dit plus haut, provient sans doute de la partie occidentale de Castel Sardo puis se serait accumulé au-delà du col.

La bordure méridionale de la baie montre une plate-forme d'abrasion actuelle qui s'étire sur plus d'un kilomètre de long et sur une largeur qui dépasse souvent 20 mètres. Cette plate-forme est taillée dans une formation miocène assez tendre. Le micro-relief de cette plate-forme montre des vasques circulaires, profondes de parfois plus d'un mètre, mais aussi de petites niches dues à l'action des oursins et des patelles. La structure monoclinale du substratum a permis la formation de micro-cuestas.



Fig. 1.1.31. Plate-forme actuelle, est de Castel Sardo.

Sur cette plate-forme se retrouvent aussi, vers l'est, de gros blocs de trachyte qui proviennent du remaniement de dépôts de pente du début du Würm (fig.1.1.31). On remarque aussi, localement, des conglomérats comprenant des galets émoussés et anguleux de trachyte ainsi que des galets allochtones tels que des granites. Ce conglomérat peut être considéré comme un beach-rock actuel.

Il faut aussi signaler la présence d'un grès de plage vers 50 cm dans une encoche de la falaise actuelle. Ce beach-rock témoigne donc d'un niveau marin récent (post-Würm) légèrement plus élevé que l'actuel.

Quant à la falaise proprement dite, elle présente vers 6-7 m de haut une ancienne plate-forme d'abrasion sur laquelle reposent des dépôts de plage où l'on reconnaît des galets de granite. Cette "panchina" est fossilifère: outre quelques petits *Conus*, des *Patella*, des *Cerithium*... nous avons aussi récolté deux exemplaires de *Purpura haemastoma*, ce qui nous permet de rattacher ce niveau au Tyrrhénien II. Au-dessus repose enfin l'accumulation éolienne du Würm interrompue par des paléosols, des dépôts de pente. Le contact quaternaire-miocène se marque aussi par des sources qui sont responsables de la formation de travertins recouvrant la base de la falaise.

A proximité de la Punta Viuledda, la falaise est toute entière taillée dans les formations marines miocènes antérieures aux coulées de trachyte. Ces formations sont soit des grès

argileux fossilifères, de couleur gris-vert, soit des conglomérats contenant des galets de granite de la Gallura et des "porphyres" permien de la Gallura occidentale. L'éroulé de ces cailloux (50 mesures de 40 à 60 mm) est de 426 ce qui indique une origine marine. Quant à l'aplatissement, il est de l'ordre de 1,95. Cet affleurement explique donc la présence de galets granitiques tant sur la plage actuelle que sur la plage du Tyrrhénien II. Ces formations miocènes sont faillées et les couches sont parfois redressées jusqu'à la verticale.



Fig.1.1.32

Plate-forme d'abrasion du Tyrrhénien II localisée vers 10 m.

Au pied de la Punta Viuledda, la falaise présente cependant une plate-forme d'abrasion (fig.1.1.32) située vers 10 m et surmontée par des éboulis de blocs de trachyte, mais aussi par quelques galets roulés et quelques coquilles marines. La présence d'une plate-forme d'abrasion à cette altitude pose un problème: s'agit-il d'une plage antérieure à celle du Tyrrhénien II ou bien est-ce la plage de l'interglaciaire Riss-Würm, semblable à celle observée en Anglona occidental, mais qui, ici aussi, a été soulevée ? L'absence en cet endroit d'un niveau vers 2-3 m nous fait opter pour la seconde hypothèse.

En effet, si entre Pedras de Fogu et La Capra, le Tyrrhénien II se situait généralement vers 2-3 m, exceptionnellement vers 5 m, par contre, à partir de San Giuseppe, l'altitude de cette ancienne plage augmente progressivement. Ainsi, à l'est de San Giuseppe, elle se situe au niveau de la mer puis atteint progressivement 2,10 m à l'ouest de Lu Bagnu, 2,40 m à l'est de ce village, 5 m vers la Punta Spinosa, 6,3 m à l'ouest de Castel Sardo, 7 m à l'est de cette localité pour finalement atteindre

ici l'altitude de 10,20 m à la Punta Viuledda. Cette augmentation progressive et continue de l'altitude de cette plate-forme nous permet d'affirmer qu'il s'agit d'un seul et même niveau et que, d'autre part, il aurait subi une légère flexure qui l'aurait porté de 0 à 10 m en 5 km environ, ce qui constitue un soulèvement vers l'est de l'ordre de 2 ‰, seulement.

En cet endroit, on remarque aussi sur la plate-forme actuelle plusieurs cailloux cimentés. Un autre beach-rock récent se situe aussi vers 50 cm. Il semble donc qu'il y ait deux niveaux de "beach-rock": un actuel en voie de formation et un autre subactuel, qui correspond à celui que nous avons déjà signalé, directement à l'est de Castel Sardo.

Entre la Punta Viuledda et la Cala Ostina, une importante coulée de trachyte plonge sous la mer et forme un cap. Cette coulée de trachyte est fort diaclasée ce qui explique l'importance des accumulations de blocs de cette formation, tant au Würm qu'actuellement.

T. Cala Ostina

La Cala Ostina est une petite anse étroite, large de 60 m et profonde de 170 m environ; taillée dans la formation marine tendre du Miocène et bordée par des coulées de trachyte.

La carte géologique signale sur le flanc ouest de cette anse, un affleurement important de "panchina" du Tyrrhénien II. Cependant, nous n'y avons repéré que quelques lambeaux limités de plage fossile constitués de galets émoussés associés à de gros blocs de trachyte. Ces blocs sont d'ordinaire intensément taffonisés.

Par contre, nous avons relevé sur le flanc occidental d'importants placages de grès éolien jusqu'à une altitude de 25 m.

A l'intérieur de la Cala, toujours sur le versant ouest, au-dessus de la "chaussée romaine" qui relie la Cala Ostina à Castel Sardo, s'observe un dépôt de pente, vers 30 m, constitué de blocs de trachyte anguleux, mais aussi par de nombreux galets roulés de trachyte, ainsi que par quelques galets allochtones: porphyre permien et granite de la Gallura.

La morphométrie de ces galets est la suivante:

Nature	Class. de longueur (L)	Nombre de galets	Emoussé	Aplatissement
Trachyte	29-68	17	Méd.: 375	Méd. 1,73
Granite	34-35	2	286-706	1,27-1,68
Porphyre permien	40	1	400	1,58
Quartz	28	1	357	1,50

ce qui indique, sans ambiguïté, un façonnement marin. L'origine de ces galets sera envisagée plus loin.

Le flanc oriental de la Cala est formé par la coulée de trachyte de Campulandru qui plonge vers la mer (fig.1.1.33). Cependant, reposant sur celle-ci, vers 35 m, on observe un conglomérat constitué surtout de galets roulés de trachyte dans une matrice calcaro-sableuse, le tout associé à de nombreuses huîtres.

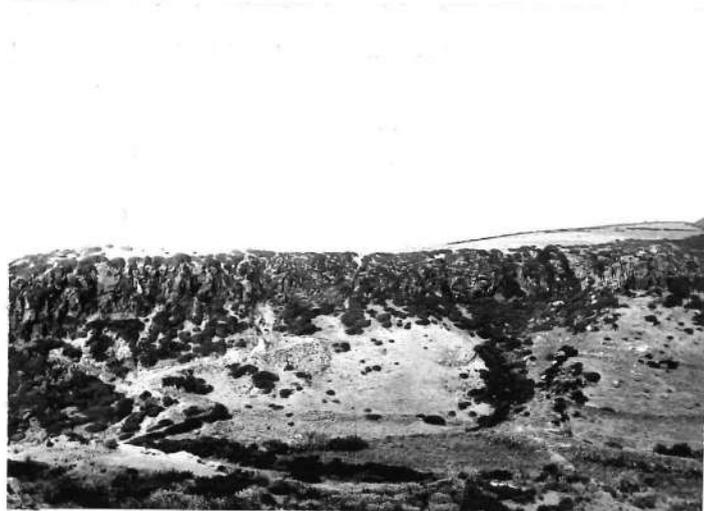


Fig.1.1.33

Coulée de trachyte de Campulandru sur laquelle reposent le conglomérat et le calcaire de la mer du Miocène moyen.

Cette formation marine se poursuit plus haut et recouvre en grande partie la coulée trachytique de Campulandru; elle contient entre autres des colonies de coraux. Cette formation marine correspond sans doute à la transgression helvétique. Ce placage assez important n'est pas représenté sur la carte géologique. Le cailloutis de base explique donc la présence de galets roulés dans les dépôts de pente de la Cala Ostina.

A la Punta Campulandru, un replat est taillé dans le trachyte vers 10 m. Il correspond peut-être à une plate-forme d'abrasion du Tyrrhénien II.

U. Anse de Peru

L'avancée trachyque de Campulandru borde vers l'ouest la large anse de Peru qui est taillée dans la formation miocène tendre. Les versants ne sont à première vue qu'une immense coulée de blocs de trachyte qui provient du démantèlement des coulées volcaniques. La plupart de ces blocs se sont mis en place sans doute au cours du Würm car ils sont souvent cimentés par un grès calcaire, vraisemblablement d'origine éolienne. Les gros blocs qui forment la plage proviennent donc du remaniement, par le recul de la falaise, de dépôts de pente anciens.

La coupe de l'aqueduc confirme la présence de ces éboulis de trachyte surmontés par des apports éoliens et parfois associés à des passées argileuses liées à l'altération des formations tertiaires. Cette tranchée laisse aussi apparaître localement des paléosols rubéfiés qui traversent ces accumulations quaternaires.

Pour mémoire, de nombreux blocs de trachyte compris dans les dépôts de pente würmiens présentent des taffonisations importantes qui sont donc fossiles.

V. De Peru à Prima Guardia

De l'avancée de Peru à celle de Prima Guardia, entre le versant taillé dans les formations tertiaires et la falaise actuelle, s'étire vers 25-30 m un replat dont la largeur peut atteindre 250 m. Il se rattache au versant par une large concavité. Comme en Anglona occidental, il surmonte une accumulation de grès éoliens associés à des dépôts de pente.

Cependant, sur ce replat, se retrouvent épars de nombreux galets très bien émoussés de granite et de "porphyre". Il s'agit donc de galets allochtones. De même, en parcourant la tranchée de l'aqueduc qui, grosso-modo, est parallèle à la côte, nous avons recueilli d'autres galets allochtones à diverses altitudes, entre 32 et 51 mètres. Ces galets roulés sont généralement associés à des dépôts de pente tels que des débris anguleux de trachyte, le tout mêlé à une matrice argileuse ou sableuse (apports éoliens). Parfois aussi ces galets sont repris dans des lentilles ravinantes ou des nappes subhorizontales, ce qui

témoigne de divers modes d'écoulement.

La morphométrie de ces galets a été réalisée sur un échantillon de 28 cailloux de "porphyre" compris entre 40 et 60 mm. Elle fournit une médiane d'émoissé de 372 et un indice d'aplatissement de 1,9. Le façonnement marin est donc indubitable.

Nos observations de terrain nous ont montré que ces galets se retrouvent sur tout le versant littoral et qu'ils proviennent de la désagrégation d'un conglomérat de plage qui repose sur le plateau trachytique du Monte Ossoni aux alentours de 300 m. Ces galets sont surmontés par une formation marine calcaire. Il s'agit de la transgression helvétique. Cet important affleurement de miocène marin n'est pas indiqué sur la carte géologique.

W. Avancée de Prima Guardia

A la pointe de Prima Guardia, que l'on peut considérer comme la terminaison orientale de l'Anglona, la succession suivante est visible (fig.1.1.34):

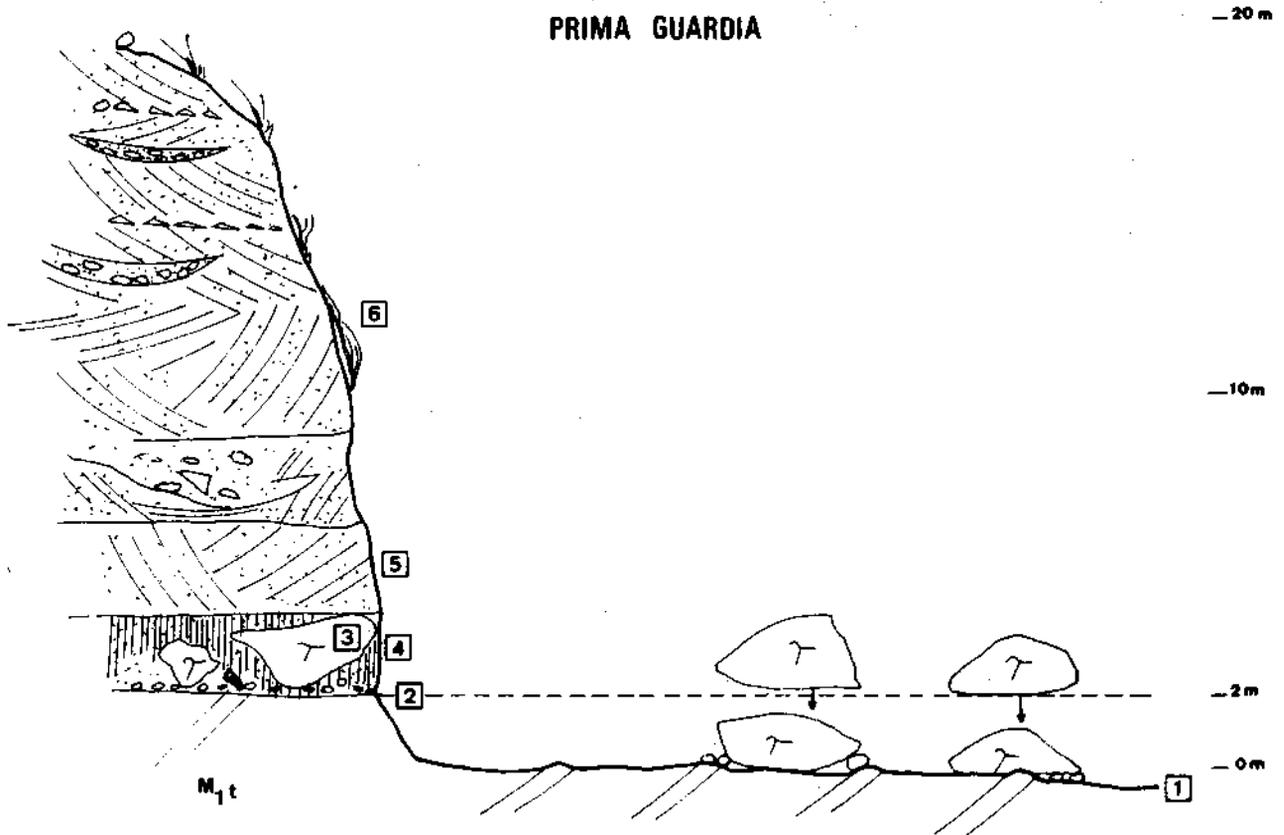


Fig.1.1.34. Coupe de Prima Guardia

1. Une plate-forme d'abrasion actuelle développée au niveau de la mer, découpée en petites cuestas, surmontée de gros blocs de trachyte épars et de petits galets cimentés entre eux formant beach-rock.

2. Dans la falaise, vers 2 m, présence d'une plate-forme d'abrasion surmontée par un conglomérat de plage peu épais, localement fossilifère (*Cerithium*, *Conus*..) et parfois par un grès coquillier. L'altitude de la plate-forme varie entre 1 et 4 m. Il s'agit vraisemblablement de la plate-forme du Tyrrhénien II.

3. Surmontant la plate-forme et les dépôts de plage, reposent de gros blocs de trachyte: leur mise en place est donc contemporaine du Würm.

4. Un paléosol rubéfié très net, surmonte aussi ce dépôt de plage.

5. Une dalle de grès d'origine éolienne.

6. Le reste de la falaise est constitué par une alternance de dépôts éoliens et de dépôts de pente mêlés à des épisodes sablo-argileux. Dans ces dépôts de pente, on remarque, outre les galets anguleux d'origine locale, également des cailloux allochtones bien émoussés (quartz et porphyre).

Un problème apparaît directement: comment expliquer le passage de la plate-forme du Tyrrhénien II de 10 m (à Punta Viuledda) à 2 m (Prima Guardia)? L'intense recul de la falaise dans l'anse du Peru n'a pas permis la conservation de la terrasse marine du dernier interglaciaire, aussi manque-t-on de données intermédiaires. Il est cependant vraisemblable qu'à Prima Guardia nous nous trouvons sur la bordure orientale du soulèvement envisagé plus haut.

Le recul de la falaise d'une part et l'érosion verticale du replat littoral par les petits torrents d'autre part, découpent la falaise en une série d'"éperons tronqués". Les petites vallées sont suspendues et ont comme niveau de base la plate-forme d'abrasion du Tyrrhénien II.

II. CONCLUSIONS CONCERNANT L'ANGLONA

En conclusion, le littoral de l'Anglona est remarquable par la présence quasi continue d'une terrasse marine comprise généralement entre 2 et 5 m et surmontée par des dépôts essentiellement éoliens.

1. La terrasse marine de 2 à 5 m

La présence dans cette terrasse marine de nombreux fossiles parmi lesquels de fréquentes *Patella ferruginea* et des *Purpura haemastoma*, nous autorise à rattacher ce dépôt de plage à la Strate à Strombus, c'est-à-dire à la transgression marine du Tyrrhénien II (interglaciaire Riss-Würm).

J. PELLETIER (1960) a, le premier, signalé l'existence de ce niveau marin en Anglona et a décrit une coupe à Pedras de Fogu, dans laquelle il a observé des débris de *Strombus bubonius*. Il a proposé pour ce niveau un âge tyrrhénien II.

Par après, I. COMASCHI-CARIA (1968) signalait dans sa carte du Quaternaire sarde, un dépôt marin fossilifère datant de cette même transgression et situé à l'ouest de Castel Sardo.

Cette terrasse est située entre 2 et 5 m, altitude à laquelle s'observent les autres témoins de la transgression du Tyrrhénien II retrouvés en Sardaigne. Cependant des modifications progressives de la cote de la base de cette terrasse ont été notées de part et d'autre de Castel Sardo : elle passe de 0 m à l'est de San Giuseppe à 10 m à la Punta Viuledda. Seul un léger soulèvement peut expliquer cette différence d'altitude.

Cette terrasse du Tyrrhénien II est constituée notamment par un conglomérat de plage contenant des galets de trachyte bien émoussés (453 à Lu Bagnu).

Par comparaison, sur les plages actuelles de l'Anglona, les galets de trachyte ont un émousé qui oscille entre 400 et 480 (7 stations), la médiane étant située à 444.

- A l'est de Castel Sardo, il n'est pas rare de trouver, tant sur la plage actuelle que dans la terrasse du Tyrrhénien II, des galets allochtones tels des granites ou des porphyres perméens. Ces galets proviennent du remaniement de formations marines attribuées au Miocène, et sont aussi très bien émousés (ém. 426).

- Dans plusieurs affleurements nous avons récolté des galets de grès marin (comme le prouve la présence de grains de quartz émousés-luisants) leur présence ne peut s'expliquer que par l'érosion d'un autre niveau de plage antérieur au Tyrrhénien II.

2. Les "beach-rocks"

a) Les témoins d'un autre niveau marin s'observent aussi en quelques endroits. Il s'agit de beach-rocks dépassant rarement une altitude de 50 cm. La position relative de ce dépôt et l'aspect frais de cette formation font que ce niveau est certainement postérieur au Tyrrhénien II et sans doute contemporain d'un épisode de la transgression versilienne.

b) D'autres beach-rocks se forment encore actuellement. Ils cimentent, entre autres, des dépôts de pente et sont situés dans la zone intertidale.

3. Les formations continentales postérieures au Tyrrhénien II.

Un autre caractère de l'Anglona est la présence presque ininterrompue de dépôts essentiellement d'origine éolienne recouvrant la terrasse du Tyrrhénien II.

A. Les grès éoliens

Il s'agit surtout de grès caractérisés par une stratification entrecroisée et dont l'origine éolienne est attestée par :

1. L'abondance des grains de quartz émoussés-mats.

A ce propos, rappelons la présence d'un pourcentage non négligeable de grains émoussés-luisants à la base de ces grès, ce qui signifie que lors de la mise en place de la base de ce dépôt, la mer devait encore être proche.

2. La teneur en calcaire qui oscille entre 36 et 62%, teneur élevée qui est due à la présence de débris d'organismes marins (coquilles, algues, foraminifères, piquants d'oursins...) et qui prouve que ce dépôt est contemporain de phases marines régressives.

A la base du dépôt éolien, on observe aussi, parfois, des débris plats de coquilles marines qui atteignent plusieurs cm². Leur présence témoigne aussi de la proximité de la mer et de la violence du vent.

3. La présence de minéraux lourds allochtones (G. FIERRO et A. OZER, 1974) tels l'andalousite (6 à 24%) et la sillimanite (0 à 8%). Ces minéraux proviennent de roches métamorphiques et ont été repérés aussi dans les sédiments sous-marins sur la plate-forme continentale au large de l'Anglona (G. FIERRO, 1970).

Les caractères et la position de ces grès montrent qu'ils sont contemporains de phases régressives développées pendant le Würm.

Ces grès forment des accumulations très puissantes (falaise de 50 mètres au maximum, à la côte) et il n'est pas rare de rencontrer ces dépôts jusqu'à des altitudes de 75 et même 100 m. Ils reposent vers l'intérieur du pays sur le versant taillé dans les roches volcaniques tertiaires. C'est en réalité le versant développé pendant le Tyrrhénien II qui est ainsi fossilisé.

Les accumulations dunaires forment un replat entre la falaise et le versant interne, replat littoral qui est généralement en pente faible vers la mer et dont l'extension peut atteindre 200 m, parfois plus.

A. GUILCHER (1974) a décrit, au Maroc, des formes littorales semblables qui, comme ici, sont taillées dans des formations quaternaires : il leur a donné le nom de "Rasa construite", terme qui peut être adopté ici.

B. Les paléosols

D'autre part, les grès éoliens sont interrompus par au moins trois horizons rubéfiés bien marqués qui se retrouvent dans de nombreuses coupes.

Ces horizons sont caractérisés par des teneurs en calcaire et en feldspath plus faibles que dans les grès. Leur granulométrie est souvent caractérisée par un mauvais classement qui s'explique par des apports locaux et une évolution pédologique ayant amené dans ces sables un pourcentage parfois important de grains fins ($< \text{à } 20 \mu$).

On peut donc penser que ces horizons se sont développés pendant des arrêts des apports éoliens et sous des climats chauds capables de réaliser des pédogenèses rubéifiantes. Aussi pensons-nous qu'il s'agit de paléosols contemporains, entre autres, des interstades du Würm :

1. Le premier horizon possède généralement une coloration de l'ordre de 7,5 YR. Il repose directement sur les dépôts marins du Tyrrhénien II et est développé aux dépens de ceux-ci : on y rencontre parfois des coquilles entières et corrodées, dont *Patella ferruginea*. Ce paléosol daterait donc de la fin du dernier interglaciaire.

2. Le second horizon apparaît après un court épisode éolien d'une puissance de l'ordre de 1 à 2 m. Sa coloration est moins rouge que dans l'horizon précédent : elle est de l'ordre de 10 YR. Son développement est généralement plus faible et, à sa base, on remarque des grès non digérés. On peut envisager pour le premier épisode éolien un âge Würm I et pour le paléosol un âge Würm I-Würm II.

3. Un troisième horizon est développé sur une couche de grès éolien peu puissante. La coloration du troisième paléosol est plus forte (7,5 YR) que celle du second. Nous l'estimons être contemporain de l'interstade Würm II-Würm III. Cet interstade situé il y a 27.000-30.000 ans paraît, ainsi que nous le verrons plus loin, lié à une remontée du niveau marin. Il s'agirait de l'interstade Arcy-Stillfried B.

Cette datation est d'autant plus vraisemblable qu'à cet interstade a succédé le maximum du Würm et donc la régression marine maximum pendant laquelle se seraient mis en place les derniers apports éoliens dont la puissance est, ici, considérable : de l'ordre de 20 mètres parfois 30.

C. Les apports locaux

L'évolution des versants littoraux a été responsable d'une quantité importante d'apports. Il s'agit de dépôts de pente souvent constitués par des accumulations de gros blocs de trachyte qui reposent sur la terrasse du Tyrrhénien II et qui précèdent les accumulations éoliennes. Ils se sont donc mis en place vraisemblablement au début du Würm et sont liés, sans doute, à un important changement climatique. Ceci est d'autant plus vraisemblable qu'aucun dépôt comparable n'a plus jamais été remarqué pendant le Würm.

Les seuls autres apports locaux sont soit des lentilles fluviatiles ravinantes qui témoignent du passage de petits torrents côtiers pendant le Würm (ém. des galets : 143), soit des épandages subhorizontaux de galets de trachyte disposés à plat et allongés parallèlement à la plus grande pente.

Ces galets sont très plats (aplatissement de 2,83 et 4,1) et peu émoussés (83 à 93). Leur indice d'aplatissement est tel qu'il suppose un mode de fractionnement intense lié, peut-être, à l'action de la gélifraction. Ceci est d'autant plus plausible que dans la coupe de l'aqueduc, nous avons observé, à proximité du Rio Oggiano, des cailloux dressés, ce qui témoignerait de

l'action du gel.



Fig.1.1.35 - Galets de trachyte peut-être dus à la gélifraction.

Rappelons qu'en Corse, le L.I.G.U.S. (1952) et OTTMANN (1958) ont observé, en région littorale, des phénomènes semblables, tandis qu'en Anglona, PELLETIER (1960) n'exclut pas non plus de tels faits : "on croit voir vaguement des déformations dues à une faible cryergie".

Dans les horizons rubéfiés on note souvent, mêlés à la masse, des galets anguleux épars. Ces paléosols sont parfois surmontés par un horizon de galets disposés à plat. Aussi pensons-nous que ces horizons rubéfiés ont pu être mélangés à des dépôts de pente. Ensuite, à cause d'une action de déflation éolienne, il se serait développé un pavement de trachyte. Ces paléosols, en place ou non, ont donc été, dans de nombreux cas, tronqués par le vent qui les a décapités.

La coupe de l'aqueduc de Castel Doria à Porto Torrès met aussi en évidence de nombreuses entailles entamant le sommet de l'accumulation gréseuse. Celles-ci sont comblées d'un limon argileux de couleur brun-noir, où parfois nous avons repéré des restes de repas épars et des morceaux de poterie. Il faut donc envisager une phase érosive importante à la fin du Würm ou à l'Holocène, suivie par un épisode de remblaiement qui se serait poursuivi jusqu'à l'époque historique.

CHAPITRE II

LA DEPRESSION DU BAS-COGHINAS

Cette large dépression de forme triangulaire (fig.3.2.2), dont la plus grande base est constituée par le littoral, forme une région-tampon entre la Gallura à l'est et l'Anglona à l'ouest (fig.1.2.1). En effet, les flancs occidentaux de la dépression côtière du Coghinas sont taillés dans les formations tertiaires, volcaniques et sédimentaires qui caractérisent l'Anglona, tandis que son versant occidental s'est développé dans les granites hercyniens, les porphyres permien ainsi que dans les formations métamorphiques siluriennes (?). Cette dépression est cependant surtout caractérisée par l'ampleur des dépôts quaternaires (pléistocènes, holocènes et actuels) qui s'y sont accumulés, qu'ils soient fluviatiles (voir à ce sujet la IIIe partie, 2e ch.), torrentiels, éoliens ou marins.

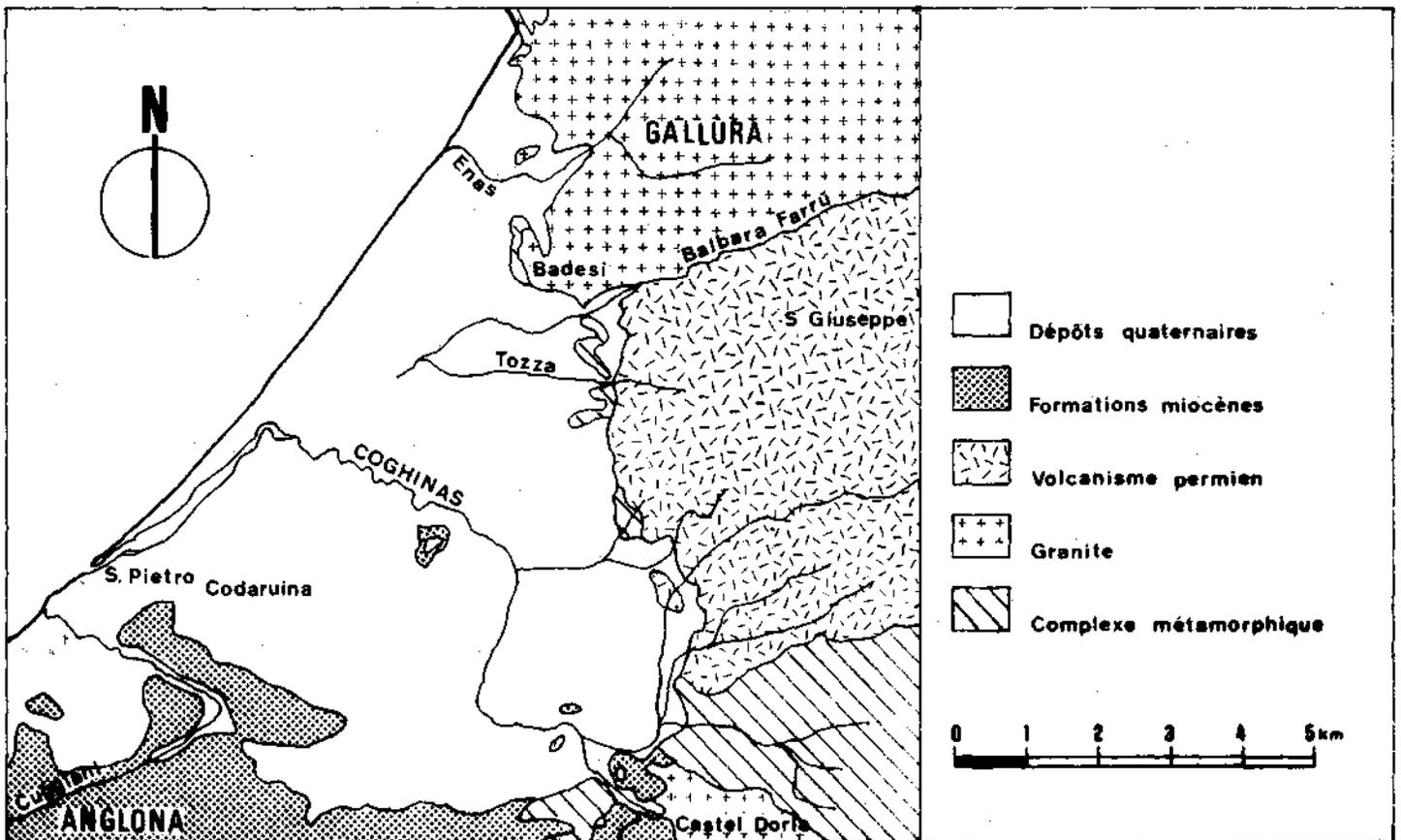


Fig.1.2.1. Schéma géologique de la dépression côtière du Coghinas d'après A.MORETTI (1959).

A. Partie occidentale de la dépression du Bas-Coghinas

Dans ce secteur, le substratum géologique est constitué surtout par une formation marine miocène qui, stratigraphiquement, précède les coulées de trachyte (T_2) et qui est symbolisée par M_1t sur la carte géologique. Elle est attribuée au Langhien et à l'Aquitaniien (C.MAXIA et G.PECORINI, 1968). Cette formation est constituée par une alternance de tufs, de molasse, de marne argileuse, de sable plus ou moins cimenté et de conglomérats (A.MORETTI, 1959). Ces dépôts marins sont parfois interrompus par de faibles intercalations de laves dues à des éruptions sous-marines (M_1T).

Cette formation marine miocène affleure non seulement à l'intérieur des terres où elle forme l'essentiel de l'interfluve Coghinas-Cuggiani et des bas plateaux de Santuzza-La Muddizza-La Ciaccia mais aussi au coeur des dépôts alluviaux du Campo de Coghinas; en effet, les tufs du M_1T forment le soubassement de la terrasse en inversion de relief de "Monte di Campo" (IIIe partie, 2e chapitre). Ces dépôts miocènes affleurent aussi à proximité de l'embouchure du Coghinas, à San Pietro a Mare, où ils sont recouverts de formations marines pléistocènes et à La Ciaccia où ils constituent la base des falaises.

A 1: Dépôts de l'intérieur

La tranchée de l'aqueduc industriel traverse ce secteur, de La Ciaccia à Santa Maria, en passant par La Muddizza, le plateau de Santuzza et le coude du Cuggiani. Cette coupe, longue de plusieurs km, met ainsi en évidence la présence continue de cette formation tertiaire et donne une idée des dépôts quaternaires qui la recouvrent:

Ainsi, au sud de la Ciaccia, le miocène marin (M_1t) est affecté par des failles subverticales (aucune n'est indiquée sur la carte géologique de Sassari, A.MORETTI, 1959) et laisse place localement à des formations volcaniques, sans doute M_1T . Cette coupe montre aussi le faible développement des dépôts quaternaires dont l'épaisseur, dans ce secteur, dépasse rarement deux mètres.

Ce sont des dépôts de pente, de ruissellement, mais surtout des placages de sable éolien. Ainsi, plusieurs chenaux, taillés dans le bed-rock, sont entièrement remblayés par de l'argile limoneuse mêlée à des débris d'origine locale et du sable éolien remanié. Ces anciennes ravines n'influencent nullement l'allure de la topographie.

Localement, affleurent des placages de sable consolidé d'origine éolienne et à stratification entrecroisée: ces sables sont parfois rubéfiés (10 YR 5/6: brun-jaune) et bien classés (Hé: 0,35; Q de ϕ : 0,42; So. Folk et Ward: 1,49)(fig.1.2.24 et 25) du moins dans la partie centrale de la courbe. Le mauvais indice de classement de Folk et Ward est dû à la fraction fine importante (11 % inférieur à 105 μ , 4,5 % inférieur à 2 μ) qui témoigne d'un remaniement. Le grain médian est de 318 μ et le mode situé entre 297 et 420 μ (35 %) ce qui est chose courante dans les apports éoliens de l'Anglona. Ce caractère éolien initial est confirmé par l'abondance de grains émoussés-mats (50 %) et le nombre élevé d'ovoïdes-mats (12 %).

On remarque aussi des dépôts de pente et des lentilles torrentielles constituées de débris subanguleux de trachyte, de fragments de grès éolien et aussi de galets roulés de granite et de "porphyre" permien, cailloux qui ne peuvent provenir que de la désagrégation d'un conglomérat tertiaire.

Au nord de la Muddizza, de part et d'autre de la nouvelle route nationale, la coupe traverse un placage éolien étendu dont la puissance peut atteindre 3 mètres.

Ainsi, à 170 m à l'ouest de la route et à 450 m au nord du carrefour de la Muddizza, on observe la succession suivante, de bas en haut: d'abord la marne miocène altérée sur les 50 premiers centimètres, surmontée par un grès éolien de couleur grise à stratification entrecroisée, puis par un horizon de sable meuble rubéfié (7,5 YR 4/6: brun)(Ech.: 1068) recouvert à son tour par un nouvel épisode de sable de couleur grise (Ech. 1069) puis par l'horizon humifère.

Ces deux échantillons (1068 et 1069) sont granulométriquement comparables, tous deux sont mal classés (Q de ϕ : 1,16 et 1,43) et présentent entre 297 et 420 μ un mode peu développé (15 et 16 %). Seul, le grain médian (317 μ) est plus élevé dans l'échantillon 1068, pour 257 μ dans le sédiment 1069. L'analyse morphoscopique des grains de quartz de la classe 595-841 μ donne une majorité de grains émoussés-mats (48 et 50 %) et de subémoussés-mats (22 à 30 %). Ces caractères morphoscopiques attestent de l'origine éolienne initiale de ces sédiments mais le mauvais classement témoigne d'un remaniement ultérieur.

Cette coupe met en évidence des apports éoliens remaniés, interrompus par des pédogenèses rubéifiantes. Attribuer à ces dernières une signification stratigraphique serait cependant abusif.

Sur la partie occidentale du plateau de Santuzza, la puissance des apports éoliens varie entre 50 cm et 2 m, alors qu'à l'est de ce même plateau affleure la formation marine miocène souvent altérée en surface.

En ce secteur, le Miocène est seulement interrompu par de petits vallons de 2 m de large et de 1 m de profondeur entièrement comblés de sables rubéfiés. Ces anciens vallons n'influencent nullement la topographie monotone de ce plateau.

La traversée, par la tranchée de l'aqueduc, de la vallée du Cuggiani, montre une certaine variété dans les dépôts quaternaires de ce secteur.

La tranchée traverse, à hauteur du coude de la vallée, la basse terrasse du Cuggianni qui est large de 300 m et qui se situe à 22,50 m. On y remarque surtout un remplissage limono-argileux de couleur brun-noir d'une puissance d'au moins 2 mètres, interrompu par des lentilles caillouteuses formées d'éléments peu émoussés de marne (95 %) et de trachyte (5 %). Le centile mesuré dans une de ces lentilles est de 8 cm. Dans cette longue coupe, nous avons relevé aussi des débris de poterie nuragique et des restes de repas (valves isolées de *Cardium*). Cette basse terrasse est due à l'alluvionnement historique (voir IIIe partie, 2e et 7e chapitre).

Surmontant cette basse terrasse, sur la rive gauche de la vallée (fig.3.2.1, h.t.), s'étire vers 29 m (altitude relative: + 7 m) une autre terrasse du Cuggianni. Elle repose sur le Tertiaire et est composée de 85 % de galets d'origine locale très peu émoussés, indice d'un faible transport. Certains trachytes sont pulvérulents. Cette terrasse est en outre recouverte de dépôts de sables éoliens rubéfiés que l'on retrouve sur le versant oriental du plateau de Santuzza jusqu'à 45 m d'altitude et qui recouvrent un bed rock altéré sur 50 cm d'épaisseur. Localement, le sable est remanié et associé à des débris anguleux d'origine locale.

On peut comparer cette terrasse à la terrasse n°2 du Bas-Coghinas que nous considérons comme contemporaine du Würm ancien (IIIe partie, 2e et 3e chapitres). Dans ce cas, les dépôts éoliens qui la surmontent doivent dater du Würm et la rubéfaction d'un des interstadias du Würm.

A 2. Dépôts littoraux

C'est cependant au littoral que les accumulations quaternaires sont les plus importantes:

a. A l'entrée orientale du hameau de La Ciaccia, entre la route et la falaise, le replat littoral vers 20-25 m d'altitude, est entamé par une profonde gravière. On y observe de bas en haut:

1) Un dépôt graveleux contenant quelques coquilles marines et, épars, quelques galets bien émoussés. Le nombre de ces galets diminue d'ailleurs vers le haut, où le sédiment devient un sable grossier. Cette formation est localement consolidée et présente même des rubéfections. C'est sans doute une plage fossile attribuable au Tyrrhénien II car elle affleure jusque vers 5-6 m d'altitude, cote généralement observée pour cette terrasse dans les autres régions étudiées.

2) Surmontant cette ancienne plage, s'étale un sédiment sablo-argileux contenant de petites poupées de calcaire et des galets peu émoussés de marne. Sans doute s'agit-il d'un faciès de ruissellement d'origine locale semblable à ce que nous avons déjà observé dans la tranchée de l'aqueduc, au sud de La Ciaccia.

3) Recouvrant le tout, un placage de sable meuble, puissant d'un à deux mètres est seulement traversé par des tubulures verticales: traces d'anciennes racines. Il correspond probablement à une dune récente.

b. A Maragnanu, plus à l'est, une avancée rocheuse haute de 7-8 mètres vient troubler la monotonie de la longue plage sableuse qui se terminera seulement 10 km plus loin au N.E., aux contreforts de la Gallura. Ce petit cap est constitué par un grès de plage, sans doute le plus puissant de toute la Sardaigne septentrionale*. Cette roche est constituée d'une alternance de grès et de conglomérat marin. Ce dernier contient en abondance des cailloux de porphyre permien ainsi que de nombreux quartz mais aussi des granites, des granites rouges du Monte Ruiu, quelques trachytes, des marnes et des silex du Miocène local. La plupart de ces galets sont allochtones et le spectre pétrographique correspond à celui du Coghinas (voir IIIe partie, ch.II). Il est donc vraisemblable que ces galets ont été portés jusqu'ici par un courant littoral dirigé vers l'ouest. Des galets de porphyre ont été recueillis pour la morphométrie: 21 cailloux entre 40 et 60 mm possèdent un émoussé de 267 seulement. Cette valeur passe à 294 si l'on tient compte de l'ensemble des galets récoltés: 40 cailloux compris

* Ces dépôts, pas plus que le précédent affleurement, ne sont signalés sur la carte géologique de 1959.

entre 34 et 72 mm. Quant à l'indice d'aplatissement, il est de 2,26 (2,17 pour les 40 cailloux). Cet émoissé est relativement faible pour un dépôt marin, ce qui suppose un transport limité sur la plage et donc la proximité de l'embouchure du Coghinas lors de sa formation.

Pour comparaison, quelques galets ont été récoltés sur la plage actuelle: il s'agit d'une plage sableuse où l'on trouve épars des galets non jointifs. Des mesures de centile réalisées sur cette plage entre San Pietro et l'affleurement de Maragnanu donnent des valeurs de 37, 46 et 51 mm. La morphométrie de ces cailloux est la suivante:

	Classe de longueur en mm	Nombre de galets	Emoussé	Aplatiss.
Porphyre	23 à 53	30	333	2,87
Trachyte	24 à 59	13	286	2,97
Quartz	20 à 42	17	320	2,25

Ces indices sont donc du même ordre de grandeur que ceux obtenus pour les galets de la plage fossile. L'aplatissement paraît ici très élevé, ce qui doit être mis en relation avec le glissement des cailloux déjà aplatis sur le sable de la plage.

Cette formation conglomératique contient quelques coquillages. Dans les strates plus gréseuses nous avons relevé l'empreinte de vers (fig.1.2.2). A la base du dépôt, dans un grès grossier, hétérométrique, nous avons observé des cannelures orientées N 140°E à N 150°E.



Fig.1.2.2.

Traces de vers dans le grès de plage du Tyrrhénien II.

Par son altitude (8 m), on peut rattacher cette puissante formation marine à la mer du Tyrrhénien II.

Actuellement, sous l'action érosive de la mer, cette formation marine se débite suivant des diaclases verticales et est en partie démantelée, ce qui donne un aspect chaotique à l'affleurement (fig.1.2.3). On peut aussi remarquer le développement

d'une encoche d'abrasion et, dans les blocs éboulés dans la mer et en partie émergés, la formation de roches-champignons.



Fig.1.2.3

Affleurement de
Tyrrhénien II
démantelé par
l'érosion marine
actuelle.

Sur les parties émergées, de larges vasques à fond plat et à encorbellement se sont développées sous l'action des embruns. Les parois verticales de diaclases sont tapissées d'un enduit calcaire ce qui témoigne peut-être d'une exsudation.

Cet affleurement de grès marin est directement surmonté par des dunes vives subactuelles.

c. San Pietro a Mare

Entre l'embouchure du Coghinas et celle du Cuggiani, à San Pietro, affleure, sur près de 10 m de puissance, la formation marine quaternaire que nous avons déjà observée à l'ouest, à la Ciaccia et à Maragnanu. A.MORETTI (1959), dans sa carte géologique, a très bien cartographié ce dépôt quaternaire. Il se présente comme une alternance de grès et de conglomérat de plage peu fossilifère. A proximité de la chapelle de San Pietro, la formation marine quaternaire est recouverte de un à deux mètres de dépôts récents contenant des restes de repas, des ossements d'animaux, des fragments de terre cuite. Nous y avons aussi relevé, sous 1,5 m de dépôts, un pavement en mosaïque grossière qui surmontait à son tour des foyers plus anciens associés à des débris de poterie nuragique. Nous avons aussi récolté des ossements humains (romains ?) qui sont encore à l'étude. Ces débris historiques sont surmontés de dunes subactuelles et actuelles qui s'étirent jusqu'à 750 m à l'intérieur des terres.

A l'est de la chapelle de San Pietro, en longeant la berge du Coghinas, on observe toujours la falaise entaillant le dépôt marin quaternaire, mais nous y avons relevé, comme en Anglona, la présence de galets émoussés de grès marin, indice d'un niveau marin antérieur.

D'autre part, sur le bord de certains blocs de grès de plage éboulés, nous avons observé jusqu'à une cote de 70 cm environ des vermetes et des balanes, ce qui témoigne d'un niveau marin postérieur sans doute responsable de la falaise. G.PECORINI nous avait déjà signalé des faits semblables en ce secteur (communication orale).

Une coupe située 500 m à l'est de la chapelle et face à l'embouchure du Coghinas nous montre la succession suivante (fig.1.2.4) :

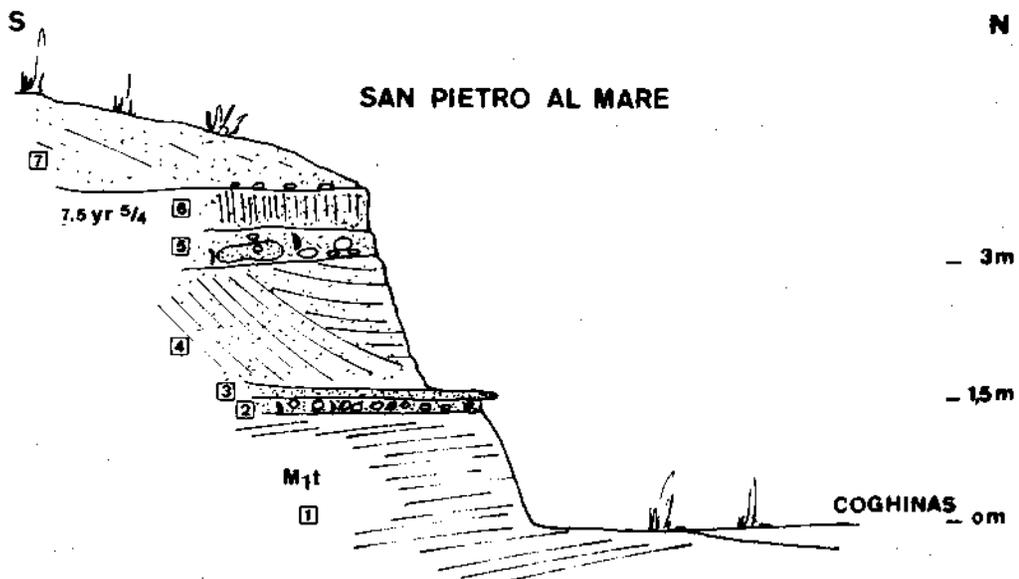


Fig.1.2.4. Coupe de San Pietro a Mare

1) Jusqu'à 1,50 m affleure le bed-rock miocène (M_1t) entaillé par une plate-forme d'abrasion recouverte par

2) un mince conglomérat (10 cm de puissance) contenant quelques coquilles et formé de galets particulièrement bien émoussés. Un échantillon de 30 galets de porphyre permien a fourni un émoussé de 244 (aucun galet ne possède un indice inférieur à 100 et le mode se situe entre 200 et 250). Cette valeur de l'émoussé est relativement faible pour une formation marine mais peut s'expliquer par la proximité de l'embouchure du Coghinas.

3) S'appuyant sur ce conglomérat, repose une mince couche de grès (8 à 10 cm de puissance) sans aucune stratification apparente. Sans doute s'agit-il d'un grès de plage ?

4) Contrastant avec ce grès de plage, s'observe ensuite un grès à stratification entrecroisée sur une puissance de 1,50 m. Il peut être considéré comme un grès éolien lié à une phase régressive de la mer.

5) Vers 3 m-3,50 m, ces dunes consolidées sont taillées horizontalement et surmontées par un nouveau conglomérat fossilifère. Celui-ci contient, outre des galets de porphyre, également des galets émoussés de grès marin (comme le montre la morphoscopie des grains qui le composent). L'origine de ces galets de grès marin s'explique donc aisément à cause de la présence d'un niveau marin situé plus bas (2 et 3). Un échantillon de 30 galets de porphyre permien a fourni un émoussé de 429, valeur normale pour une formation marine. Cette valeur plus élevée peut sans doute s'expliquer par l'abondance des galets sur cette ancienne plage. Comme nous l'avons vu en Anglona, dans les plages caillouteuses l'émoussé est généralement assez élevé. L'aplatissement est de 2,03 et la dissymétrie de 638.

6) Un horizon sableux rubéfié de coloration 7,5 YR 5/4 (brun mat) est développé sur 60 cm de puissance et dans sa partie supérieure on retrouve des galets de plage disposés en nappe. Ils doivent provenir du démantèlement du dernier niveau marin (n°5), comme l'attestent par ailleurs les valeurs de l'émoussé: 405, de l'aplatissement: 2,03 et de la dissymétrie: 625 (38 galets compris entre 25 et 74 mm).

7) Recouvrant le sommet de la coupe, on retrouve des apports éoliens actuels ou subactuels.

En résumé, le niveau marin supérieur (n°5), caractérisé par la présence de galets roulés de grès marin et surmonté par un épisode rubéfié, est comparable aux plages fossiles que nous avons repérées en maints endroits sur le littoral de l'Anglona et que nous avons rangées dans le Tyrrhénien II (interglaciaire Riss-Würm).

Quant à la plage fossile (2,3) et au grès dunaire (4) inférieurs, ils devaient déjà être consolidés lors de la transgression du Tyrrhénien II. D'autre part, une phase régressive, située entre les deux épisodes marins, a été nécessaire pour la mise en place de l'épisode éolien inférieur (4) que l'on peut dater, avec réserve, du Riss. De plus, l'absence de paléosol entre les deux formations marines laisse supposer qu'il n'y a pas eu de pédogenèse rubéfiante entre elles, ce qui nous permet de rattacher le niveau marin pré-Tyrrhénien II au dernier interstade du Riss.

A notre connaissance, c'est la seule coupe en Sardaigne où deux niveaux marins successifs sont visibles. Dans les autres régions sardes, c'est par sondage ou dans des puits que les formations marines anté-tyrrhéniennes ont été repérées.

Dans la mer, face à l'embouchure du Coghinas, émerge un petit écueil qui atteint la cote de + 50 cm. Il s'agit d'un beach-rock qui peut-être considéré, en se basant sur le critère altimétrique, comme contemporain de la mer responsable de la mise en place des vermetes et balanes de San Pietro (voir p.101).

B. Partie orientale de la dépression du Coghinas

Le substratum géologique de cette partie de la dépression du Coghinas est constitué par les roches du Paléozoïque. On y observe, en effet, à proximité (fig.1.2.1):

1) des formations siluriennes comprenant des phyllades, des micaschistes et des gneiss qui affleurent au pied des monts de la Gallura à proximité des villages de Badesi, La Tozza et Muntiggioni, ainsi qu'à l'est de Viddalba.

2) le granite de la Gallura qui affleure au nord-est de Badesi entre le riu Balbara Farru et le littoral.

3) le complexe volcanique permien de la Gallura occidentale composé de porphyre noir ou rouge-brun, qui est associé à un conglomérat continental et qui affleure au sud du Riu Balbara Farru jusque Lu Razzoni (A.MORETTI, 1959; G.TRAVERSA, 1966).

Sous le cote de 100 m, toutes ces formations sont généralement masquées par des dépôts quaternaires considérables. Nous examinerons successivement les dépôts holocènes qui recouvrent tout le secteur littoral puis les dépôts pléistocènes qui se rencontrent surtout à l'intérieur de la dépression.

B 1. Les dépôts holocènes et actuels

a. Formations marines

De l'embouchure du Coghinas aux premiers contreforts de la Gallura, s'étire une plage sableuse rectiligne orientée N 40°E et longue d'un peu plus de 9 km.

Cette plage précède d'abord un replat sableux subhorizontal situé vers 1 m-1,50 m. Ce replat se subdivise parfois en deux gradins, le plus élevé étant localisé vers 1,50 m et occupé sporadiquement par de petites touffes de végétation. Ensuite, vers 4 m, est développé un autre replat sableux, subhorizontal recouvert par plus de végétation. Sur ce niveau de 4 m, on décèle un microrelief tourmenté dû à de petites dunes. Ces replats peuvent être considérés comme des gradins de plage (A.GUILCHER, 1954, p.56).

a. 1. Embouchure du Coghinas

Un secteur de ce littoral est en constante mutation: il s'agit de l'embouchure du Coghinas. Son évolution a déjà fait l'objet d'études de la part de B.SPANO (1956) dans son ouvrage remarquable sur les modifications des côtes sardes. Il avait relevé d'importants changements dans la disposition de cette embouchure depuis 1848. De même, la situation actuelle (1974) par rapport à la dernière édition de la carte de l'I.G.M. (dressée au départ de photos prises en 1958) est totalement différente. En 16 ans, l'embouchure s'est déplacée de 750 m vers le nord-est. En outre, sur le terrain, nous avons observé des évolutions très rapides: en certains endroits, nous avons vu la berge haute d'un mètre, reculer de 20 cm en 10 minutes. Autre exemple: le beach-rock dont il était question plus haut (p. 103) était, en 1974, distant d'environ 20 m. de la plage et avait été atteint à la nage. En 1975, ce même beach-rock était relié au littoral par un tombolo sableux.

Toutes ces modifications, développées depuis plusieurs décades, sont en grande partie liées aux changements de régime du fleuve dus à la construction de plusieurs barrages sur le Coghinas et à l'endiguement du cours d'eau. Cela a entraîné la formation d'un lac côtier en "cul-de-sac" développé à l'ouest de San Pietro a Mare entre la falaise et le cordon littoral (fig. 1.2.5).

Signalons que l'embouchure du Cuggiani est aussi sujette à de constantes modifications mais de moindre ampleur.



Fig.1.2.5

Lac en "cul-de-sac" à l'embouchure du Coghinas. L'embouchure du fleuve se situe au pied des dunes couvertes de végétation (flèche).

b. Les dunes littorales

Cette plage monotone est bordée sur toute sa longueur par un cordon de dunes. L'étude par photos aériennes montre que ces dunes sont orientées entre N 120°E et N 130°E (la moyenne se situe à N 122°E) (fig.1.2.6). Leur développement est donc lié au mistral qui est le vent dominant en Sardaigne septentrionale. Il s'agit donc de dunes longitudinales .

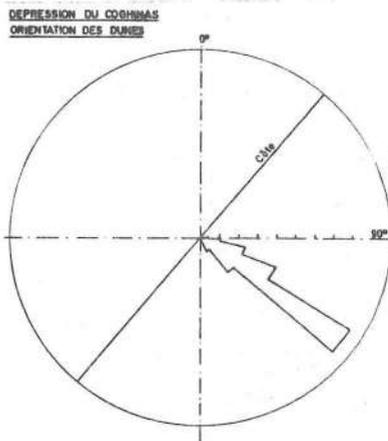


Fig.1.2.6

Orientation des dunes longitudinales (101 mesures).

L'examen des photos aériennes montre aussi l'existence de deux générations de dunes:

b.1) un premier ensemble se dégage, parallèle à la côte, il est constitué par des dunes longitudinales très rapprochées (fig.1.2.7) et est large d'environ 200 mètres. Les dunes y sont fort élevées: 24,10 m au maximum pour le relevé de l'E.I.R.A. (1956) et 28 m pour l'I.G.M. (1958). Ces dunes sont actuelles et forment le cordon littoral.

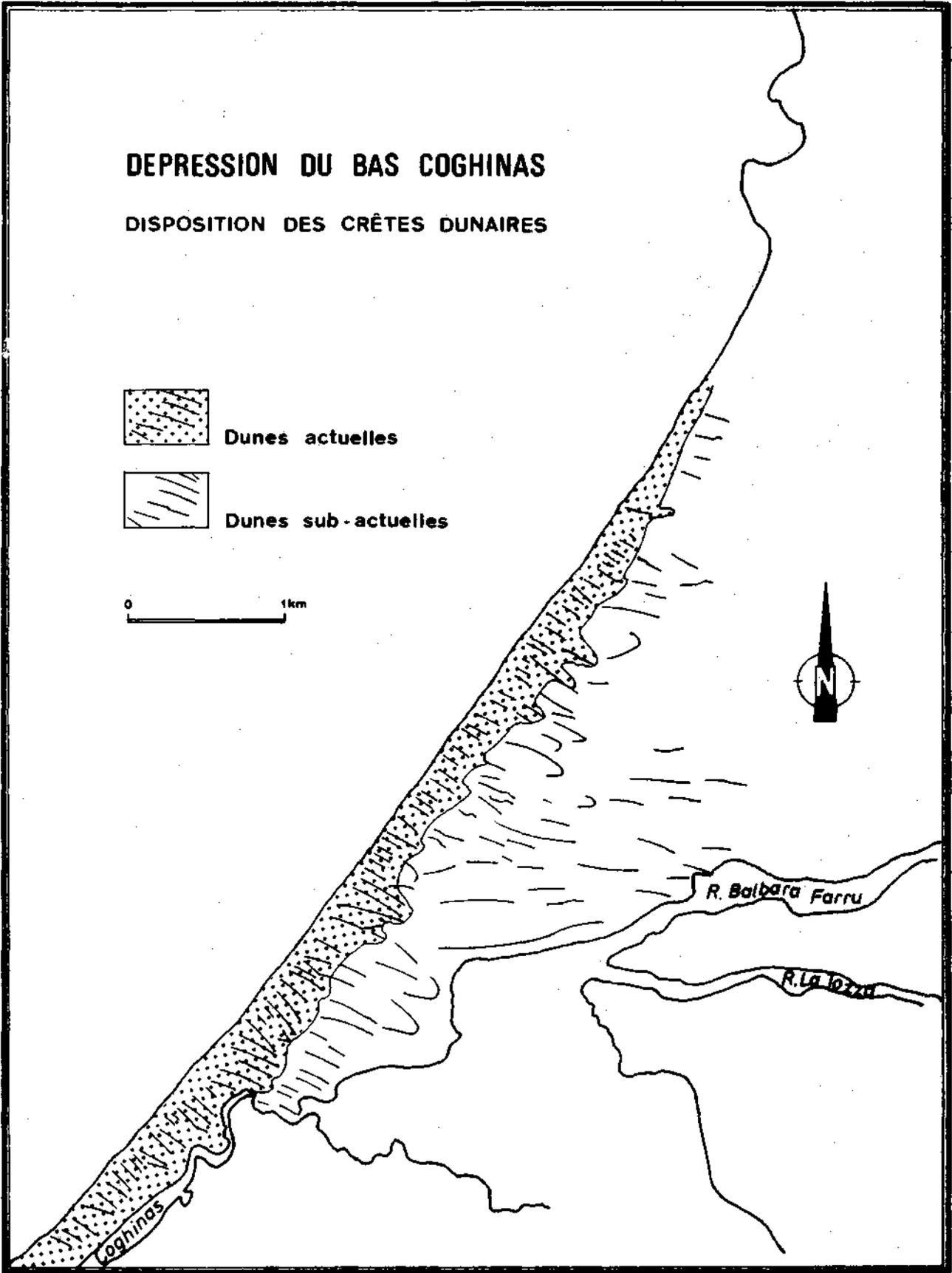


Fig.1.2.7. Carte des crêtes dunaires dans la dépression du Coghinás.

b.2) un second ensemble constitué par les dunes internes, compris entre le cordon dunal littoral au N.O., la basse terrasse du Coghinas et la vallée du Rio Balbara Farru au sud et la route nationale à l'est. Il se présente comme un réseau moins dense de dunes; celles-ci sont généralement subparallèles et moins élevées, quoique certaines dépassent 30 mètres. On y note aussi plusieurs dunes paraboliques dirigées vers le S.E. qui entourent des dépressions fermées qui offrent une certaine ressemblance avec les "pannes" du littoral belge. L'altitude de ces dépressions est parfois de 2 m. Ce secteur interne est en partie cultivé (vignes), ce qui indique une certaine stabilisation de ces dunes.

Dans une coupe, le long de la route de la marine de Badesi, nous avons relevé des racines encroûtées. D'autre part, dans une ancienne carrière, située à proximité de la basse terrasse du Coghinas, la coupe laisse apparaître un sable consolidé en grès. Aucune trace de rubéfaction n'y a été observée ni aucun fossile. Il est donc malaisé de donner un âge à cette formation dunaire "interne". Cependant, la fraîcheur des formes nous fait penser que ces dunes sont holocènes et peut-être même subactuelles.

Leur sable est exploité dans les lieux-dits Li Parisi di Oddastru et Badesi. Les coupes mettent en évidence sous ce sable holocène un horizon souvent rubéfié, une autre génération de dunes et des apports caillouteux d'origine torrentielle.

B 2. Les formations pléistocènes

Les dunes holocènes masquent, dans le secteur de Badesi, divers dépôts quaternaires que seul le hasard des coupes permettra de découvrir. Aussi, est-ce dans un souci de clarté que nous allons passer en revue coupes, affleurements et autres observations en les groupant par bassin-versant (carte 3.2.1 h.t., dans le 3e volume).

I. Bassin du riu Balbara Farru

Comme le montre la carte géologique (fig.1.2.1), ce torrent constitue la limite entre les granites de la Gallura au nord et les formations volcaniques permienes au sud. En outre, il traverse entre Badesi et La Tozza le substrat métamorphique.

Le lit actuel du riu Balbara Farru est bordé par une basse terrasse dont l'altitude relative est comprise entre 2 et 4 m et dont la largeur peut atteindre jusqu'à 350 m. Sa pente longitudinale est de 3 ‰ à l'aval de la route nationale et de 3,5 ‰ entre cette route et la voie communale qui relie Badesi et La Tozza. Les galets qui constituent cette basse terrasse ne présentent aucune trace d'altération et la matrice de ces alluvions est de couleur grise. D'autre part, cette basse terrasse n'est pas recouverte de dépôts éoliens, les galets sont apparents partout à la surface. On peut donc en conclure qu'elle s'est développée après la mise en place des dunes longitudinales holocènes.

De plus, une terrasse plus ancienne domine le lit actuel de 7-8 m. Cette terrasse est caractérisée par une rubéfaction de l'ordre de 7,5 YR et est surmontée par diverses générations de dunes parfois remaniées. Elle influence localement la morphologie et affleure en maints endroits:

a) Au sud-est de Badesi (fig.1.2.9), à proximité du pont de la route Badesi-La Tozza, affleure sur la rive gauche une terrasse rubéfiée (7,5 YR) dont le sommet domine le cours de la rivière d'au moins 7 m. Elle est constituée par un cailloutis très hétérométrique dont le centile atteint la valeur de 115 cm. Son spectre pétrographique (50 galets) se présente comme suit: des porphyres permien (54 ‰), des granites (38 ‰), des mica-schistes (4 ‰) et des quartz (4 ‰). Alors que les porphyres, de même que les quartz, sont très résistants, granites et mica-schistes sont souvent très altérés et parfois pulvérulents. L'indice d'émoussé mesuré sur 28 galets de porphyre (40 à 60 mm) est de 153. La rose d'orientation (fig.1.2.8) des galets indique qu'ils sont disposés selon une orientation préférentielle située entre N 170°E et N 180°E. La majeure partie des galets est donc allongée perpendiculairement au sens du courant.

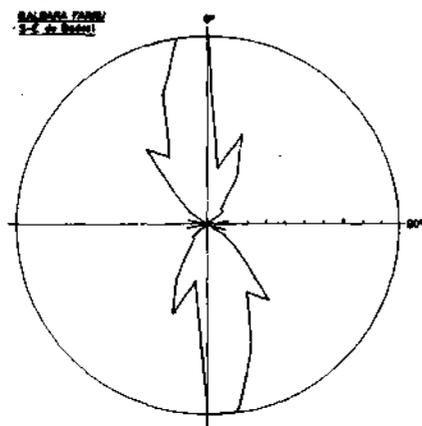


Fig. 1.2.8

Balbara Farru
S.E. de Badesi
Rose d'orientation
Terrasse C₂

Cette terrasse est surmontée par une formation sableuse à la base de laquelle sont intercalées des nappes caillouteuses subhorizontales. Ce placage sableux (n°4069) a une puissance qui oscille entre 2 et 6 m et recouvre la base du versant.

L'échantillon 4069 est constitué par un limon sableux mal classé (Hé: 0,85). Le grain médian est de 62 μ . 67 % du sédiment est inférieur à 105 μ et 26 % à 20 μ . L'analyse morphoscopique de la fraction 297-420 μ montre une grande proportion de grains émoussés-mats (24 %), ce qui témoigne d'un apport éolien, et un pourcentage de 34 % de grains de quartz anguleux-luisants, ce qui indique un apport local.

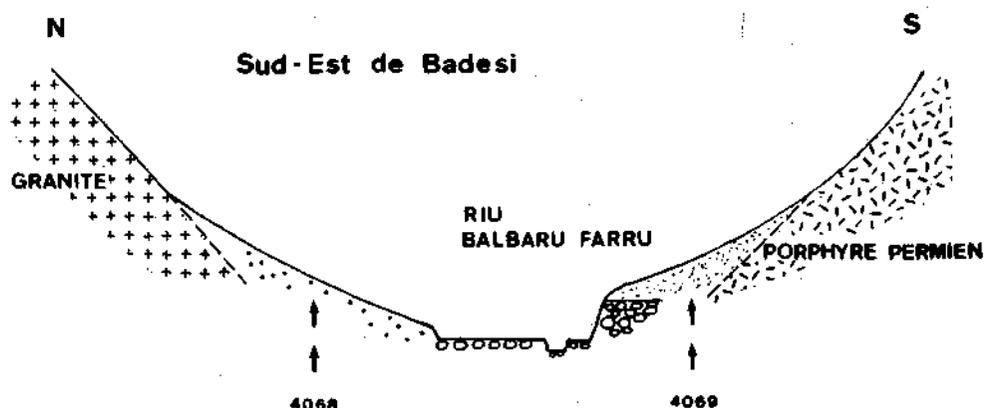


Fig.1.2.9. Coupe schématique au travers du Riu Balbarra Farru

Sur le versant de rive droite (fig.1.2.9) est aussi développé un important placage de sable éolien (4068) (jusqu'à l'altitude de 115 m) qui localement repose sur un granite pourri. Le sable (4068) présent sur le versant nord, est totalement différent du précédent. Le grain médian est de 477 μ . Le mode se situe entre 297 et 420 μ (21 % du sédiment). Seul 1,4 % du sédiment est inférieur à 105 μ . Le classement est modéré (Hé: 0,63; Q de ϕ : 0,64; Sorting Folk et Ward: 0,91). Quant à la morphoscopie des grains de quartz, de l'abondance de grains émoussés-mats et l'absence d'anguleux-luisants, on peut conclure que ce sédiment est d'origine éolienne.

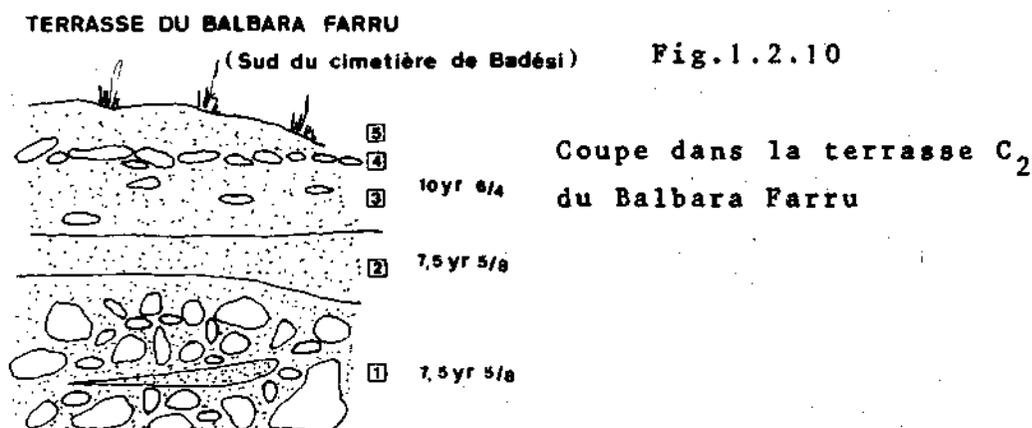
Le contact dune-colline se marque par une nette rupture de pente. Vers l'amont, ce placage est stoppé par un éperon rocheux au-delà duquel, face au Riu Tuvu, on ne rencontre plus que des minces placages, vers 150 m d'altitude, de sable très fin associé à des débris d'origine locale. L'analyse granulométrique montre un limon sableux mal classé (Hé: 0,7; Q de ϕ : 1,08). Le grain médian est de 86 μ . (55 % du sédiment est inférieur à 105 μ , et 11 % < 20 μ .) La morphoscopie des grains de quartz montre, dans la classe 297/420 μ 36 % de grains anguleux-luisants et 26 % d'émoussés-mats. Par contre, dans les fractions plus grossières, on ne retrouve que très rarement des émoussés-mats et il y a une majorité presque absolue des grains anguleux-luisants. Dans ce sable les apports proviennent de deux origines: une locale et un apport éolien. Ce sable fin résulte sans doute du triage qui s'est effectué tout au long du transport éolien et spécialement à la présence d'un obstacle rocheux important à surmonter.

b) A l'aval, 100 m au nord du pont sur la route nationale et près d'un petit carrefour, une gravière montre, sous des dépôts éoliens à tubulures (sables holocènes ?) un dépôt caillouteux comprenant des lentilles sableuses. La coloration de la matrice de cette ancienne alluvion est de 7,5 YR 6/6 (orange). Elle est constituée par une majorité de galets de porphyre qui présentent un cortex d'altération sur 1 à 2 mm d'épaisseur et par quelques cailloux de granite très altérés et parfois même pulvérulents. L'indice d'émoissé mesuré sur 31 galets de porphyre est de 167. Le centile de cette formation est de 45 cm.

Cette terrasse située à une altitude de 50 m (altitude relative: + 8 m) possède une pente longitudinale de 3 %. Elle se retrouve sur l'autre rive où elle possède la même coloration.

c) 300 m à l'aval de la route nationale (rive droite). Une grande sablière est développée dans les sables holocènes dont la puissance oscille entre 3 et 7 m.

Sur son flanc méridional une coupe montre la succession suivante, de bas en haut (fig.1.2.10):



1) Un dépôt de terrasse, dans une matrice rubéfiée de coloration 7,5 YR 5/8 (brun vif), comprenant de nombreux galets de porphyre, des granites très altérés à pourris, des gneiss présentant aussi une forte altération ainsi que de rares quartz. Dans ces alluvions, on note aussi une lentille sableuse. L'analyse morphoscopique des grains de quartz de cette lentille sableuse montre, dans toutes les classes envisagées, une majorité de grains émoissés-mats (38 à 70 %) et de fréquents ovoïdes-mats (8 à 18 %) et ronds-mats (6 à 10 %). Cela prouve que ce torrent remanie du sable éolien et des apports éoliens existant auparavant, ce qui sera observé plus loin.

2) Sur ce cailloutis, repose une nouvelle formation sableuse rubéfiée de même coloration que la terrasse (7,5 YR 5/8).

3) Ces formations sont recouvertes par des couches sableuses de coloration 10 YR 6/4 (jaune-orange terne) où on trouve, épars, des galets.

4) Un mince horizon caillouteux où les galets, de grandeur diverse, sont disposés à plat, jointifs, peu émoissés. Tous présentent une patine éolienne.

5) Cette "stone-line" est enfin surmontée par un épisode dunaire récent.

Le cailloutis (1) qui forme le plancher de la sablière, a une extension considérable. A la faveur de plusieurs autres coupes, nous l'avons observé jusqu'à Li Parisi di Oddastru, à 800 m au nord du Riu Balbaru Farru, toujours masqué par des dépôts sableux de 3 à 7 m de puissance.

d) Dans la sablière de Li Parisi di Oddastru (800 m au nord du riu), nous avons prélevé des sables non rubéfiés sans doute d'âge holocène. Leur analyse granulométrique montre qu'il s'agit de sable bien classé: Hé: 0,28 à 0,34, Q de ϕ : 0,31 à 0,37, Sorting F.W.: 0,46 à 0,54). Le mode se situe entre 297 et 420 μ et le grain médian à 416-417 μ (fig.1.2.25). L'analyse morphométrique des grains de la fraction 596 et 841 μ montre un pourcentage élevé d'émoussés-mats (26 à 36 %) mais seulement 4 % d'ovoïdes-mats. Ces caractères indiquent que ce sable est dû à un apport éolien sur une courte distance.

Formant le "plancher" de cette sablière et séparé des sables holocènes par une couche importante de sable localement rubéfié, affleure un cailloutis composé de galets faiblement émoussés. Un échantillon (4111) (fig.1.2.25) de la matrice montre un sable modérément classé (Hé: 0,35, Q de ϕ : 0,52, Sorting F.W.: 0,79) avec un mode localisé entre 841 et 1190 μ (35 %), le grain médian étant situé à 850. L'examen morphoscopique de la classe 595-841 μ montre une grande abondance de grains émoussés-mats (50 %) mais aussi quelques grains anguleux luisants (6 %) ce qui témoigne d'un apport éolien mêlé à quelques apports locaux. La présence de grains d'origine éolienne est aussi la preuve indirecte d'un épisode éolien ultérieur.

En poursuivant nos observations vers l'aval, on note:

e) A 500 m à l'ouest de la route nationale, à l'aval de la grande sablière, la coupe du chemin laisse apparaître, sous les apports éoliens holocènes, un épisode caillouteux situé à une altitude relative de 7-8 m. La matrice de cette formation est rubéfiée (7,5 YR) et les galets de granite sont très altérés.

L'émoussé mesuré sur 59 galets de porphyre est de 146. Quant au centile, il est de 74 cm.

Quant à la rose d'orientation (fig.1.2.11) des galets, elle présente un pic orienté vers N 160°E, ce qui nous permet de supposer un courant orienté vers N 250°E.

f) A 800 m à l'ouest de la route, toujours à l'altitude relative de 7-8 m, on retrouve les anciennes alluvions du riu Balbara Farru qui, ici, reposent sur une formation sableuse plus ancienne, également rubéfiée (7,5 YR 6/8 = orange), qui contient des cailloux isolés et de minces passées argileuses.

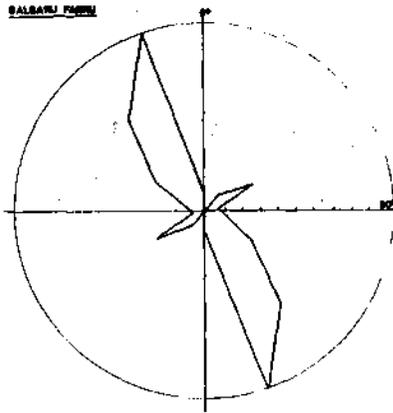


Fig.1.2.11

Rose d'orientation.

La terrasse se poursuit à la même altitude sur l'autre rive. L'analyse morphoscopique de ce sable montre, ici aussi, une grande abondance de grains de quartz émoussés-mats (apports éoliens) et un pourcentage non négligeable de grains anguleux-luisants (apports locaux).

Cet épisode sableux contraste avec le placage éolien qui surmonte cette terrasse, placage qui n'est pas rubéfié et qui est caractérisé par des racines encroûtées.

Synthèse des observations et conclusions

Bassin inférieur du Balbara Farru

On observe donc, dans le bassin inférieur du Balbara Farru, de bas en haut:

1) Des apports sableux éoliens qui ont été, par la suite, remaniés et mêlés à des apports locaux. Ils ont subi une rubéfaction de couleur orange (7,5 YR 6/8).

2) Une formation caillouteuse qui débute à l'amont du pont au sud-est de Badesi et qui, à l'ouest de ce village, s'étale sur plus de 1000 m de large. La pente de cette formation oscille entre 3 et 5,5 %. Son altitude est de 7 à 8 m par rapport au lit actuel du Balbara Farru.

Les galets de porphyre ont un faible émoussé d'amont en aval: 146, 167 et 153, valeurs qui supposent un transport sur une courte distance. De même, les centiles relevés, d'amont en aval: 115, 45 et 74 cm, témoignent de la compétence élevée du cours d'eau qui les a transportés.

Toutes ces observations concordent donc pour indiquer ici un grand cône du Balbara Farru.

Presque tous les granites, de même que les gneiss, sont très altérés et parfois même pulvérulents. Par contre, les galets de porphyre présentent un cortex blanc d'altération sur 1 à 2 mm. D'autre part, la matrice de ce dépôt a une coloration de 7,5 YR (5/8 à 6/6, brun vif à orange). Si l'on compare ce dépôt avec les terrasses du Coghinas (IIIe partie, ch.1, 2 et 3), sa rubéfaction et son altération le font ressembler aux niveaux T_4 et T_3 du Coghinas auxquels nous avons attribué un âge Riss (T_4) ou Würm ancien (T_3).

Cette dernière datation convient sans doute le mieux à ce large cône. Les apports considérables de cailloux et de blocs se seraient donc mis en place au début du Würm et seraient contemporains des importants dépôts de pente que nous avons observés, en Anglona, à la base des apports éoliens du Würm.

Si cette datation est adoptée, il est probable que les sables observés sous cette terrasse datent du Riss.

3) Ces dépôts caillouteux sont surmontés fréquemment par des apports sableux d'origine éolienne (comme le montre la morphoscopie des grains de quartz) remaniés et mêlés à des apports locaux qui parfois sont constitués par des cailloux. Le remaniement explique le classement modéré à mauvais de ces sables.

Leur coloration brune (oscillant entre 7,5 et 10 YR) et leur position nous permettent de les rattacher au Würm.

Toujours au cours du Würm, une partie de cette formation aurait été emportée par le vent et redistribuée plus loin (ce qui expliquerait peut-être les limons sableux retrouvés plus haut sur les flancs de la montagne) ne laissant sur place que des galets épars qui, finalement, auraient constitué un pavement protégeant le sable sous-jacent de toute action érosive ultérieure. Ce serait là l'explication des nappes subhorizontales de galets disposés à plat. Cette phase éolienne érosive expliquerait aussi le poli éolien remarquable des galets.

4) A l'Holocène, et peut-être même dès la fin du Würm, de nouveaux apports éoliens auraient recouvert une grande partie de ce secteur. Ces dépôts se présentent sous forme de dunes paraboliques et longitudinales qui sont responsables de la topographie heurtée de cette région.

Ces sables, bien classés, dont la puissance atteint souvent 6-7 mètres, sont l'objet d'une exploitation intense.

5) Ensuite, le riu Balbara Farru aurait mis en place la basse terrasse qui est encaissée dans le cône le plus ancien. Son altitude relative est de 2 à 4 m et sa pente oscille entre 3 et 3,5 %. Vers l'aval, elle se raccorde parfaitement à la plaine alluviale du Coghinas.

6) Ce n'est que tout récemment que ce torrent se serait encaissé dans ses alluvions. L'homme lui a d'ailleurs construit, ces dernières années, un lit en béton ainsi qu'un tracé artificiel le déviant vers la mer alors que son cours naturel en faisait un affluent du rio de la Tozza.

II. Le rio de la Tozza

Le rio La Tozza a un bassin versant beaucoup plus restreint que le Balbara Farru. Il ne draine que les formations volcaniques permienes et, entre La Tozza et Muntiggioni, le soubassement métamorphique.

Une succession de dépôts, comparable à celle du Balbara Farru, s'observe ici aussi. Ainsi, à l'aval du pont de la route nationale, sur la rive gauche du rio La Tozza, on observe la coupe suivante, de bas en haut:

1) Un dépôt sableux rubéfié (7,5 YR) d'une puissance d'au moins 4 mètres. L'analyse granulométrique d'un échantillon de ce sédiment montre qu'il s'agit d'un sable mal classé (Hé: 0,4; Q de ϕ 0,49; Sorting F.W.: 1,02) dont le mode se situe entre 297 et 420 μ (30 %). Le grain médian est de 328 μ . L'analyse morphoscopique montre presque exclusivement des grains mats avec une majorité d'émoussés (30 à 64 %), ce qui témoigne d'un façonnement éolien. Ici aussi, le mauvais classement peut s'expliquer par le remaniement du sédiment.

2) Un dépôt caillouteux d'une puissance d'1 m à 1,5 m repose sur ce sable(1). Sa matrice est rubéfiée(7,5 YR). La composition lithologique montre une majorité de porphyre(72%), puis des micaschistes(10%), des quartz(5%) mais aussi des granites(13%). La présence de galets de granite peut étonner dans ce dépôt, mais sans doute sont-ils des galets remaniés provenant d'un cône du Balbara Farru. Les galets de granite sont tous très altérés.

L'émoussé mesuré sur 52 galets de porphyre est de 154, valeur qui est du même ordre de grandeur que celle observée dans le torrent voisin et qui indique un transport fluvial sur une faible distance.

Le centile est seulement de 28 cm.

Contrairement à toute attente, les galets sont disposés parallèlement au sens présumé du courant (Fig.1.2.12). La majorité des galets est en effet allongée dans la direction N 60°E alors que le cours actuel est orienté vers N 80°E à l'amont et N 90°E à l'aval. Une telle disposition est sans doute à mettre en relation avec le cours torrentiel de ce ruisseau.

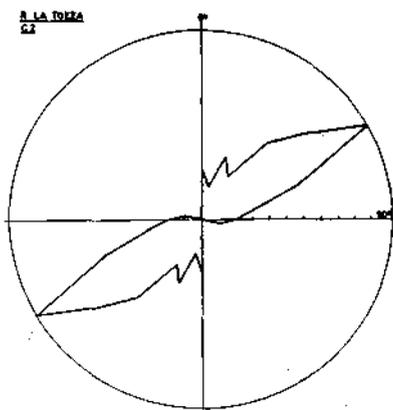


Fig.1.2.12

Rose d'orientation
Rio La Tozza .

3) Cette terrasse est, à son tour, surmontée de sable gris, parfois rubéfié. Un échantillon de ce sable a été prélevé dans la même formation mais à l'amont du pont. Il s'agit d'un sable modérément classé (Hé: 0,45; Q de ϕ : 0,45; Sorting F.W: 0,78). Le mode de ce sédiment est localisé entre 297 et 420 μ (32 %) et le grain médian à 393 μ . La morphoscopie des grains de quartz montre, ici aussi, une abondance d'émoûssés-mats (32 à 58 %) et de fréquents ovoïdes et ronds-mats. Le façonnement éolien est donc indubitable.

Par comparaison avec le Balbara Farru, on peut proposer les datations suivantes pour les divers épisodes observés:

1. un premier apport éolien remanié et attribuable au Riss.
2. la terrasse du rio La Tozza que l'on peut rattacher au Würm ancien.
3. un second apport éolien également remanié que nous datons du Würm.
4. et enfin, après une phase de creusement, la mise en place de la basse terrasse de l'Holocène.

III. Interfluve Riu Balbara Farru-Rio La Tozza

Au sud-ouest du pont sur le Balbara Farru, le talus de la route nationale laisse apparaître une formation sableuse qui repose, vers le nord, sur le cône C₂ (Würm ancien) de ce torrent et peut-être vers le sud sur celui du rio La Tozza.

La coupe laisse apparaître sur plusieurs dizaines de mètres de long la succession suivante, de bas en haut:

1) Un horizon sableux de coloration 7,5 YR 5/6 (brun vif). Il s'agit d'un sable modérément classé (Hé: 0,45; Q de ϕ : 0,54) dont le mode se situe entre 297 et 420 μ (28 %) et le grain médian à 392 μ . Il est à remarquer que 8 % du sédiment est inférieur à 20 μ . L'analyse morphoscopique de la fraction 595-841 μ montre presque exclusivement des grains mats (68 % d'émoûssés, 14 % d'ovoïdes, 8 % de subémoûssés et 4 % de ronds) ce qui indique un façonnement éolien.

2) Un autre horizon sableux de 50 cm d'épaisseur, de coloration 7,5 YR 5/4 (brun terne). Un échantillon prélevé dans cet horizon montre un sable modérément classé (Hé: 0,35; Q de ϕ : 0,41; Sorting F.W.: 0,76) qui présente un mode entre 297 et 420 μ (34 %) et un grain médian de 400 μ . L'analyse morphoscopique révèle une grande abondance de grains émoûssés-mats (44 à 88 %), ce qui témoigne d'un façonnement éolien. Le classement modéré ne peut s'expliquer que par un remaniement.

3) Une nappe subhorizontale de 10 cm d'épaisseur et composée de cailloux disposés à plat. Il s'agit de galets de porphyre permien, caractérisés par un poli éolien remarquable et par un émoûssé très faible: 88 (il a été mesuré sur un échantillon de 55 galets compris entre 40 et 60 mm). La disposition de l'allongement (fig.1.2.13) des galets est variée. Un mode se distingue cependant, il est orienté N 150°E. Cette direction est subparallèle à la plus grande pente du terrain.

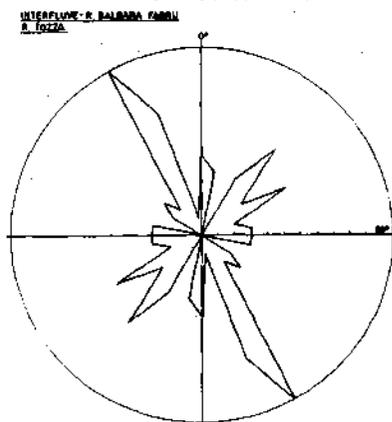


Fig.1.2.13

Nappe de cailloux.
Rose d'orientation.

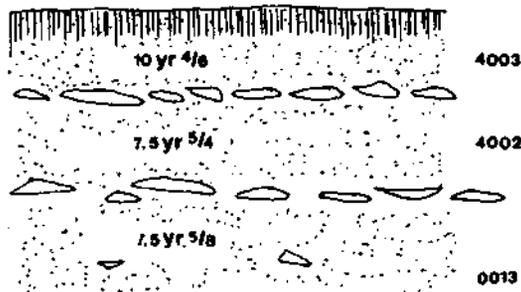
4) Un nouvel horizon sableux d'une puissance de 50 cm surmonte le pavement de galets. La coloration est de 7,5 YR 4/4 (brun). L'analyse granulométrique montre un sable modérément classé (Hé: 0,48) dont le mode se situe entre 297 et 420 μ (27 %). L'examen morphoscopique révèle une grande abondance de grains émoûssés-mats dans toutes les classes envisagées (54 à 88 %).

La position de ces formations sableuses et caillouteuses au-dessus des cônes-terrasses du Balbara Farru et du rio La Tozza attribués au Würm ancien, permet de les dater du Würm. Quant aux rubéfections observées, elles se sont développées pendant les divers interstades du Würm.

IV. Interfluve Rio La Tozza-Riu Muntigioni

La route nationale recoupe au sud du Rio de La Tozza un large cône lié au rio de la Tozza et laisse apparaître la succession suivante (fig.1.2.14) de bas en haut :

SUD RIU LA TOZZA



Coupe de la route nationale
(sud du riu La Tozza) .

Fig.1.2.14

1) Un épisode sableux de coloration brun vif (7,5 YR 5/8) dans lequel on retrouve çà et là quelques cailloux épars.

Un échantillon de sédiment (0013) y a été prélevé et la granulométrie montre un sable mal classé (Sorting F.W.: 1,08) malgré le bon classement de la partie centrale (Hé: 0,4; Q de ϕ : 0,45). Le mode se situe ici entre 420 et 595 μ (29 %) et le grain médian à 517 μ .

La morphoscopie des grains révèle de nombreux grains émoussés-mats (42 à 78 %), ovoïdes-mats (14 à 22 %) et ronds-mats (2 à 16 %).

Ici aussi, un façonnement éolien est certain.

2) Une nappe de cailloux tous disposés à plat et caractérisés par une patine éolienne.

Il s'agit surtout de galets de porphyre permien et également de rares granites peu altérés. Le centile de cette nappe est de 30 cm. L'émoussé des galets de porphyre est de 98 (mesure réalisée sur 55 galets entre 40 et 60 mm).

La mesure d'orientation de ces galets (fig.1.2.15) montre un allongement préférentiel de ceux-ci vers N 120° à N 130°E. Ces galets sont donc disposés parallèlement à la pente.

3) Cette nappe est surmontée par un autre épisode sableux de coloration brun terne (7,5 YR 5/4).

Il s'agit encore d'un sable (4002) à classement modéré (Hé: 0,55) constitué de grains à façonnement éolien comme le montre l'abondance des émoussés-mats (54 à 76 %).

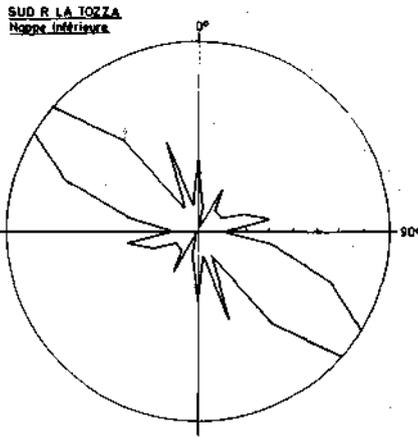


Fig.1.2.15

Orientation des galets
de la nappe inférieure.

4) Une seconde nappe de cailloux, semblable à la première repose sur le second épisode éolien. Il s'agit de galets de porphyre permien et aussi de rares quartz, tous à patine éolienne.

Le centile de cette formation est de 18 cm. Quant à l'émoussé, mesuré sur seulement 23 galets de porphyre, il est de 87.

La rose d'orientation des galets (fig.1.2.16) montre un allongement préférentiel semblable à la nappe inférieure avec un mode situé à N 130°E.

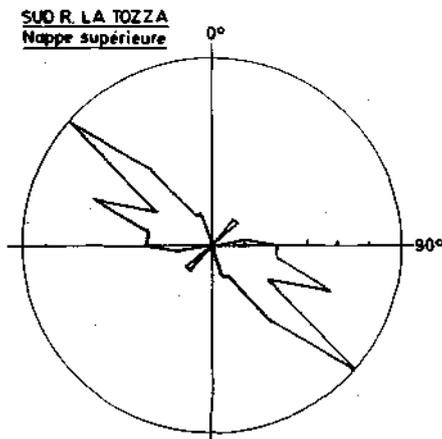


Fig.1.2.16

Orientation des galets.
Nappe supérieure.

5) Un dernier apport sableux de coloration 10 YR 4/6 (brun) surmonte cette nappe. Un horizon humifère est développé sur ce sable.

L'analyse morphoscopique (4003) de ce sable montre avec clarté le façonnement éolien: le pourcentage des grains émoussés-mats oscille entre 59 et 75 %.

V. Bassin du ruisseau d'Azzagulta

Au sud-ouest d'Azzagulta, s'étire une profonde vallée qui entaille le piedmont sur toute sa largeur. Le ruisseau intermittent n'occupe qu'un lit étroit creusé dans une large basse terrasse qui, localement, est recouverte de minces placages de sable (actuel ou subactuel).

Le versant de cette vallée, d'une hauteur d'au moins 30 mètres, recoupe vers le sud un long cône qui s'étire depuis Zambau (125 m) jusqu'à la basse terrasse du Coghinas (5 m). L'entaille du versant laisse apparaître une accumulation sableuse souvent rubéfiée (orange: 7,5 YR 6/6) mêlée à des apports locaux: cailloux et blocs de porphyre. Ces galets sont parfois isolés dans la masse sableuse, parfois disposés en nappes subhorizontales, parfois aussi groupés dans des lentilles fluviatiles ravinantes dont la puissance peut atteindre 2 m.

L'origine primaire éolienne de ce sable ne fait pas de doute puisque 36 à 76 % des grains sont émoussés-mats. Son mauvais classement (Hé: 0,55, Q de ϕ : 0,83) est dû à son remaniement.

Quant à la surface du cône, on y observe, mêlés à du sable, de gros blocs et des galets de porphyre. Il est cependant difficile de dire s'il s'agit ici d'un cône de déjection du ruisseau d'Azzagulta ou d'un pavement désertique.

Une chose est certaine, c'est l'importance considérable des dépôts sableux sur le flanc oriental de la dépression du Coghinas. Ces apports sableux masquent en effet le bas des versants de la Gallura jusqu'à une altitude de 100 m.

VI. Bassin du ruisseau de Zambau

Au sud du ruisseau d'Azzagulta et à l'ouest de la route Badesi-Viddalba, un petit ruisseau recoupe le flanc sud du long cône de Zambau.

La coupe du versant laisse apparaître un sable rubéfié: 7,5 YR 5/6 (brun vif) à 7,5 YR 6/6 (orange) contenant en son sein des galets épars de porphyre, disposés à plat et généralement allongés suivant le sens de la plus grande pente.

Localement l'accumulation sableuse est interrompue par des nappes subhorizontales de cailloux éolisés. Sans doute s'agit-il d'un lit de cailloux constitué sous l'action de la déflation éolienne.

Le sable prélevé dans cette coupe présente les mêmes caractères que ceux vus jusqu'à présent: classement modéré (Hé: 0,4; Q de ϕ : 0,50), proportion importante (60 à 72 %) de grains émoussés-mats. Seul le mode est ici plus élevé que d'habitude car il se situe entre 420 et 595 μ (31 %).

Les versants de cette vallée laissent apparaître, à 250 m à l'ouest de la route, sous plus de 25 mètres d'apports sableux, le bed-rock constitué par les schistes siluriens (cette formation paléozoïque est donc plus étendue que ne l'indique la carte géologique). Le profil transversal (fig.1.2.17) de la vallée est modifié lors du passage de la formation sableuse au bed-rock, il y a augmentation de la pente. De même, le contact entre le cône de Zambau et le flanc de la montagne se fait par une rupture de pente très nette (1.2.18).

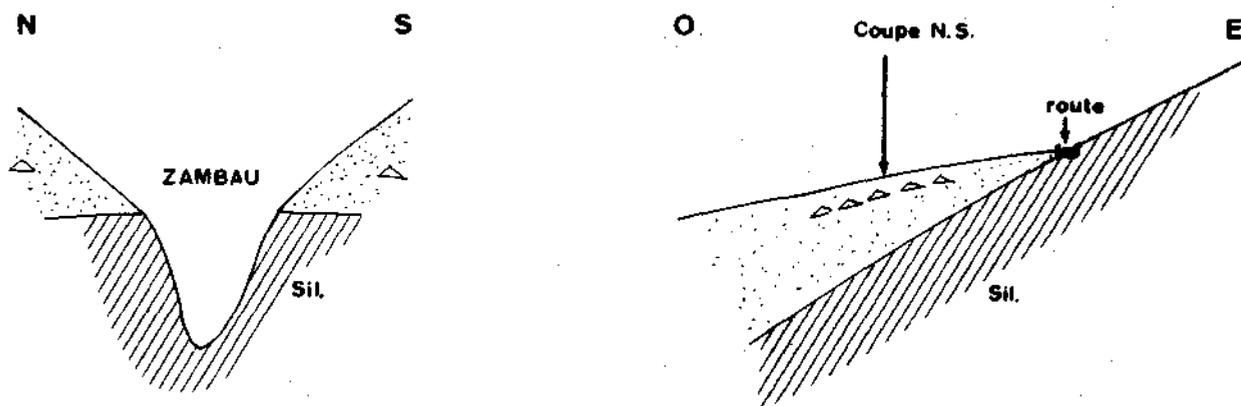


Fig.1.2.17. Coupe schématique N.S. au travers du ruisseau de Zambau.

Fig. 1.2.18. Coupe schématique E.O. au travers du cône de Zambau.

VII. Bassin du canale Naragheddu

A l'ouest du Li Reni, le torrent Canale Naragheddu recoupe, lui aussi, les accumulations quaternaires du piedmont de la Gallura. Cette vallée est caractérisée par la présence de plusieurs niveaux de terrasses dont la succession (fig.1.2.19 et 1.2.20) est conforme au schéma que nous avons proposé plus haut pour le Balbara Farru (p.112).

En effet, le torrent actuel est encaissé dans ses propres alluvions, celles-ci constituent une basse terrasse: c'est la terrasse C_1 que nous rattachons à la période holocène.

De part et d'autre de cette basse terrasse, s'étale une terrasse plus élevée (altitude relative: environ 10 m) dont la pente varie entre 4 et 6 %. Elle est constituée de galets et de blocs de porphyre dont certains possèdent un cortex blanc

d'altération. Sur son flanc nord, elle est localement recouverte sur une puissance visible de 5 m par des sables éoliens mêlés à des apports locaux: des galets subanguleux de porphyre qui parfois sont disposés en nappes subhorizontales.

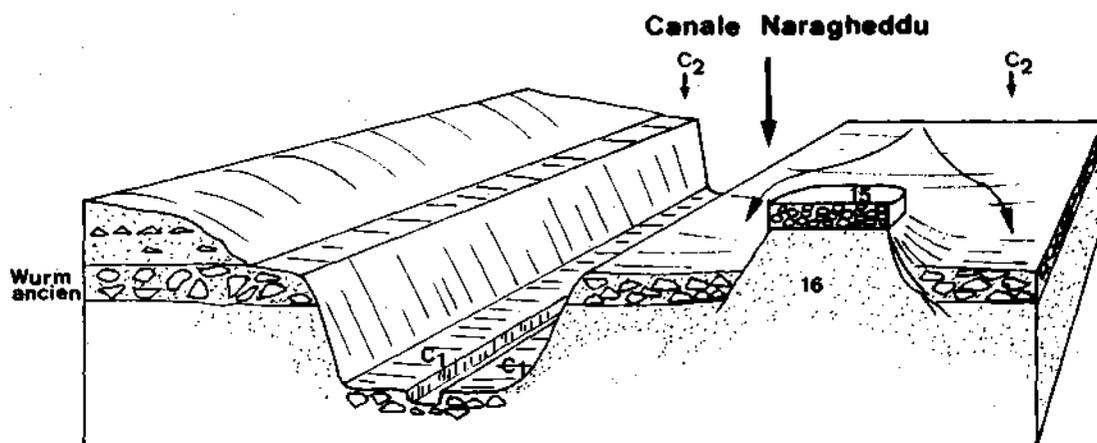


Fig.1.2.19. Bloc diagramme de la vallée de Canale Naragheddu

Ce sable est modérément classé (Hé: 0,35; Q de ϕ : 0,44; Sorting F.W.: 0,96) et possède un mode bien marqué entre 297 et 420 μ (36 %). Sa coloration oscille entre 7,5 YR 5/8 et 7,5 YR 6/8.

Surmontant cette couche de sable, un nouvel épisode éolien de 2 m de puissance, de coloration moins intense 10 YR 6/4 est recouvert par la végétation. Ce cône-terrasse est comparable au cône C₂ attribué au Würm ancien. Quant aux dépôts éoliens remaniés qui le surmontent, ils datent sans doute de divers épisodes du Würm tandis que les rubéfactions seraient contemporaines des interstades du Würm.

Au sud du Canale Naragheddu, le cône C₂ a isolé un lambeau de terrasse du Coghinas attribué à l'interglaciaire Gunz-Mindel (IIIe partie, ch.2 et 3) qui se trouve ainsi en inversion de relief. Le cône C₂ est aussi localement entaillé par une dépression peu profonde. Vers le sud, le cône C₂ de Canale Naragheddu s'appuie sur le flanc du large cône de La Muddizza (C₄) (fig.1.2.20).

VIII. Bassin du riu Badu Crabili

Dans son tracé gallurais, le riu Badu Crabili coule dans une direction NE-SE. A son débouché dans la dépression du Coghinas, il vire brusquement vers le sud. Cependant dans l'axe de son tracé

gallurais s'est développé un large cône. Il s'agit du cône de Lamudizza (C_4) qui domine vers le nord les cônes du Canale Naragheddu et vers le sud la région de Viddalba. Le sommet de ce cône se situe au sud de la C.Spezzigu à une altitude de 106 m et domine vers l'est le coude du Badu Cribili. Ce cône possède une pente régulière de l'ordre de 2-2,5 % vers l'ouest. A San Leonardo, il semble se raccorder à la terrasse n°10 du Coghinas, terrasse que nous avons rangée dans le niveau T_5 , c'est-à-dire au Mindel (IIIe partie, ch. 2 et 3).

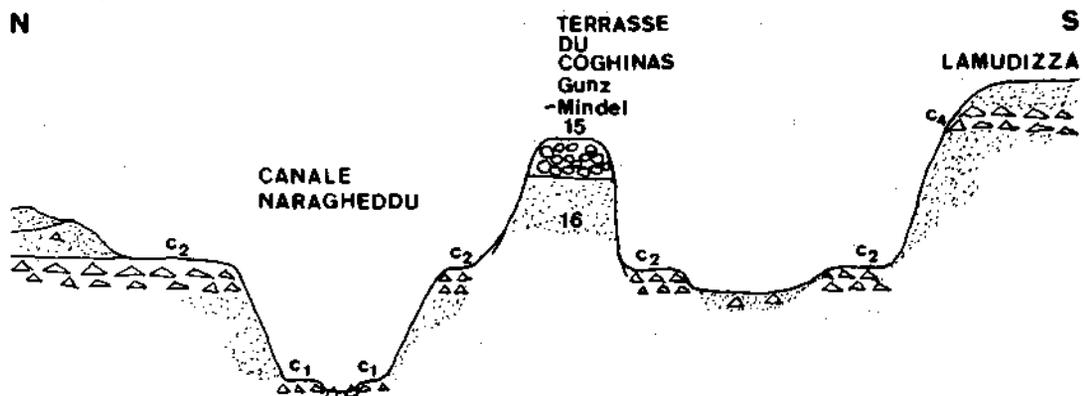


Fig. 1.2.20. Coupe schématique N.S. de la vallée de Canale Naragheddu.

Ce cône est constitué de gros galets de porphyre permien présentant un cortex blanc d'altération. Il est surmonté par des placages sableux qui peuvent avoir 2 mètres de puissance. D'autre part, il repose sur d'autres apports sableux qui sont rubéfiés: orange (7,5 YR 6/6).

Il s'agit de sable modérément classé (Hé: 0,32; Q de ϕ : 0,43; Sorting F.W.: 0,72) présentant un mode entre 297 et 420 μ (37 %). L'analyse morphoscopique de la fraction 595-841 μ montre que 60 % des grains sont émoussés-mats et ont donc subi un façonnement éolien.

La présence de dépôts sableux sous ce cône suppose des apports éoliens dès le Mindel.

Au sud du cône de Lamiduzza, la compréhension du relief est rendue très malaisée à cause des nombreuses sablières qui ont totalement modifié le paysage.

Cependant, à la sortie septentrionale de Viddalba, un large replat (C₃) s'étale vers 64 m, de part et d'autre de la route. Il est situé au S.E. et en contre-bas du cône de Lamudizza. Sous un placage sableux dont la puissance peut atteindre 2 m, on observe des galets subémoussés de porphyre. L'altitude de cette terrasse par rapport au Badu Crabili est de 24 mètres. C'est sans difficulté que l'on peut la raccorder à la terrasse n°8 de San Leonardo. La terrasse n°8 appartient au niveau T₄ du Coghinas et un âge Riss lui a été attribué (IIIe partie, ch.2 et 3).

Toujours au nord de Viddalba, un autre replat s'étale vers 50 m (altitude par rapport au Badu Crabili: 10 m). Il montre aussi un cailloutis surmonté par un faible placage sableux. Par son altitude relative on peut le rattacher au niveau T₂ du Coghinas que nous avons daté du Würm ancien. Le cailloutis de C₂ repose sur des couches sableuses qui sont entamées par plusieurs sablières.

Parfois la base des sablières est constituée par un cailloutis. Il s'agirait là d'un dépôt alluvial antérieur à C₂ mais qu'il est malaisé de raccorder et donc de dater.

Dans les sablières du nord de Viddalba, nous avons récolté 3 échantillons de sable: n°1077 qui repose sur le cailloutis C₂, les n°1078 et 1079 qui reposent sous le cailloutis C₂ et dont l'âge serait peut-être riss.

L'analyse granulométrique de ces sables montre qu'ils sont modérément classés et qu'ils possèdent tous un mode important localisé entre 297 et 420 μ .

L'examen morphoscopique des grains de quartz montre une grande abondance de grains émoussés-mats ce qui témoigne d'un façonnement éolien.

N°	Hé	Q de ϕ	Sorting F. W.	Mode 247/420 μ	Grains émoussés-mats
1077	0,30	0,38	0,66	40 %	62-82 %
1078	0,32	0,40	0,62	37 %	54-88 %
1079	0,40	0,50	0,75	32 %	52-94 %

Dans ces sables, nous avons aussi retrouvé de rares galets éolisés.

IX. Le cailloutis de ENAS

Au coeur des dunes subactuelles, au lieu-dit Enas, le long de la route de la marine de Badesi, apparait dans une coupe, un cailloutis à caractère fluviatile.

Dans cette coupe, on observe la succession suivante de haut en bas:

1) Un épisode sableux de 1,50 m de puissance, de coloration jaune-orange terne (10 YR 6/4) traversé par des cannelures verticales (témoins de racines). L'analyse granulométrique de ce sédiment montre un sable modérément classé (Hé: 0,35; Q de ϕ : 0,42; Sorting F.W.: 0,73) dont le mode se situe entre 297 et 420 μ (37 %) et dont le grain médian est de 402 μ . Par comparaison avec les autres courbes granulométriques, il s'agit d'un dépôt éolien remanié, comme l'atteste par ailleurs la présence d'éléments grossiers anguleux. Le façonnement éolien est prouvé par l'abondance de grains subémoussés-mats (42 %) et émoussés-mats (42 %) (classe granulométrique examinée 595-841 μ).

2) Un épisode caillouteux d'une puissance maximum de 1,5 m, dont la matrice est rubéfiée: orange (7,5 YR 6/6). Le centile de cette formation est de 30 cm et on y relève de nombreux granites qui sont altérés à très altérés, quelques micaschistes altérés également, de rares quartz mais aussi des roches basiques assez résistantes provenant sans doute de filons traversant le granite. Ces cailloux présentent généralement un cortex blanc d'altération.

L'émoussé des galets, mesuré sur 57 galets de roches basiques, est de 163, valeur qui indique un transport fluviatile sur une courte distance.

Un échantillon de la matrice a été examiné: il s'agit d'un sable mal classé (6 % de sédiment est inférieur à 2 μ) dans lequel se dégage un mode très net entre 297 et 420 μ (40 %). L'examen morphoscopique montre une abondance de grains émoussés-mats mais aussi des grains anguleux et subanguleux-luisants.

3) Sous ce dépôt caillouteux, nous avons observé un autre dépôt sableux également rubéfié de couleur rouge (7,5 YR 6/6).

Par sa rubéfaction et sa coloration, ce cailloutis est comparable aux terrasses C₂ du rio Balbara Farru et au rio de la Tozza. Il daterait donc du Würm ancien. Topographiquement, le cailloutis d'Enas ne peut qu'appartenir au rio di Enas qui se situe à 700 m plus au nord. Il s'agit donc du témoin d'un cône de ce torrent, développé à son débouché dans la dépression côtière. Ce cône est, aujourd'hui, complètement masqué par les dunes.

X. Lu Nibareddu

A proximité du carrefour, entre la route nationale et la route qui se dirige vers la marine de Badesi, affleurent les schistes cristallins sur lesquels repose un conglomérat constitué par des granites très altérés à pulvérulents (ils s'effritent sous la pression du doigt), des schistes dans le même état et quelques roches basiques plus résistantes. La coloration de la matrice atteint 5 YR. Etant donné l'état de l'altération et l'intensité de la rubéfaction, on peut penser qu'il s'agit d'une formation très ancienne, du début du Quaternaire peut-être.

Le centile de cette formation est très élevé: 1,60 m. Quant à l'émoissé, mesuré sur 33 cailloux de roches basiques compris entre 40 et 60 mm, il est de 91 seulement, ce qui est l'indice d'un très faible transport. Les schistes sont fort anguleux et n'ont donc subi qu'un transport minimum.

L'orientation des galets montre un allongement préférentiel vers N 20°W (fig.1.2.21), direction qui est parallèle à la pente du versant.

Il s'agit du témoin d'un torrent, peut-être affluent du Rio Enas.

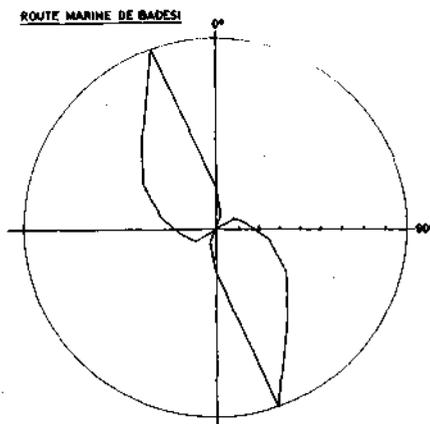


Fig. 1.2.21

Rose d'orientation .

Lu Nibareddu .

L'analyse de la matrice montre un sable très mal classé (Hé: 0,95; Q de ϕ : 1,33) dont le mode se situe entre 841 et 1190 μ . L'analyse morphoscopique de ce sable révèle un grand nombre de grains anguleux-mats à subémoissés-mats. La présence de grains anguleux-mats est la preuve d'une matité chimique et non éolienne. Cette matité chimique s'accorde avec l'altération exceptionnelle de cette formation.

REPARTITION DES EPANDAGES SABLEUX ET LIMONEUX A L'EST DE LA ROUTE BADESI - VIDDALBA

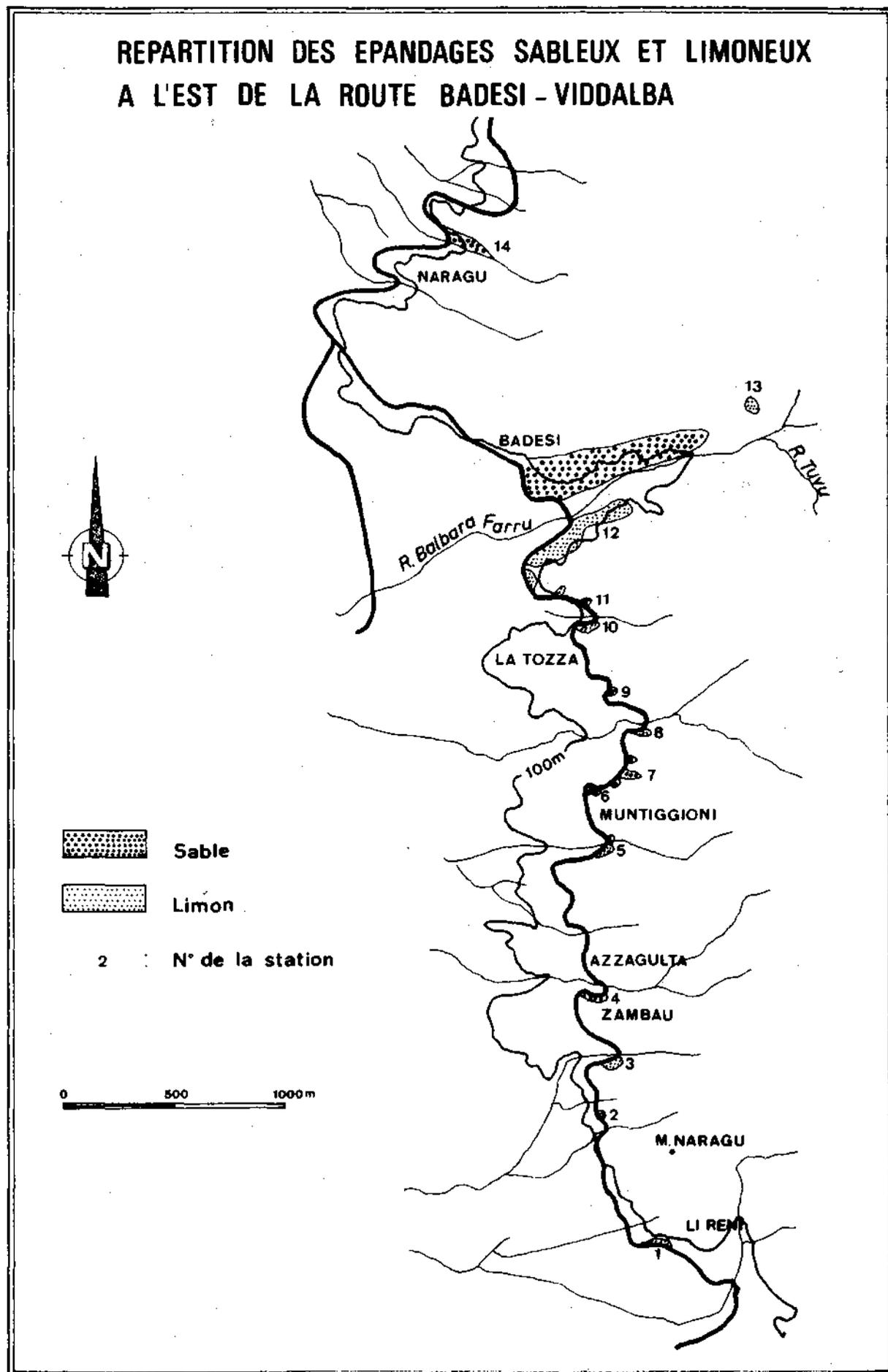


Fig.1.2.22. Carte de répartition des épandages sableux et limoneux à la limite orientale de la dépression du Coghinas.

XI. Limite orientale des dépôts quaternaires dans la dépression du Coghinas

Comme nous venons de le voir, les dépôts quaternaires masquent la bordure de la Gallura depuis la basse terrasse du Coghinas jusqu'à la cote approximative de 100 m qui est matérialisée dans le paysage par la route Badesi-Viddalba. C'est aussi le long de ce contact Quaternaire-Paléozoïque que l'habitat est disséminé.

Alors que la majorité des dépôts quaternaires est constituée par des sables éoliens remaniés dont le mode se situe généralement entre 297 et 420 μ , par contre, à la limite orientale de ces accumulations, il est fréquent de retrouver des placages discontinus de limon. La carte 1.2.22. montre leur répartition.

En allant du sud vers le nord, nous avons observé des affleurements de limon à

1. Li Reni (90 m)
2. Monte Naragu (125 m)
3. Zambau (125-130 m)
- 5.6. Muntiggioni (140 m)
- 8.9. Sud de la Tozza (140 m)
- 10.11. Nord de la Tozza (115 m)
- 12.13. Balbara Farru.

Parfois cependant, des placages sableux s'observent aussi comme à

4. Zambau (140 m)
7. Muntiggioni (140 m)
14. Nord de Badesi (100-125 m)

et au sud de Badesi.

Les analyses granulométriques de ces sédiments les différencient nettement (fig. 1.2.23.).

Pour les sables, le classement est médiocre tandis que pour les limons il est franchement mauvais.

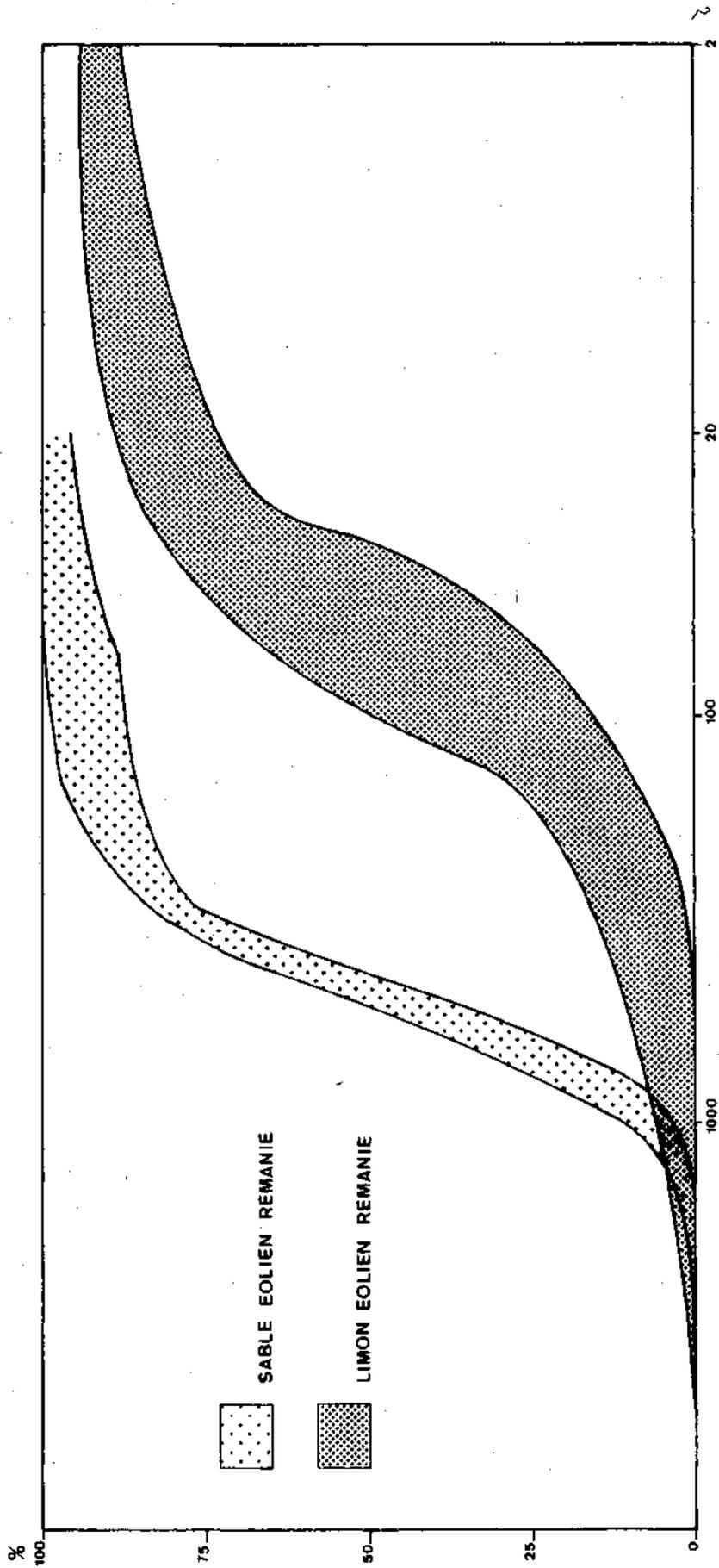


Fig.1.2.23. Enveloppes des courbes granulométriques cumulatives des limons et des sables éoliens remaniés. Limite orientale de la dépression du Coghinas.

	Sable	Limon
Classement		
Hé de Cailleux	0,38-0,46	0,58-1,15
Q de ϕ Krumbein	0,45-0,55	0,66-1,38
Sorting Folk et Ward	1,24-1,29	—
Mode	420-595 μ (27 à 35%)	51-74 μ (14-22%) 74-105 μ (16%).

La coloration des sables et des limons oscille entre 7,5 YR 6/6 et 10 YR 4/6.

L'analyse morphoscopique des limons montre que ceux-ci sont associés à des apports locaux parfois importants, ce qui était déjà visible sur le terrain : ces limons sont souvent surmontés par des dépôts de pente qui peuvent être très importants. Ils reposent généralement sur le bed-rock paléozoïque, mais aussi sur la terrasse du Balbara Farru que nous avons rangée dans le Würm ancien. En conséquence, si tous ces dépôts sont contemporains, ils seraient donc d'âge Würm, ainsi que les dépôts de pente qui les surmontent.

Il est vraisemblable que c'est le mistral qui les a mis en place. En effet, la plupart des placages sont localisés sur le versant sud des vallons qui découpent la bordure de la Gallura, versants qui sont exposés aux vents du N.O. (fig. 1.2.22).

La présence des limons résulte sans doute du triage qui s'est effectué tout au long du transport éolien.

C. Conclusions

En conclusion, la dépression du Coghinas est caractérisée par des accumulations quaternaires d'une ampleur peu commune.

Alors que dans la partie anglonaise de la dépression, les dépôts quaternaires sont limités à une mince couverture discontinue de sable d'origine éolienne, alors que la partie centrale de la dépression se caractérise par un développement parfois remarquable des dépôts alluvionnaires du Coghinas (voir à ce sujet le chap. II de la 3e partie), le versant gallurais de cette région est masqué, jusqu'à l'altitude de 100 m et parfois plus, par des accumulations éoliennes (sableuses ou limoneuses, holocènes ou pléistocènes, remaniées ou non) d'une extension et d'une puissance considérable. Ce développement intensif des dépôts éoliens sur le seul bord oriental de la dépression du Coghinas est dû essentiellement à une exposition aux vents du N.O., c'est-à-dire au Mistral.

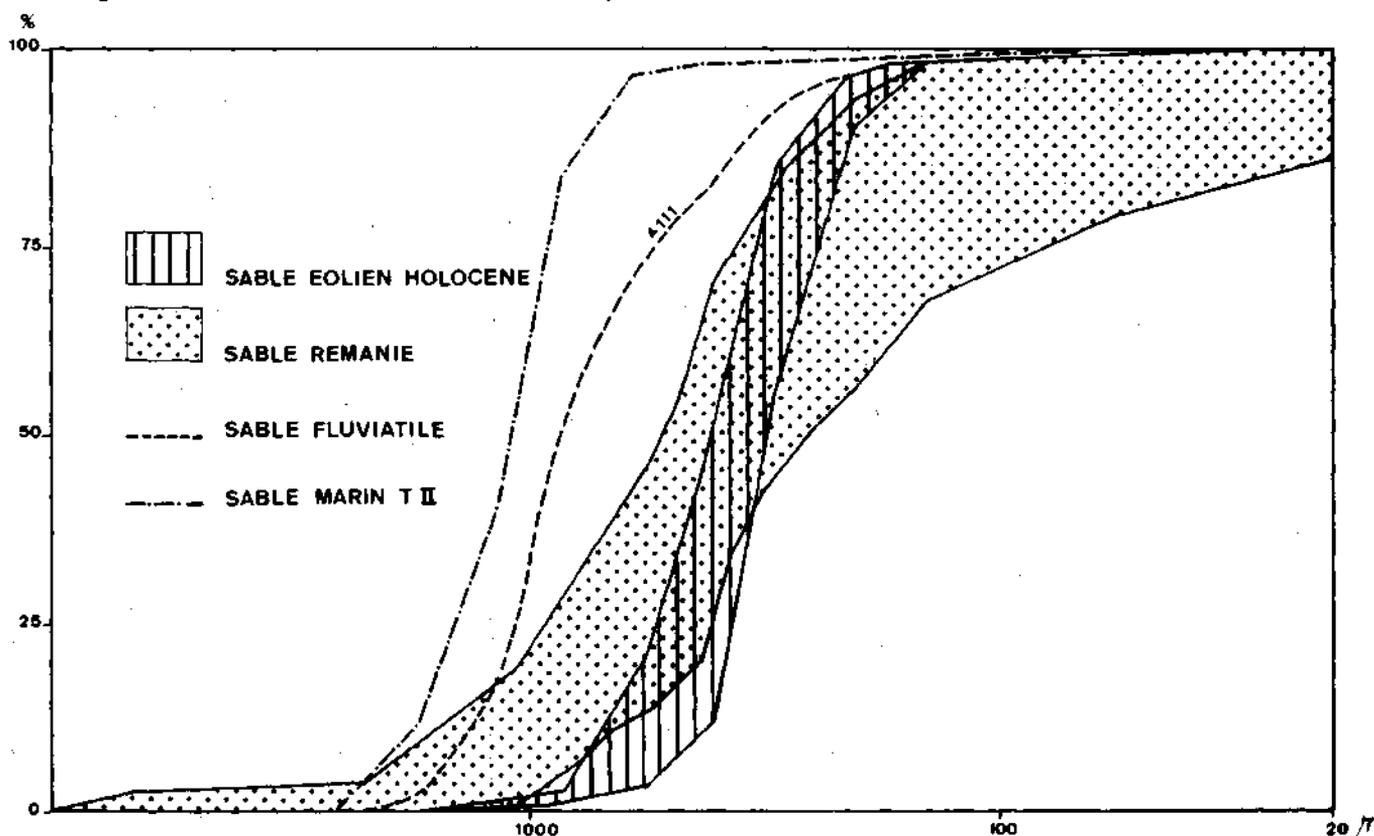


Fig.1.2.24 : Enveloppes des courbes granulométriques
a) des sables éoliens remaniés d'âge pléistocène de la dépression du Coghinas.
b) des sables éoliens actuels et holocènes.

Pour comparaison, nous présentons sur ce graphique un sédiment fluvial (LI PARISI DI ODDASTRU) et un sable de plage du Tyrrhénien II (LA CIACCIA).

L'origine éolienne de ces sables n'est cependant pas acceptée par tout le monde. Tout récemment, G. PIAMONTI FORTELEONI (1973) estimait en se basant sur la granulométrie que ces sables étaient d'origine fluviatile. Nous avons remarqué comme elle que la plupart des sables récoltés étaient modérément bien classés à mal classés (fig. 1.2.24). De plus, la comparaison avec les graphiques de Friedman (fig. 1.2.25), qui associent les indices de médiane et de classement ou de classement et d'asymétrie permet d'attribuer à ces dépôts une origine "fluviatile".

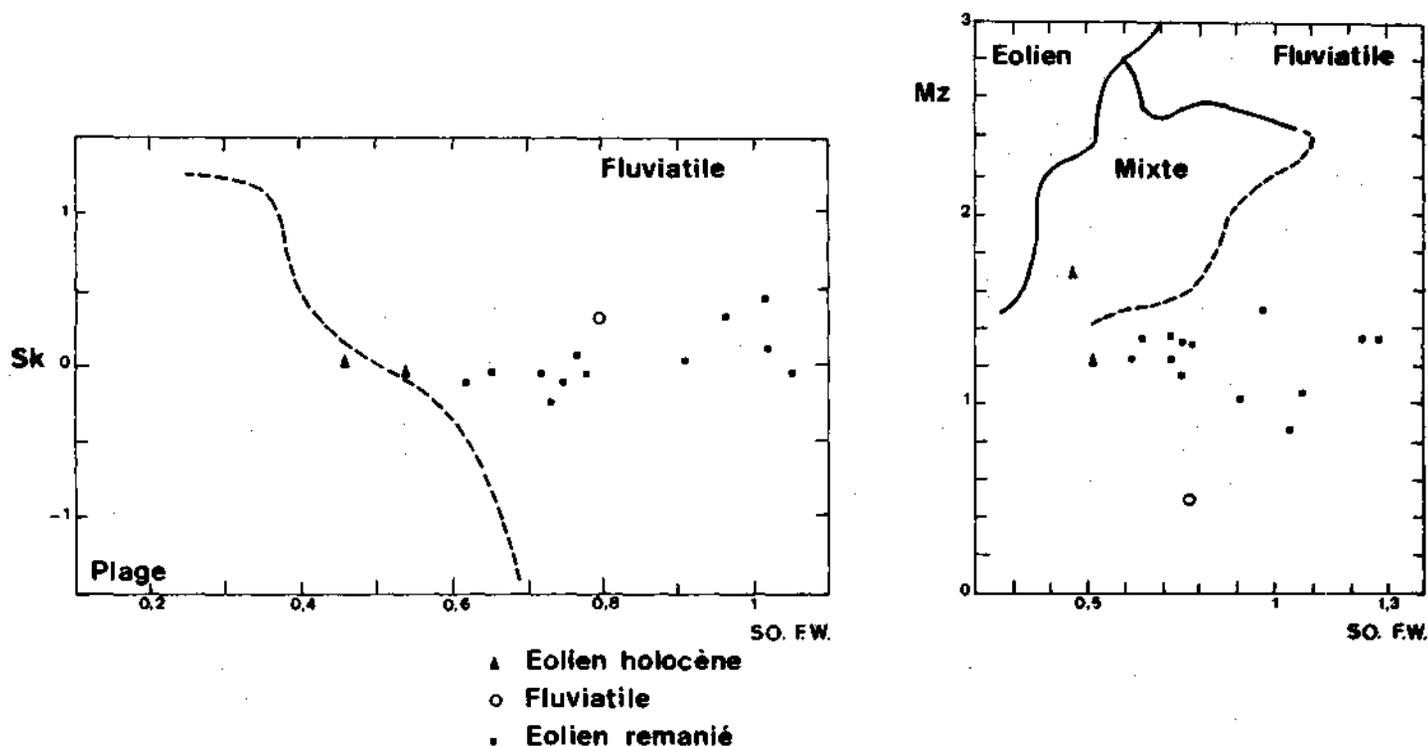


Fig. 1.2.25. - a) Diagramme classement (sorting)
 - asymétrie (SK)
 b) Diagramme classement (sorting)
 - diamètre moyen (Mz)

Cependant, la morphoscopie des grains de quartz met en évidence une majorité de grains émoussés-mats ainsi qu'un pourcentage non négligeable d'ovoïdes et de ronds-mats. Cette matité, preuve de l'empreinte éolienne, n'a pu cependant être effacée par les remaniements engendrés par les écoulements provenant des torrents de la Gallura. Ces remaniements sont d'ailleurs responsables de la présence de débris d'origine locale (cailloux de porphyre, grains de quartz anguleux-luisants...) et qui expliquent donc le classement médiocre de ces sables).

L'origine éolienne de ces sables est aussi confirmée par la présence de minéraux lourds allochtones. Parmi ceux-ci, on note des grains émoussés d'augite et d'hyperstène (G. FIERRO et A. OZER, 1974). Ces minéraux qui proviennent du volcanisme tertiaire de l'Anglona ont d'abord été transportés au large par des torrents côtiers et par le Coghinas, puis à la faveur des phases marines régressives ont été redistribués par le vent notamment dans ce secteur.

Pour mémoire, signalons que S. VARDABASSO (1942 et 1955) et A. MORETTI (1959) attribuaient aussi à ces sables une origine éolienne.

Sur le flanc oriental de cette région, les apports éoliens remaniés alternent avec les cônes de déjection des torrents de la Gallura. Ces divers cônes ont pu être raccordés aux terrasses du Coghinas en se basant sur le critère altimétrique ainsi que sur l'intensité de l'altération des galets et de la coloration de leur matrice.

Quatre générations de cônes ont pu ainsi être reconnues :

- a) C₁ qui se raccorde parfaitement à la basse terrasse t₁ du Coghinas à qui nous avons attribué un âge holocène et peut-être même un âge historique (III^e partie, chap. 2).
- b) Les cônes C₂ que l'on peut rattacher au niveau T₃ du Coghinas qui est daté du Würm ancien.
- c) Le cône C₃ qui se raccorde au niveau T₄ (Riss) en se basant sur le seul critère altimétrique.
- d) Le cône C₄ qui est bien développé à Lamudizza et qui peut se rattacher au niveau T₅ du Coghinas, rangé dans le Mindel.

En outre, tous ces cônes caillouteux reposent sur des épandages sableux. On peut donc en conclure, sur la base des âges proposés aux divers cônes, que les dépôts éoliens se sont mis en place au moins dès le Mindel, au Riss, au Würm, à l'Holocène et encore aujourd'hui. Les derniers dépôts sont d'ailleurs caractérisés par des dunes longitudinales développées parallèlement à la direction du Mistral.

Les dépôts éoliens remaniés d'âge wûrm sont aussi caractérisés par des épandages subhorizontaux de galets peu émoussés (Em. : 87 à 98), caractérisés par une patine éolienne remarquable, disposés à plat et allongés parallèlement à la plus grande pente. Ces nappes de cailloux éolisés correspondent sans doute à des surfaces de déflation développées à une période du Wûrm caractérisée par une faible végétation et par un pouvoir érosif considérable du vent.

Rappelons enfin la coupe particulièrement intéressante de San Pietro a Mare qui montre, sous les dépôts de plage du Tyrrhénien II, un grès éolien et une autre plage fossile que l'on peut respectivement dater, avec prudence, du dernier stade et du dernier interstade du Riss.

CHAPITRE III

LES COTES DE GALLURA

La Gallura, région essentiellement granitique, forme le secteur nord-oriental de la Sardaigne (fig. 1.0.2). Nous en avons étudié le littoral sur son versant nord-oriental - de la dépression du Coghinas au Capo Testa - et sur une partie de son flanc nord-oriental: du Capo Testa aux presqu'îles de Culluchia et Isuledda (Fig.1.3.10).

Ces deux secteurs littoraux seront présentés séparément: en effet, si l'allure des côtes du N-O est "rectiligne en grand" et régi par des lignes de fracture, l'autre versant de la Gallura est particulièrement découpé: c'est une côte à rias qui débute dès Santa Teresa pour se prolonger au-delà d'Olbia. D'autre part, le littoral nord-occidental a été soumis - et l'est toujours - aux vents violents du Maestrale alors que l'autre face est à l'abri de ces influences; aussi, l'aspect et l'importance des dépôts éoliens seront-ils fondamentalement différents entre ces deux versants.

A. La Gallura nord-occidentale

Le littoral de la Gallura nord-occidentale sera parcouru d'ouest en est en envisageant successivement (fig.1.3.10)

- I) Le secteur d'Isola Rossa - Li Canneddi (fig.1.3.1.)
- II) Les côtes de Tinnari (fig.1.3.1)
- III) La "Costa Paradiso" (fig.1.3.2)
- IV) Le secteur de Porto Bello - Torre Vignola (fig.1.3.3)
- V) La zone de Monte Russu (fig.1.3.4)
- VI) La région de Rena Majore (fig.1.3.5)
- VII) Le littoral de La Colba (fig.1.3.6)
- VIII) La presqu'île de Capo Testa (fig.1.3.7)

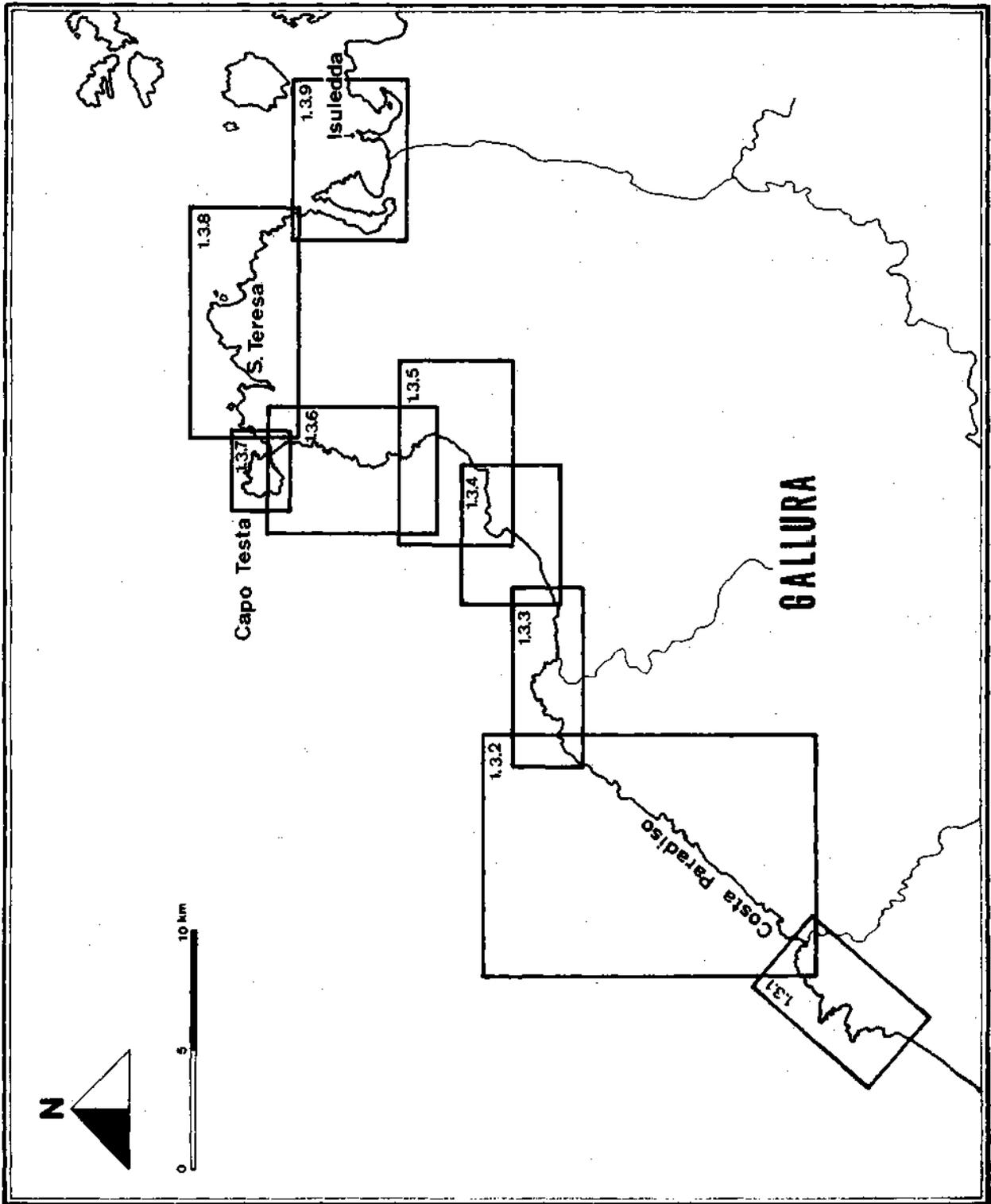


Fig. 1.3.10 : Situation des cartes des divers secteurs littoraux étudiés en Gallura.

A. I. ISOLA ROSSA - LI CANNEDI (fig.1.3.1)

Ce secteur du littoral se présente comme une série de caps, taillés dans le granite, qui délimitent de petites baies. Un système de diaclases guide le découpage de ces avancées rocheuses dont l'aspect est particulièrement déchiqueté: ainsi, à Isola Rossa, à proximité de la tour, deux flots sont séparés du cap par d'étroites diaclases orientées N 50-55°E. On y remarque aussi des diaclases N-S et E-O. A la pointe de Li Cannedi, le modelé des côtes est influencé par un jeu de fractures orientées respectivement N 25°E et N 115°E.

Le granite est aussi découpé en plates-formes d'abrasion actuelles et fossiles associées à des dépôts de plage. La baie de Li Puzzi (située au sud d'Isola Rossa) nous en montre un exemple:

A. I. a) Sur le flanc sud de la baie de Li Puzzi, une plate-forme d'abrasion de plus de 10 m de large est développée au niveau de la mer. Sa micro-topographie est assez irrégulière. En outre, nous y avons observé des galets cimentés l'un à l'autre: il s'agit d'un beach-rock actuel.

Cette plate-forme actuelle s'observe aussi au nord de la baie où son développement est moindre.

A. I. b) Toujours au sud de cette baie, le granite est découpé vers 2,6 m - 3 m d'altitude par une plate-forme d'abrasion recouverte de galets à émoussé marin. On y remarque une certaine altération des galets de granite. Cette plage ancienne est recouverte de dépôts de pente.

A. I. c) Plus haut, vers 6 m, une autre plate-forme, recouverte çà et là de quelques galets marins, est surmontée d'abord par des dépôts sableux rubéfiés (7,5 YR 5/6: brun vif).

L'analyse granulométrique de ce sable montre un sédiment très mal classé (Hé: 0,65, Q de ϕ : 0,84) mais présentant un mode entre 297 et 420 μ (21 %). L'examen morphoscopique de la classe 595-841 μ révèle que ce mauvais classement est dû à un mélange de deux sables: l'un est d'origine éolienne (30 % de subémoussés-mats, 14 % d'émoussés-mats et même présence de quelques ovoïdes et ronds-mats) l'autre est d'origine locale (20 % d'anguleux luisants et 22 % de subémoussés-luisants).

Ce mélange est également attesté par la présence de nappes subhorizontales de galets subanguleux.

Ces sables sont recouverts par d'autres placages sableux non rubéfiés.

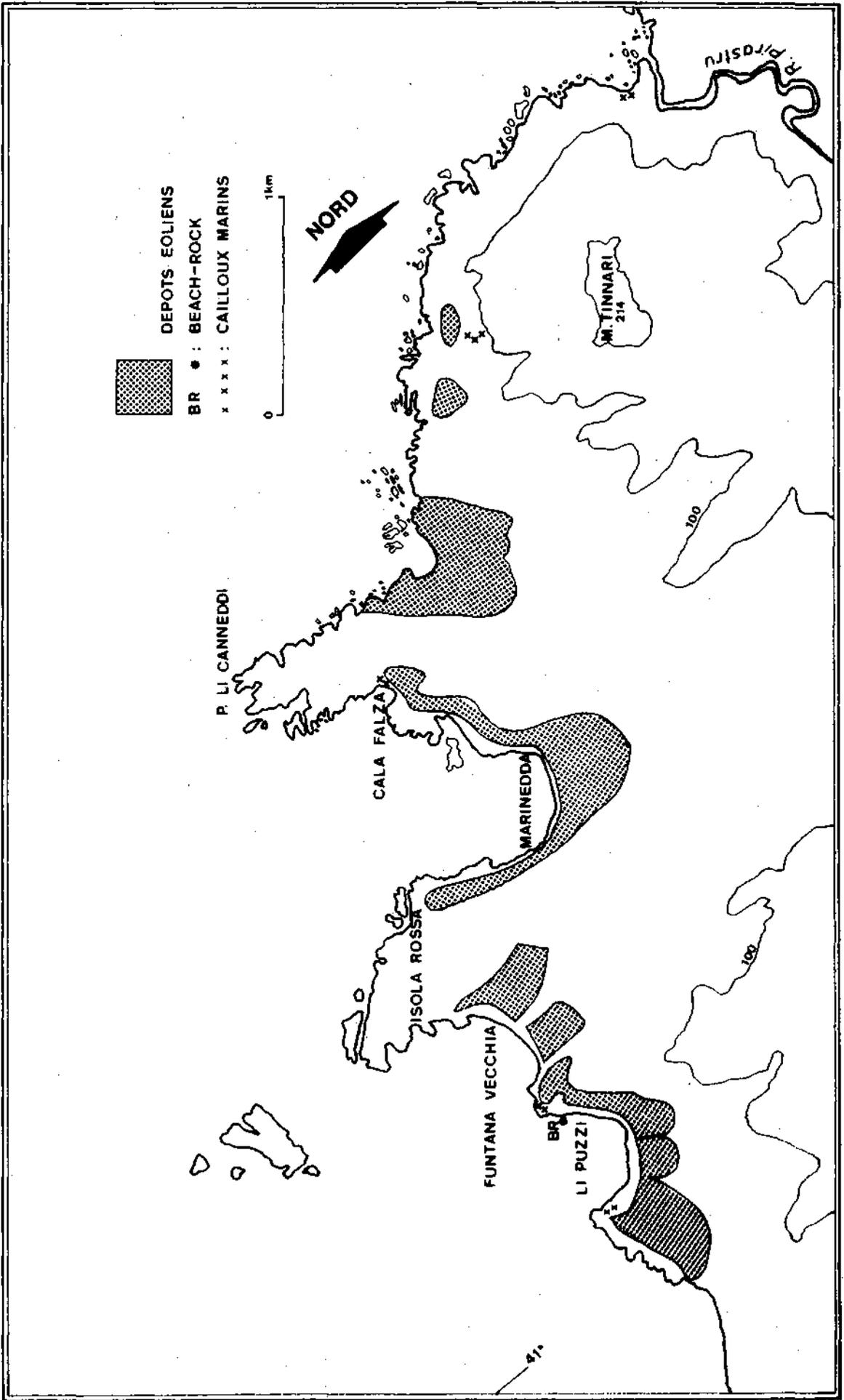


Fig. 1.3.1. : Secteurs d'Isola-Rossa - Li Cannedi - Tinnari. Les dépôts éoliens.

A. I. d) Au nord de cette baie, vers 8 m, une plate-forme d'abrasion est recouverte de quelques galets à émoussé marin parmi lesquels des granites dont l'altération paraît plus intense que dans le niveau de 2 m.

Cette plage fossile est aussi surmontée par des épandages sableux rubéfiés (7,5 YR 5/4 à 10 YR 5/4: brun mat) associés à des passées subhorizontales graveleuses et caillouteuses dont les galets présentent une patine éolienne. Ces lignes de cailloux sont comparables aux "pavements désertiques" observés dans la dépression du Coghinas. Une mesure d'orientation montre que la majorité de ces cailloux est orientée "grosso-modo" parallèlement à la pente. L'analyse granulométrique de ce sable montre qu'il s'agit ici aussi d'un sédiment très mal classé (Hé: 0,8; Q de ϕ : 0,91; sorting F.W.: 2,29) ce qui doit être lié au remaniement. Des épandages sableux mal classés se retrouvent aussi au fond de la baie de Li Puzzi ainsi que dans celle de Funtana Vecchia où ils ont une coloration de 7,5 YR 5/8 (brun vif). A Funtana Vecchia, l'analyse des photos aériennes montre que ces épandages s'étirent sur plusieurs centaines de mètres vers l'intérieur du pays (fig.1.3.1).

A. I. e) Au nord de la baie de Li Puzzi, une petite falaise laisse apparaître d'abord sur 1,50 m de puissance un conglomérat où sont mêlés galets anguleux et galets à émoussé-marin, puis un épisode sableux rubéfié de 20 cm de puissance, puis 1 m de cailloux anguleux plongés dans une matrice rubéfiée et enfin par un épisode sableux également rubéfié. La présence d'un horizon rubéfié au-dessus d'un épisode marin ressemble fort à la succession que nous avons si souvent remarquée en Anglona.

A. I. f) Enfin, au nord de la baie de Li Puzzi, nous avons repéré entre -0,50 m et -2 m une dalle de grès démantelée par des fractures subverticales. L'analyse granulométrique montre qu'il s'agit d'un sable bien classé (Hé: 0,22; Q de ϕ : 0,22; Sorting F.W.: 0,54) présentant un mode très net entre 595 et 841 μ (58 %). L'examen morphoscopique montre aussi (classe 595-841 μ) une très forte proportion de grains émoussés-luisants (30 %) et subémoussés-luisants (42 %). Ces examens montrent qu'il s'agit d'un grès de plage. Ce beach-rock submergé témoigne donc d'un autre niveau de plage.

On note donc la présence de trois niveaux marins anciens situés:

- 1) entre -0,5 m et - 2 m: il s'agit d'un grès de plage qui s'observe seulement au nord de la baie de Li Puzzi.
- 2) entre 2 et 3 m: une plate-forme d'abrasion se rencontre fréquemment dans ce secteur du littoral. Elle est en général fort déchiquetée et découpée en flots dont la cote dépasse rarement 2 m. Cette intense érosion a souvent éliminé les dépôts de plage qui la surmontaient et

qui ne sont conservés que dans la baie de Li Puzzi ainsi que dans la Cala Falza vers 2 mètres.

- 3) entre 4 et 8 m: un autre niveau marin se dégage insensiblement du précédent par son attitude légèrement plus élevée mais aussi par l'altération plus intense des galets de granite. Outre les deux affleurements relevés dans la baie de Li Puzzi, nous avons aussi repéré ce niveau à Marinedda vers 4-5 m où il est recouvert de sable rubéfié (10 YR).

Quant à la plage actuelle, elle se présente sous deux aspects différents: 1) le fond de la baie de Li Puzzi est caractérisé par une plage de cailloux dont l'émoissé est de 349 (mesure réalisée sur 21 galets de granite compris entre 40 et 60 mm). Ces galets proviennent du démantèlement des caps rocheux et des apports des torrents locaux. La morphométrie de 31 galets de granite provenant d'un petit torrent côtier donne une médiane d'émoissé de 120.

2) par contre, les plages de Funtana Vecchia et de La Marinedda sont constituées de plages sableuses. Au sud de la baie de Funtana Vecchia, le sable est localement mêlé à des accumulations importantes de posidonies qui parfois forment des banquettes littorales. Sur le flanc sud de la baie de La Marinedda, des flots granitiques sont reliés à la côte par de réels tombolos formés par ces débris végétaux (fig.3.1.11).



Fig. 1.3.11

Baie de Marinedda

Tombolo de Posidonies

A. II. LE LITTORAL DE TINNARI (fig.1.3.1)

Les monts granitiques de Tinnari (214 m) plongent dans la mer et forment entre La Punta Canneddi et l'embouchure du riu Pirastru une côte très déchiquetée dont l'accès est particulièrement malaisé. Le modelé de ce trait de côte est guidé par un réseau particulièrement dense de diaclases, ce qui explique la multitude de petits îlots, de criques étroites et aussi de petites grottes (fractures élargies), dont une haute de 3-4 mètres à l'est de l'embouchure du riu Pirastru.

L'action érosive intense n'a pas permis la conservation de témoins d'anciens rivages sauf de part et d'autre de l'embouchure du riu Pirastru où une plate-forme d'abrasion très nette est développée vers 5 m et recouverte de quelques galets émoussés de granite. Cette plage fossile est surmontée ensuite par d'importants dépôts de pente.

Sur les versants de Tinnari, nous avons, en outre, repéré des placages sableux mêlés à de l'arène granitique.

D'autre part, à l'ouest du sommet, vers 40 m, nous avons observé quelques galets roulés dont un de quartz. Il est impossible que ces galets proviennent de la formation fluviatile tertiaire de la Gallura occidentale qui s'étale au sud de Tinnari (voir III° partie, ch.IV). Le topographie redressée de ce versant exclut aussi une origine fluviatile et même torrentielle pour ces galets. Aussi, pensons-nous qu'ils sont remaniés d'un niveau marin plus élevé dont nous n'avons pas retrouvé la trace.

A. III. LA "COSTA PARADISO" (fig.1.3.2)

Ce secteur littoral s'étire depuis Porto Leccio à l'ouest jusqu'à La Punta La Turritta, c'est-à-dire sur 12 km à vol d'oiseau. Nous l'avons baptisé Costa Paradiso: c'est le nom de l'important complexe touristique qui y est développé.

A. III. a) Cette côte est remarquable par son tracé "rectiligne en grand", parallèle à la dépression de la Gallura occidentale (III° partie, ch.4) dont le développement est lié à une faille importante (figs 3.4.1. et 3.4.5). Le tracé rectiligne de la côte peut aussi

être interprété comme une faille NE-SO; elle correspond à une direction tectonique fréquente en Sardaigne septentrionale. Ce versant littoral semble donc être un abrupt de faille qui d'ailleurs se poursuit sous le niveau de la mer jusqu'à la profondeur de -40 m. La topographie granitique passe ainsi, en quelques centaines de mètres, de crêtes élevées dépassant les 200 m: Sarra Tamburu (217 m), Punta La Cruzitta (266 m) et Littu di Zoccaru (216 m), au niveau de la mer.

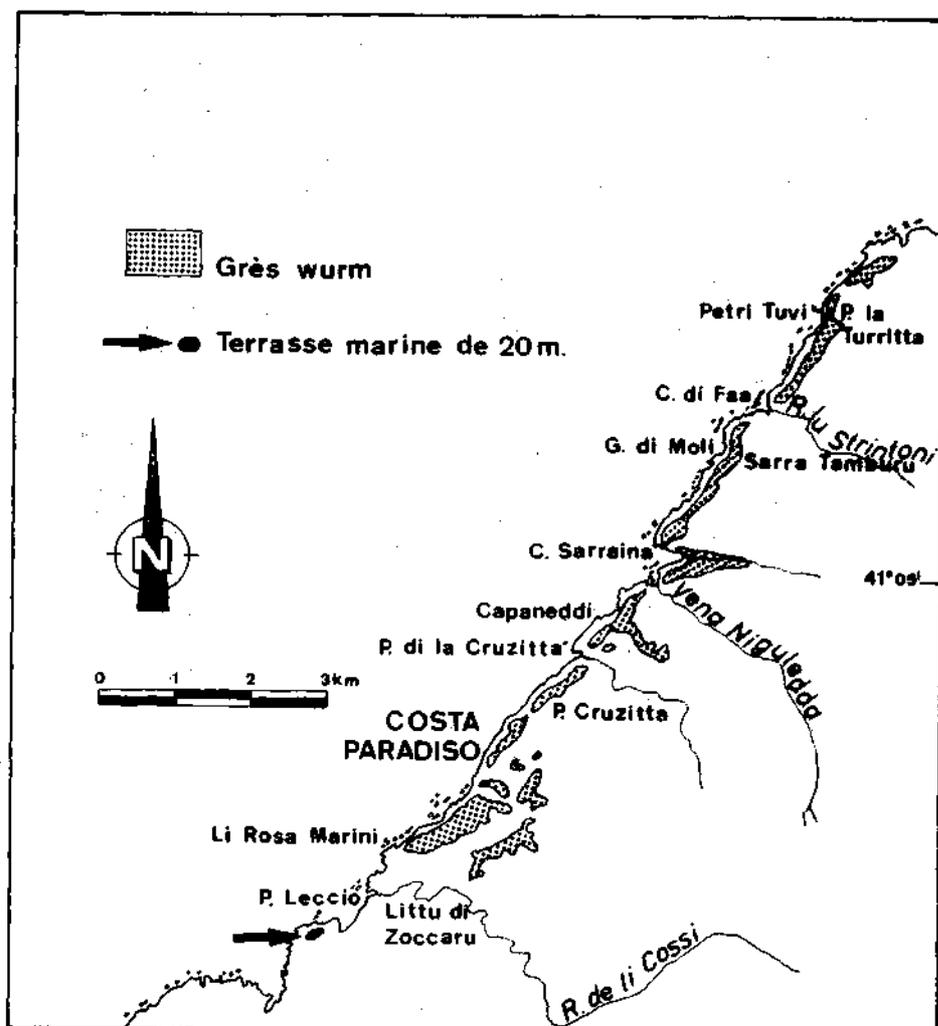


Fig.1.3.2 - Costa Paradiso. Répartition schématique des grès éoliens (d'après G.ARMARI, 1974) modifié. Situation du niveau de 20 m.

A. III. b. Ce littoral, essentiellement granitique, est aussi particulièrement dentelé "en petit". (Fig.1.3.12) En effet, comme pour les secteurs littoraux précédents, l'influence des diaclases est primordiale dans le modelé des côtes. Elles sont, ici aussi, responsables d'une multitude de petits îlots et de criques.

étroites qui font le bonheur des touristes de la Costa Paradiso. En outre, nous avons repéré des dykes basiques, larges de 2-3 m, qui sont beaucoup moins résistants à l'érosion marine que les granites encaissants et forment ainsi d'étroits couloirs. L'érosion différentielle est parfois tellement forte que seuls quelques galets de ces roches basiques permettent de déceler l'existence du dyke initial. La désagrégation de ces dykes est aussi responsable de certains reliefs du versant littoral tels que des dépressions allongées ou des versants abrupts taillés dans le granite.



Fig.1.3.12

Costa Paradiso.

Littoral fortement découpé sous l'influence des diaclases.

A l'arrière-plan: le Mont Tinnari

A. III. c. Comme dans les secteurs précédents, le versant littoral est aussi influencé par les témoins d'anciennes plages:

1. Le niveau de 5 m

Le niveau de 5 m a été, ici, maintes fois repéré et est surmonté par des dépôts de plage généralement caractérisés par une rubéfaction de l'ordre de 7,5 YR et par une altération modérée des galets de granite.

Nous avons observé ce niveau:

- 1) à Porto Leccio en plusieurs endroits, vers 5 m.
- 2) sur le flanc sud-ouest de la plage de Li Cossi, vers 5 m.
- 3) à la Costa Paradiso proprement dite où parfois on ne note que quelques galets sur une plate-forme souvent dégagée, et située aussi vers 5 m.

- 4) sur le versant nord de Porto La Cruzitta où une plate-forme d'abrasion est développée vers 4,80-5 m et recouverte de galets roulés puis surmontée par des placages sableux.
- 5) sur la côte de Capaneddi, où des galets marins sont compris entre une plate-forme granitique développée vers 3,5-4 m et une accumulation sableuse éolienne importante.
- 6) sur le flanc sud de l'embouchure de la Vena Niguledda où un conglomérat de plage de 50 cm de puissance est conservé dans une diaclase élargie (altitude: 3,70 m).
- 7) au sud de la Cala Sarraina, où un replat est bien développé vers 5 m et surmonté par de rares galets (galets en place ou cailloux projetés par la tempête ?). Cette plate-forme est précédée par une autre plate-forme fort déchiquetée vers 2 m.
- 8) sur le flanc nord de la Cala Sarraina où quelques galets reposent sur le granite vers 4 m et sont surmontés par un horizon rubéfié.
Plus au nord, on remarque encore la présence de deux replats vers 2 et 5 m.
- 9) toujours au nord de la Cala Sarraina, vers 10 m d'altitude, une coupe a dégagé un épisode de grès associé à des débris coquilliers. L'analyse granulométrique montre un sable modérément classé (Hé: 0,28, Q de ϕ : 0,41, So. F.W.: 0,77) dont le mode est situé entre 84 μ et 1190 μ (42 %)
- 10) dans la baie située au sud du Golfe di Moli, reposant sur le gneiss, affleure vers 4-5 m un conglomérat de plage associé à un grès de plage.
- 11) sur le flanc nord du Golfe di Moli, on remarque de 0 à 1 m, un grès marin associé à des galets roulés et surmonté par des apports éoliens considérables.
- 12) à Sarra Tamburu, face à une île, nous avons repéré une dalle de 5 à 10 cm de grès marin reposant sur un dépôt de pente fort rubéfié.

L'abondance de témoins prouve donc la continuité du niveau de 4-5 m. Localement, on peut voir qu'il est précédé d'un autre niveau situé plus bas: vers 2 m. Cette succession est conforme à celle qui a déjà été observée à proximité d'Isola Rossa.

En outre, ces dépôts sont généralement surmontés par d'imposants placages sableux dont il sera parlé plus loin.

2. Le niveau de 20-25 m

Au sud-ouest de la Costa Paradiso, au lieu-dit Porto Leccio, nous avons repéré vers 20-25 m une plate-forme (fig.1.3.13) qui s'étire sur 300 m de long et sur 100-150 m de large. Nous y avons récolté de nombreux galets roulés: une majorité de porphyres,

des microgranites, de rares granites et quelques cailloux de quartz. L'émoissé, mesuré sur 96 galets de porphyre compris entre 40 et 60 mm, est de 489 (fig.1.3.14-15). Cette valeur élevée témoigne d'un façonnement marin. L'indice d'aplatissement est de 2,31 et celui de dissymétrie de 596. De plus, les galets de porphyre sont caractérisés par un cortex d'altération d'une épaisseur de plusieurs mm (fig.1.7. 3). Le nombre restreint des galets de granite, alors que nous sommes dans une région granitique doit sans doute être mis en relation avec une intense altération de ce type de cailloux.



Fig.1.3.13

Terrasse de 20 m
de Porto Leccio
(en second plan)

Signalons aussi la présence de quelques petits pointements rocheux qui se dégagent de cette surface. Nous les interprétons comme d'anciens écueils.

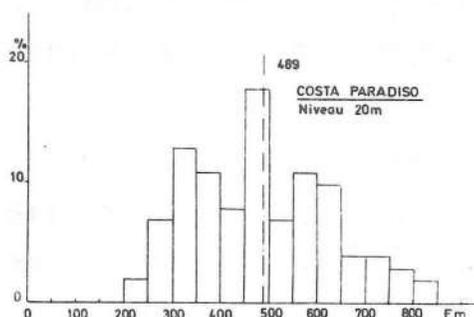


Fig.1.3.14

Histogramme d'émoissé:
Terrasse marine de 20 m.

Bien que nous n'ayons pas observé de fossiles, l'altitude et l'altération des galets nous permettent donc d'affirmer que cette plage est beaucoup plus ancienne que le niveau de 5 m.

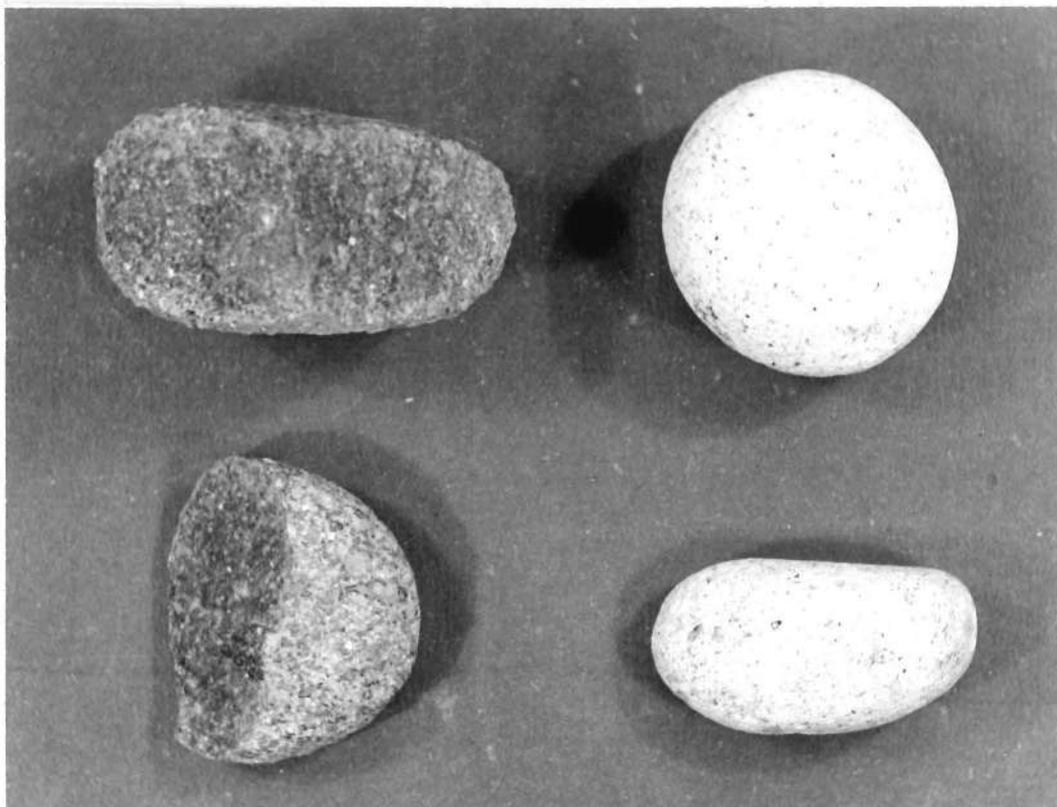


Fig.1.3.15. Quelques galets roulés du niveau de 20 m.
Sur les galets de gauche, on peut distinguer
le cortex d'altération (le galet le plus grand
a 6 cm de longueur)

3. Les niveaux marins les plus élevés ?

L'analyse des documents cartographiques laisse apparaître au nord de la Cala Sarraina, des replats. Nous en avons repéré vers 50, 60, 70 et 75 m (mesures à l'altimètre). Ces replats ne sont recouverts d'aucun dépôt et sont marqués par des pointements rocheux.

De même, vers l'intérieur des terres, au sud du riu Lu Strintoni, deux replats s'étirent à 95 et 85 m. Ils sont développés aussi sur le granite qui affleure pratiquement partout. Sur le replat de 85 m, nous avons cependant récolté deux galets bien émoussés (un granite et un microgranite) dont un parfaitement ovoïde. Ces rares galets ne nous permettent cependant pas d'affirmer la présence d'un niveau marin à cette altitude.

A. III. d. Formations marines actuelles.

Les côtes rocheuses empêchent le développement d'accumulations marines importantes. Cependant, chaque embouchure de torrent est fermée par un cordon littoral sablo-graveleux derrière lequel s'étale souvent un petit lac.

D'autre part, à l'ouest de l'hôtel Li Rosa Marini (Costa Paradiso), on remarque des dépôts de pente actuels qui sont liés par un ciment calcaire dans la zone de battement des marées sans que les cailloux aient eu le temps d'être émoussés par la mer. Une telle cimentation est comparable à celle qui est responsable des beach-rocks.



Fig.1.3.16

Dépôt de pente cimenté dans la zone de battement des marées.

Dans ce même secteur, certains gros blocs de granite, éboulés en mer, servent de support à de petits trottoirs à Tenarea développés eux aussi dans la frange intertidale.

A. III. e. Les formations éoliennes (fig.1.3.2)

L'examen des photos aériennes et nos investigations sur le terrain nous ont révélé l'existence d'importants dépôts de grès éoliens développés le long de ce littoral, surtout au nord-est du lotissement de la Costa Paradiso.

Ces dépôts reposent sur la plate-forme marine de 4-5 m et constituent une accumulation qui dépasse souvent 20 m de puissance. Ils forment un replat côtier situé vers 25 m, parfois plus, qui se raccorde au versant granitique par une large conca-

vitité basale sur laquelle s'étalent des dépôts de pente. Tandis que du côté de la mer, ils sont découpés par une falaise très nette qui dévoile les caractéristiques de cette accumulation. Si l'on adopte la définition de GUILCHER (1974), ce replat littoral peut être considéré comme une rasa construite (fig.1.3.17). Cette rasa est morphologiquement semblable à celle que nous avons observée en Anglona.



Fig.1.3.17

"Rasa construite"
(Nord de la Costa
Paradiso)

Nous présenterons ci-après une coupe synthétique qui rassemblera la majorité des faits observés dans cette accumulation littorale entre La Cala Sarraina et la Punta La Turritta. De bas en haut, on note:

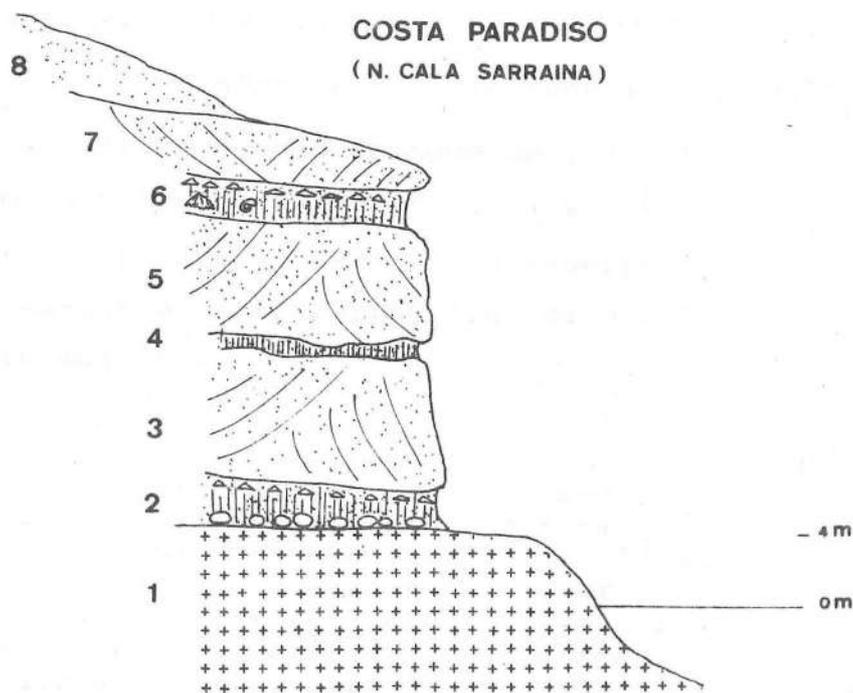


Fig.1.3.18

Coupe
synthétique
de la
"Rasa
construite"
(nord de la
Costa
Paradiso)

1) Vers 4 m, la plate-forme d'abrasion taillée dans les granites ou les gneiss, surmontée par quelques galets à émoussé-marine et localement par un grès de plage. En un endroit, nous avons repéré de tels dépôts marins jusqu'à l'altitude de 10 m.

2) Un horizon sableux rubéfié de coloration 7,5 YR 5/6 qui repose sur la formation marine. A son sommet, il est associé à des débris anguleux.

3) Un épisode de grès calcaire à stratification entrecroisée très nette. Nous y avons remarqué localement des cannelures horizontales orientées N 05°E (flanc nord de la Cala Sarraina) et N 130° E (au nord de cette Cala). Dans la partie supérieure de cet ensemble, on remarque des tubulures verticales, traces d'anciennes racines.

En outre, certaines strates sont caractérisées par la présence de débris plats de coquilles marines dont les bords sont émoussés. A titre indicatif, voici les dimensions, exprimées en mm, de quelques fragments coquilliers recueillis:

	L	l	E
1	34,4	26,1	1,2
2	17	13,4	0,5
3	15,6	13,3	1,4
4	11,3	8,5	1,2

La présence de ces morceaux de coquilles témoigne donc de la proximité de la mer à cette époque et de la violence du vent.

4) Un horizon sableux rubéfié mal défini.

5) Un second épisode de grès calcaire à stratification entrecroisée et à tubulures verticales.

6) Un dernier horizon rubéfié (7,5 YR 4/6 à 10 YR 4/6) bien marqué et caractérisé dans sa partie supérieure par des débris anguleux.

Au sud du Golfe di Moli, nous avons aussi repéré dans ce paléosol, quelques coquilles marines très bien conservées, une grosse Patelle et un Cérithé, associés à plusieurs gastéropodes terrestres. La nature éolienne des sédiments encaissants exclut un niveau marin élevé pour expliquer la présence de ces coquilles. D'autre part, l'aspect intact et relativement frais de ces coquilles exclut aussi un transport éolien semblable à celui que nous avons envisagé dans le premier épisode de grès dunaire. Aussi, pensons-nous, avec des réserves, qu'il s'agit d'un reste de

repas qui daterait de la fin du Würm. Dans ce cas, il faudrait admettre une occupation de l'île antérieure au Néolithique. Cette hypothèse a d'ailleurs déjà été envisagée par A.C. BLANC (1955) et C. MAXIA (1968) sur base de restes de repas retrouvés dans une grotte du golfe d'Orosei (Sardaigne orientale).

Un échantillon de ce paléosol montre un sable mal classé (Hé: 0,5; Q de ϕ 0,74; So.F.W.: 1,66) présentant un mode entre 841 et 1190 μ (25 %).

7) Un grès éolien caractérisé parfois par des stratifications entrecroisées très nettes.

8) Un sable blanc-gris associé, vers le versant, à des dépôts de pente.

Il s'agit d'un sable modérément bien classé (Hé: 0,37; Q de ϕ : 0,46; So.F.W.: 0,73) présentant un mode entre 595 et 841 μ (35 %). Il contient de nombreux grains subémoussés-mats (12 à 34 %) et émoussés-mats (32 à 68 %) d'origine éolienne ainsi qu'une proportion faible d'apports locaux (0 à 10 % d'anguleux-luisants).

En résumé, cette succession de dépôts quaternaires est semblable à celle rencontrée si souvent en Anglona. Ici, cependant, l'absence ou la très grande rareté de fossiles - apparemment liées à l'agressivité des eaux de cette région granitique - est un (2) obstacle sérieux à la datation de la plage "soulevée" de 4-5 m. Cependant, la similitude entre les coupes de l'Anglona et celles de la Gallura nous autorise à attribuer le niveau marin de 4-5 m au Tyrrhénien II. En effet, comme en Anglona, ce niveau est surmonté par un horizon meuble rubéfié (7,5 YR), c'est sans doute le paléosol développé à la fin de l'interglaciaire Riss-Würm. La présence de deux autres niveaux rubéfiés plus haut, nous amène à les considérer comme des paléosols contemporains de deux interstades chauds: le $W_I-W_{II}^{(4)}$ et le $W_{II}-W_{III}^{(6)}$. C'est dans ce dernier paléosol que nous avons retrouvé les restes de repas présumés. Si l'on adopte la chronologie proposée par E. BONIFAY (1975), cet interstade serait contemporain de la transgression néorthotyrrhénienne, il y a environ 32.000 ans B.P., ce qui, contrairement à l'opinion généralement admise, situerait l'occupation humaine de la Sardaigne au Paléolithique supérieur.

D'autre part, ces épisodes de grès calcaire sont contemporains de phases régressives comme l'attestent leur teneur en calcaire, la présence de débris émoussés de coquilles marines, et comme le montre aussi la présence de minéraux lourds allochtones (G. FIERRO et A. OZER, 1974). Les minéraux tels que l'augite et

l'hyperstène proviennent du volcanisme de l'Anglona et auraient été amenés au large des côtes de la Gallura par des courants marins littoraux. L'origine éolienne des grès calcaires est appuyée par la présence de stratifications entrecroisées très nettes et d'un pourcentage appréciable de grains de quartz émoussés-mats.

A. III. f. Les travertins.

A la base des accumulations de grès calcaire éolien, nous avons observé plusieurs fois la présence de dépôts de travertin actuellement en formation. Le développement de ces travertins doit être mis en relation avec le passage des eaux agressives de la Gallura granitique, au travers des accumulations calcaires quaternaires. Ces eaux, à leur suintement hors de la falaise, sont sursaturées en calcaire et celui-ci précipite.

Nous avons observé ces travertins:

- 1) A proximité de la plage de la Sorgente (dans le complexe de la Costa Paradiso) où cette formation recouvre le granite et est étendue sur plus de 10 m de long et sur une hauteur de plusieurs mètres.
- 2) En plusieurs endroits à Capaneddi, où ils se situent aussi au contact granite-dune calcaire.
- 3) Au nord de la Cala Sarraina où ils cimentent des galets projetés par la tempête.
- 4) A Petri Tuvì où ils cimentent des éboulis.

A. III. g. Les taffonis.

Les granites de la Gallura sont caractérisés par un intense développement des taffonis. La densité de ces formes est souvent plus grande dans les secteurs littoraux. Il n'entre pas dans le cadre de ce travail de doctorat d'étudier de façon approfondie le problème de l'origine de ces formes. Mais, dans le secteur de la Costa Paradiso, ces taffonis font partie intégrante du paysage littoral. Aussi est-ce à ce titre que nous avons effectué plusieurs observations sur 120 taffonis situés entre 100 et 125 m dans un secteur restreint à l'est du lotissement de la Costa Paradiso.

Pour chacun, nous avons mesuré orientation, hauteur, largeur et profondeur (fig. 1.3.19).

La rose d'orientation montre que ces taffonis sont développés suivant 6 directions préférentielles qui se regroupent en trois axes: 40-220°, 140-320° et 0-180°. Ils correspondent aux trois directions de diaclases qui affectent le granite en cet endroit.

ORIENTATION DES TAFFONIS
COSTA PARADISO

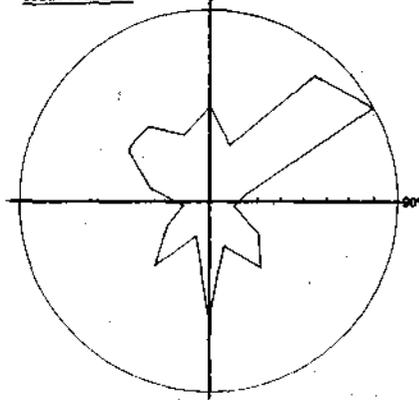


Fig. 1.3.19

Rose d'orientation
des taffonis.

Les dimensions des taffonis sont fort variables. La hauteur varie entre 7 et 290 cm, la médiane des hauteurs est de 45 cm et le mode se situe entre 20 et 30 cm. En ce qui concerne la profondeur, elle varie entre 5 et 230 cm, le mode se situe entre 10 et 20 cm et la médiane à 30 cm. La largeur par contre varie entre 7 et 320 cm, le mode se situe entre 30 et 40 cm et la médiane à 40 cm.

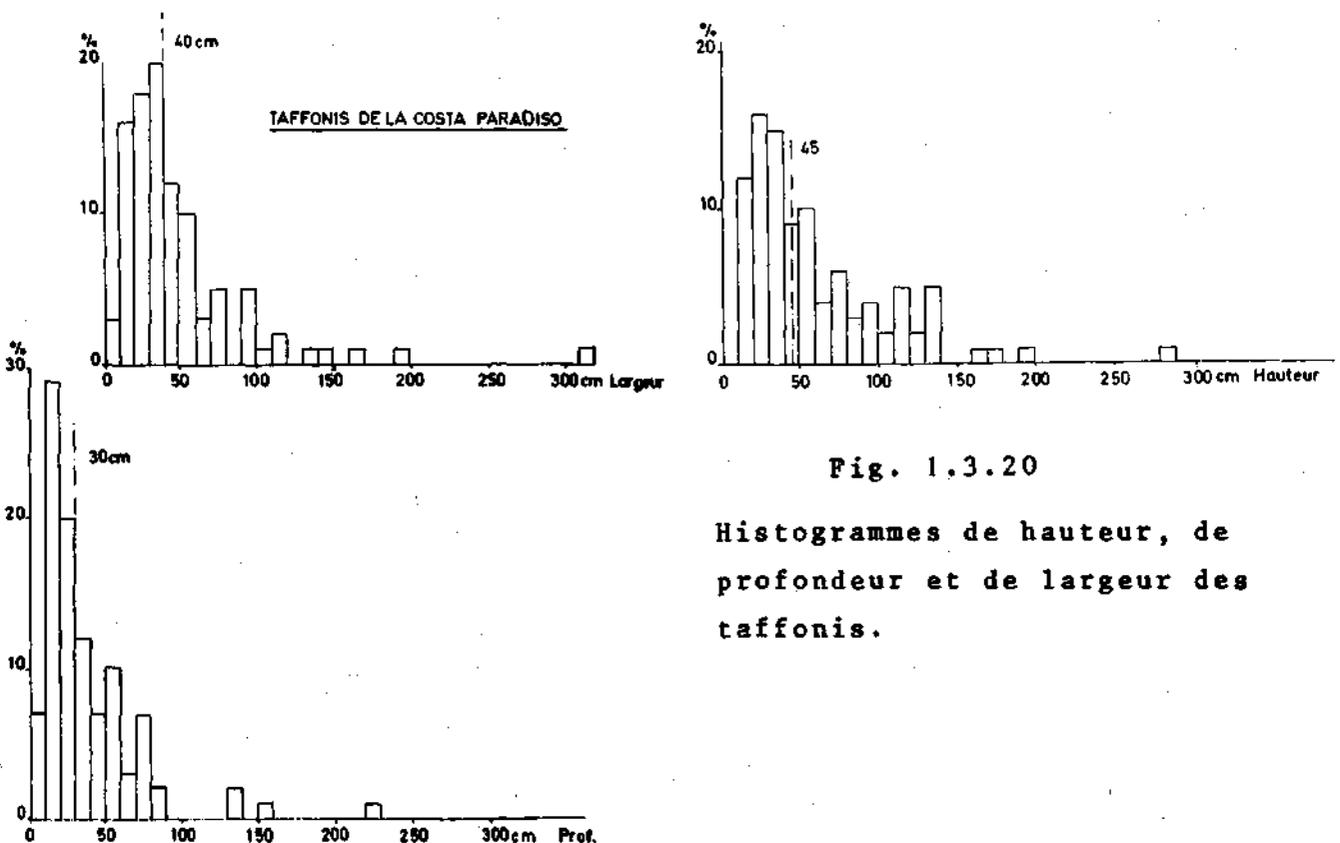


Fig. 1.3.20

Histogrammes de hauteur, de
profondeur et de largeur des
taffonis.

Sur les 120 taffonis observés, nous avons remarqué autant de taffonis en évolution que de taffonis "stabilisés". Dans les formes en évolution, les parois internes se desquament ou bien les grains se détachent sous simple passage de la main. Par contre, dans les formes "stables", les parois sont résistantes et souvent recouvertes partiellement de lichen.

Signalons aussi la présence, dans un dépôt de pente würmien, d'un bloc taffonisé non en place dont l'excavation était entièrement comblée de sable éolien.

A. III. h. Abri sous roche et restes de repas.

Entre Porto Leccio et l'embouchure du riu di Li Cossi, nous avons découvert dans un abri sous roche taillé dans le granite (ancien grand taffoni ?) des traces de foyers, associées à des restes de repas (fig.3.1.21), cachées par 5-6 cm de sable non rubéfié. Parmi les restes, nous avons relevé des mâchoires et des os longs (dont un carbonisé) de *Prolagus sardus* (sorte de rongeur particulier à la Corse et à la Sardaigne et aujourd'hui disparu) associés à des coquilles en très bon état de conservation de *Patella ferruginea* et de *Monodonta turbinata*. En outre, nous avons observé un morceau de poterie très grossière, des éclats de silex, un perçoir en obsidienne et des petites pointes de quartz. L'absence de rubéfaction ne nous permet pas de corrélérer ce gisement avec le reste de repas signalé plus haut. Il est vraisemblable que ces restes sont holocènes et datent du Néolithique.

I.COMASCHI-CARIA (1968) et C.MAXIA (1968) ont signalé avant nous des ossements de *Prolagus* associés à des restes néolithiques.

Quant à *Patella ferruginea*, I.COMASCHI-CARIA (1968) signale que certains auteurs l'ont observée très rarement en Méditerranée encore aujourd'hui. La présence de nombreux coquillages laisse supposer que la mer ne devait pas être très éloignée.

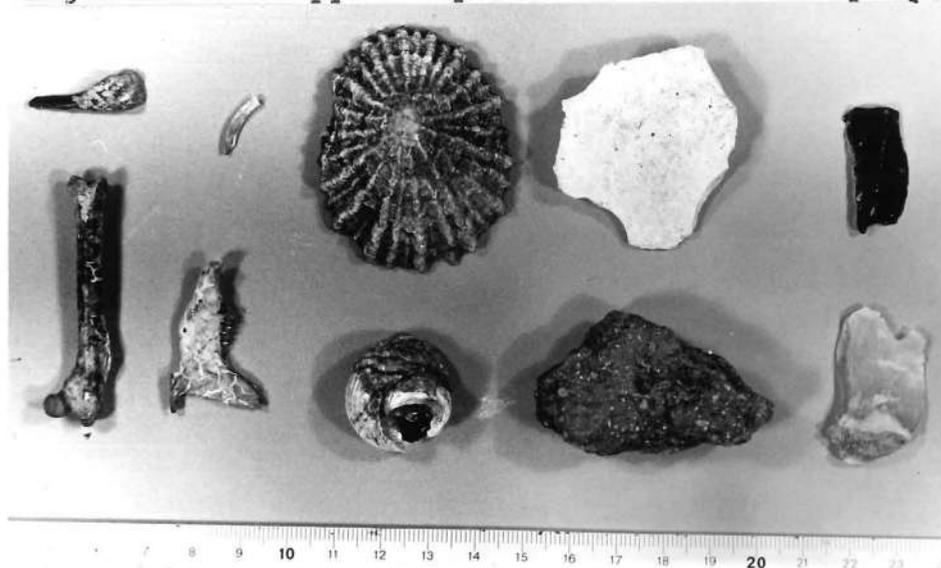


Fig.1.3.21

Abri sous roche
Matériel récolté
A gauche:
ossements de
Prolagus sardus
Au centre:
Patelle et
Monodonta

A droite: 1 morceau de poterie grossière - 2 silex taillés et 1 perçoir en obsidienne

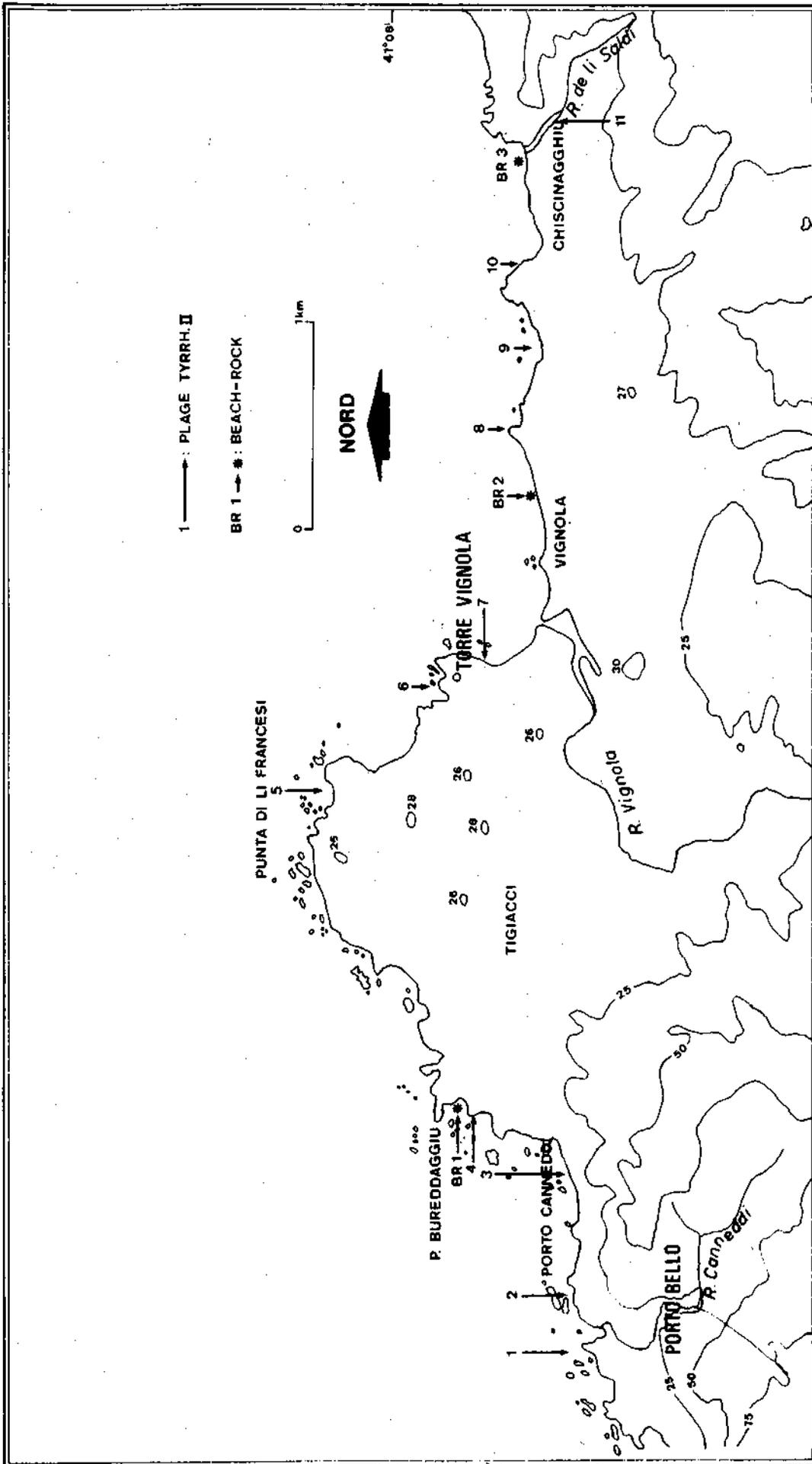


Fig. 1.3.3. : Littoral de Porto Bello - Torre Vignola. Localisation des affleurements de Tyrhénien II et de Beach-rocks.

Cette portion du littoral gallurais, qui s'étire depuis le complexe touristique de Porto Bello jusqu'à l'embouchure du Riu de Li Saldi, contraste avec la Costa Paradiso. Il s'agit d'une basse côte rocheuse où alternent des avancées granitiques fortement découpées sous l'influence des diaclases, et des petites baies marquées par des accumulations de sédiments marins tant actuels qu'anciens. Le relief de la bordure littorale est, en outre, masqué par des placages dunaires fossiles et actuels, ce qui rend malaisé la compréhension de l'évolution de ce secteur.

L'altitude de cette bordure littorale est relativement modeste: en fait, nous sommes au débouché nord-oriental de la dépression tectonique de la Gallura occidentale (IIIe partie, ch.4) et dans la zone d'embouchure du Rio Vignola. L'arrière-pays est aussi caractérisé par un développement important des terrasses du Vignola (IIIe partie, ch.5). De plus, le tracé du Bas Vignola est étonnant: après un cours rectiligne SE-NO, cette rivière, un kilomètre avant son embouchure, tourne de 110° vers l'est pour s'écouler vers l'ENE. Ce brusque changement de tracé peut faire penser à une capture, ce que tend à confirmer la dépression esquissée vers Tigiacci, dans le prolongement du tracé SE-NO. Mais, des apports éoliens importants dans ce secteur ne nous ont pas permis d'y retrouver des sédiments fluviatiles.

A. IV. a. Le niveau du Tyrrhénien II.

Le littoral est surtout marqué par l'empreinte d'un niveau marin localisé entre 2 et 5 mètres. En effet, en de nombreux endroits, on note à cette altitude une plate-forme taillée dans le granite et surmontée parfois de galets souvent altérés. Quand l'érosion les ont laissés subsister, cette ancienne plage est recouverte par un horizon rubéfié, puis par des grès dunaires, et enfin par des épandages éoliens non consolidés.

La présence d'un horizon rubéfié sur cette plage ancienne et son altitude nous amènent, à défaut de fossiles, à la paralléliser avec les terrasses du Tyrrhénien II.

Des témoins de cet ancien niveau marin ont été retrouvés, d'ouest en est aux endroits suivants (voir fig.1.3.3).

1)* A l'ouest de l'embouchure du Riu Cannedi, dans le complexe de Porto Bello, un replat vers 2 m est net et des galets marins sont conservés dans des fissures.

2) A l'est de l'embouchure du Cannedi, un cailloutis de plage repose sur une plate-forme située vers 2,50 m et est surmonté de dépôts éoliens mêlés à des apports locaux. Ces galets sont souvent préservés dans des diaclases.

3) A Porto Cannedi, une plate-forme vers 2 m est surmontée directement par des grès éoliens.

4) Sur le flanc sud de la première anse développée au sud de la P. Bureddaggiu: vers 4-5 m, une plate-forme recoupe le granite et un dyke basique; elle est surmontée de quelques galets altérés.

5) A la Punta di Li Francesi, vers 2 m, de rares galets reposent sur le granite et sont surmontés par un horizon rubéfié de coloration 7,5 YR puis par un grès éolien.

6-7) Au nord et au sud de Torre Vignola, le granite est recoupé vers 2 m d'altitude et est surmonté, sur 30 cm, par des galets roulés de granite altéré. Ces dépôts sont aussi masqués par des accumulations éoliennes.

8) A l'est de la plage de Vignola, un niveau de galets est compris entre le bed-rock et une dune fossile.

9) Plus à l'est, on remarque un niveau vers 2 m, à galets non altérés et à matrice brun-gris. Sans doute s'agit-il là d'un cordon littoral holocène érodé par la mer.

10) A l'ouest de Chiscinagghiu, vers 2 m d'altitude, une plate-forme d'abrasion est surmontée par des dépôts de grès éoliens.

11) A l'ouest du pont, sur le Riu de Li Saldi, à 200 m de la côte, dans l'entaille de la route nationale, un cailloutis repose sur le granite vers 5 m d'altitude. On y trouve des galets de granite altérés, des roches basiques altérées ou entourées d'un cortex blanc, des aplites altérées, des microgranites et des quartz résistants. L'é moussé, réalisé sur 50 galets de microgranite, est de 364 (fig.1.3.22), valeur trop élevée pour un torrent (voir IIIe partie, ch.IV) et qui nous autorise à considérer ce dépôt comme marin. Pour mémoire, les é moussés mesurés sur 4 galets de quartz oscillent entre 244 et 571. L'indice d'aplatissement est de 2,4 et celui de dissymétrie de 619, le centile de 30 cm. La matrice de ce sédiment est sableuse, de couleur brune (7,5 YR 5/8). Ce cailloutis est surmonté par un sable également rubéfié, à traînées horizontales de cailloux.

* Le numéro de chaque station est indiqué sur la carte n°1.3.3.

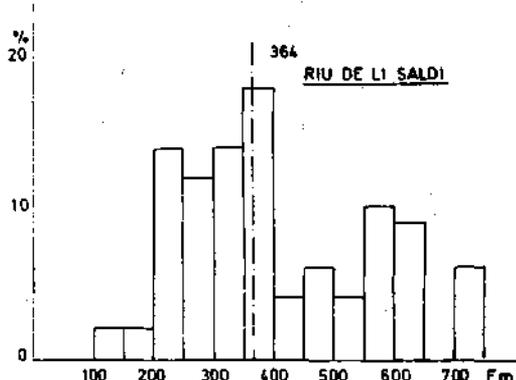


Fig. 1.3.22

Histogramme d'émoussé:
Riu de Li Saldi.

A. IV. b. Les dépôts éoliens.

Sur ces témoins de la transgression du Tyrrhénien II, reposent des grès calcaires à stratification entrecroisée d'origine éolienne, mais mêlés à des apports locaux comme le montre leur classement modérément bon à mauvais ainsi que la morphoscopie des grains.

Ces grès dunaires présentent localement des cannelures horizontales: d'une part à proximité de Monte Canneddi - orientées vers N 170°E (à la limite du lotissement de Porto Bello), vers 190°E (20 m à l'est) et vers N 120°E (à proximité du parking du complexe touristique); et d'autre part, à l'ouest de Chiscinagghiu où elles sont orientées entre N 60°E et N 80°E.

Ces dépôts, vraisemblablement d'âge würm, sont surmontés par des apports éoliens récents qui eux aussi présentent un classement modérément bon; ils sont caractérisés par un mode marqué entre 297 et 420 µ, mais contiennent une fraction grossière importante, ce qui est confirmé par l'analyse morphoscopique.

A Chiscinagghiu, sous le grès éolien, suintent des sources responsables de la formation de travertins qui recouvrent le granite et encroûtent des sables, des coquilles, des algues, des galets marins, des cailloux non émoussés ainsi qu'un lambeau de plastic, lequel témoigne de son âge actuel. Ce conglomérat, contrairement aux beach-rocks, est donc lié à une cimentation d'origine continentale.

A. IV. c. Les beach-rocks

Sur ce secteur du littoral, nous avons aussi repéré en plusieurs localités des beach-rocks:

1) Au sud de la Punta Bureddaggiu, où il s'étale au coeur d'une petite anse entre + 0,50 m et - 0,50 m, sur plus de 30 m de long et 10 m de large. La partie émergée est soumise à l'érosion marine qui est responsable de profondes marmites (fig.1.3.24) et d'une microfalaise haute de quelques décimètres, tandis que les embruns ont créé des vasques à fond plat (fig.1.3.23).



Fig.1.3.23

Baie de Bureddaggiu.

Au centre s'étire le beach-rock.

Sous l'eau, on distingue la dalle fissurée.

Quant à la partie immergée, sapée à sa base, elle est disloquée en grands fragments polygonaux séparés par des fissures verticales. Des débris anguleux de granite se sont introduits dans ces fissures et ont été, ultérieurement, soudés à la masse sans avoir eu le temps d'être émoussés.



Fig.1.3.24

Beach-rock de Bureddaggiu.

Partie émergée et découpée en vasques.

Au second plan on distingue le réseau polygonal de fissures.

L'analyse granulométrique de ce grès de plage montre un sable mal classé (SO.F.W.: 1,08 et 1,33). Toutefois, les sédiments cimentés dans les fissures sont constitués par un sable grossier très mal classé (SO. F.W.: 2,1 et 2,5) (fig.1.3.25).

Par comparaison, un sable récolté sur la plage actuelle est modérément bien classé (n°3084; S . F .W.: 0,63)(fig.1.3.25).

L'analyse morphoscopique des grains du beach-rock montre un mélange de grains subémoussés à émoussés-luisants (d'origine marine), de grains subémoussés à émoussés-mats (d'origine éolienne) et de grains anguleux-luisants (d'origine locale). Le même examen effectué rapidement pour les grains de la plage actuelle montre un cortège analogue.

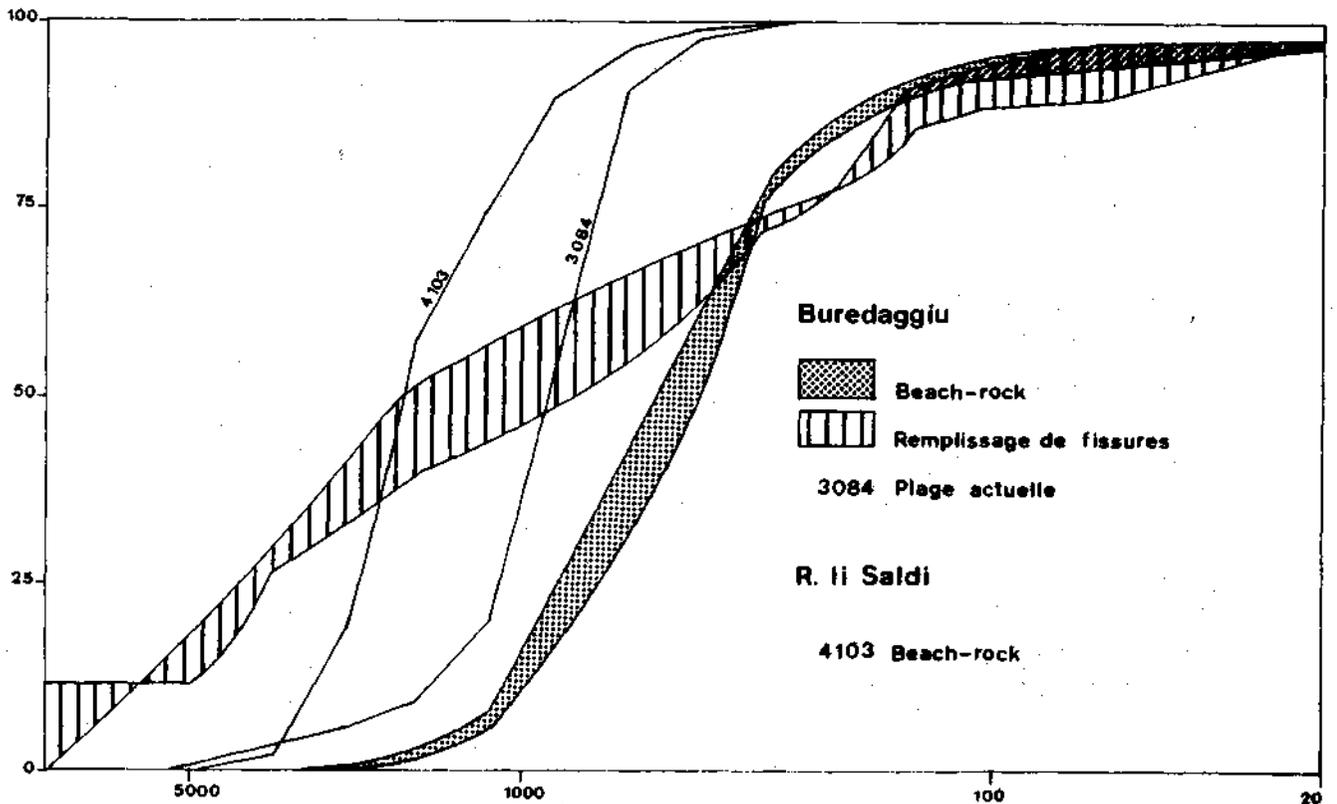


Fig. 1.3.25. Courbes granulométriques cumulatives des beach-rocks de Burreddaggiu et Li Saldi.

2) A l'est de l'hôtel Torre Vignola, on remarque aussi çà et là, la présence d'un grès de plage au niveau de la mer.

3) A l'ouest de l'embouchure du Riu Li Saldi, un placage de beach-rock s'étire parallèlement à la côte sur 30 m de long et sur 8-10 m de large. Il s'observe entre -0,20 et -1 m. Cette dalle est aussi démantelée au départ de fissures verticales et sa surface est affectée par des marmites.

L'analyse granulométrique de ce sable (n°4103) (fig.1.3.25) montre, ici aussi, un sable grossier dont le classement est modérément bon (So. F.W.: 0,70) et présentant un mode très net entre 1670 et 2380 μ (37 %).

A l'ouest de cette station, au lieu-dit Chiscinaggiu, on remarque par contre sur la plate-forme actuelle quelques galets cimentés l'un à l'autre. C'est un beach-rock actuel.

A. V. LE SECTEUR DE MONTE RUSSU (fig.1.3.4)

La presqu'île de Monte Russu (90 m) forme le centre de ce secteur littoral qui s'étire depuis l'embouchure du Riu de Li Saldi à la Cala Pischina. Ici aussi, les éléments désormais "traditionnels" du littoral gallurais vont se retrouver: influence,

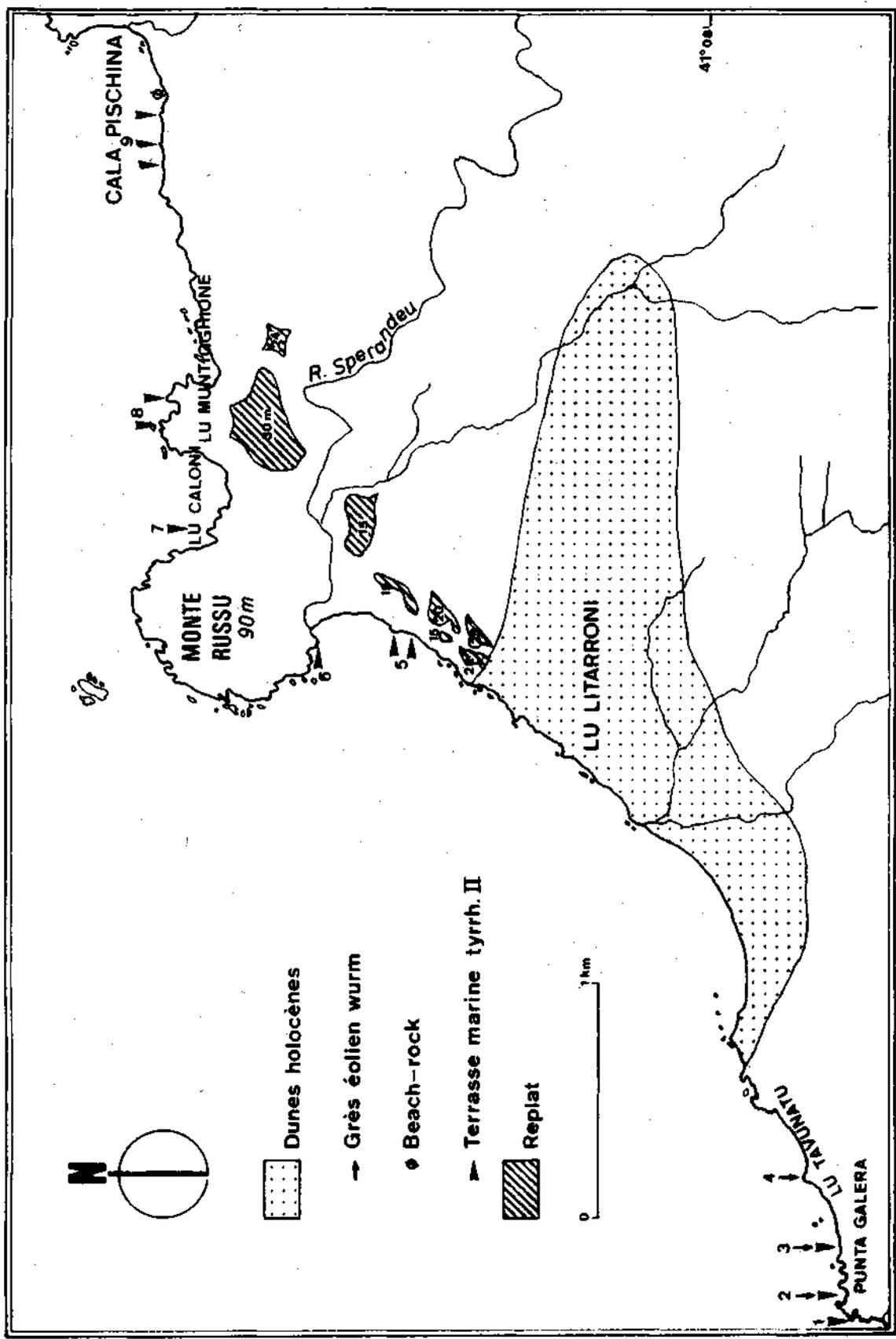


Fig. 1.3.4. : Secteur de Monte Russu.

sur le modelé des côtes, des diaclases et des dykes basiques évidés; présence d'une plate-forme d'abrasion actuelle et de témoins d'un niveau marin ancien situé entre 2 et 5 m; placages de grès dunaires pléistocènes...

En cette région, apparaît un phénomène nouveau: le développement au sud du Monte Russu, à Lu Litarroni, d'un important placage (fig.1.3.26), de plus de 2 km de long, de dunes vives longitudinales dirigées vers l'est. Cette orientation montre que le Maestrale est déjà sous l'influence des Bouches de Bonifacio qui le canalisent vers l'est.

Ces dunes masquent une topographie irrégulière, taillée dans le granite, comme le laissent supposer quelques pointements rocheux.



Fig.1.3.26

Vue aérienne du littoral
de Monte Russu-Rena Majore

Au centre se dégage la
presqu'île de Monte Russu.
Au sud du Monte Russu: le
placage de Lu Litarroni.
Au nord, s'étirent les dunes
de Rena Majore (échelle
approximative: 1/86.000e).

(photo I.G.M.)

A. V. a. Les témoins du niveau marin de 2 - 5 m.

Comme nous venons de l'évoquer, on retrouve, avec une certaine continuité, les traces d'une ancienne plage généralement située entre 2 et 5 m (fig.1.3.4).

1) A l'est de l'embouchure du Riu de Li Saldi, vers 5 m, un replat très net est taillé dans le granite et est surmonté par des galets à émoussé marin.

2) A la Punta Galera, une terrasse marine est située vers 3,20 - 3,50 m, et est surmontée par des dépôts de pente rubéfiés puis par des dépôts éoliens.

3) A l'est de la Punta Galera, un cailloutis de plage s'observe entre 1,80 m et 2 m et est surmonté d'abord par un

horizon sableux rubéfié de couleur orange (7,5 YR 6/6) contenant des débris anguleux de roches basiques puis par un grès éolien.

4) A l'avancée de Lu Tavunatu, une plate-forme d'abrasion développée entre 1 et 2 m, est surmontée directement par des grès éoliens.

5) Au sud de l'embouchure du Riu Sperandeu, des galets marins sont observés entre 5 et 7 m et sont souvent conservés dans des fissures et des dykes basiques évidés. Parmi ces galets, on note des granites pourris et des roches basiques plus résistantes.

6) Au Monte Russu, vers 3-4 m, des galets marins sont conservés dans des fissures.

7) A Lu Caloni, un replat est bien défini vers 5 m.

8) A Lu Muntighione: une plate-forme d'abrasion assez étendue est située vers 5 m et surmontée par des galets.

9) A l'ouest de la Cala Pischina, un replat est bien marqué entre 3 et 5 m et est surmonté par de fréquents galets dont des granites très altérés.

Ce niveau marin, par son altitude, et par la présence d'un horizon rubéfié et de grès éolien le surmontant, peut être considéré comme contemporain du Tyrrhénien II.

A. V. b. Les grès éoliens.

Quant aux placages de grès éoliens, sans doute d'âge wirm, ils ne s'observent qu'à l'ouest du Monte Russu où leur puissance est relativement faible. Ils sont parfois traversés par des nappes de galets anguleux et présentent localement des cannelures très marquées. Nous avons repéré ces micro-structures à l'est de Galera où elles sont orientées N 160° E (52 mesures) (fig.1.3.27) ainsi qu'à Lu Tavunatu (25 mesures) (fig.1.3.28) où elles sont dirigées vers N 150° E.

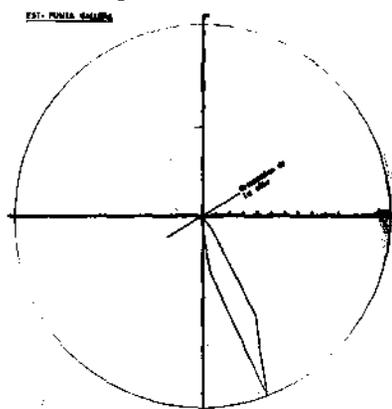


Fig.1.3.27

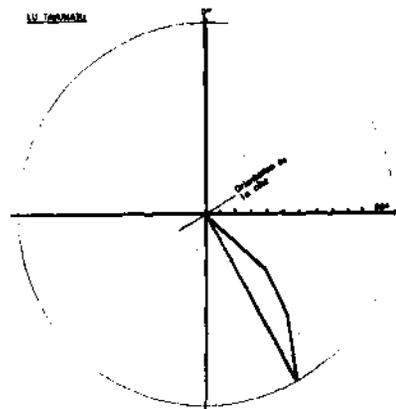


Fig.1.3.28

Rose d'orientation des cannelures

Est Punta Galera (52 mesures)

Lu Tavunatu (25 mesures)

Remarquons que ces cannelures ne sont pas parallèles au grand placage dunaire du Lu Litarroni cité ci-dessus et orienté W-E. Si ces micro-structures sont liées au vent dominant, on peut donc supposer qu'au moment de leur genèse, le Maestrale avait une orientation oblique par rapport à celle d'aujourd'hui et qu'il n'était pas dévié vers l'est par les Bouches de Bonifacio.

D'autre part, l'absence de dépôts éoliens würmiens à l'est du Monte Russu peut s'expliquer par la protection que ce promontoire exerçait sur cette portion du littoral. Nous y avons seulement repéré, sur les flancs de Lu Caloni, un placage récent de sable non consolidé.

A. V. c. Les replats plus élevés, témoins de niveaux marins plus anciens ?

Sa.VARDABASSO (1957) a signalé la présence d'une terrasse au sommet du Monte Russu (90 m). Nous n'y avons repéré aucun dépôt et observé que des pointements de granite. Toujours sur cette presqu'île, nous avons parcouru de petits replats vers 75 m et 60 m mais sans dépôt.

Au sud de Muntigghione, en bordure de mer, un autre replat est bien développé vers 30 m et nous y avons relevé, parmi des galets locaux anguleux, 3 galets à émoussé-marin; sans doute s'agit-il d'une terrasse marine ?

A l'est de ce point, un autre replat est développé vers 24 m. Sur ce dernier, nous avons trouvé quelques galets allochtones à émoussé fluviatile. Cette forme doit donc correspondre à une terrasse du Riu Sperandeu.

Au sud du Riu Sperandeu, plusieurs replats sont localisés à 15 m, à 20-22 m (assez étendu) et aussi vers 25-30 m. Des dépôts éoliens les recouvrent et nous ont empêché d'y retrouver d'éventuels galets marins. Ici aussi on peut envisager la présence de terrasses marines.

A. V. d. Présence d'un beach-rock*

* L'observation des beach-rocks, qui généralement sont submergés, ne peut se faire que par mer calme. Il est donc possible que plusieurs affleurements nous aient échappé.

A l'ouest de la Cala Pischina affleure sur la plage un beach-rock qui se poursuit vers le large sous le niveau de la mer. Localement cette formation a cimenté de gros blocs. Un échantillon de ce grès montre un sable modérément classé (Q de ϕ : 0,72; So. F. W.: 0,99) ce qui le rend comparable aux beach-rocks décrits dans le secteur de Torre Vignola.

A. VI. LE SECTEUR DE RENA MAJORE (fig.1.3.5.)

Cette bordure littorale s'étire depuis la Cala Pischina jusqu'à l'embouchure du Riu Ciuchesa. Elle est caractérisée par un intense développement des épandages dunaires qui s'étalent de part et d'autre de la Punta dell'Acula, dans le secteur de Bureddagia au sud et celui de Rena Majore au nord (fig.1.3.26).

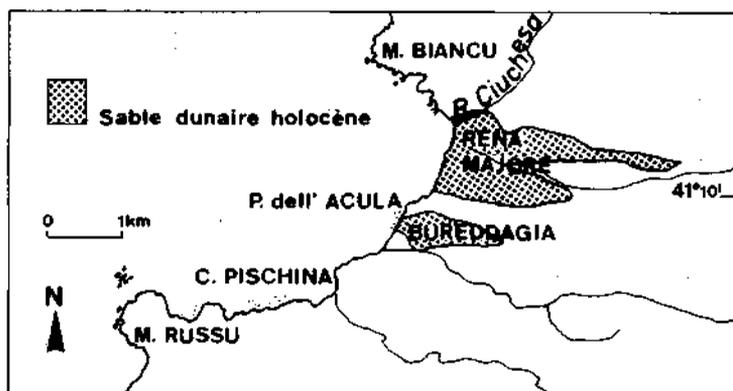


Fig. 1.3.5

Secteur de Rena Majore

Le placage de Bureddagia, d'une largeur de 500 m près de la mer, s'étire sur plus de 1000 m vers l'est. Tandis que celui de Rena Majore possède une largeur de 1100 m près de la côte où il est interrompu par une avancée granitique et un flot relié au rivage par un joli tombolo sableux (1.3.29). Cet épandage s'étire sur plus de 3000 m vers l'est où il comble en partie une large dépression.

L'examen par photos aériennes montre que ces étendues importantes de sable sont constituées par deux générations de dunes longitudinales. Une première, déjà fixée par la végétation, que l'on peut considérer comme subactuelle, et une seconde composée de dunes vives sans aucun couvert végétal. Cette distinction n'est cependant plus possible à faire aujourd'hui car le Corps Forestier de l'Etat a recouvert l'ensemble des dépôts sableux par des pinèdes en vue de fixer ces dunes.



Fig.1.3.29)

Tombolo
de Rena Majore

L'entaille de la nouvelle route nous montre que ces dunes reposent sur un grès éolien.

Outre ces apports sableux récents et actuels, ce secteur littoral est aussi remarquable par la présence quasi continue, sur les côtes rocheuses, d'une terrasse marine localisée entre 4 et 7 m.

Ainsi, entre la Cala Pischina et Bureddagia, le granite est entaillé par une plate-forme pratiquement continue, située entre 3,5 et 4,5 m et sur laquelle reposent des galets à émoussé-marin: parmi ceux-ci des granites altérés et des roches basiques à cortex blanc. Cette terrasse marine est recouverte par un mince placage sableux subactuel associé à des dépôts de pente granitiques.

Localement, ce niveau est précédé par un replat fort découpé et situé vers 2 m.

Au nord du placage sableux de Bureddagia, s'avance la Punta dell'Acula qui présente une succession de dépôts très intéressante (fig.1.3.30):



Fig. 1.3.30

Punta dell'Acula
Plate-forme d'abrasion
vers 5 m, surmontée
de grès éolien.

En effet, entre 5 et 6 m une plate-forme d'abrasion recoupe le granite et est surmontée par un mince conglomérat de plage contenant quelques fossiles dont des patelles et des conus. Cette ancienne plage est surmontée d'abord par un horizon rubéfié (n°4030, fig. 1.3.32) brun (7,5 YR 4/6) associé à un dépôt de pente comprenant des débris anguleux d'origine locale, puis par un épisode de grès calcaire caractérisé par une stratification entrecroisée très nette. Ce grès a quelques mètres de puissance. Dans sa partie inférieure des débris de patelle sont inclus.

Cette succession correspond donc à ce que nous connaissons dans les autres secteurs littoraux de Sardaigne. La plage de 6 m peut donc être corrélée avec le niveau du Tyrrhénien II, et les grès dunaires qui la surmontent, à la régression du Würm.

Toujours à la Punta dell'Acula, des dépôts de pente actuels, à leur arrivée dans la zone intertidale, sont soudés ensemble sans avoir eu le temps d'être émoussés par la mer. Il s'agit alors d'un beach-rock en formation.

La plage de Rena Majore est séparée en deux par une avancée granitique arasée à 7 m et que l'on peut raccorder au niveau de la Punta dell'Acula. Ce niveau est accompagné d'un petit replat assez érodé vers 2 m. Des petits écueils précèdent l'avancée granitique et sont reliés à la côte par des tombolos de posidonies (fig.1.3.31).

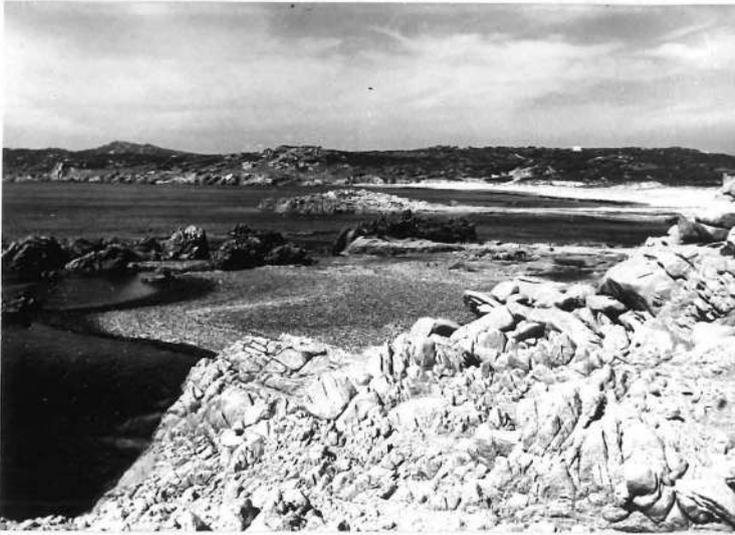


Fig. 1.3.31

Tombolo de Posidonies
à Rena Majore.

L'analyse granulométrique des sables de la plage et des dunes de Rena Majore (fig.1.3.32) montre un sédiment sableux bien classé, présentant un mode très net, localisé entre 297 et 420 μ .

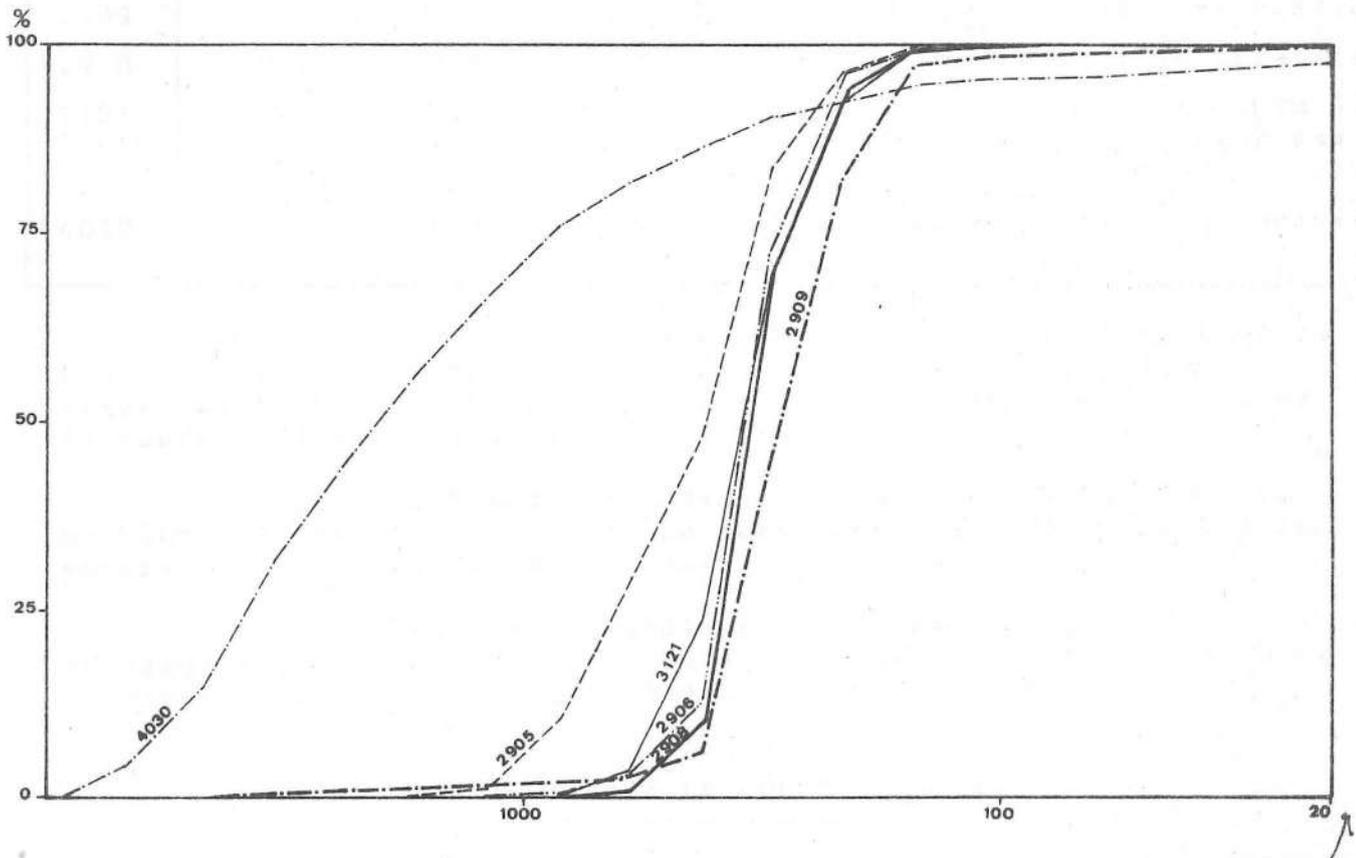


Fig.1.3.32. Courbes granulométriques cumulatives, Rena Majore.

N° du séd.	Ø 50 (µ)	Q de Ø	So.F.W.	Mode en µ	Z	Localisation
2901	338	0,20	0,36	297/420	64	Dune de plage
2902	347	0,26	0,50	297/420	51	Dune vive (Fl. nord)
2903	359	0,21	0,37	297/420	88	Dune vive (Fl. sud)
2904	332	0,27	0,43	297/420	54	Dune vive (sommet)
2905	411	0,50	0,68	297/420	36	Plage zone intertidale
2906	339	0,22	0,38	297/420	60	Plage
2907	313	0,26	0,33	297/420	57	Dune de plage
2908	333	0,24	0,39	297/420	59	Dune vive
2909	270	0,31	0,46	210/297	44	Dune subactuelle
2910	306	0,32	0,48	297/420	43	Dune subactuelle
3121	344	0,30	0,50	297/420	46	Sablière 3 km à l'intérieur des terres
4030	2026	1,07	1,71	3360/4760	16	Paléosol remanié T II

Ce tableau met en évidence un classement légèrement moins bon dans les dunes subactuelles (2909 et 2910) que dans les dunes actuelles (2901 à 2904, 2907 à 2908) et un classement modéré dans le sable prélevé dans la zone intertidale (2900).

Quant au sable prélevé dans une sablière (3121), à 3 km du littoral, ses caractéristiques permettent de le rattacher à la génération des dunes subactuelles.

Par comparaison, le sédiment 4030, prélevé dans le paléosol T_{II} de la Punta dell'Acula présente un mauvais classement; il est vrai qu'il est associé à des dépôts de pente.

A. VII. LE LITTORAL DE LA COLBA (fig.1.3.6)

Cette portion du littoral qui s'étire depuis Rena Majore jusqu'à la presqu'île du Capo Testa est constituée par une côte rocheuse "rectiligne en grand" comparable au versant de la Costa Paradiso. Cette côte, orientée N 10°E, est parallèle à une série de failles - Faille de Porto Longone, Faille de Porto Pozzo - et à une suite de filons de rhyolithe qui traversent le granite et qui apparaissent en relief (visibles sur photos aériennes). On peut,

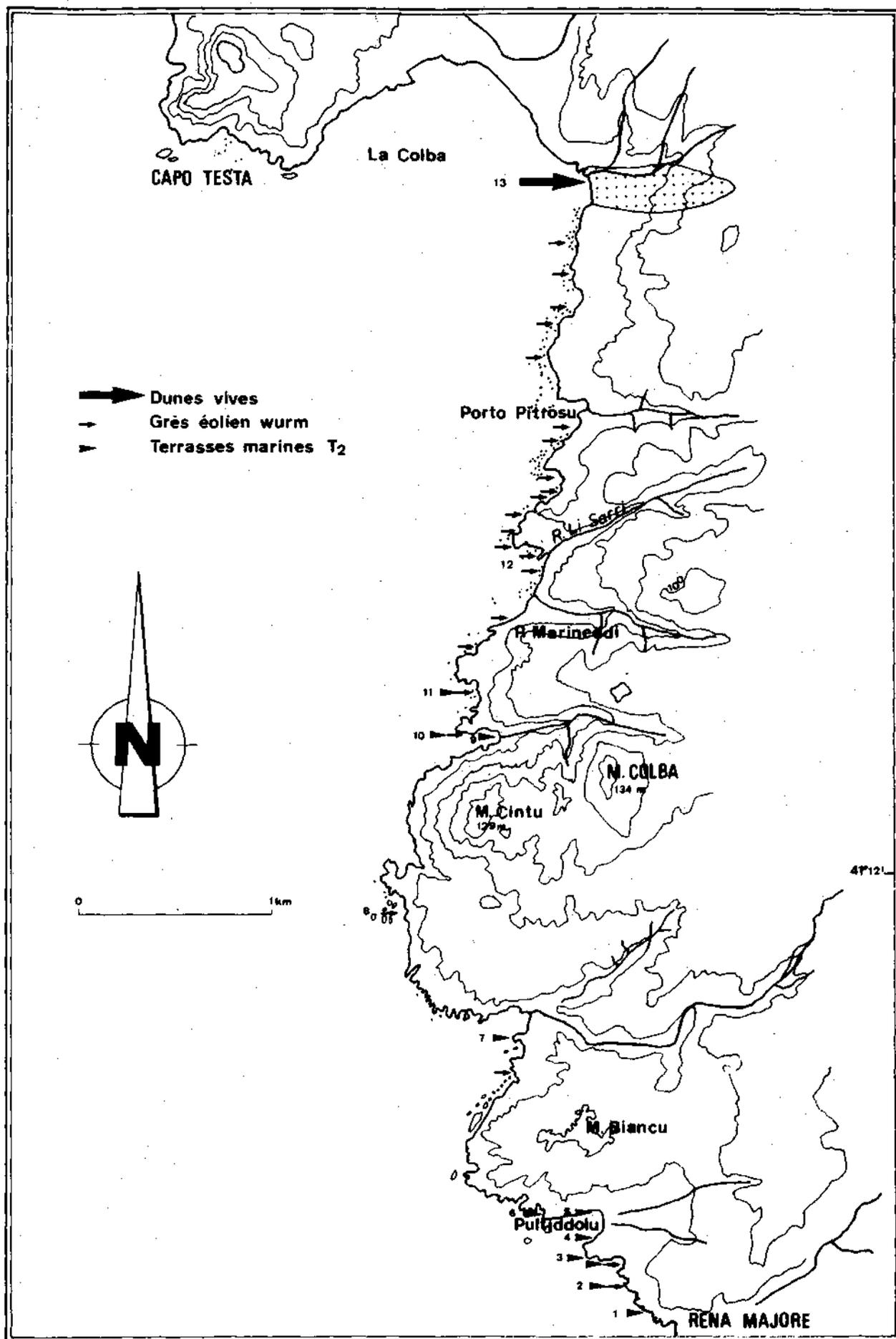


Fig. 1.3.6. : Littoral de la Colba - Situation des dépôts quaternaires.

sans risque d'erreur, considérer ce versant littoral comme un abrupt de faille, faille qui expliquerait la présence, inattendue, des formations marines du Miocène dans la presqu'île du Capo Testa. T.COCOZZA (1972) signale aussi une faille en cet endroit, de même que la carte géologique de G.ARMARI (1974). Cependant, sur cette dernière carte, la faille est oblique (N 30°E) par rapport aux linéations relevées dans cette région.

Dans le détail, ce versant est découpé par de nombreuses vallées perpendiculaires au littoral. Ici aussi, le modelé des côtes est influencé par des dykes basiques évidés, ce qui explique cet aspect dentelé et la présence de nombreux flots et écueils.

Les dépôts quaternaires sur ce versant sont fréquents mais peu étendus et de faible puissance. C'est ainsi que nous avons relevé une multitude de petits placages de grès dunaire que nous situons schématiquement sur la carte mais dont la cartographie exacte serait malaisée étant donné leur taille qui, souvent, n'excède pas quelques mètres carrés et leur puissance qui parfois ne dépasse pas quelques décimètres.

Ces grès dunaires qui présentent des stratifications entrecroisées sont parfois caractérisés par des cannelures horizontales orientées vers l'est. Ils sont souvent associés à des dépôts de pente et sont traversés de lignes de cailloux anguleux disposés à plat. En outre, certains strates sont riches en débris coquilliers: il s'agit de morceaux plats et émoussés de coquilles dont certaines paraissent appartenir au Miocène.

Localement ces grès aboutissent à la mer et plongent même sous la mer: ils sont alors découpés en marmites et en vasques à fond plat.

En certaines stations, les dépôts éoliens reposent sur une terrasse marine située vers 4-5 m et surmontée par un horizon meuble rubéfié. Cette succession "classique" nous permet d'attribuer cette plage au Tyrrhénien II et de dater les placages éoliens du Würm.

Nous passerons rapidement en revue les stations les plus intéressantes de ce secteur en allant du sud vers le nord; les autres affleurements seront simplement marqués par une flèche sur la carte (fig.1.3.6).

1)* Au nord de Rena Maggiore, une plate-forme taillée dans le gneiss et située vers 5 m est surmontée par des galets de granite peu altérés à altérés, des microgranites et des roches basiques résistantes, ainsi que d'un galet de quartz. L'émoissé, mesuré sur trois galets de microgranite, donne des valeurs de 390, 560 et 609.

2) Plus au nord, une autre terrasse marine s'observe vers 4-5 m d'altitude. Elle contient des galets dont l'émoissé, mesuré sur 23 cailloux de microgranite compris entre 27 et 71 mm, est de 400. Nous y avons aussi trouvé quelques coquillages dont deux patelles.

Cette terrasse est surmontée par un grès calcaire associé à de nombreux débris non émoissés d'origine locale. La courbe granulométrique de ce sédiment (3037) (fig.1.3.33) fait clairement ressortir l'importance de l'apport local grossier mêlé à des dépôts éoliens plus fins. Ce placage de grès est caractérisé par des cannelures horizontales orientées vers N 90°E.

3) Dans une petite anse, au sud de Pultiddolu, vers 5 m, s'observe une petite terrasse marine contenant quelques galets et des coquilles marines. Ce dépôt est surmonté par 50 cm de grès puis par un horizon rubéfié de 30 cm et, enfin, par 30 cm d'un autre épisode de grès dunaire qui présente des cannelures orientées entre N 70°E et N 110°E avec une médiane à N 80°E.

4) Le versant sud de l'anse de Pultiddolu est marqué aussi par un replat situé entre 3 et 5 m, taillé dans les gneiss et surmonté par quelques galets roulés. Cette terrasse marine précède une falaise morte qui témoigne du rivage de la mer du Tyrrhénien II.

Le fond de cette anse est remarquable par l'accumulation considérable de posidonies qui y constituent un véritable cordon littoral de 30-40 m de profondeur et de 2 m de haut.

5) Le flanc nord de cette baie présente des dépôts caillouteux d'origine marine vers 2,50 - 3 m. Ils sont surmontés par des dépôts de pente qui proviennent d'une falaise toute proche, sans doute une falaise morte.

6) Dans la baie au nord de Pultiddolu, un replat est développé vers 6 m. Il est constitué par des dépôts de pente qui masquent une terrasse localisée à 5 m et sur laquelle reposent quelques galets marins.

7) Au sud de la grande baie de Lapadda, des galets marins affleurent vers 3,70-4 m.

8) Un placage éolien est signalé par la carte géologique de G.ARMARI (1974) au lieu-dit La Colba.

* Chaque numéro de station est situé sur la carte.

9) Sur le versant nord et au fond de la baie développée au nord du Monte Cintu, une plate-forme d'abrasion parfois dégagée, localisée entre 3,50 m et 4 m d'altitude, est surmontée par un épisode caillouteux peu important.

Sur cette terrasse marine, repose un dépôt de pente dans une matrice rubéfiée recouverte par des grès éoliens.

10) A l'extrémité du flanc nord de cette baie, on note des placages de grès éoliens dont certains plongent sous le niveau de la mer. Un de ces placages forme même un pseudo-tombolo en reliant un îlot granitique au littoral. Il est érodé par des marmites. Par contre, il forme le support d'un "trottoir à Tenarea". A proximité nous observons plusieurs beach-rocks.

11) Au sud de la Punta Marineddi, un placage important² de grès éoliens débute vers 3 m et monte à l'assaut du versant. Il présente une stratification entrecroisée. Certaines strates contiennent des débris plats et émoussés de coquilles marines quaternaires et (ou) miocènes. Ce placage est développé de part et d'autre d'une petite vallée qui s'est encaissée dans ce dépôt.

Sur le flanc sud de cette vallée, vers 1,20 m, un conglomérat de galets à émoussé marin est surmonté par un dépôt de pente contenant de gros blocs de granite dans une matrice rubéfiée, puis par le dépôt éolien.

Dans la zone intertidale et jusqu'à 60 cm de haut, un beach-rock cimente des débris frais de granite et de roches basiques mais également des blocs de grès würmiens. Ces derniers indiquent que ce phénomène est relativement récent.

D'autres blocs de grès, détachés du versant et tombés dans la mer sont érodés en forme de champignons.

12) De part et d'autre de l'embouchure du Riu li Sarri, s'étalent des placages étendus de grès éoliens. Sur le versant nord le placage s'étire sur 35 m de long et 17 à 25 m de large, alors qu'au sud, il possède au moins 35 m de large.

Intercalé dans ces grès, nous avons relevé la présence d'un horizon sableux rubéfié brun (7,5 YR 4/6). Un échantillon prélevé (4029)(fig.1.3.33) dans cette formation montre un sédiment très mal classé et bimodal: un mode étant situé entre 841 et 1190 μ (19 %) et l'autre entre 149 et 210 μ (8 %).

L'analyse morphoscopique des grains de quartz montre un mélange d'anguleux-luisants (2 à 54 %) d'origine locale et d'émoussés-mats (origine éolienne)(4 à 26 %). La présence de grains anguleux-mats (jusqu'à 10 %) témoigne d'un picoti d'origine chimique pour une partie de ce sédiment.

13) Enfin, au sud de l'isthme, un placage de dunes vives est développé vers l'est. Cet épandage est large de 200 m et long de 700 m. Il est constitué par un sable modérément classé (Hé: 0,35) présentant un mode entre 210 et 297 μ (35 %)(échantillon 022)(fig.1.3.33).

* Ce placage est indiqué sur la carte géologique de 1974.

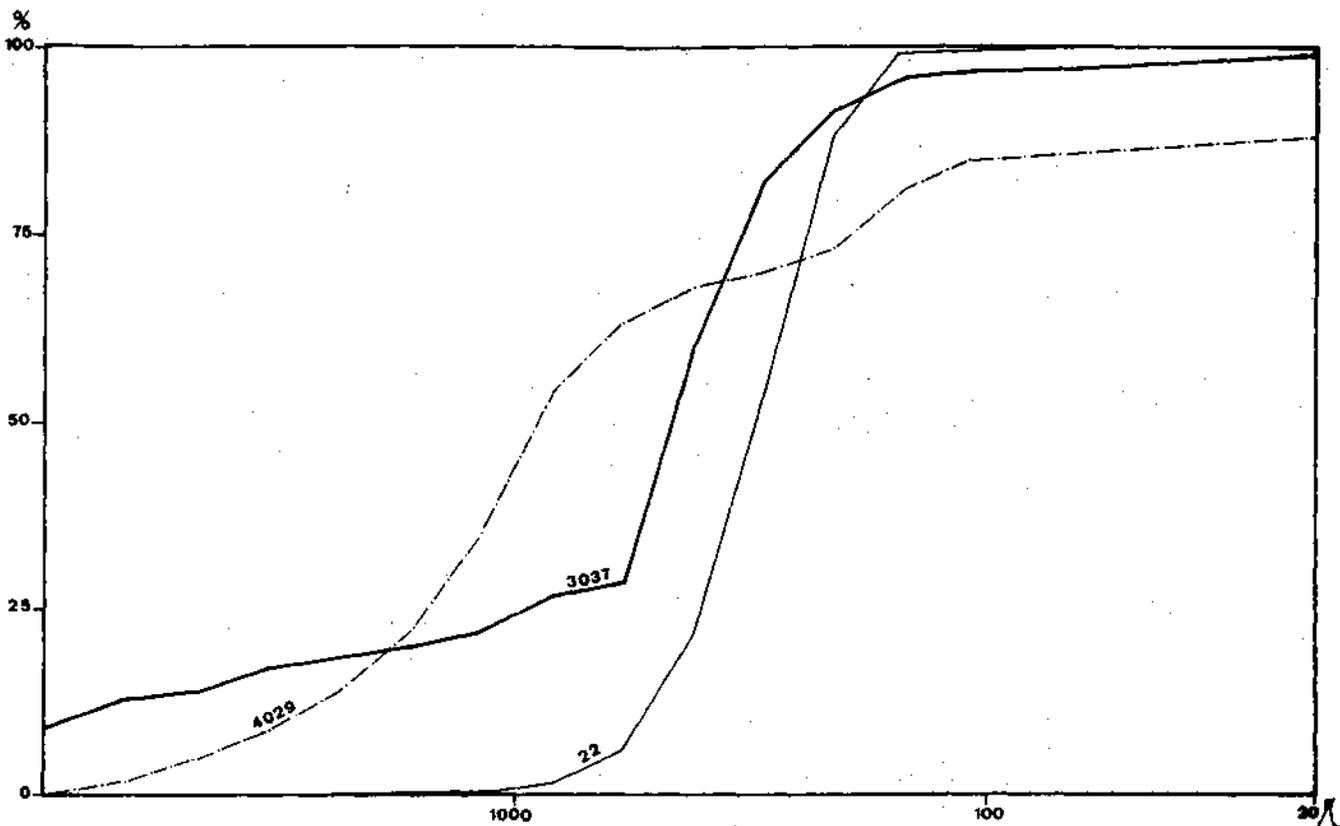


Fig.1.3.33. Courbes granulométriques cumulatives.
Littoral de la Colba.

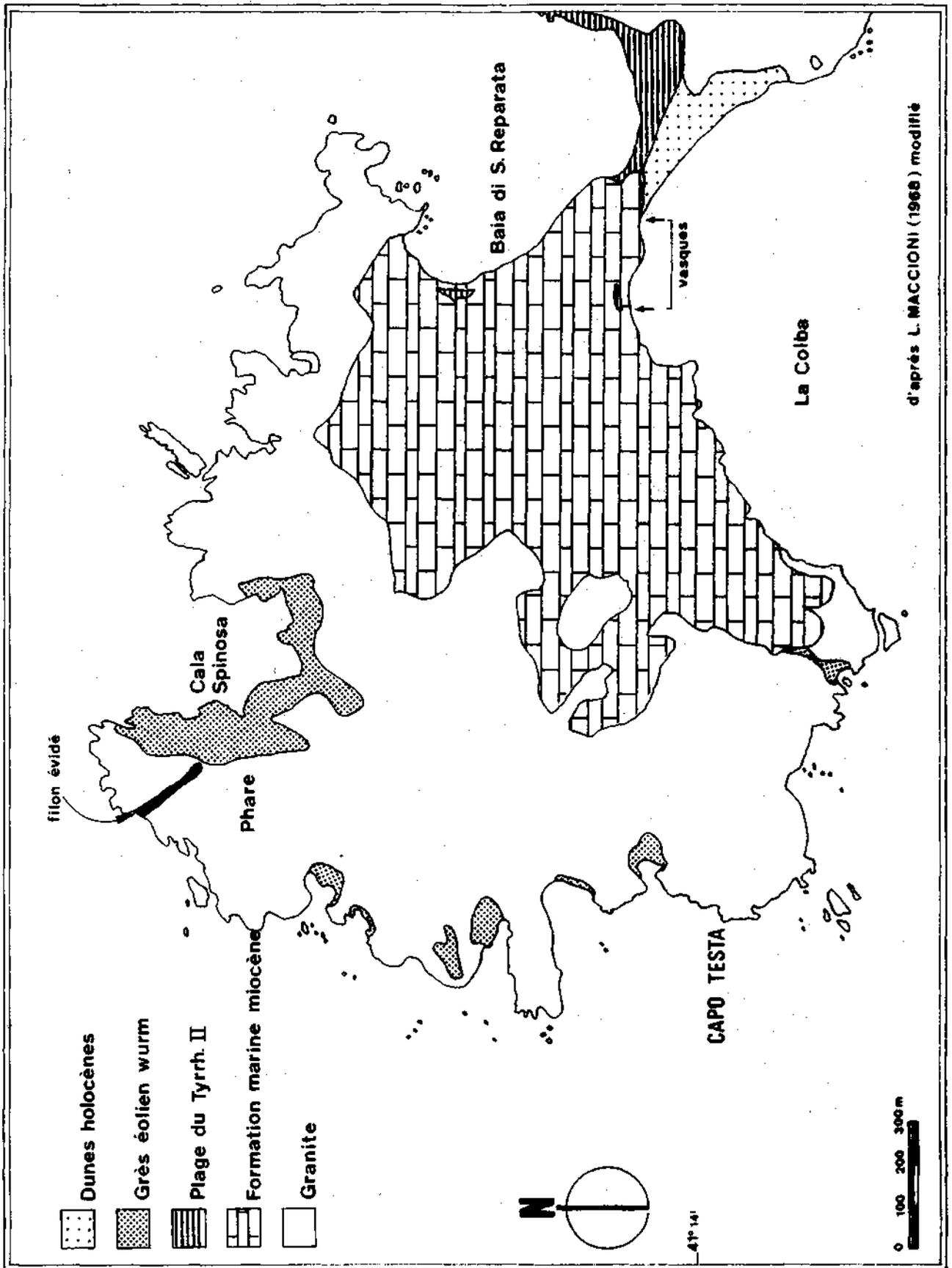
A. VIII. Le Capo Testa (fig. 1.3.7.).

La presqu'île du Capo Testa, située quelques kilomètres à l'ouest de Santa Teresa, est formée d'un substratum granitique sur lequel repose une formation calcaro-marneuse attribuée au Miocène (I. COMASCHI-CARIA, 1955).

Dans le secteur granitique de cette péninsule, le modelé des côtes, comme sur les autres littoraux de la Gallura, est étroitement lié à un système de diaclases et de failles. Au nord du phare, dans la zone militaire, un filon de porphyre granitique (L. MACCIONI, 1968), large de 2 à 4 m, est évidé par la mer. Il s'agit d'un très bel exemple d'érosion différentielle (fig. 1.3.34). Sur les parois du granite encaissant, dans la zone intertidale, un "trottoir à Tenarea" est développé. En outre, ce porphyre est truffé de petites alvéoles disposées en nid d'abeilles, alors que les granites sont sculptés par de nombreux taffonis.



Fig. 1.3.34 :Filon de porphyre dégagé par l'érosion marine. Les parois de granite servent de support à un trottoir à Tenarea.



d'après L. MACCIONI (1968) modifié

Fig. 1.3.7. : La Péninsule du Capo Testa.

Le secteur oriental de la péninsule contraste fort avec la zone granitique. Il est caractérisé par un placage de Miocène qui pend doucement vers l'est et s'enfonce progressivement, à hauteur de l'isthme, dans la mer. Cette portion du littoral est bien régulière et est souvent précédée par une plage sableuse. Ce n'est que sur le flanc occidental de la baie de la Colba que le Miocène est découpé par une petite falaise verticale. En cet endroit, cette formation est caractérisée par un développement intensif de vasques à fond plat et à encorbellement (fig. 1.3.35). A. GUILCHER (1954) considère que ce genre de vasques est attribuable à la dissolution. Le calcaire miocène est aussi recouvert localement par des épandages de travertin actuellement en voie de formation.



Fig. 1.3.35 : Vasque à fond plat et à encorbellement.

Les formations quaternaires.

Le Capo Testa n'échappe pas à la règle générale : il est aussi recouvert de dépôts quaternaires qui avaient déjà été signalés par A. de la MARMORA (1857) et dont L. MACCIONI (1968) a réalisé une excellente cartographie. Nous nous bornerons à présenter pour ce secteur, une coupe de synthèse qui résumera nos observations de la Cala Spinosa, ainsi qu'une autre coupe dans la Baie de La Colba, après quoi nous envisagerons la partie orientale de l'isthme.

A. VIII. 1. Cala Spinosa

Dans la Cala Spinosa, on remarque localement, reposant sur le granite entre 1,50 m et 2,80 m, un conglomérat de plage contenant de gros blocs émoussés dont certains dépassent un mètre de diamètre. Cette formation est surmontée d'abord par un dépôt de pente comprenant des débris anguleux d'origine locale et plongé dans une matrice rubéfiée (7,5 YR 4/4) puis par une puissante accumulation de grès qui aboutit à la cote de 25 m.

Ce grès est caractérisé par des stratifications entrecroisées très nettes. Localement on relève des cannelures orientées N 120° W. Au coeur du dépôt de grès (à l'ouest de La Cala Spinosa), nous avons aussi noté la présence d'un niveau rubéfié associé à de petits fragments anguleux de granite et de roches basiques. Quelques strates gréseuses à la base sont riches en très petites coquilles marines fort légères, alors que, surtout vers le sommet, on remarque çà et là des débris plats de coquilles marines dont les bords sont émoussés. Parmi ces débris, nous avons cru reconnaître des restes de fossiles quaternaires, mais aussi des fragments provenant des formations miocènes. Ces débris peuvent avoir jusqu'à 24 mm de long, 17 mm de large et 2 mm d'épaisseur.

D'autre part, dans ce même grès, dans une baie située à l'ouest du phare, nous avons relevé la présence de coquilles de gastéropodes terrestres et notamment des Helix.

Cette coupe présente donc une succession de dépôts comparable à celles que nous avons si souvent décrites dans les autres régions envisagées. Le conglomérat de plage peut ainsi être rattaché au niveau marin du Tyrrhénien II et la puissante accumulation gréseuse, qui présente toutes les caractéristiques d'une formation éolienne, au Würm. La présence de débris de coquilles marines est normale et a souvent été rencontrée en d'autres localités. Elle s'explique aisément car le vent, lors des épisodes régressifs du Würm, a remanié de nombreux débris marins. Les fragments de coquilles miocènes supposent que la formation tertiaire a été découverte au cours du Würm et qu'elle affleurerait au large de la Cala Spinosa.

Cependant L. MACCIONI (1968) interprète l'ensemble de ces formations quaternaires et notamment ces grès, comme des dépôts marins littoraux qui, à la Cala Spinosa, auraient atteint la cote de 25 m, mais en d'autres secteurs de la presqu'île se retrouveraient jusqu'à 40-45 m. Cet auteur émet l'hypothèse que l'altitude élevée de ces dépôts marins, par rapport aux autres niveaux tyrrhéniens connus en Sardaigne, serait liée à une grande instabilité tectonique de ce secteur.

Nos observations vont donc à l'encontre de cette hypothèse.

A. VIII. 2. Baie de La Colba

Au nord de la baie de la Colba, un replat est taillé dans le calcaire miocène vers 2-3 m de hauteur. Il est surmonté par un conglomérat contenant des galets roulés de granite et des galets de calcaire miocène dont certains ont été perforés par des organismes lithophages. Cette formation contient en outre des *Patella ferruginea*, des *Arca*, des *Conus* ...

Cette terrasse qui est aussi surmontée par un horizon sableux rubéfié puis par un peu de grès dunaire, peut être rattachée au niveau du Tyrrhénien II.

A. VIII. 3. Baie de S. Reparata

Au nord-ouest de cette baie, L. MACCIONI (1968) signale au niveau de la mer, un conglomérat de plage s'appuyant sur le granite. Nous avons retrouvé ce dépôt et dans un des affleurements nous avons observé, cimenté aux autres galets, un fragment de terre cuite. Il s'agit donc d'un beach-rock historique.

A. VIII. 4. Zone de l'isthme

La partie occidentale de l'isthme est formée par les formations miocènes sur lesquelles s'appuient des dunes vives mais aussi, dans la baie de San Reparata, par une formation

non négligeable de grains émoussés-mats et subémoussés-mats, ce qui implique un apport modéré de grains éoliens. L'analyse des minéraux lourds (G. FIERRO et A. OZER, 1974) confirme cet apport éolien car on observe un pourcentage important de grains allochtones tels que augite et hypersthène transportés de l'Anglona volcanique par des courants littoraux.

2) Un horizon rubéfié contenant des tubulures verticales et qui ressemble à un paléosol tronqué.

3) Un épisode de grès éolien caractérisé par une stratification entrecroisée et contenant de fréquents débris anguleux de granite. L'examen morphoscopique montre un mélange de grains émoussés-mats et subémoussés-mats, de grains anguleux luisants et de grains subémoussés-luisants. Cette dernière observation signifierait que la mer, au moment de ce dépôt, n'était pas loin. Un transport éolien restreint est aussi attesté par l'absence de grains ovoïdes et ronds mats.

4) Une formation marine (fig. 1.3.37) repose sur ce grès éolien. Elle est constituée d'abord par un conglomérat, lequel est surmonté par un grès de plage puissant d'au moins un mètre. Parmi les galets, nous avons repéré des cailloux roulés de grès marin. Leur présence témoigne donc de l'existence, à proximité, d'un autre niveau de plage plus ancien. Cette observation est comparable à ce que nous avons décrit d'une part sur les côtes de l'Anglona et d'autre part à l'embouchure du Coghinas dans des terrasses marines auxquelles nous avons attribué un âge tyrrhénien II. Certains galets roulés semblent aussi provenir d'un grès dunaire, ce qui est normal puisque le dépôt de plage repose sur une formation éolienne.

La formation marine contient de nombreux fossiles qui ont permis à I. COMASCHI-CARIA (1968) de la rattacher au Tyrrhénien II. Pour notre part, nous avons, entre autres, relevé plusieurs *Patella ferruginea*, ce qui confirme la datation précédente.

marine fossilifère attribuée par I. COMASCHI-CARIA (1968) au Tyrrhénien II. Sa puissance maximum est de 2,50 m dans la partie orientale de l'isthme, notamment sur le flanc est de la Baie de San Reparata.

Coupe de la Baie de San Reparata (fig. 1.3.36).

S'appuyant, vers l'est, sur le granite de la Gallura, s'observe ici une des successions de dépôts quaternaires les plus intéressantes de la Sardaigne. Elle est résumée dans la coupe suivante :

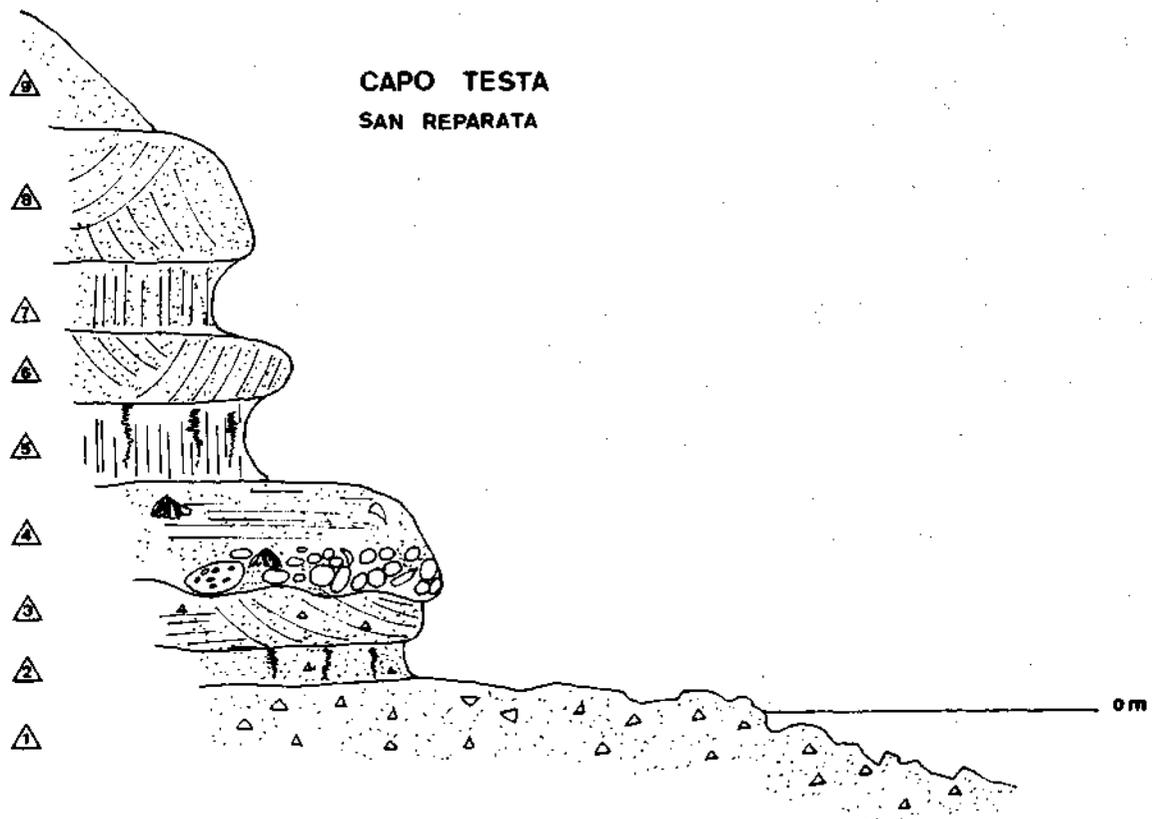


Fig. 1.3.36 : Coupe synthétique de San Reparata

de bas en haut :

1) un dépôt de pente contenant, dans une matrice sablo-argileuse, de nombreux débris anguleux de granite. L'analyse morphoscopique des grains montre une grande abondance de grains anguleux-luisants (jusque 56%) mais aussi une proportion



Fig. 1.3.37 : Terrasse marine T_{II} reposant sur un grès.

5) Sur cette terrasse marine repose un horizon rubéfié de 60 cm de puissance dont la coloration oscille entre 5 YR 4/6 (brun rouge) et 7,5 YR 5/6 (brun vif). Il contient de nombreux débris de coquillages, ce qui suggère qu'il s'est développé au départ de la formation marine sous-jacente.

On peut le considérer comme un paléosol. On y observe de fréquentes traces de racines.

6) Cet horizon rubéfié est recouvert de quelques mètres de grès éolien à stratification entrecroisée.

Plus au nord, cette coupe se poursuit vers le haut : en effet on remarque :

7) Un nouvel horizon rubéfié (7,5 YR) intercalé dans le grès.

8) Un nouveau dépôt de grès éolien.

9) Ces accumulations pléistocènes sont recouvertes par des apports éoliens actuels ou subactuels (dunes vives).

En résumé, la partie supérieure de cette coupe est comparable aux successions que nous avons maintes fois rencontrées en Anglona. La plage fossile peut donc être datée du Tyrrhénien II, ce qui est confirmé par les fossiles récoltés. Comme en Anglona, cette plage ancienne est surmontée d'abord par

un horizon rubéfié qui, sans doute, date de la fin du dernier interglaciaire puis par des dépôts éoliens qui correspondent aux épisodes régressifs du Würm.

La partie inférieure de la coupe montre des dépôts d'origine diverse (dépôts de pente, dune, "paléosol") qui témoignent de phases de continentalité antérieures au dernier interglaciaire. La présence de galets roulés de grès marin suppose la proximité d'un niveau marin pré-tyrrhénien II.

A.VIII. 5. Baie de La Colba

Au sud-est de la baie de La Colba, à proximité de l'hotel des Due Mare, affleure, au niveau de la mer, une formation marine parfois gréseuse parfois conglomératique contenant quelques fossiles parmi lesquels nous avons reconnu des *Patella ferruginea*. C'est le prolongement de l'autre côté de l'isthme de la formation marine du Tyrrhénien II. Ces dépôts sont surmontés par des grès éoliens qui sont fort lapiazés (fig. 1.3.38).



Figure 1.3.38 : Lapié développé sur des grès éoliens.

B. LE VERSANT SEPTENTRIONAL DE LA GALLURA

L'allure du versant septentrional de la Gallura contraste fort avec le littoral nord-occidental de cette région. Les côtes de la Gallura nord-orientale sont caractérisées par une série de baies étroites et profondes, ce qui en fait une côte à rias classique qui, en Italie, est fréquemment citée comme exemple en géomorphologie côtière.

En effet, alors que, sur le versant occidental de la Gallura les failles étaient responsables de côtes rectilignes, ici, au contraire, la côte est perpendiculaire à ce système de fractures. Chaque faille importante est ici responsable d'une linéation marquée qui se prolonge souvent par des vallées rectilignes profondément incisées. Certaines de ces vallées sont très bien développées jusqu'à la profondeur de - 20, -30 mètres, parfois plus, comme le montrent clairement les cartes bathymétriques. C'est donc au cours de la transgression versilienne que ce réseau hydrographique a été partiellement ennoyé. Nos recherches nous ont permis en outre de retrouver, sur les versants de chaque baie, des traces de la transgression marine du Tyrrhénien II à une altitude généralement comprise entre 2 et 5 mètres, ce qui nous permet d'affirmer que l'allure du littoral lors du dernier interglaciaire était fort semblable à l'actuel.

Ces côtes du versant septentrional ne sont pas soumises au vent violent du Mistral comme celles du versant occidental. Aussi les accumulations éoliennes tant würmiennes qu'holocènes sont-elles, en ce secteur, souvent restreintes tant en puissance qu'en étendue.

Par contre, comme dans tous les littoraux granitiques que nous avons observés tant en Corse qu'en Sardaigne, le modelé des côtes est, ici aussi, influencé par le système de diaclases et par des dykes basiques évidés.

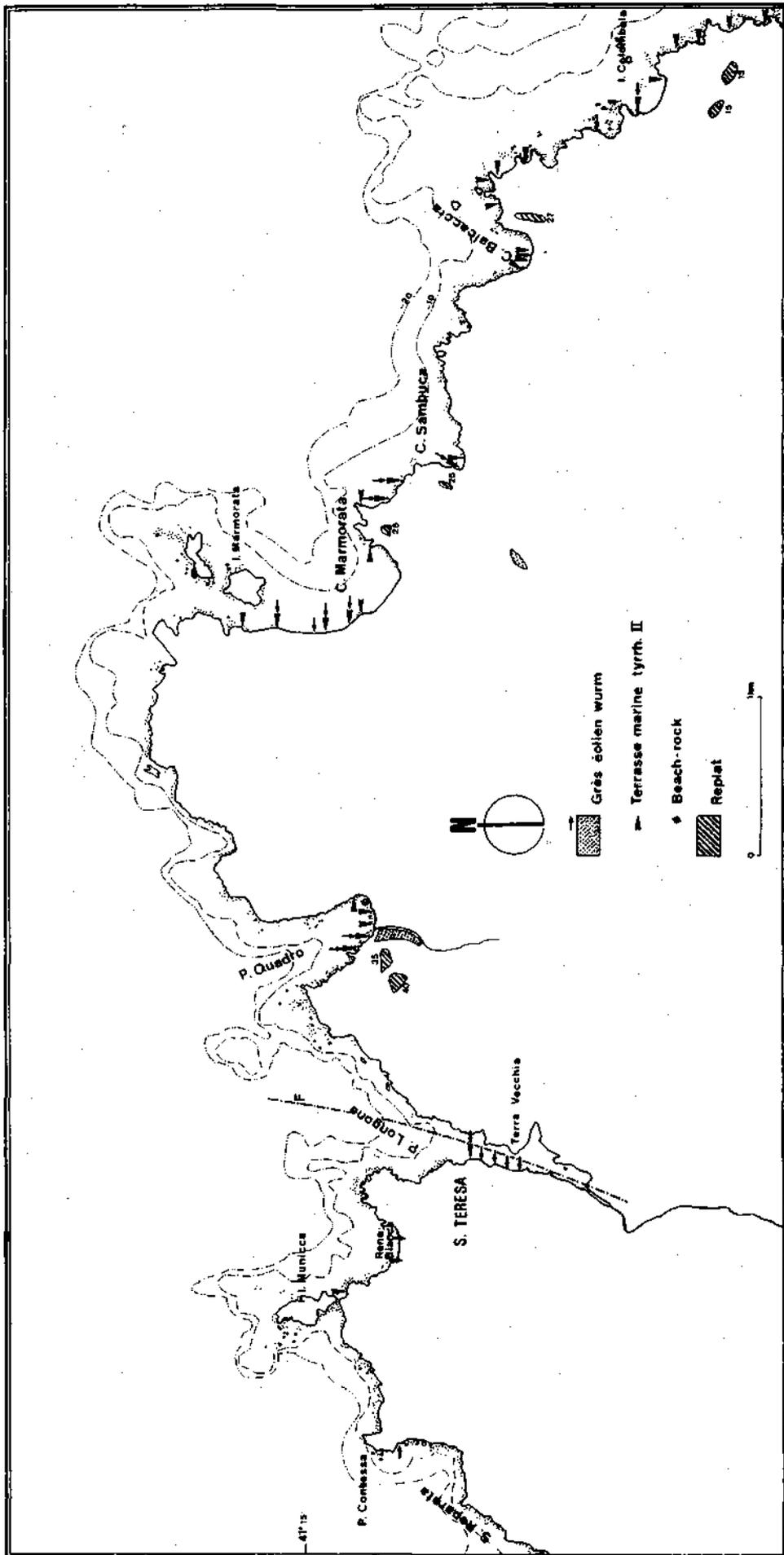


Fig. 1.3.8. : Littoral de la Gallura septentrionale.

Nous allons passer en revue les principales observations que nous avons recueillies à propos des formations quaternaires sur ce secteur littoral. (Cartes 1.3.8 et 1.3.9).

B. a. Littoral entre Santa Teresa et San Reparata

Entre la baie de San Reparata (Capo Testa) et la Punta Contessa, nous n'avons relevé que des placages de grès éoliens qui, parfois, cimentent des éboulis granitiques.

Face à l'île de la Munnica, on note des galets marins cimentés, à une altitude de deux mètres.

La plage sableuse de Rena Bianca précède une falaise haute de 7 à 10 mètres taillée dans des épandages éoliens. Dans cette coupe naturelle, on note successivement un horizon sableux rubéfié assez puissant (jusqu'à 2 m) caractérisé par des passées grossières surmonté par un grès éolien à stratification entrecroisée montrant localement des cannelures horizontales orientées N 110°W. Vers le nord-ouest, l'horizon rubéfié s'élève et repose sur un grès qui présente, lui aussi, des cannelures orientées également N 110°W. Ce grès recouvre un dernier horizon rubéfié associé à de nombreux blocs de granite éboulés. Le bed-rock granitique est ici visible.

B. b. La ria de Porto Longone (fig.1.3.8)

A l'est de la petite cité de Santa Teresa se présente la ria la plus septentrionale de la Gallura. Elle porte le nom de Porto Longone et le port de Santa Teresa, d'où partent les liaisons avec la Corse, y est installé sur sa rive occidentale.

Longue de 1300 m et large de 150 m, cette ria est liée à une faille N-S (carte géologique de G.ARMARI, 1974), qui est aussi responsable d'une dépression parallèle au littoral de la Colba, dépression qui s'étire au sud de Santa Teresa.

Seul, le versant occidental de cette ria est flanqué de dépôts de grès éoliens qui s'appuient sur le granite. Ces placages de grès montrent des stratifications entrecroisées, mais aussi des cannelures. Un bloc de grès éboulé laisse clairement apparaître ces cannelures et on peut y observer que ces structures, à la rencontre d'un obstacle tel qu'un caillou de granite, sont déviées pour reprendre après leur cours normal (fig.1.3.39).

Ces strates gréseuses pendent vers le N-E. Localement, ce grès éolien se poursuit sous le niveau de la mer et est entaillé en roches champignons.

Le dépôt éolien repose sur un horizon rubéfié contenant des débris anguleux de granite peu altéré à altéré et, jusqu'à 4 m de haut, des galets sans doute remaniés de la plage du Tyrhénien II. Neuf galets de microgranite compris entre 34 et 74 mm présentent des valeurs d'émoussé compris entre 154 et 882, la médiane étant située à 305. Malgré le nombre restreint de galets, ces valeurs indiquent un façonnement marin.



Fig. 1.3.39

Cannelures développées dans un grès quaternaire. Le marteau est situé sur un bloc de granite.

Sur le flanc oriental de la baie, nous n'avons relevé aucun dépôt éolien würm ni aucun cailloutis du Tyrrhénien II. Les seuls dépôts que nous ayons observés sont des restes de repas composés de terre cuite, de fragments d'os, de coquilles..., associés à un dépôt de pente, situés au pied de la vieille tour de Terra Vecchia. Sans doute s'agit-il de restes historiques.

B. c. Arrière pays de Santa Teresa (fig.1.3.8 et 1.3.40)

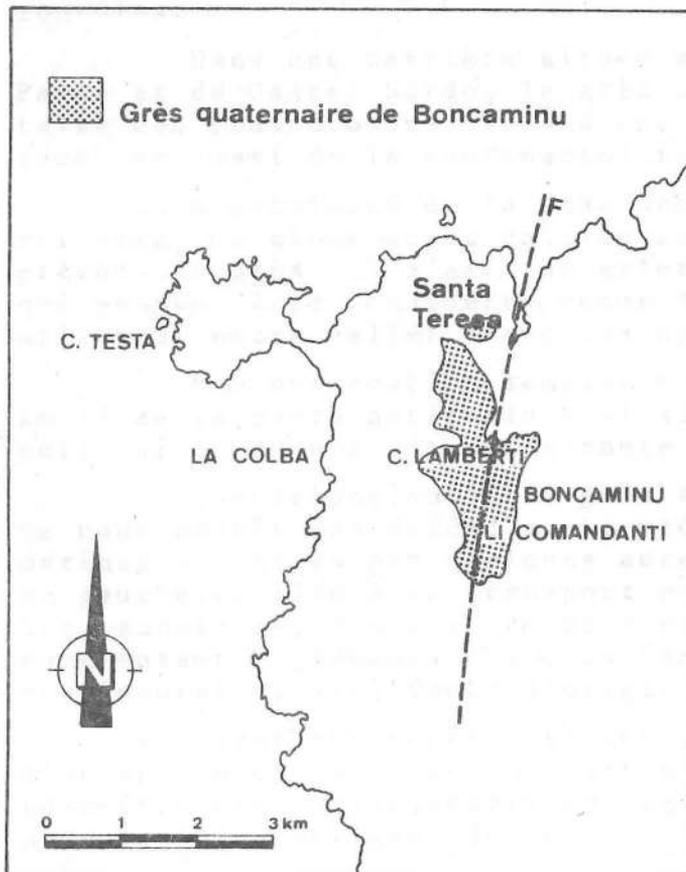


Fig. 1.3.40

Extension du grès quaternaire de Boncaminu (d'après G.ARMARI, 1974).

Dans la dépression développée au sud de Porto Longone, s'étire, vers 50-55 mètres, le plateau de Boncaminu dont le substratum est constitué par des épandages de grès calcaire quaternaire. A. DE LA MARMORA (1857) y avait repéré quelques coquilles marines mais surtout des coquilles lacustres en abondance dont des Limnées, des Planorbes....

G. PECORINI nous a signalé avoir retrouvé aussi quelques coquilles marines (communication orale) mais dans sa carte géologique de la Sardaigne (1971), il considère cette formation comme éolienne. G. ARMARI (1974), par contre, classe cette formation dans les dépôts marins et la décrit comme un "grès fossilifère quartzofeldspathique à ciment calcaire, plus ou moins cohérent, avec des niveaux de sable et d'argile". Nous n'avons retrouvé qu'une seule petite patelle dans le talus de la route nationale n°133, à proximité du Km 15. L'aspect frais de cette coquille nous fait penser qu'il s'agit peut-être d'un reste de repas. Par contre, nous avons observé quelquefois des coquilles lacustres telles que Limnées et Planorbes, confirmant ainsi les observations de DE LA MARMORA, ainsi que des gastéropodes terrestres. Ces derniers attestent de la continentalité d'au moins une partie de ce dépôt, continentalité qui est aussi appuyée par la découverte d'un bois de cervidé au sein de cette formation lors du creusement d'un puits (communication orale) au lieu-dit Li Commandanti. Ce fait est aussi rapporté par I. COMASCHI-CARIA (1968).

Ce grès a, au moins, 4 à 5 m de puissance. Il peut facilement être observé dans des puits à proximité du cimetière et de l'église de Bon Caminu, où il présente des stratifications horizontales.

Dans une carrière située au carrefour des routes de Palau et de Castel Sardo, le grès montre des cannelures horizontales que nous croyons liées à une érosion éolienne. Leur présence témoigne aussi de la continentalité de ce dépôt.

A proximité de la Casa Lambertini, dans l'entaille d'un ruisseau, un mince dépôt caillouteux repose sur le granite et précède le grès. Il s'agit de galets faiblement émoussés de quartz qui peuvent être considérés comme les témoins d'un cours d'eau qui utilisait cette vallée avant les apports sableux.

Une observation semblable a été réalisée à proximité du km 15 de la route nationale N131 ainsi que dans les débris d'un puits situé au nord de cette route.

L'attribution de ce grès épais à un niveau marin élevé ne nous paraît pas évidente. La présence de quelques coquilles marines signalées par quelques auteurs est peut-être occasionnelle ou peut-être liée à un transport éolien (?) vigoureux. Par contre, les cannelures, les gastéropodes continentaux, le bois de cervidé sont autant d'éléments qui nous font considérer ce dépôt comme continental et sans doute d'origine éolienne.

Quant aux dépôts caillouteux fluviaux, ils témoignent d'un ancien cours d'eau qui parcourait cette dépression et qui peut-être était responsable du creusement de la vallée, aujourd'hui submergée, de Porto Longone.

B. d. Porto Quadro (fig.1.3.8)

Large de 300 m et longue de 700 m, la baie de Porto Quadro est caractérisée par la présence sporadique de galets à émoussé marin situés généralement entre 2 et 3 m et reposant sur une plate-forme d'abrasion taillée dans le granite ou bien conservés dans quelques fissures. Les galets de cette ancienne plage sont constitués surtout par des granites altérés à très altérés et des roches endogènes basiques, généralement résistantes. Cette terrasse marine est développée surtout au sud et au sud-ouest de la baie, alors que sur le versant est nous n'avons observé des galets, conservés dans quelques fissures, qu'en deux endroits situés respectivement à 3 et 5 m.

Cette ancienne plate-forme d'abrasion influence aussi le profil longitudinal du ruisseau le plus occidental; il est marqué par une petite cascade à quelques mètres de son embouchure.

Sur cette terrasse marine repose un horizon sableux rubéfié dont la coloration oscille entre 5 YR 4/6 et 7,5 YR 4/6 et qui est associé à des dépôts de pente constitués par des blocs de granite altéré. Cet horizon est ensuite surmonté par un placage de grès éolien dont la puissance est, à la côte, de l'ordre du mètre mais peut atteindre 5 à 6 m à l'intérieur des terres, où ces apports se prolongent jusqu'à environ 300 m vers le sud, sur la rive gauche du ruisseau occidental. Ce grès dunaire présente des cannelures orientées N 170-180°W sur le bordure S-W de la baie et 140-150°W à 200 m au sud du littoral, à l'intérieur des terres.

Sur le versant oriental de Porto Quadro, nous n'avons relevé que des dépôts de pente parfois cimentés dans une matrice rubéfiée (7,5 YR).

D'autre part, dans le fond de la baie, compris entre -0,30 et -1,50 m, on peut voir une large dalle de grès fissurée. Il s'agit d'un beach-rock. L'analyse granulométrique de ce sédiment (4091) montre un mode compris entre 1680 et 2380 (34 %) alors que sur la plage actuelle (4090) le mode se situe entre 2380 et 3360 μ (70 %) (fig.1.3.41).

Sur le versant occidental de Porto Quadro, deux replats sont développés respectivement à 35 m et 43 m. Cependant aucun galet n'y a été repéré.

B. e. Baie de la Marmorata (fig.1.3.8)

Face aux îles Marmorata, au nord d'un petit port, on observe seulement une plate-forme horizontale taillée dans le granite vers 3-4 m et dégagée de tout dépôt.

Sur le flanc occidental de la baie de la Marmorata, on note, en plusieurs endroits (voir carte), une succession de dépôts comparable à ce que nous avons si souvent observé:

- 1) Une plate-forme d'abrasion taillée dans le granite entre 2 et 3 mètres.
- 2) Un conglomérat de plage, sans fossile et composé de

galets de granite altérés à très altérés et de gneiss sains à peu altérés.

3) Un horizon sableux rubéfié mêlé à des dépôts de pente remaniant de l'arène granitique. Cet horizon peut avoir jusqu'à un mètre de puissance.

4) Un dépôt de grès éolien dont la puissance varie entre 10 cm et 4 mètres.

5) Un nouvel horizon rubéfié qui localement atteint aussi 1 m de puissance.

6) Un dernier épisode éolien marqué par quelques cannelures horizontales orientées N 110°W. Sa puissance est de l'ordre de 1 à 2 m.

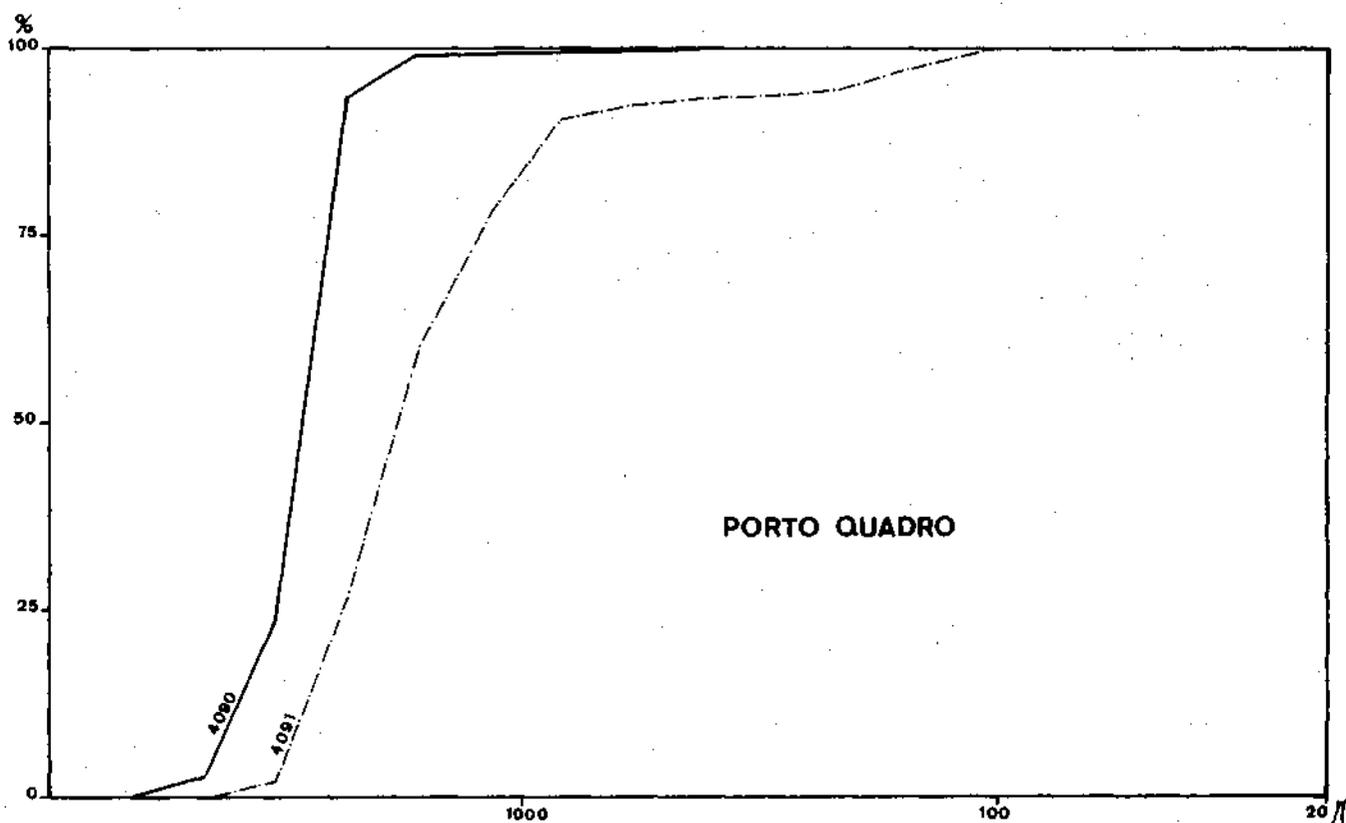


Figure 1.3.41. Courbes granulométriques cumulatives de beach-rock et plage actuelle - Porto Quadro.

Le versant oriental de la baie de la Marmorata est formé par une falaise de 25 m de haut, localement taillée vers 4-5 m par une plate-forme horizontale surmontée de dépôts de pente. Un replat s'observe aussi vers 25 m mais aucun galet roulé n'y a été relevé.

L'avancée entre la baie de la Marmorata et la Cala Sambuco est fort découpée et son modelé est influencé, entre autres, par des filons acides résistants qui forment des caps. Vers 3-4 m, on remarque fréquemment des lambeaux d'une plate-forme d'abrasion, souvent surmontée par quelques galets roulés, parmi lesquels on remarque des granites parfois très altérés. Cette terrasse marine est généralement recouverte de dépôts de pente et de rares placages de grès éolien.

Sur la plate-forme d'abrasion actuelle, nous avons aussi observé de très jolies vasques développées dans le granite et dont le fond est tapissé de cristaux de sel (fig.1.3.42).



Fig.1.3.42

La Marmorata
Vasques développées
dans le granite.

B. f. Cala Sambuco (fig.1.3.8)

Dans cette petite baie, on observe encore la terrasse marine, vers 3 m au sud-ouest de la baie et entre 2,80 m et 3,50 m sur le flanc sud. La morphométrie de 33 galets de microgranite compris entre 40 et 60 mm fournit un indice d'émoussé de 400 ce qui témoigne incontestablement d'un façonnement marin.

Sur le versant sud-ouest, vers 5-6 m, nous avons observé un petit placage de grès éolien d'environ un mètre de puissance qui montre un système de cannelures orientées N 80°W.

A 600 m au sud-ouest de la côte, à une altitude de 50 m, l'entaille du chemin qui mène à la baie de Sambuco met en évidence un placage de grès éolien où s'observent de fréquentes cannelures orientées N 140°W.

Au sud de la baie, par contre, la terrasse marine est surmontée par des dépôts de pente parfois cimentés dans un sable rubéfié (entre 7,5 YR 4/4 et 10 YR 3/4).

B. g. La Balcaccia (fig.1.3.8)

La falaise occidentale de la baie de Balcaccia laisse, ici aussi, apparaître les témoins de la mer du Tyrrhénien II: on observe, en effet, une plate-forme taillée dans le granite dont l'altitude passe progressivement de 5,30 à 3,20 m et qui est recouverte de galets bien roulés de quartz, de roches basiques

à cortex blanc, de microgranites résistants et de granites altérés à très altérés. Cette terrasse marine est surmontée par des dépôts de pente mêlés localement à des apports éoliens. Au sud de la baie, un placage de grès éolien est caractérisé par des cannelures orientées entre N 180°W et N 150°W. (médiane: N 160°W).

Des témoins de cette transgression marine s'observent toujours entre 3 et 4 m, dans les petites baies développées de part et d'autre de la Punta de la Balcaccia.

A l'est de La Balcaccia, un replat allongé vers 27-28 m ne comporte aucun galet roulé.

B. h. Littoral de la Colombaia (fig.1.3.8)

Le modelé du littoral de ce secteur est fortement influencé par de fréquents dykes basiques évidés qui tantôt sont responsables de couloirs étroits, tantôt engendrent de petites falaises (fig.1.3.43).



Fig. 1.3.43

Dyke basique en voie de dégagement par l'érosion marine.

Ici aussi, les témoins d'un niveau marin ancien sont fréquents. Ils se retrouvent dans chaque baie (voir carte) entre 2 et 4 m: il s'agit soit d'une terrasse marine masquée de dépôts de pente, soit de galets roulés coincés dans des diaclases du granite ou conservés dans des dykes évidés.

Ces dépôts marins sont souvent surmontés par des dépôts de pente et plus rarement par des grès éoliens traversés par un horizon meuble rubéfié.

D'autre part, nous avons repéré des replats sans aucun dépôt marin aux altitudes de 35-37 m, 28-29 m et vers 15 m (au sud d'un petit lac) et un autre replat à l'altitude de 15 m, face à l'hôtel Erica.

B. i. Porto Pozzo (fig.1.3.9)

La ria de Porto Pozzo (fig.1.3.44) est remarquable: longue de 3 km et large de 500 m, elle est liée à une importante faille N-S (J.PELLETIER, 1960; carte géologique de G.ARMARI, 1974) qui, sur photos aériennes, se marque par une linéation importante. Cette faille est aussi responsable de l'étroite vallée submergée rectiligne qui atteint au centre de la ria, la cote de -10 m. Cette linéation est aussi soulignée par le parallélisme frappant entre les deux versants de la vallée: Cunchedda à l'ouest et la presque île de Culuccia à l'est. Ces versants sont traversés par une faille ENE-OSO (linéation visible sur photo aérienne) qui est responsable de vallées alignées, également envahies par la mer. Ainsi, la baie de Lu Calone s'avance dans les terres sur 500 m et possède une largeur de seulement 50-60 m.



Fig.1.3.44

Vue aérienne de Porto Pozzo et des tomolos de Culuccia et Isuledda.

(échelle approximative
1/77.000e)

Sur ce versant, les témoins de dépôts quaternaires sont rares. Nous avons cependant observé des anciens dépôts marins à l'est de la ferme de Cunchedda, entre 1,5 et 2 m. Les galets, très bien émoussés, étaient plongés dans une matrice rubéfiée (7,5 YR 6/8) et étaient surmontés soit de grès éolien à stratification entrecroisée et à cannelures (N 60°W) soit de dépôts de pente également rubéfiés (7,5 YR 4/6). A Porto Pozzo village, sur le bord sud de la baie, on observe un replat qui passe progressivement de 1 à 4 m et qui est recouvert de quelques galets roulés.

Localement, des replats sans cailloux ont été repérés vers 4-5 m.

Des replats plus élevés sont aussi remarquables: ainsi à Tegghiaccia, à 25 m, où nous n'avons trouvé que 3 galets de granite dont la forme suggère, malgré l'intense altération, un émoussé marin, et à 35 m.

A Cunchedda, on note deux replats situés respectivement à 12 m et à 20-22 m alors qu'au nord de ce point, on en observe d'autres à 15 et 20 m (mesures à l'altimètre).

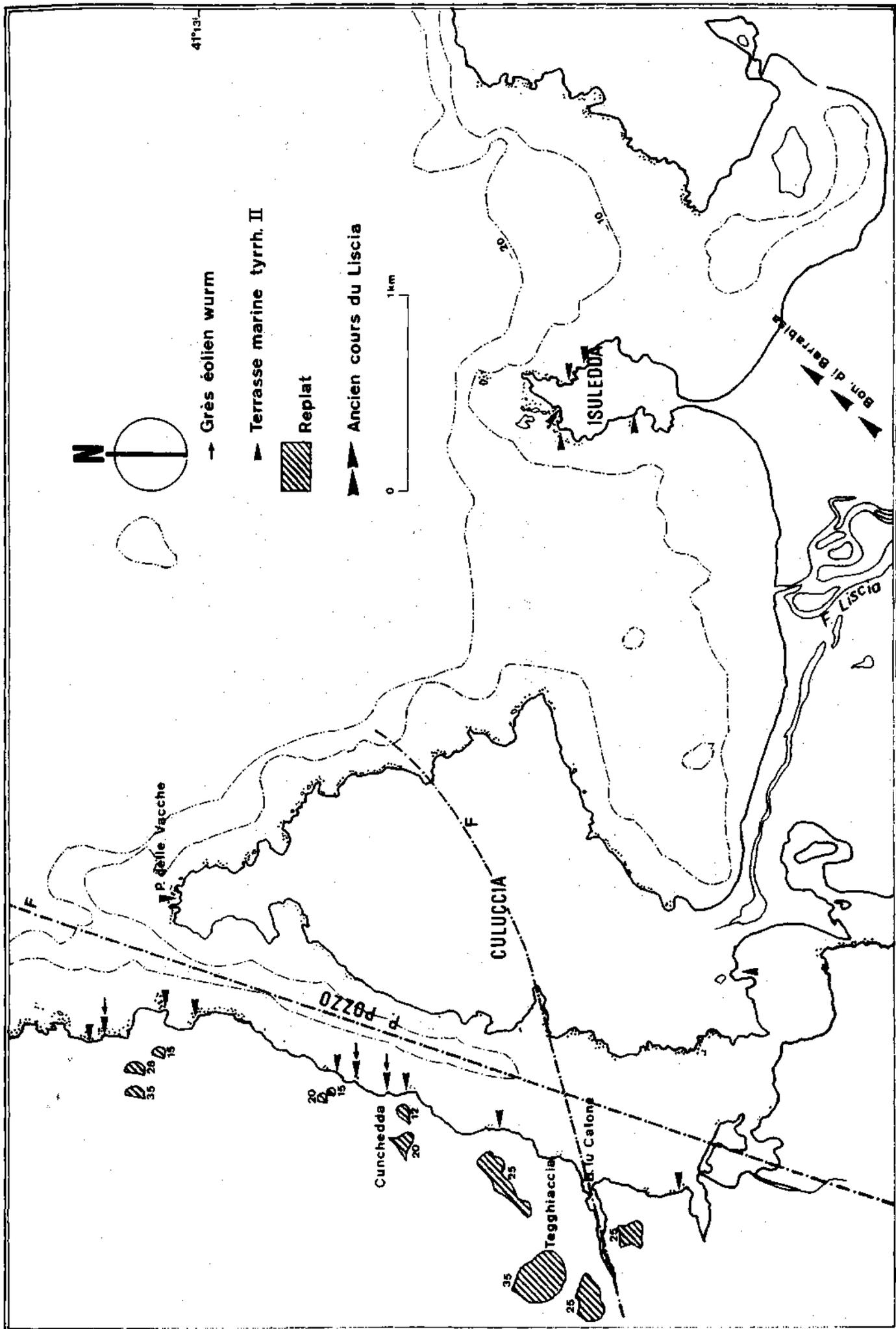


Fig. 1.3.9. : Ria de Porto Pozzo- Tombolos de Culuccia et Isuledda.

B. j. Culuccia et Isuledda (fig.1.3.9 et 1.3.44)

Ces deux îles sont réunies à la côte galluraise par de remarquables tombolos. La formation de ces derniers est liée aux apports sableux du fleuve Liscia. Le tombolo d'Isuledda est en voie d'érosion, observation déjà réalisée auparavant par B.SPANO (1956).

Sur l'île de Culuccia, d'accès malaisé et recouverte d'un intense maquis, nos observations ont été limitées. Nous avons seulement repéré un replat vers 1 m, développé au sud de l'île et une terrasse marine vers 2 m, à la Punta della Vacca (au nord de l'île) accompagnée de dépôts éoliens.

A Isuledda, par contre, les témoins d'un niveau marin vers 3 m se retrouvent fréquemment (voir carte 1.3.9) et sont caractérisés par de petites plates-formes recouvertes de galets ou par des cailloux conservés dans des fissures (fig.1.3.45)



Fig. 1.3.45

Galets marins T_{II}
conservés dans des
fissures et surmontés
par un bloc éboulé.

Signalons enfin que le Fiume Liscia s'est sans doute récemment écoulé vers le NNE, comme le suggère la large vallée sèche de la Bonifica de Barrabisa. Selon les informations d'un agriculteur, dans un puits, après 2 m de terre "noire", on aurait récolté des cailloux, du sable et des coquilles, ce qui supposerait une avancée de la mer dans ce secteur, peut-être à la fin de la transgression versilienne.

D'autre part, la zone comprise entre l'embouchure du Fiume Liscia et la Bonifica de Barrabisa est marquée par des dunes actuelles qui peuvent atteindre jusqu'à 8 m de haut.

C. CONCLUSIONS

C. I. Le niveau du Tyrrhénien II.

En conclusion, le littoral de la Gallura est caractérisé par l'empreinte d'un niveau marin très net, situé entre 2 et 5 m. Nous l'avons observé tant sur le versant nord-occidental que sur le versant septentrional de cette région. Il est remarquable par sa continuité. Les légères différences d'altitude que nous avons notées peuvent s'expliquer par l'emplacement de la falaise actuelle qui recoupe l'ancienne plate-forme d'abrasion en des endroits différents. Seul le dépôt de l'isthme de Capo Testa est situé un rien plus bas que les autres affleurements, il plonge même localement sous le niveau de la mer. Comme une fracture importante est localisée en cet endroit, peut-être cette observation doit-elle être mise en relation avec un affaissement tectonique très limité ?

Les dépôts qui témoignent de ce niveau marin ne contiennent généralement pas de fossiles, ceux-ci ont sans doute été dissous par les eaux acides de cette région granitique. Cependant, la présence du calcaire miocène au Capo Testa a permis localement leur conservation. La présence de *Patella ferruginea* en cet endroit a daté cette terrasse marine du Tyrrhénien II, datation déjà avancée par I. COMASCHI-CARIA (1968). De toute manière, l'altitude de la terrasse, la présence en son sein de galets émoussés de grès marin, l'existence d'un horizon rubéfié (7,5 YR) la surmontant sont autant d'indices qui nous permettent de la comparer à celle que nous avons retrouvée en Anglona et à laquelle nous avons aussi attribué un âge tyrrhénien II.

La présence dans la terrasse de San Reparata de galets de grès marins fait supposer l'existence d'un autre niveau marin submergé et antérieur.

De plus, l'observation de dépôts éoliens sous le Tyrrhénien II nous fait considérer comme probable une phase régressive antérieure qui peut être datée du Riss (?). Les dépôts de pente pré-tyrrhénien II (Costa Paradiso/San Reparata) sont aussi des témoins d'un ancien épisode continental.

C. II. Le niveau de 20-25 m

A Porto Leccio, vers 20-25 m, on note une terrasse très marquée surmontée par des galets bien roulés. Le cortex d'altération des roches basiques et des microgranites et la quasi disparition des galets de granite montrent que cette formation est beaucoup plus altérée que celle du Tyrrhénien II.

L'absence de fossiles rend cependant malaisée la datation de cette terrasse. Par comparaison avec d'autres affleurements décrits en Méditerranée occidentale, nous nous proposons de rattacher ce niveau, uniquement sur base altimétrique, à l'interglaciaire Mindel-Riss et donc à la mer du Tyrrhénien I.

Rappelons que nous avons aussi repéré en maints endroits des replats situés à des altitudes semblables de 20-25 m (à proximité du Monte Russu, à Porto Pozzo...). Le développement de ces replats littoraux est-il lié à ce niveau marin ? Cela paraît en tout cas vraisemblable malgré l'absence de dépôts.

C. III. Autres niveaux

D'autres replats littoraux ont été signalés à diverses altitudes : 15, 35, 45, 60, 70, 80 m ... Leur interprétation est d'autant plus problématique que généralement ils sont fort érodés. La présence, çà et là, de rares galets roulés, en place ou non, rend probable l'existence d'un ou de plusieurs niveaux marins plus élevés.

C. IV. Niveau de 2 m

D'autre part, le niveau du Tyrrhénien II est parfois précédé d'un replat situé vers 2 m au maximum, lequel est souvent fort érodé par la mer actuelle. Un niveau semblable existe aussi en Corse où il a été maintes fois décrit par F. OTTMANN. De même DIENI et MASSARI l'ont signalé sur les côtes de Sardaigne orientale et lui ont attribué un âge néotyrrhénien (interstadiaire W_I-W_{II}).

C. V. Les beach-rocks

Deux autres formations marines ont aussi été repérées: il s'agit d'abord de dalles de beach-rock, souvent submergées et érodées par la mer. Repérées pour la première fois en Sardaigne, elles peuvent, par comparaison avec d'autres littoraux méditerranéens (Ligurie: FIERRO et al., 1974), être datées de la transgression du Versilien (Flandrien).

Un autre dépôt de beach-rock a été reconnu au niveau de la mer. Il s'agit d'une cimentation actuelle qui se fait dans la zone intertidale et qui unit notamment des dépôts de pente à leur arrivée dans la mer. La présence à Capo Testa d'un tessou de terre cuite dans un tel beach-rock atteste de leur âge subactuel.

C.VI. Les dépôts continentaux du Würm

Rappelons enfin que le niveau du Tyrrhénien II est recouvert par :

1) un horizon rubéfié associé à des dépôts de pente, ce qui doit correspondre au dernier interglaciaire et au début du Würm.

2) puis par des dépôts éoliens, où la présence de débris de coquilles marines, la teneur en calcaire et les nombreux minéraux allochtones témoignent de phases marines régressives que nous pouvons donc dater des stades du Würm.

3) Enfin, pour d'autres horizons rubéfiés, cela signifie un arrêt dans les dépôts éoliens et nécessite une pédogenèse rubéfiante. On peut en conséquence les rendre contemporains des interstades du Würm : le paléosol inférieur daterait de l'interstade W_I - W_{II} et serait contemporain de la transgression néotyrrhénienne, quand au second, mieux développé et fréquemment observé, il daterait de l'interstade W_{II} - W_{III} (transgression du Néorthotyrrhénien).

Ces apports éoliens sont fréquents et souvent importants sur le versant occidental de la Gallura soumis au Maestrale; ils constituent entre le versant granitique et le rivage un replat semblable à celui qui a été repéré en Anglona et qui peut être baptisé Rasa construite. Par contre, sur le versant septentrional, ils sont fréquents mais peu développés.

C. VII. Sa. VARDABASSO (1957) avait déjà signalé sur ce versant la présence de ces dépôts dunaires. Elle signalait aussi des plages fossiles submergées, ce qu'elle considérait comme le résultat d'un abaissement des côtes encore actif aujourd'hui, abaissement qui aurait commencé dès le Tertiaire et serait responsable de cette côte à rias. Elle parle par ailleurs "d'absence de terrasses marines".

Nous avons vu que les terrasses marines du Tyrrhénien II se situent à la même altitude sur les deux versants de la Gallura et que par conséquent s'il y a eu flexure, elle est antérieure au dernier interglaciaire et sans doute contemporaine de la dernière phase tectonique attribuée au Pliocène. Quant aux "dépôts de plage fossiles submergés", nous les considérons comme des grès de plage datant de la dernière transgression.

CHAPITRE IV

LE LITTORAL DU SASSARESE

Le Sassarese est essentiellement constitué de roches calcaires ou marneuses attribuées à la transgression helvétique (Miocène moyen). Son littoral peut être scindé en deux parties très différentes.

1) Le littoral de Sorso qui se présente comme une basse plage sableuse et qui s'étire depuis l'embouchure du Riu Pedras de Fogu à l'est jusqu'à la tour d'Abbacurrente soit sur près de 16 km.

2) Les côtes rocheuses de Porto Torrès taillées essentiellement dans le Miocène marin. Elles sont développées de part et d'autre de la ville portuaire, depuis la tour d'Abbacurrente à l'est jusqu'à proximité de l'embouchure du Fiume Santo à l'ouest.

I. Le littoral de Sorso

A. Les dépôts éoliens

Cette longue plage sableuse et monotone n'est pas sans présenter quelques analogies avec le littoral de la dépression du Coghinas.

1) Les dunes littorales actuelles

Comme dans ce secteur la plage est bordée par un cordon de dunes longitudinales et paraboliques dont certaines atteignent la cote de 32 mètres (marine de Sorso).

L'étude par photos aériennes des crêtes dunaires développées entre Platamona et la Marine de Sorso, montre que celles-ci sont orientées (29 mesures (fig.1.4.1) entre N 111°E et N 137°E, la moyenne se situant à N 124°E (pour mémoire, l'orientation moyenne des dunes littorales du Coghinas est de N 122°E).

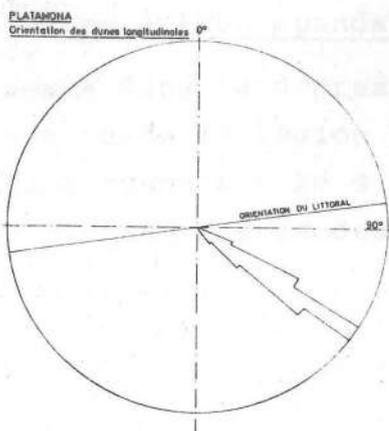


Fig. 1.4.1

Orientation des dunes
longitudinales.
Littoral de Sorso.

Cette disposition des crêtes montre clairement que le développement de ces dunes est lié à l'action du Maestrale qui souffle ici vers le sud-est.



Fig. 1.4.2

Littoral de Platamona-
Abbacurrente.
Etang de Platamona,
barré par un cordon de
dunes longitudinales
(échelle approximative
1/77.000e).

Ce cordon de dunes littorales est responsable de l'étang côtier de Platamona (fig.1.4.2) qui s'étire sur près de 3 km de long et sur 250 m de large au maximum. L'étude par photos aériennes nous a permis de voir que la partie orientale de cet étang a été comblée par la progression des dunes vers le sud-est.

L'examen des photos aériennes nous a aussi révélé l'existence de plusieurs épisodes successifs d'invasions dunaires.

Ce cordon de dunes littorales est large de 500 m à Platamona mais, entre la Marine de Sorso et l'embouchure du Fiume Silis, il atteint 1500 m de large (fig.1.4.3). Ces dunes sont actuellement fixées dans la bordure littorale par des pinèdes tandis qu'au sud de la Marine de Sorso elles sont occupées par des vignobles.

La granulométrie d'un échantillon de ce sable (005) montre un sédiment bien classé (Hé: 0,20, Q de ϕ : 0,20, So.F.W.: 0,33)(fig.1.4.4)

2) Les autres épandages dunaires

Comme dans la dépression du Coghinas, les épandages dunaires ont, dans la région de Sorso, une extension considérable, se retrouvant jusqu'à 5 km à l'intérieur des terres et se répartissant en plusieurs épisodes.

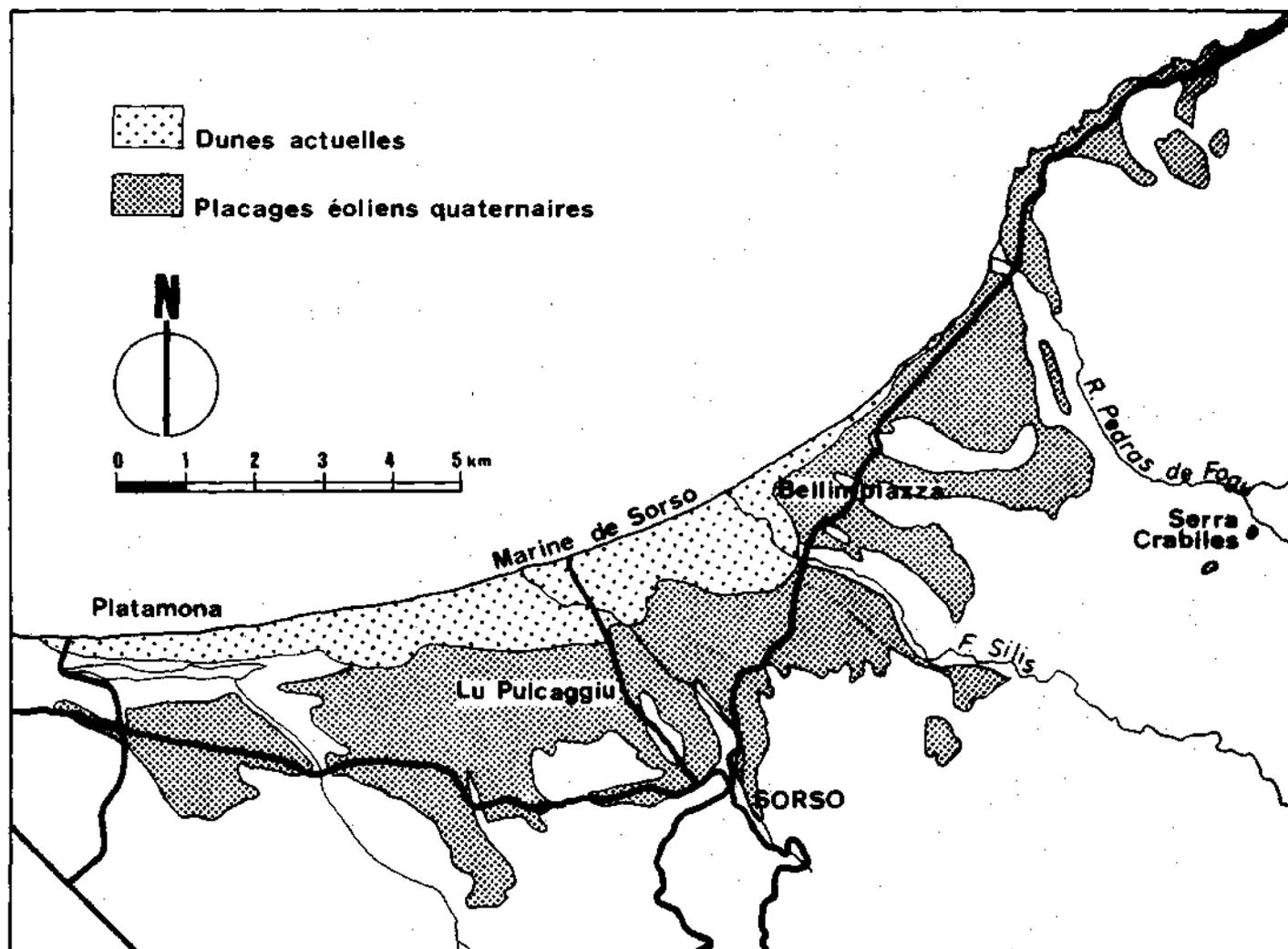


Fig. 1.4.3. - Région de Sorso. Extension des dunes actuelles et des placages éoliens quaternaires (d'après MORETTI, 1969, modifié).

a) Les sables holocènes

A l'est du Fiume Silis, dans le secteur de Bellimpiazza, à 1000 m du littoral et à une altitude de 30 m, la tranchée de l'aqueduc a mis à jour la coupe suivante, de haut en bas :

1. Un horizon humifère de couleur noire, de 30 cm d'épaisseur.

2. Un dépôt de sable gris d'une puissance de 2 m.
3. Un nouvel horizon humifère de couleur brun-noir et de 20 cm d'épaisseur.
4. Un dépôt de sable gris caractérisé par des racines indurées se présentant sous forme de tubulures.

Dans ce dernier dépôt, nous avons trouvé, à une profondeur de 2m80, un squelette humain allongé selon la direction sud-nord, le tronc tourné vers le nord. Ces restes sont conservés à l'Institut d'Anthropologie de l'Université de Cagliari (C.MAXIA et al., 1974).

A proximité, et disposés soit dans le paléosol (couche n°3), soit dans l'épisode dunaire inférieur (4), nous avons observé de nombreux témoins d'une occupation humaine parmi lesquels: des restes épars de foyers, des débris d'ossements de mammifères, des valves isolées de *Cardium*, quelques éclats de silex et d'obsidienne et de rares tessons d'une terre cuite de facture grossière. Tous ces restes datent de la période prénuragique et, vraisemblablement, du Néolithique.

Quant à cet ancien sol (3), a-t-il une valeur climatique ? Il est plus vraisemblable d'imaginer que ce sol a été simplement recouvert par un autre épisode éolien.

Au nord-ouest de Sorso, au lieu-dit Lu Pulcaggiu (fig. 1.4.3), la coupe de l'aqueduc montre une série de dépôts comparables:

1. Un horizon humifère développé sur une couche de sable dont l'épaisseur varie entre 0,3 et 1 m.

2. Un paléosol noirâtre (10 cm d'épaisseur) de coloration 10 YR 2/3, développé sur une autre formation sableuse (60 cm à 1 m de puissance) où nous avons observé de fréquents témoins d'une occupation humaine de type néolithique (débris de poterie, éclats de silex, valves de *Cardium*...)

3. Un autre paléosol (50 cm) de couleur brune (7,5 YR 4/4) qui surmonte un grès à stratification entrecroisée dont la puissance oscille entre 1,5 et 2,5 m.

4. A la base de cette série, nous avons parfois observé des lentilles formées de galets subémoussés de calcaire miocène.

Cette coupe montre donc, sous les dépôts actuels, l'épisode sableux "néolithique" qui, ici, surmonte les dépôts éoliens d'âge würm comme le laisse supposer l'intensité de la

coloration du paléosol inférieur.

En résumé, les épandages dunaires holocènes sont bien développés dans le secteur de Sorso. Leur cartographie est malaisée à réaliser car ils n'ont été mis en évidence qu'à la faveur de l'entaille de l'aqueduc ou localement par le creusement de puits. La puissance de ces sables est au maximum de l'ordre de 2-3 mètres. Ils sont, en outre, souvent associés à des restes humains préhistoriques.

b) Les sables pléistocènes (fig.1.4.3)

Comme la coupe précédente vient de le montrer, cette région est aussi caractérisée par des épandages sableux plus anciens qui, parfois, sont consolidés en grès.

Ces grès affleurent notamment sur la côte, à l'ouest de Maritza, où ils sont entaillés en une falaise de quelques mètres de haut. Localement cependant, ils sont remaniés et présentent une stratification horizontale soulignée soit par des lits de petits galets subémoussés de calcaire, soit par des lentilles argileuses.

Ce remaniement fluviatile est aussi attesté par le classement modéré à mauvais de ces sables (Ech.009 et 010)(fig. 1.4.4)(Hé: 0,65 et 0,70; So.F.W.:0,97 à 1,16). Quant à l'analyse morphoscopique des grains de quartz, elle montre un pourcentage élevé de grains émoussés-mats ce qui est caractéristique d'un façonnement éolien. Ces sédiments proviennent donc du remaniement fluviatile de sable éolien.

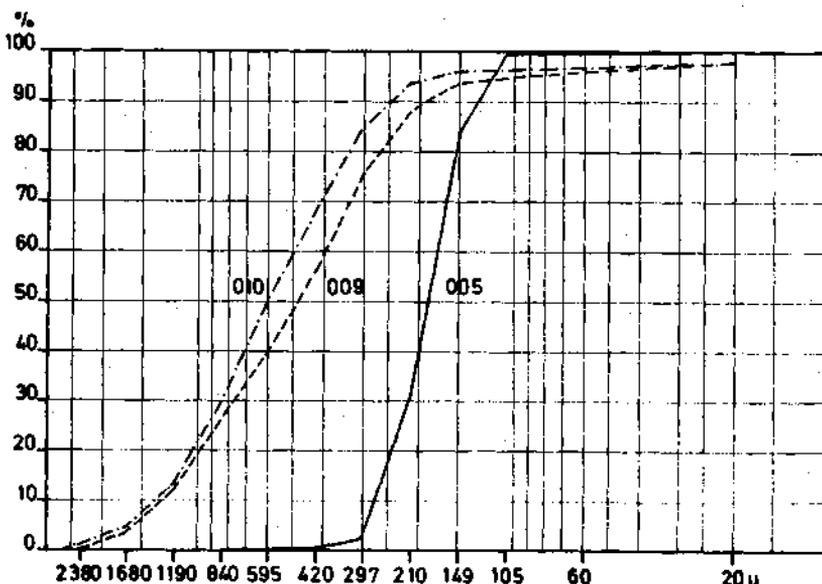


Fig.1.4.4

Courbes granulométriques des sédiments 005, 009 et 010.

C'est à Maritza (fig.1.4.6), dans un sable éolien remanié, que nous avons dégagé notamment un crâne de cervidé très bien conservé (fig.1.4.5). Notre collègue J.M.Cordy en a fait l'étude et a déterminé un *Nesoleipoceros cazioti*, espèce aujourd'hui disparue et propre à la Sardaigne et à la Corse.



Fig.1.4.5

Crâne de
Nesoleipoceros
cazioti.

C'est le premier crâne de ce cervidé retrouvé en Sardaigne. Auparavant on ne connaissait qu'un seul crâne de cette espèce; il provenait de Corse, également d'un dépôt d'âge würm. Par après, A.MARINI a découvert, dans des dépôts dunaires du Würm à proximité de Cagliari, un autre crâne de ce cervidé.

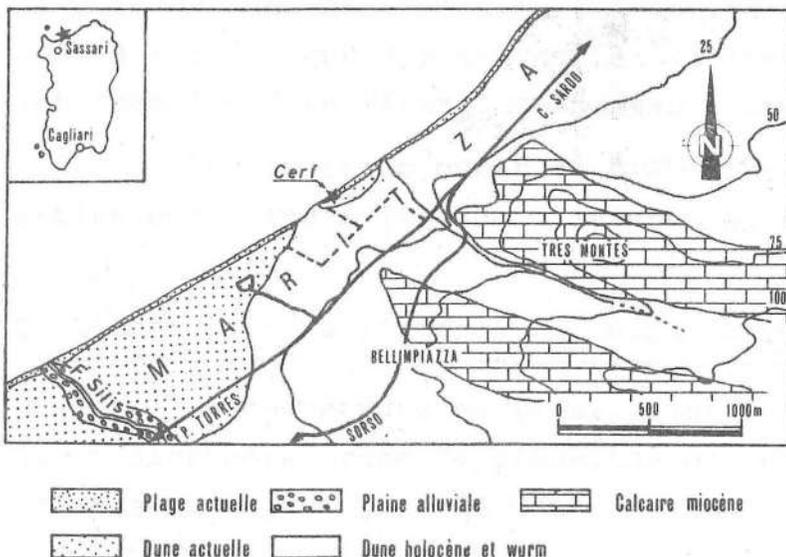


Fig.1.4.6

Localisation du
cerf de Maritza.

La présence de sables et (ou) grès éoliens, remaniés ou non, est chose fréquente dans ce secteur littoral. Nous avons pu ainsi observer ces dépôts de façon continue, sur 3 km de long entre Pedras de Fogu et Tres Montes (entaille de l'aqueduc). Nos observations confirment donc les données de la carte géologique dressée par MORETTI (1959). Dans ce cas, les sables datent donc du Würm.

A l'ouest de Pedras de Fogu, toujours dans l'entaille de l'aqueduc, sous ces sables, repose, vers l'altitude de 2 m, un cailloutis d'origine marine que l'on peut attribuer au Tyrrhénien II en se basant sur l'unique critère altimétrique.

Au sud de Platamona, un autre affleurement de grès éolien a été observé de part et d'autre de la route Sassari-Platamona. Il repose sur un paléosol rubéfié (7,5 YR) lequel est développé sur une plage fossile attribuée au Tyrrhénien II. Ici aussi un âge würm peut donc être avancé pour ce grès.

Il n'est cependant pas certain que tous les épandages sableux de ce secteur appartiennent au Würm. Ainsi, au nord de Sorso, des placages de sable sont caractérisés par une rubéfaction intense de l'ordre de 5 YR. Cet indice unique nous fait envisager pour ces sables un âge Riss au moins.

Des placages sableux de même coloration (brun-rouge, 5 YR 4/6) ont été aussi observés sur le versant gauche du riu Pedras de Fogu, à Serra Crabiles, à 5 km, à vol d'oiseau, du littoral.

On peut aussi remarquer d'après le carte de répartition (fig.1.4.3) de ces dépôts éoliens pléistocènes que leur pénétration à l'intérieur des terres est surtout liée aux vallées qui ont "canalisé" le Mistral responsable de ces apports.

Sur le flanc ouest du Fiume Silis, à 2 km de la côte, ces sables ont jusqu'à 10 m de puissance et sont intensément exploités.

B. L'évolution du littoral au cours du Quaternaire

La couverture sableuse, tant actuelle qu'holocène ou que pléistocène, rend malaisée toute reconstitution du littoral de ce secteur au cours du Quaternaire.

Exception faite du secteur de Platamona-Buddi-Buddi que nous aborderons plus loin, nous ne possédons à ce sujet que des

informations très fragmentaires limitées à la zone de Pedras de Fogu.

1. Pedras de Fogu

A l'ouest du riu de Pedras de Fogu, un puits et la coupe de l'aqueduc nous ont permis de retrouver les traces d'un niveau marin ancien.

a) A proximité du km 20,5 de la route nationale 200 (n°16 sur la carte 1.4.15) et à 150 m de la côte, un puits a dévoilé, sous 6 à 7 m de sable et de grès, un cailloutis dans lequel nous avons récolté quelques fragments de coquilles marines (altitude du cailloutis: + 1 à 2 m).

Un échantillon de 82 galets de trachyte compris entre 40 et 60 mm y a fourni un indice d'émoissé de 315. L'histogramme d'émoissé (fig.1.4.7) présente deux modes bien distincts: un premier situé entre 150 et 200 et un second entre 300 et 400. Nous interprétons le premier mode résultant des apports fluviaux du Pedras de Fogu, dont l'embouchure est située à 450 m à l'est. Le second mode est dû à des galets marins. Ce mélange de galets explique la valeur relativement modeste de l'émoissé médian.

Des valeurs d'émoissé comparables ont été obtenues à l'embouchure actuelle du Pedras de Fogu (267 à 360) ainsi que dans la terrasse de 25 m du Monte di Campo dans le Bas Coghinas (IIIe partie, ch.2) Em.: 298 et 300

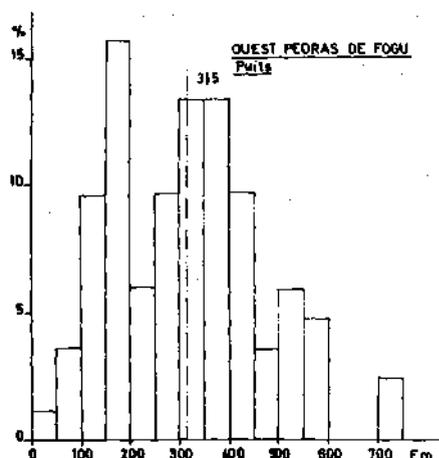


Fig.1.4.7

Histogramme d'émoissé
Station n°16
Pedras de Fogu

b) A hauteur du km 20,350 de cette même route, à 250 m au sud du littoral, l'entaille de l'aqueduc a dévoilé sous 5 m de dépôts - grès, sable, lentille fluviale, paléosol rubéfié - la présence d'un cailloutis dont les plus gros éléments ont 40 cm. (Altitude du cailloutis: 2 - 2,50 m) (n°17 sur la carte 1.4.15)

L'indice d'émoissé, mesuré sur 84 galets de trachyte est de 364, l'histogramme (fig.1.4.21) est fort étalé mais ne montre plus de mode entre 150 et 200.

Quant à l'indice d'aplatissement, il est de 2,4, valeur plus élevée que dans les dépôts situés à l'embouchure du Pedras de Fogu et qui est comparable à un cailloutis franchement littoral.

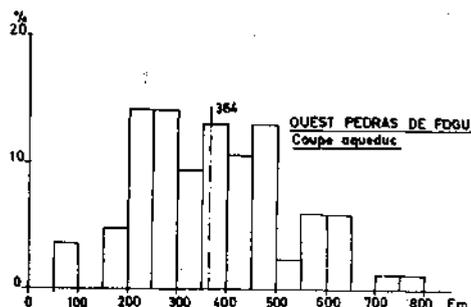


Fig.1.4.21

Histogramme d'émoussé.
Pedras de Fogu.
Station 17.

Ces deux derniers affleurements sont donc situés à des altitudes approximatives de 2 m et, sur la base de ce seul critère altimétrique, on peut ranger ce niveau marin dans le Tyrrhénien II. Cette datation est étayée par la présence d'un horizon rubéfié (7,5 YR) au sein du cailloutis.

2. Le secteur de Platamona-Buddi-Buddi (fig.1.4.8)

Cette partie de la côte est caractérisée par l'étang côtier de Platamona, séparé du littoral par un cordon de dunes; nous en avons déjà parlé plus haut.

C'est au sud de cet étang que nous avons retrouvé les témoins d'anciennes lignes de rivage: terrasse marine, cordon littoral, dépôts lagunaires.

a) Tana di Lumazzoni-Buddi-Buddi

Ainsi, à Tana di Lumazzoni, la partie orientale de l'étang de Platamona est bordée, sur 2500 m, par une crête continue qui culmine à 6-7 m (altitude de la surface de l'étang: 1 m) et dont la largeur oscille entre 150 et 300 m. Elle est constituée soit par un grès contenant de fréquents cardiums, soit par un conglomérat composé de galets bien émoussés de quartz et de trachyte.

La forme symétrique de cette crête et la nature des sédiments qui la constituent nous font interpréter ce relief comme un ancien cordon littoral que nous datons, sur base du critère altimétrique, du Tyrrhénien II.

Vers l'est, ce cordon est masqué par des épandages dunaires. Par contre, à l'ouest, à hauteur de la Casa Sini, le

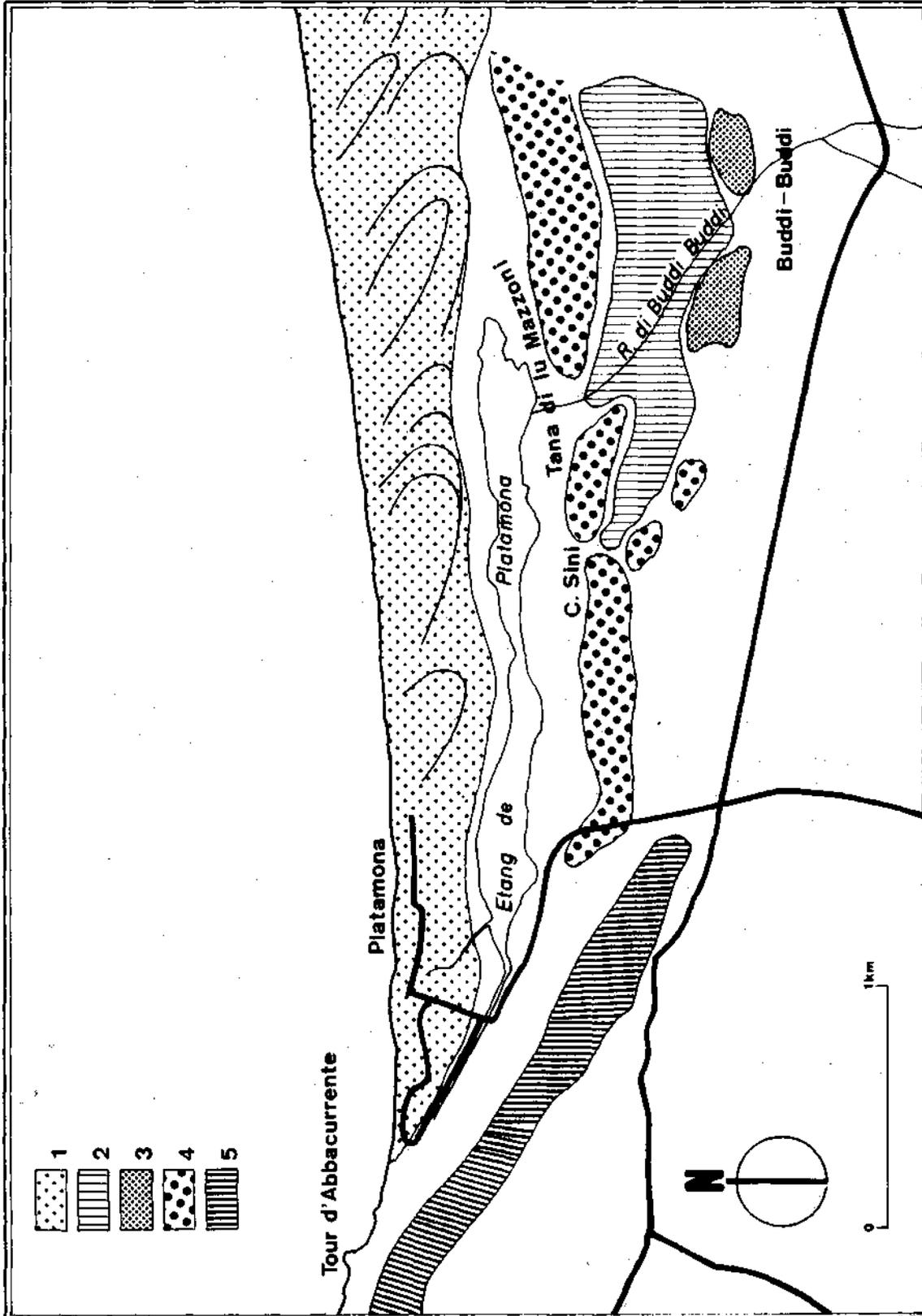


Fig. 1.4.8. - Secteur de Platamona-Buddi-Buddi.
Evolution du littoral au cours du Quaternaire.

- | | | |
|--------------------------|-------------------------|-----------------|
| 1. Dunes actuelles | 3. Calcaire d'eau douce | } Tyrrhénien II |
| 2. Etang côtier holocène | 4. Cordon littoral | |
| | 5. Falaise morte | |

cordon se raccorde à une terrasse marine du même âge qui se poursuit sur 1500 m, jusqu'au delà de la route Platamona-Sassari.

Au sud du cordon de Tyrrhénien II (fig.1.4.8 et 1.4.9) s'étale en contre-bas une plaine marécageuse qui, sans doute, est un étang holocène remblayé. Cette dépression est bordée, au sud, au lieu-dit Buddi-Buddi, par un replat large de 200 m qui correspond à un calcaire blanc contenant de nombreuses coquilles de Planorbis et Limnées*, animaux qui vivent en eau douce. Ce calcaire lacustre culmine vers 7-8 m, soit sensiblement à la même altitude que le cordon littoral défini plus haut.

Ce calcaire est divisé en deux lambeaux séparés par le ruisseau de Buddi-Buddi (carte 1.4.8). La puissance de la couche varie entre 0,5 et 2 m (coupe de l'aqueduc et plusieurs puits).

La tranchée de l'aqueduc nous a apporté, ici aussi, d'autres informations très intéressantes (fig.1.4.9).

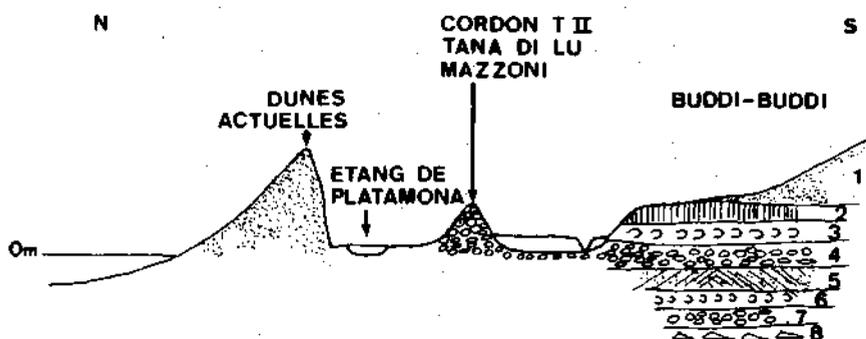


Figure 1.4.9: Coupe N-S. de la plage de Platamona à Buddi-Buddi.

- | | |
|---------------------------------|-----------------------------------|
| 1. Dépôts éoliens du Würm | 5. Dépôts éoliens Riss III ? |
| 2. Calcaire lacustre Tyrrh. II | 6. Faciès lagunaire Riss III-II ? |
| 3. Faciès lagunaire Tyrrh. II | 7. Faciès marin Riss III-II ? |
| 4. Conglomérat de plage Tyr. II | 8. Dépôts fluviatiles pré-Riss ? |

En effet, le calcaire lacustre repose sur un dépôt sablo-argileux riche en petits cardiums à fine coquille, ce qui témoigne vraisemblablement d'un dépôt lagunaire.

Lorsque la coupe nous l'a permis, nous avons observé, sous ce dépôt lagunaire, une formation franchement marine, fossilifère et contenant des galets de trachyte mais aussi des galets

* Le professeur GODEAUX a eu l'amabilité de nous déterminer ces coquilles. Nous le remercions vivement.

de quartz dont la présence est, ici, assez curieuse. L'origine de ces derniers sera envisagée dans la 3e partie du chapitre 6.

L'étude morphométrique de 81 galets de trachyte compris entre 40 et 60 mm a donné un émousé médian de 360 et un aplatissement médian de 2,24 (station 18, fig.1.4.15).

Plus à l'est, le cailloutis est surmonté uniquement par un sable rubéfié de couleur brune (7,5 YR 5/8 à 4/4), sable qui couvre aussi localement le calcaire lacustre.

On peut donc reconstituer comme suit la paléogéographie du secteur de Buddi-Buddi (fig.1.4.8 et 1.4.9) :

a) La transgression marine du Tyrrhénien II atteint Buddi-Buddi (à 1750 m au sud du littoral actuel) et est responsable du cailloutis observé dans la coupe (4).

b) Ensuite, à 750 m plus au nord, une bordure littorale se forme (crête de Tana di lu Mazzoni) et isole une lagune (formation à *Cardium*) (3).

c) Enfin, à la suite soit d'une baisse du niveau de la mer, soit de la fermeture complète du cordon, les apports d'eau salée cessent d'envahir la lagune qui se transforme ainsi en un étang côtier (calcaire à Limnées et Planorbis) (2).

d) Par après, lors de la régression würmienne, on note des épandages sableux éoliens (1) qui sont rubéfiés lors de périodes chaudes (W_I-W_{II} ou $W_{II}-W_{III}$).

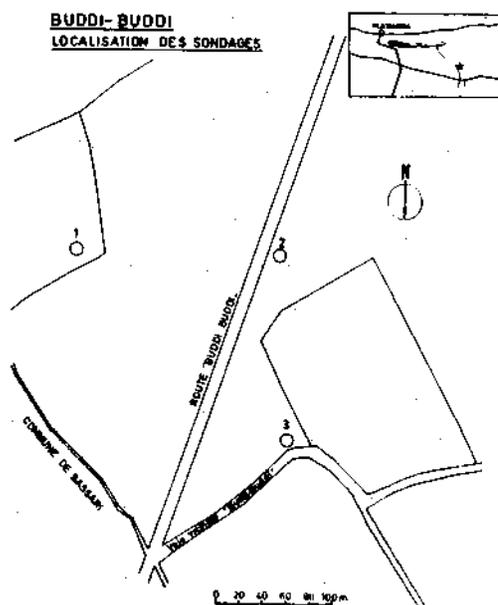


Fig.1.4.10

Localisation des sondages de Buddi-Buddi.

Un puits et trois sondages (voir carte de localisation fig.1.4.10) nous ont apporté des informations complémentaires: sous le niveau marin que nous attribuons au Tyrrhénien II, nous avons repéré des dépôts continentaux (5) (sable éolien et argile sableux) surmontant un nouvel épisode lagunaire (6) (l'argile verdâtre contenant de nombreux petits cardiums) qui reposait sur un autre dépôt marin (7) (cote approximative de la base: -10 m).

Dans les sondages 2 et 3, nous avons aussi observé, sous la formation marine la plus ancienne, un cailloutis fluviatile (8) (Voir IIIe partie, ch.VI).

Analyses polliniques *

Des examens palynologiques rapides ont été réalisés sur plusieurs échantillons de la coupe et des sondages de Buddi-Buddi.

Les cortèges de grains de pollen que nous y avons rencontrés nous ont fourni des éléments susceptibles de reconstituer les divers milieux de sédimentation et ont confirmé notre interprétation première sur l'origine de ces dépôts successifs.

Ainsi, les dépôts de type lagunaire, d'âge eutyrrhénien (3) et plus anciens (6) sont particulièrement riches en Dinoflagellés (fig.1.4.11) (algue unicellulaire marine) et contiennent de fréquents pollens de Chénopodiacées (fig.1.4.12) (Plantes halophiles) et aussi quelques grains de pollen de graminées et de composées.

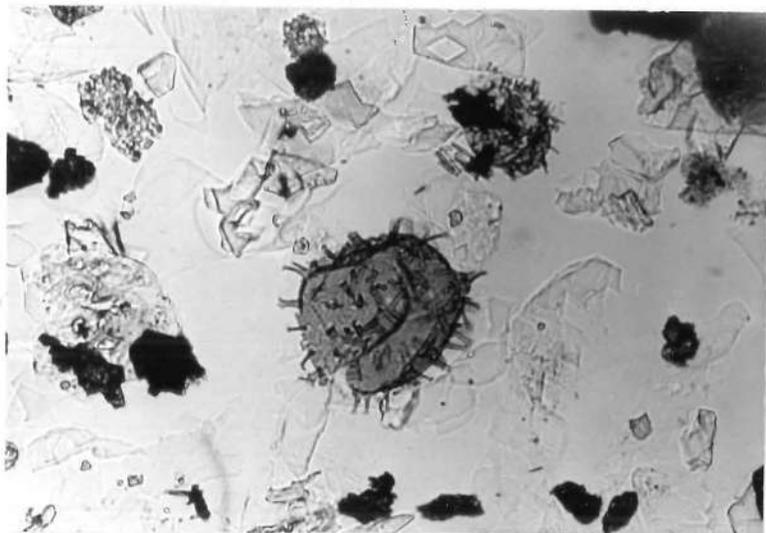


Fig.1.4.11

Dinoflagellé (Faciès lagunaire de Buddi-Buddi).

* Nous remercions vivement le professeur M.STREEL qui nous a inculqué les notions nécessaires à ces examens palynologiques et qui nous a permis de travailler dans son laboratoire.

Par contre, les sables et graviers (4 et 7) marins se sont montrés pratiquement stériles, exception faite de quelques débris de Dinoflagellés.

Quant au calcaire lacustre (2), il contient lui aussi de rares fragments de dinoflagellés et parfois quelques chénopodiacées ce qui atteste de la proximité de la mer. Nous y avons aussi relevé des grains de pollen de graminées et quelques pollens de pin.

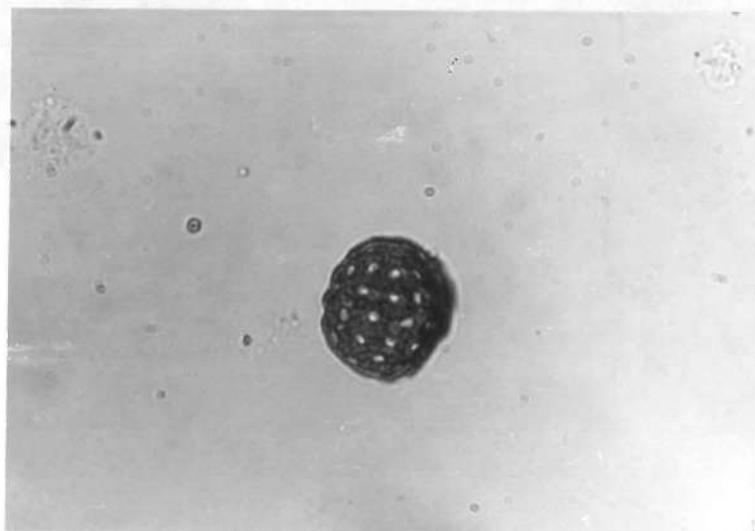


Fig.1.4.12

Chénopodiacee
(Faciès lagunaire de
Buddi-Buddi)

b) Ouest de la Casa Sini

A l'ouest de la Casa Sini, à proximité d'une cabine électrique, la coupe de l'aqueduc montre, à une altitude de 9 m, un conglomérat de plage richement fossilifère (présence de *Cardium tuberculatum*, de nombreux *Arca...*).

Ce dépôt de plage a été partiellement cartographié par MORETTI sur la carte géologique au 1/100.000e de Sassari (1959) et un âge tyrrhénien lui a été attribué.

Un échantillon de 50 galets de trachyte compris entre 40 et 60 mm nous a donné un émoussé de 375 et un aplatissement de 2,68 (station n°19)(carte 1.4.15).

Cette formation marine est surmontée de dépôts sableux rubéfiés (7,5 YR).

Par contre, elle repose sur un grès éolien qu'elle a arasé. Ce grès pré-tyrrhénien a une puissance comprise entre 7 et 9,20 m (observations réalisées dans 3 puits); il est caractérisé par une stratification entrecroisée très nette (fig.1.4.13)

et contient des coquilles de gastéropodes terrestres.



Fig.1.4.13

Coupe de l'Aqueduc
Ouest de la Casa Sini
Grès éolien pré-
tyrrhénien II
présentant des
stratifications
entrecroisées

Le grès éolien pré-tyrrhénien II masque des dépôts marins contenant notamment des cardiums et des colonies d'huitres développées sur des galets roulés de calcaire du Miocène, galets qui présentent des traces de perforation. Ce dépôt a été repéré dans deux puits et se situe à peu près au niveau de la mer.

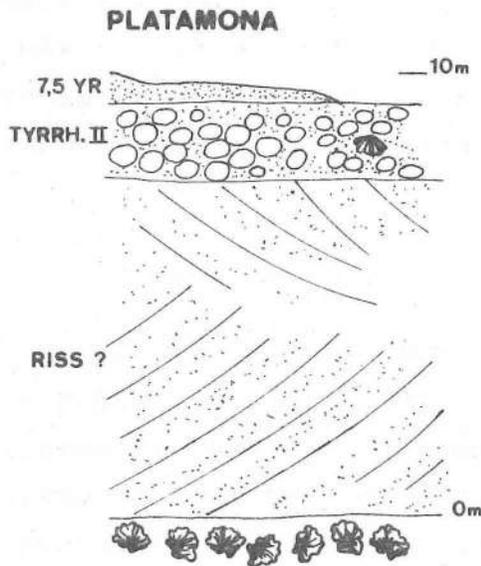


Fig. 1.4.14

Coupe schématique de
Platamona

La succession de dépôts observée ici est comparable à celle révélée par sondages à Buddi-Buddi, ainsi qu'à celle décrite à l'embouchure du Coghinas, à San Pietro a Mare. Plus à l'ouest, de part et d'autre de la route de Platamona-Sassari, une succession identique a été observée. Rappelons aussi que PECORINI (1954) a déjà signalé des faits semblables dans la région d'Alghero.

c) Conclusions

En conclusion, nous observons dans le secteur de Platamona - Buddi-Buddi deux niveaux marins séparés par un épisode éolien (fig.1.4.14).

Le niveau marin supérieur est surmonté par un horizon sableux rubéfié et est situé à une altitude comprise entre 6 et 10 m. Ces observations nous autorisent à attribuer un âge tyrrhénien II à ce niveau marin ce qui confirme la datation de MORETTI (1959). Dans le secteur de Buddi-Buddi, le cordon littoral du Tyrrhénien II se marque très bien dans le paysage et est associé à des dépôts lagunaires et lacustres de même âge.

Le niveau marin inférieur se situe à la cote de 0 à 1 m et est surmonté par un grès éolien qui témoigne d'une régression marine. L'absence d'horizon rubéfié dans ce grès indique qu'aucune phase chaude n'a eu le temps de se développer entre les deux niveaux marins. On peut donc émettre l'hypothèse que ce grès a été mis en place au dernier stade du Riss, tandis que le niveau marin inférieur témoignerait d'une transgression développée pendant le dernier interstade du Riss.

3) Les beach-rocks

Comme dans de nombreux secteurs de la Gallura, nous avons repéré ici aussi la présence de bancs de grès de plage qui affleurent notamment à l'ouest de Maritza, au débouché du ruisseau de Tres Montes, et en plusieurs endroits au large de Platamona. En ce dernier point, par mer calme, on peut voir émerger un banc à 150 m de la côte.

C. Le littoral actuel de Sorso

Cette plage sableuse, longue de 15 km, qui s'étire depuis l'embouchure du Riu Pedras de Fogu jusqu'à Platamona est souvent recouverte de galets. Dans sa partie orientale, les galets sont tellement nombreux qu'ils masquent le sable. Par contre, vers l'ouest, ces placages caillouteux deviennent moins fréquents et, souvent, les galets ne sont plus contigus. Ces cailloux sont, dans leur grande majorité, des trachytes originaires de l'Anglona. En outre, à Pedras de Fogu, on remarque quelques galets de calcaire miocène perforés par des organismes lithophages, tandis qu'au centre de ce secteur côtier, on observe des galets de grès marin provenant du démantèlement d'un beach-rock.

ETUDE DES GALETS

Au début de notre étude en Sardaigne, nous avons effectué la morphométrie de quelques échantillons de galets prélevés sur cette côte, afin d'avoir des données de référence. Cependant, des différences considérables dans les valeurs des indices d'éroussé mesurés nous ont poussé à considérer de plus près ces galets. A cette fin, nous avons choisi 15 stations presque également réparties le long de ce littoral (voir carte 1.4.15) et distantes l'une de l'autre d'environ 1 km.

Dans chaque station, nous avons récolté, dans la zone de battement des marées, au moins 50 galets de trachyte compris entre 40 et 60 mm, sur lesquels nous avons mesuré l'éroussé, l'aplatissement et parfois la dissymétrie. Toutes ces données sont reprises dans un tableau (tableau 1.4.1) et sur les graphiques (fig. 1.4.16 et 1.4.17).

TABLEAU 1.4.1. Evolution des indices d'éroussé et d'aplatissement sur le littoral de Sorso.

Stations	Indice d'éroussé				Indice d'aplatissement				Dissymétrie	
	1970	1971	1972	1973	1974	1971	1972	1973		1974
1		357			349	3,8			3,65	
2		360	372		400	3,7	3,45		3,20	630
3		372			400	3,7			3,23	
4		421	339	408	381	2,5	3,09	2,88	2,90	645
5		441	400		417	3,2	2,97		3,14	604
6		391	400		435	3,0	3,24		3,03	617
7					526				2,35	
8	400		476	491	509		2,09	2,76	2,60	702
9	396	454	435		400	2,8	2,12		3,03	600
10	465	528	462		577	2,6	2,07		2,82	628
11	426	416			449	2,5			2,40	
		304				2,4				
12		360	462		408	2,6	2,30		1,70	652
		383				2,7				
13		392	458		508	2,0	2,04		2,30	635
		333				1,8				
		407				1,9				
14		333			367	2,1			1,95	
15		267	333		360	1,8	1,85		1,75	622
		318				2,0				
16	315									
17		364				2,4				
18				360				2,24		
19				375				2,68		

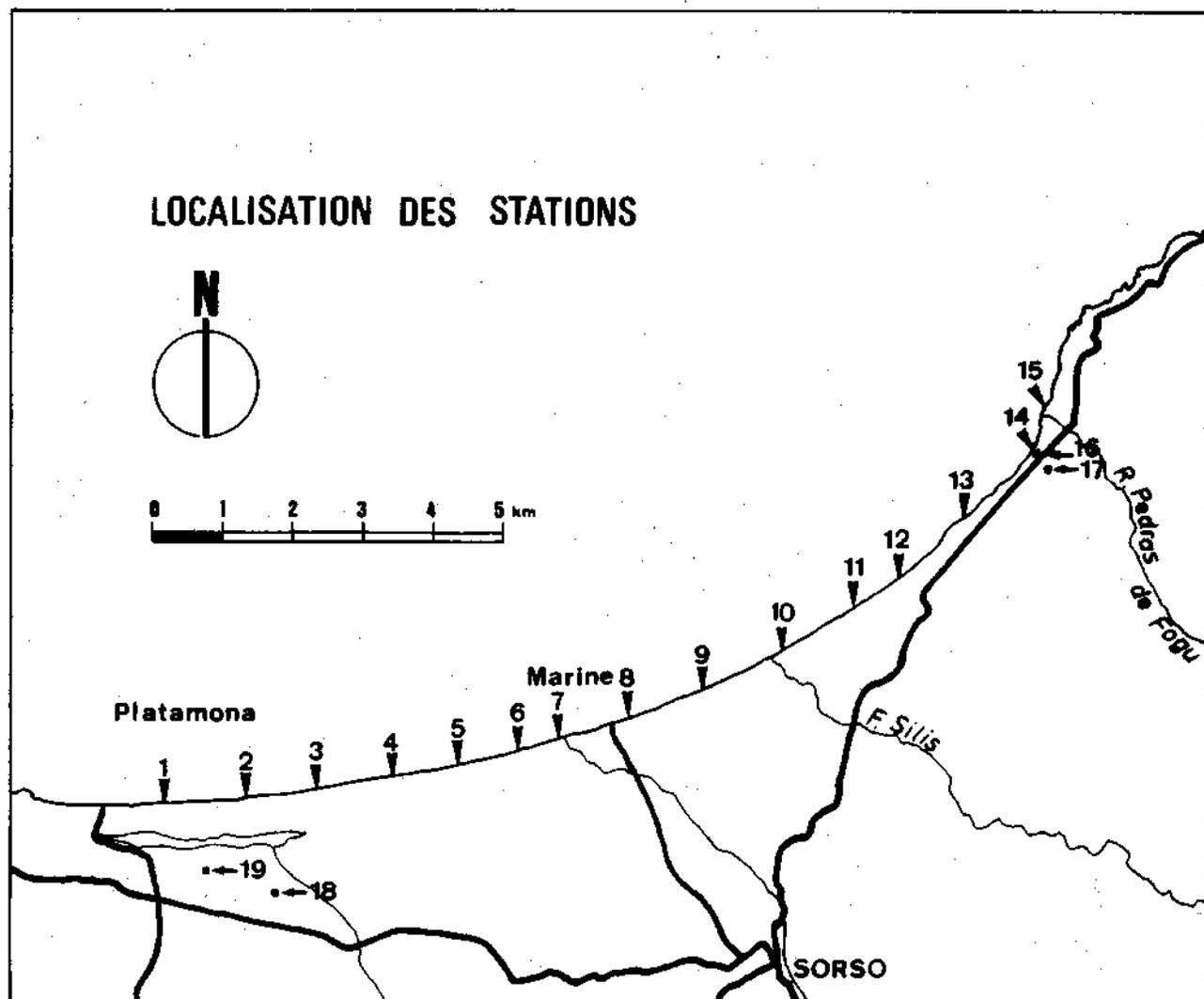


Fig. 1.4.15-Localisation des stations de prélèvement des cailloux.
 Les n° 1 à 15 sont situés sur la plage
 Les n° 16 à 19 correspondent à des terrasses du Tyrrhénien II.

a) Evolution de l'indice d'émoissé (tableau 1.4.1) (fig.1.4.16)

A l'embouchure du Pedras de Fogu (n° 15), la valeur de l'émoissé oscille entre 267 et 360. Ces valeurs relativement modestes, s'expliquent par les apports de la rivière de même nom. En effet (voir II^e partie, ch. VIII), le cailloutis de la basse terrasse de ce cours d'eau présente des émoissés de 245, 271 et 292. Or l'histogramme d'émoissé de la station 15 montre un mode très net situé entre 200 et 250.

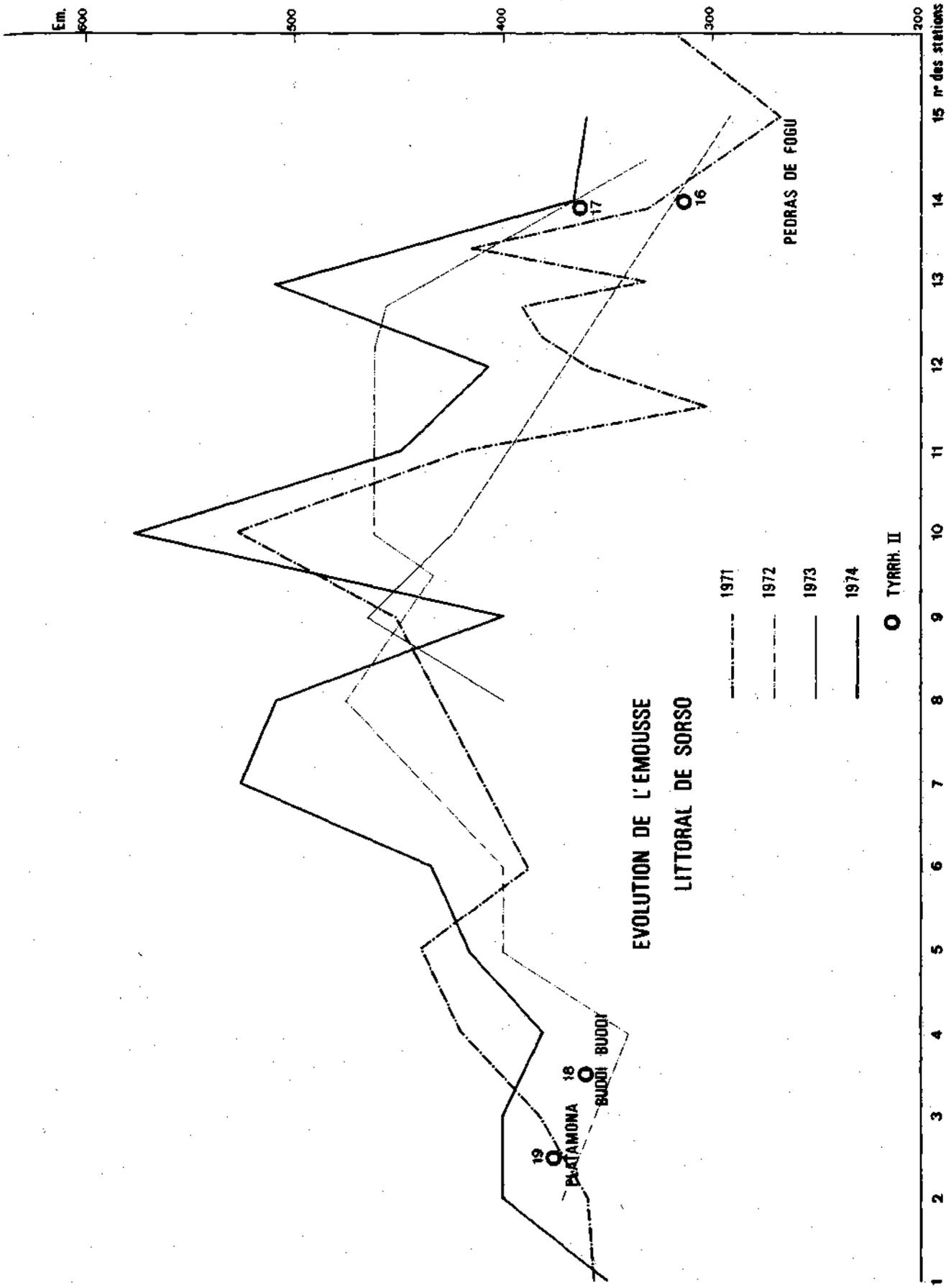
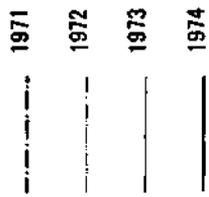


Fig. 1.4.16 - Evolution de l'émoussé (Littoral de Sorso).

EVOLUTION DE L'INDICE D'APLATISSEMENT
LITTORAL DE SORSO



○ TYRRH. II

19 ○
PLATAMONA

18 ○
8UDDI-BUDDI

17 ○
PEDRAS DE FOGU

Apl.

3.5

3

2.5

2

1.5

15 n° des stations

14

13

12

11

10

9

8

7

6

5

4

3

2

1

Fig. 1.4.17. - Evolution de l'aplatissement (Littoral de Sorso).

Vers l'ouest, l'émoussé augmente rapidement et, après 2 km (station 13), cet indice peut atteindre des valeurs élevées (508). Cette augmentation va se poursuivre pour atteindre des valeurs maximums à l'est du Fiume Silis (577). Par après cet indice va se stabiliser entre 400 et 500 pour ensuite diminuer et osciller, dans les stations occidentales, entre 350 et 400, la valeur minimum de 349 étant enregistrée à Platamona (n° 1).

b) Evolution de l'indice d'aplatissement (tableau 1.4.1) (fig. 1.4.17.).

L'évolution de l'indice d'aplatissement est tout-à-fait différente. L'ensemble des courbes montre une nette tendance à l'augmentation de l'est vers l'ouest. Alors qu'à l'embouchure du Pedras de Fogu, l'aplatissement est très faible (1,75 à 1,85) - valeurs qui correspondent à celles enregistrées dans des terrasses fluviatiles : 1,7 pour le Pedras de Fogu; 1,8 pour le Silis - ce qui témoigne encore des apports fluviatiles à la mer, vers l'ouest, cet indice augmente rapidement pour atteindre des valeurs de plus en plus fortes : au centre de ce littoral, à la marine de Sorso (n° 8), l'aplatissement oscille entre 2 et 2,76. Pour les trois stations les plus occidentales (1, 2 et 3) cet indice est supérieur à 3,2 et atteint même à Platamona des valeurs comprises entre 3,65 et 3,8.

c) L'indice de dissymétrie (tableau 1.4.1)

La mesure de la dissymétrie a été effectuée sur les échantillons de 1972. Les indices obtenus sont stables (compris entre 600 et 700) et ne présentent aucune évolution. Cet indice donne peu de renseignements, aussi a-t-il été abandonné. J.C. DIONNE (1972) arrive à des conclusions semblables sur des galets de plages au Canada.

d) Evolution du centile (fig. 1.4.18)

A l'emplacement de chaque station, nous avons mesuré le centile (2 à 4 mesures par station). Il présente une évolution remarquable : après des valeurs élevées à l'embouchure du

EVOLUTION DU CENTILE
LITTORAL DE SORSO

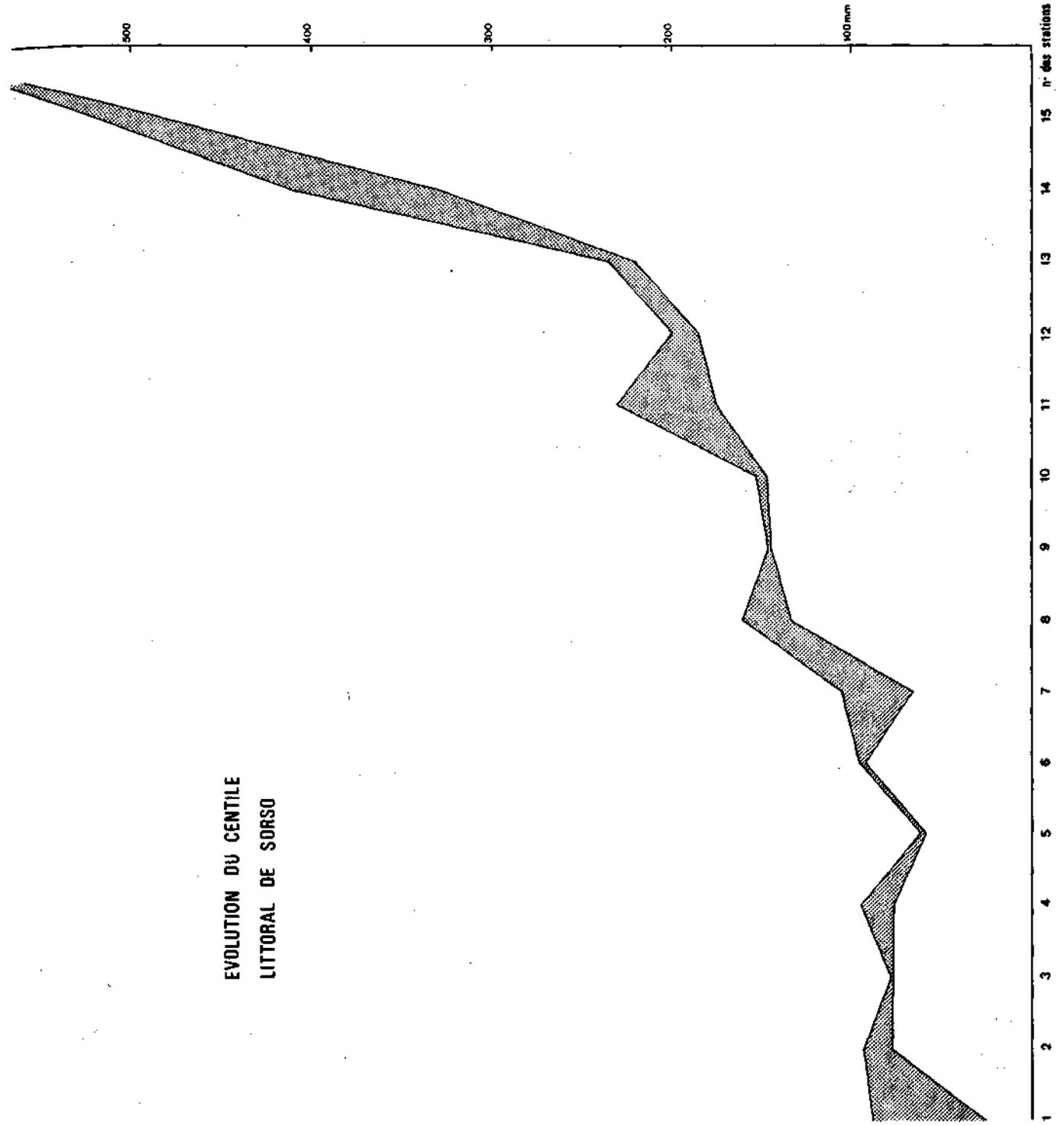


Fig. 1.4.18 - Evolution du centile (Littoral de Sorso)
(courbe enveloppe).

Pedras de Fogu ($>$ à 500 mm), ce qui ici aussi témoigne des apports de ce torrent, le centile diminue rapidement pour, dès la station n° 13, être inférieur à 300 mm et au delà de la station n° 7, inférieur à 100 mm.

e) Conclusions

L'évolution de ces indices nous amène aux conclusions suivantes :

1. Les galets de cette plage ont, comme source, les alluvions du Riu Pedras de Fogu. Il est, par ailleurs, peu probable que des galets de trachyte puissent provenir, par dérive littorale, des côtes de l'Anglona car ces côtes sont particulièrement découpées.

En outre, l'évolution des divers indices le long de ce littoral ne subit aucune modification, telle une diminution de l'éroussé ou de l'aplatissement, à hauteur de l'embouchure du Fiume Silis (n° 10) et des autres ruisseaux moins importants (n° 7 et 12), ce qui prouve que les galets de ces cours d'eau ne parviennent plus à la mer.

2. L'évolution des divers indices témoigne de la présence d'un courant de dérive littorale dirigé vers l'ouest. Un tel courant a déjà été observé par M. SCACCINI-CICATELLI : selon cet auteur ce courant littoral débiterait à Isola Rossa pour suivre les côtes vers l'ouest et ensuite longer le flanc oriental de l'île de l'Asinara. G.FIERRO (1970) a abouti à des conclusions semblables par l'étude de la répartition des minéraux lourds dans le golfe de l'Asinara.

L'évolution du centile montre un transport sélectif vers l'ouest : les galets les plus petits sont entraînés plus loin. OTTMANN (1965, p. 49) envisage la sélection de la mer pour expliquer cette diminution alors que Cailleux (1948) imagine plutôt l'action de l'usure marine. Leurs observations portent sur les galets calcaires de la baie des Anges à Nice.

De même l'augmentation de l'aplatissement des galets vers l'ouest est partiellement liée à un transport sélectif : les galets les plus plats, et donc les plus aisés à transporter, sont entraînés plus loin. Ces observations concordent avec celles de CAILLEUX et TRICART (1959, p. 270) qui signalent au départ de l'embouchure d'une rivière une augmentation de l'aplatissement et qui se demandent si un effet de triage ne s'ajoute pas à l'effet d'usure par frottement.

3. Parallèlement à ce transport sélectif, il faut tenir compte de l'usure des galets en milieu littoral. Le façonnement marin est ainsi responsable d'une augmentation rapide de l'émoissé : ainsi, à 2 km à l'ouest (n° 13) de l'embouchure du Pedras de Fogu, les caractères fluviatiles des galets ont pratiquement disparu. Berthois (1961) observe des faits semblables sur une plage de Bretagne.

L'augmentation de l'émoissé des galets dans la partie orientale du littoral est liée au fait que cette portion de plage est beaucoup plus caillouteuse, ce qui permet aux galets de rouler les uns sur les autres sous l'action continue des vagues, de se cogner et donc de s'émoisser d'avantage.

Par contre, dans le secteur occidental, la plage devient plus sableuse et les galets, moins nombreux, ont moins de chance de s'entrechoquer, (comme nous l'avons vu plus haut, le courant littoral a sélectionné les galets plus plats et l'usure de la mer se limite surtout à une action abrasive, ce qui a comme conséquence d'augmenter considérablement leur aplatissement. Comme ces galets deviennent très plats ($Apl. > 3$), lors de chocs éventuels, ils peuvent aussi se briser plus facilement, ce qui explique la diminution progressive de l'émoissé vers l'ouest.

La répartition des galets sur cette plage et l'évolution de leur forme sont donc dus à l'action du façonnement marin d'une part et au transport sélectif d'autre part. Ce dernier effet est généralement sous-estimé par CAILLEUX et TRICART.

4. Sur les côtes rocheuses de l'Anglona, on observe des accumulations de galets au fond de chaque baie (ch. I). L'indice d'émoussé oscille entre 400 et 480 (6 mesures) et celui d'aplatissement est de 1,55, 1,80, 1,83 et 2,3. Ces galets se différencient des cailloux du littoral de Sorso par leur faible aplatissement. Ces observations concordent avec les données de CAILLEUX et TRICART pour les côtes rocheuses.

5. Quant aux variations annuelles des indices d'émoussé et d'aplatissement, elles doivent être liées à la dynamique de la plage. Ainsi une tempête peut modifier totalement la distribution des galets que l'on retrouve sur celle-ci. Cela explique les modifications considérables des indices, au centre de cette côte. Par contre, à proximité du Pedras de Fogu, les modifications sont minimes, ce qui est dû à l'homogénéité du matériel qui n'a pas encore atteint son caractère marin. De même, dans le secteur de Platamona, les variations sont très faibles, ce qui indique que la tempête ne remanie que des galets fort semblables (très plats et moyennement émoussés). Cette observation est donc un indice supplémentaire pour admettre un transport sélectif le long de cette côte.

6. Les indices d'aplatissement et d'émoussé ont été regroupés en un même graphique (fig. 1.4.19) (graphique dû à TRICART) sur lequel nous distinguons le littoral de Pedras de Fogu (stations 14 et 15), celui de Platamona (stations 1, 2 et 3) et le reste de la marine de Sorso (stations 4 à 13). Sont aussi représentées les côtes de l'Anglona et les terrasses du Pedras de Fogu et du Silis.

A l'aide de ce graphique il est donc aisé de reconstituer le milieu dans lequel se sont mis en place les terrasses littorales du Tyrrhénien II.

Ainsi, pour la terrasse 17 (Em. 364, Apl. 2,4) ses indices la rapprochent des stations actuelles 11 et 12. Les terrasses marines de Buddi-Buddi et Platamona (18 et 19) rentrent, ainsi que le 17, dans le secteur de la Marine de Sorso.

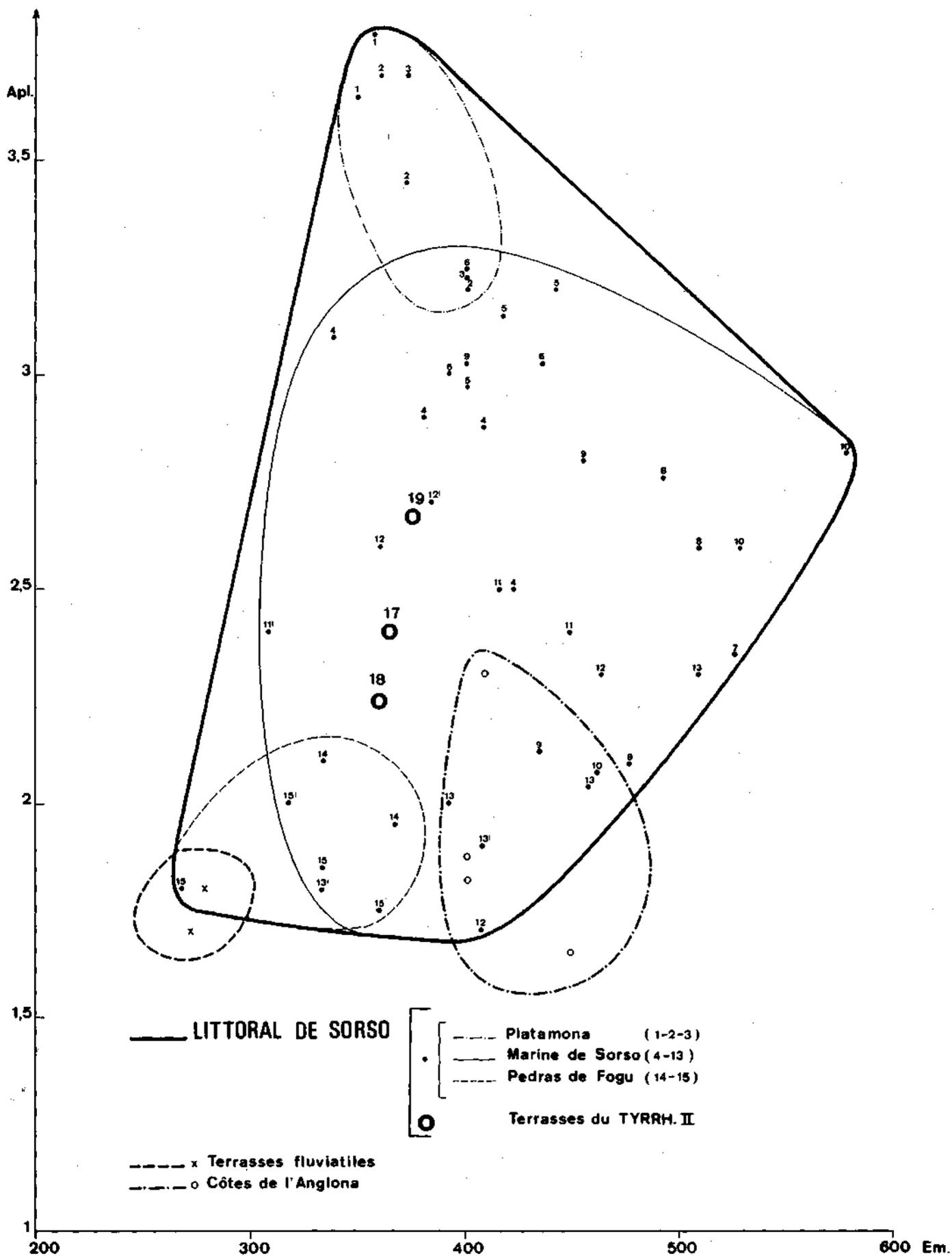


Fig. 1.4.19. - Diagramme émoussé-aplatissement (littoral de Sorso).

7. Les courbes des divers indices présentent une évolution générale remarquable qui parfois est troublée par l'apparition de valeurs aberrantes. L'influence de ces dernières sur l'allure de la courbe est souvent contrebalancée par les mesures des autres années. Ces variations parfois fortes, d'une année à l'autre, indiquent combien l'interprétation de mesures individuelles doit être faite avec précaution.

II. Le littoral de Porto Torrès

Ce secteur côtier (fig.1.4.20) s'étend depuis la Tour d'Abbacurrente, à l'est, jusqu'à l'avancée de Minciareda, à l'ouest, et est caractérisé par une côte rocheuse taillée surtout dans les formations marines du Miocène (Helvétien).

Une grande partie de ce littoral a échappé à nos observations à cause du développement de la ville de Porto Torrès, des installations portuaires et d'un imposant complexe pétrochimique (S.I.R) qui s'étire depuis l'embouchure du Riu Mannu jusqu'à celle du Fiume Santo, soit sur près de 7 km de côtes où l'accès est interdit*.

Cette côte a un intérêt historique, car c'est à proximité de Porto Torrès, qu'une terrasse marine quaternaire fut signalée pour la première fois en Sardaigne (E.COLLOMB, 1853). Cette terrasse, développée vers 5 m et située à l'est de la ville, a, par après, suscité l'intérêt de nombreux chercheurs: mentionnée par de LA MARMORA (1857), elle a été étudiée par plusieurs paléontologues (A.C.BLANC, 1938; P.DORN, 1940 et A.SEGRE, 1951) qui y ont reconnu la Strate à Strombes et l'ont datée du Tyrrhénien II (interglaciaire Riss-Würm).

Cette terrasse constitue donc pour nous un excellent niveau de référence.

A.MORETTI (1951) a aussi étudié ce littoral; il a retrouvé un dépôt de plage à 25 m et a émis l'hypothèse qu'une partie de la terrasse tyrrhénienne avait été soulevée jusqu'à cette altitude par un mouvement tectonique. Nous infirmerons plus loin cette hypothèse (IIIe partie, ch.7) car nous considérons ces dépôts caillouteux élevés comme des terrasses fluviales et des terrasses marines liées à la transgression du Tyrrhénien I (interglaciaire Mindel-Riss).

* Grâce aux multiples requêtes de Don S.FERRANDU et à la compréhension du Dr A.RAZZU, nous avons obtenu l'autorisation de parcourir la partie occidentale du complexe industriel de la S.I.R.. Nous les remercions vivement.

A. La terrasse du Tyrrhénien II

Nous avons observé la plate-forme d'abrasion du Tyrrhénien II à des altitudes comprises entre 0,5 m et 5,5 m. Cette plate-forme est souvent surmontée par un conglomérat de plage fossilifère composé de galets de calcaire miocène parfois perforés par des lithophages, par des galets de quartz (leur origine sera envisagée au ch. 7 de la 3e partie) et par des galets de trachyte. Localement ce conglomérat est surmonté par des grès de plage.

La puissance du dépôt de plage peut atteindre 1,50 m.

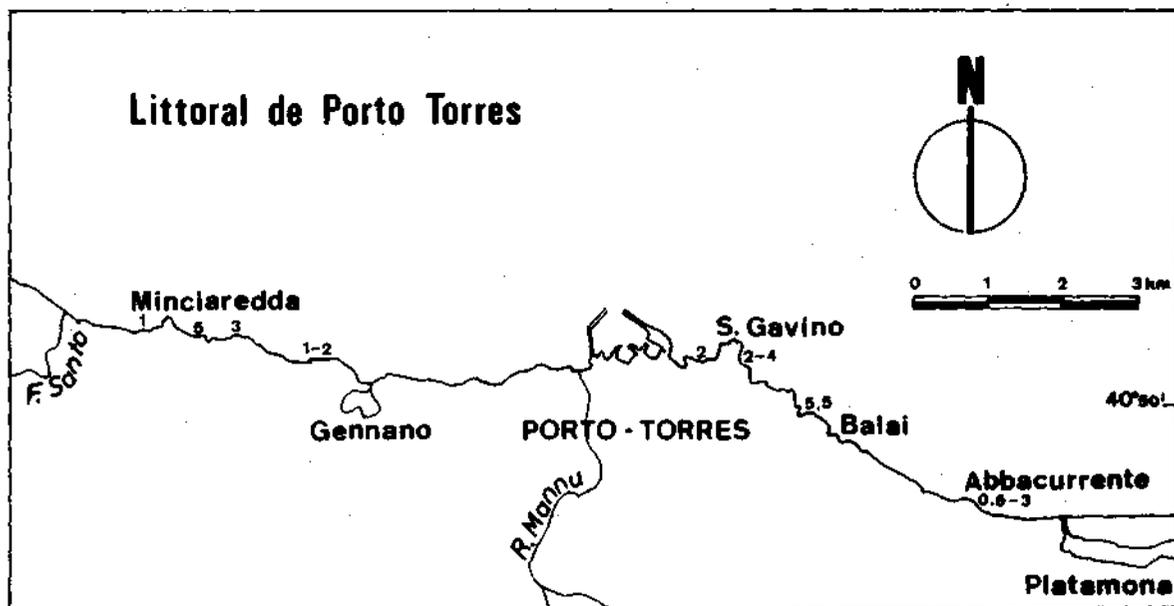


Fig. 1.4.20. Littoral de Porto Torrès. Localisation des terrasses du Tyrrhénien II (les chiffres indiquent l'altitude de la plate-forme T).

II

D'est en ouest, nous avons repéré cette terrasse (figure 1.4.20):

1) de part et d'autre de la falaise d'Abbacurrente où son altitude oscille entre 0,5 et 2 m, atteignant même localement 3 m.

2) à l'ouest de Balai où elle se situe vers 5,50 m.

3) dans la baie de San Gavino la base de la terrasse est à 4 m sur le flanc oriental et 2 m sur l'autre flanc. Quelques galets ont été récoltés dans la terrasse T_{II} et ont fourni un échantillon de 316 pour les galets de quartz (11 cailloux compris entre 31-51 mm), et de 329 pour les calcaires (5 galets compris entre 64 et 86 mm).

4) entre le port et l'avancée de San Gavino vers 2 m.

5) dans la partie occidentale du complexe de la S.I.R. où elle va de 1 à 2 m à l'ouest de Genano pour atteindre 3,20 - 3,40 m et même 5 m à proximité de Minciaredda.

6) à moins d'un mètre, sur l'avancée de Minciaredda.

Ces différences locales d'altitude peuvent s'expliquer par la position de la falaise actuelle qui recoupe l'ancienne plate-forme à des endroits différents.

Localement, cette plate-forme d'abrasion est dégagée. Elle est alors découpée en vasques, marmites... Ces formes ont été décrites, dans ce secteur, par A.CASTALDI (1940) et A.MORETTI (1951).

B. Les dépôts du Würm.

La terrasse du Tyrrhénien II est surmontée d'abord par un horizon rubéfié de couleur brune (7,5 YR 4/6) puis, plus haut, soit par des dépôts de pente remaniant entre autres des galets de quartz, soit par des placages de grès éoliens de faible épaisseur.

A San Gavino et à Abbacurrente, la falaise qui recoupe ces dépôts montre qu'ils sont interrompus d'abord par un horizon rubéfié de couleur brune (10 YR 4/4) puis par un autre de coloration brune plus vive (7,5 YR 4/4).

Nous observons donc une succession d'horizons rubéfiés semblable à celle que nous avons si souvent décrite en Anglona notamment. Le premier horizon est développé sur la plage du Tyrrhénien II, le second de coloration moins intense correspond sans doute à l'interstade W_I-W_{II} et, enfin, un troisième plus rouge que l'on peut rattacher à l'interstade $W_{II}-W_{III}$.

A Abbacurrente, ces dépôts d'âge Würm masquent un versant taillé dans le Miocène qui peut être considéré comme la falaise du Tyrrhénien II quelque peu retouchée par l'érosion subaérienne pendant le dernier glaciaire. Cette falaise-morte débute à l'est de Balai et se poursuit sur 3 km jusqu'au sud de Platamona (fig.1.4.8) où elle est précédée par le conglomérat de plage du Tyrrhénien (9 m). A cet endroit la falaise du

Tyrrhénien II se situe à 1 km du littoral actuel.

Toutes ces accumulations d'âge Würm forment entre la falaise actuelle et la falaise morte un replat (fig.1.4.21) qui parfois dépasse 150 m de large. Ce replat peut aussi être appelé "Rasa Construite" selon la définition de A.GUILCHER (1974)



Fig.1.4.21

Vue de la tour d'Abba-currente. Au second plan, la falaise actuelle taillée dans les dépôts d'âge Würm. A l'arrière-plan, la falaise morte.

C. Modelé des côtes

Le littoral de Porto-Torrès est aussi caractérisé par des falaises développées dans le Miocène dont le recul a provoqué la formation de replats liés à des différences lithologiques; MORETTI (1951) considérait ces replats comme autant de terrasses soulevées.

Cette falaise est en outre découpée par de nombreuses grottes côtières liées à des failles verticales. Nous avons visité la grotte de l'Inferno et nous n'y avons trouvé aucun témoin d'une transgression marine ancienne.

D. Synthèse

En bref, le littoral est, ici aussi, marqué par l'influence de la transgression du Tyrrhénien II qui est responsable d'une terrasse marine et de la falaise morte d'Abba-currente-Platamona.

Les dépôts d'âge würm sont localement très puissants (10 à 20 m) et forment alors des replats littoraux bien marqués.

Par contre, on ne peut qu'être étonné ici par le faible développement des grès éoliens. Nous expliquons cette brusque diminution par le fait que ce secteur est protégé des vents du "Maestrale" par les crêtes de l'île de l'Asinara.

Un problème demeure cependant: comment s'effectue le raccord entre la terrasse du Tyrrhénien II d'Abbacurrente (0,5 à 3 m) et les dépôts marins du même âge de Platamona (9 m) ? On peut certes invoquer un mouvement tectonique, mais ici ce n'est pas absolument nécessaire. En effet, à Abbacurrente, nous mesurons l'altitude de la plate-forme qui est une forme d'abrasion (en cet endroit les dépôts de plage sont souvent très faibles et parfois même inexistants); tandis qu'à Platamona nous observons le sommet d'une accumulation de plage. Une légère différence d'altitude peut exister entre deux formes de ce type créées par la même mer et il n'y a donc pas incompatibilité entre ces deux données altimétriques.

CHAPITRE V

LA NURRA SEPTENTRIONALE

La Nurra septentrionale constitue l'extrémité nord-occidentale de la Sardaigne et un bref regard sur sa géologie nous montre qu'elle est formée par trois grands ensembles (fig. 1.5.4.) qui servent de support à divers dépôts du Quaternaire sur lesquels nous nous attarderons plus loin.

On y trouve trois régions :

1. A l'ouest tout d'abord, des phyllades et des micaschistes du Cambro-Silurien traversés par de nombreux filons de quartz.
2. Au sud-est, un ensemble calcaro-dolomitique d'âge mésozoïque dont le développement est maximum au sud de la Nurra.
3. A l'est, enfin, de puissantes formations alluviales que nous examinerons au chapitre 6 de la troisième partie et auxquelles nous avons attribué un âge pliocène.

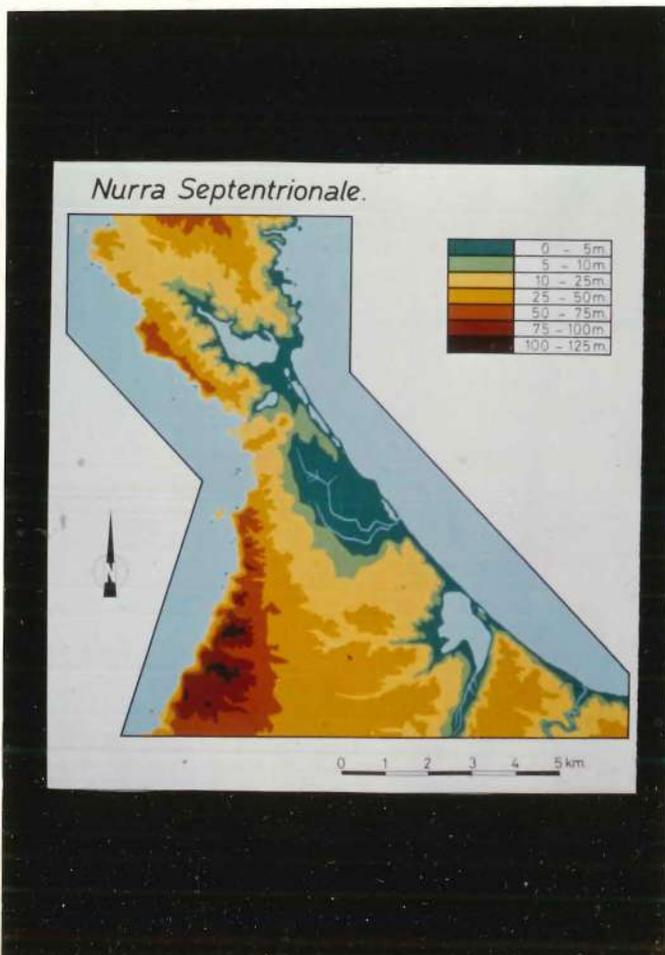


Fig.1.5.2. Carte oro-hydrographique de la Nurra septentrionale.

SCHEMA GEOLOGIQUE DE LA NURRA SEPTENTRIONALE

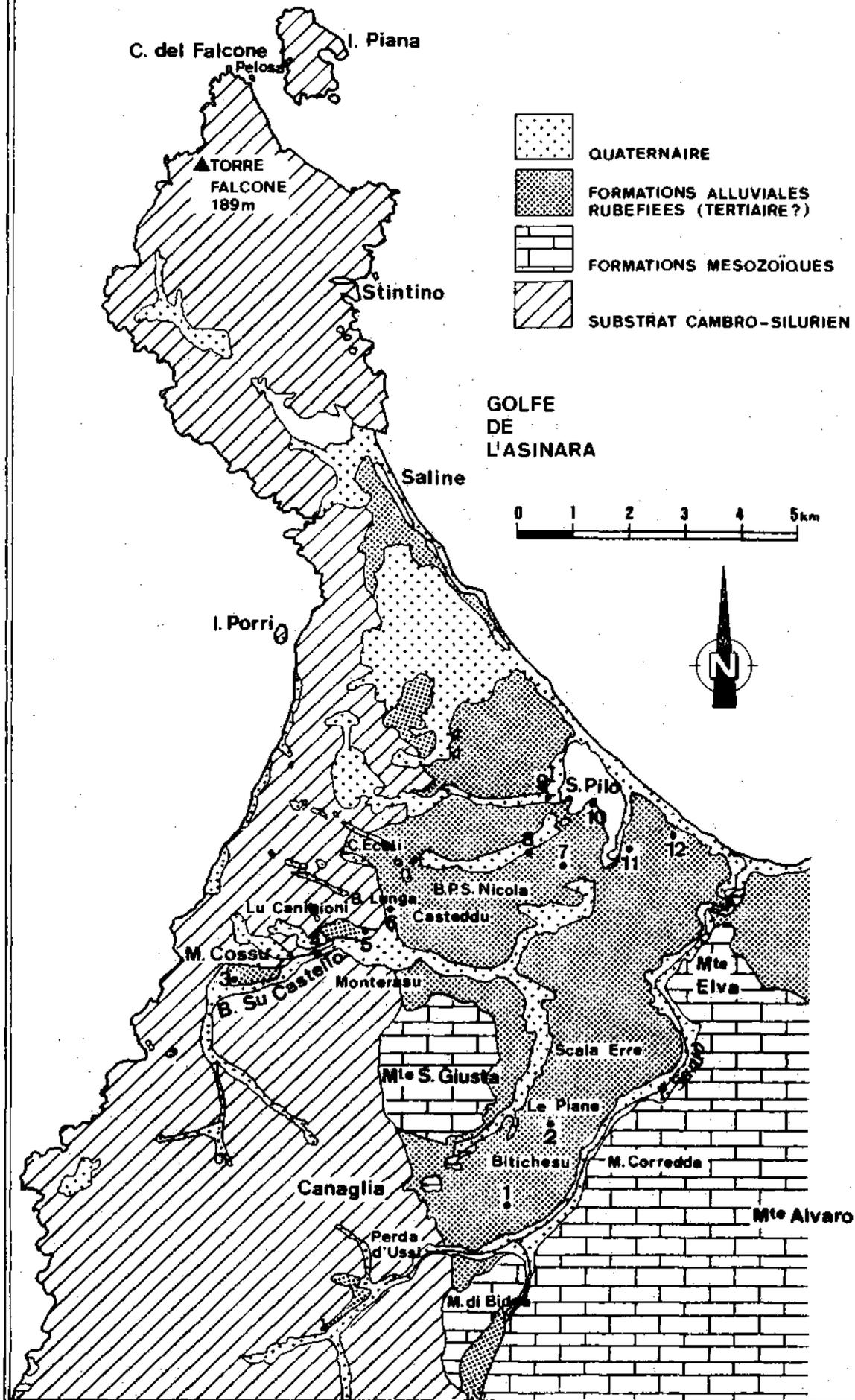


Fig. 1.5.4. : Schéma géologique de la Nurra septentrionale. (d'après MORETTI, 1959).

Le relief de cette région est étroitement lié à la géologie et on peut y distinguer trois grands ensembles :

1. A l'ouest, une chaîne de collines étroites, dépassant rarement 100 mètres, taillée dans le substrat cambro-silurien. Ce relief est asymétrique, son flanc occidental plonge dans la mer et est découpé en falaises parfois très élevées.

Par opposition, le versant oriental est en pente douce vers le Golfe de l'Asinara.

Sur la presqu'île de Stintino, où seul affleure le micaschiste, cette allure asymétrique est remarquable: la Torre Falcone (189 m) domine la côte occidentale très redressée où il n'est pas rare de voir la falaise dépasser 100 m (Capo del Falcone). Par contre, le flanc oriental de cette presqu'île pend vers la mer d'une façon régulière et forme, à l'est, une basse côte rocheuse.

2. Plus au sud, la région orientale est caractérisée par de longs glacis développés dans la formation caillouteuse pliocène. Ces glacis remarquables débutent à la cote de 80 m à l'ouest pour se terminer près du Golfe de l'Asinara par une falaise de 15 à 30 m de haut.

3. Enfin, le long du golfe de l'Asinara, une zone très basse dont l'altitude ne dépasse pas 5 à 6 mètres est caractérisée par un important développement d'étangs côtiers liés à des cordons littoraux.

Cette portion de la côte, abritée des vents dominants du Maestrale par l'île de l'Asinara, est remarquable par la présence de nombreux témoins de la transgression du Tyrrhénien II, qui ne sont pas masqués par des apports éoliens.

Notons que la côte occidentale, soumise aux vents du nord-ouest, est au contraire, caractérisée par le développement intensif de grès éolien.

A. La bordure du Golfe de l'Asinara

Le littoral du versant nord-oriental de la Nurra est, en de nombreux points, comparable à celui de la région de Platamona - Buddi-Buddi (ch. IV), qui est surmontée de dépôts éoliens. L'ensemble de nos observations morphologiques et sédimentologiques nous a permis de reconstituer, le long du Golfe de l'Asinara, le littoral du Tyrrhénien II. La carte hors-texte 1.5.1. reproduit notre cartographie détaillée des formations quaternaires. Sur ce document, seule la répartition des dépôts éoliens est empruntée à la carte du Service Géologique d'Italie (MORETTI, 1959).

Voyons d'abord comment se présente le littoral actuel :

1. Cordon littoral actuel

Un des éléments marquants de cette côte est le développement d'un cordon littoral long de plus de 8 km et qui s'étire depuis Cabu Aspru au sud-est jusqu'à la Tonnara Saline au nord-ouest. Ce cordon littoral d'une hauteur de l'ordre du mètre a permis la formation d'une série d'étangs parallèles à la côte comme par exemple, l'étang de Saline, où, il y a peu, le sel était encore récolté.

Certains de ces étangs sont asséchés et forment une plaine étroite, couverte d'une maigre végétation, et qui parfois est envahie par la mer, suite à une rupture du cordon littoral, à l'endroit de brèches bien visibles. Des cônes surbaissés de galets marins développés vers l'intérieur au départ de ces brèches en témoignent clairement.

Au delà du cordon littoral, la plage est partout formée de sable et couverte de galets de quartz. L'abondance de ces galets siliceux est surtout liée au fait que la formation conglomératique pliocène qui aboutit à la mer est aussi constituée presque exclusivement de galets de quartz (IIIe partie, chapitre 6).

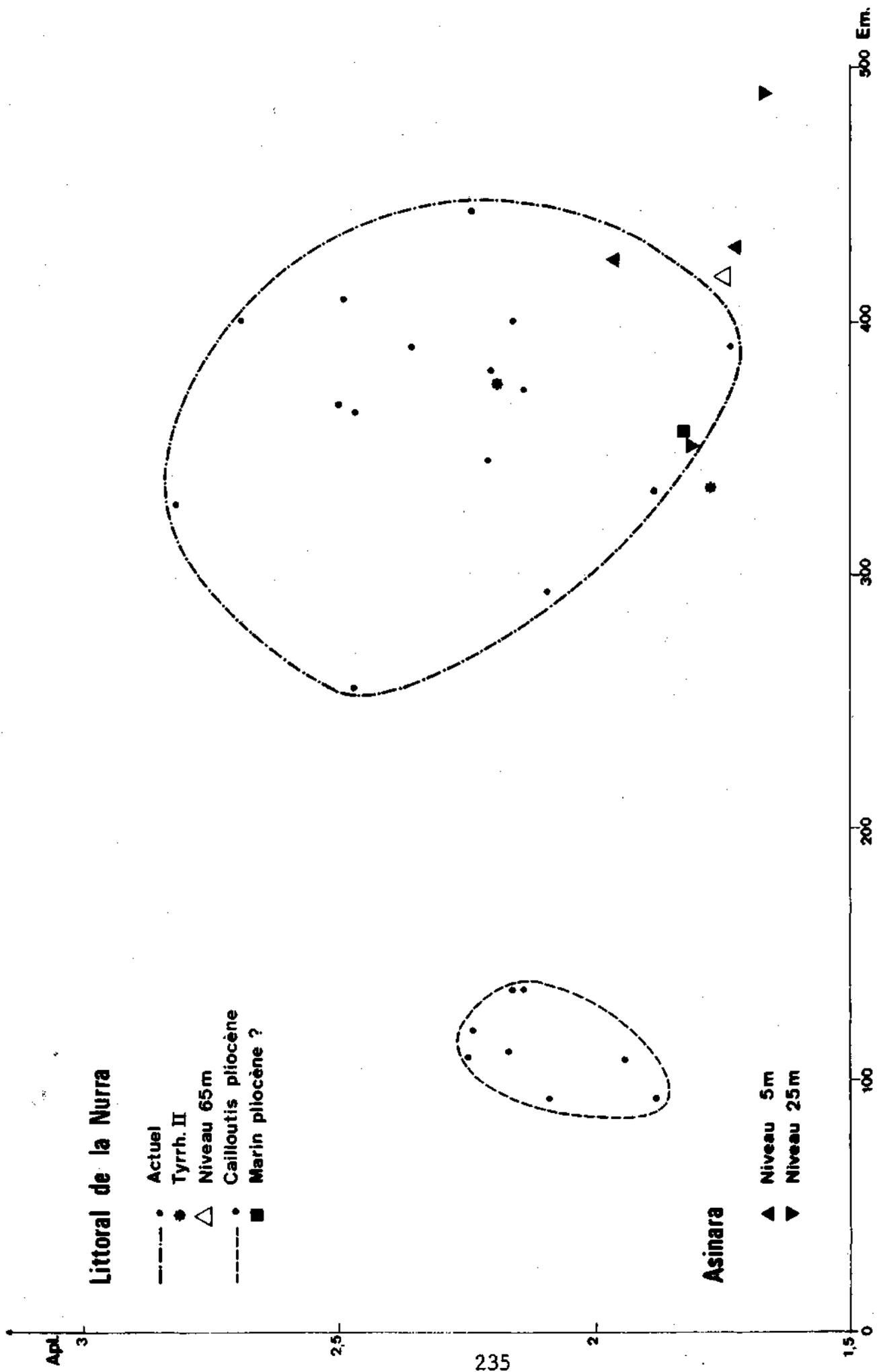


Fig. 1.5.3. : Diagramme émoussé-aplatissement pour les galets de quartz. Nurra septentrionale et ile de l'Asinara.

Tableau 1.5.1. - Morphométrie des galets de quartz de la Nurra et de l'Asinara.

		I. NURRA =====	
	Localité	Emoussé	Aplatis- sément
Littoral actuel	Tour Saline	373 390	2,14 2,36
	Centre Saline abandonnée	381	2,20
		409	2,50
	Ecluse abandonnée	364	2,47
		444	2,24
	367	2,50	
	Centre Etang Saline	400	2,69
	Est Etang Saline	327	2,84
	Ouest Punta Elice	390	1,73
	Punta Elice	332	1,88
	Puzzinosi	400	2,16
	Ezzi Mannu	293	2,05
	W. Pilo	345	2,21
	Pilo	255	2,47
Littoral Tyrrhé- nien II	Punta Elice	333	1,77
	Saline	375	2,19
Niveau 65 m	Rugginosu	417	1,74
Niveau marin Pliocène?	Carrière de Pilo	357	1,82
		II. ASINARA =====	
Tyrrhé- nien II	Campo Perdu Ouest	424	1,96
	Campo Perdu Est	429	1,73
Niveau 25 m	Campo Perdu	490	1,57
	Guardiola	350	1,80

Sur la plage nous avons aussi récolté des "galets" d'argile à *Cardium* et des débris de grès de plage. Leur présence témoigne du démantèlement d'une lagune et d'une plage submergées. Ces observations sont, par ailleurs, confirmées par des relevés sous-marins réalisés par les géologues de l'E.N.E.L. (voir 2ème partie) qui ont observé un cordon littoral à faible profondeur. D'autre part, à proximité de la Punta d'Elice et non loin de la ferme Pazzoni, nous avons repéré un conglomérat de plage qui affleure au niveau de la mer et qui se poursuit au large sur plusieurs dizaines de mètres.

Comme sur la plage de Sorso, nous avons aussi effectué ici, des mesures sur le cailloutis : émoussé, aplatissement et centile. Les résultats consignés sur le tableau 1.5.1. n'ont pas montré d'évolution nette. Tout au plus observe-t-on une tendance à l'augmentation de l'émoussé vers le nord-ouest, ce qui serait une résultante d'un courant de dérive littorale dans cette direction. Les mesures du centile réalisées séparément sur la basse plage et la haute plage (sommet du cordon) montrent que les galets de la haute plage sont souvent plus gros. Une observation analogue a déjà été décrite par TRICART en Corse (TRICART et CAILLEUX, 1953).

Les mesures faites ici sont en outre regroupées sur un diagramme émoussé-aplatissement (figure 1.5.3.) qui permettra d'utiles comparaisons avec les galets quaternaires récoltés dans la région.

2. Un cordon littoral versilien ?

A l'ouest de l'exutoire de l'étang de Pilo (S. PILO) (voir carte 1.5.1.h.t.) nous avons observé une crête étroite et allongée d'une hauteur de 2 m, disposée parallèlement à la côte. Cette crête s'étire sur plusieurs centaines de mètres et est formée de galets de quartz bien émoussés dans une matrice sableuse de couleur grise. Il s'agit sans doute d'un ancien cordon littoral que l'on pourrait dater - étant donné l'absence de toute rubéfaction - de la transgression du Versilien (≈ Flandrien). Signalons à ce propos que A. SEGRE (1969) a décrit

au sud de la Sardaigne, dans la région de Cagliari, un cordon littoral à + 1, + 2 m qu'il attribue au maximum de la transgression versilienne. D'autre part, tout récemment F. BAZILE (1974) a signalé, dans le Languedoc (Aigues-Mortes), un cordon littoral à + 1,5 m, + 2 m daté par C₁₄ de 6500 à 6750 ans B.P.

3. Le littoral du Tyrrhénien II

a) Le cordon littoral (carte 1.5.1. -h.t.)

Le caractère le plus marquant du relief de cette basse zone côtière est l'existence d'une longue crête parallèle au cordon littoral actuel et culminant vers 5-6 mètres. Elle est constituée de galets de quartz bien émoussés souvent cimentés et colorés (7,5 YR). Elle contient en outre quelques fossiles comme des *Cardium*, des *Arca*...

Cette crête est séparée en deux tronçons : un premier long de plus de 5 km qui s'étire depuis l'extrémité S.E. de l'étang de Puzinosi jusqu'à l'étang de Casaraccio, et un second de plus de 750 m qui constitue l'essentiel de la fermeture du Stagno Pilo, et se prolonge au delà vers le sud-est.

Les galets de quartz prélevés dans cette crête ont fourni entre Punta d'Elice et la ferme Pazoni, un émoussé de 333 et un aplatissement de 1,77 (100 galets), à Saline, l'émoussé est de 375 et l'aplatissement de 2,19 (50 galets). Ces valeurs (fig. 1.5.3.) comparées aux indices des galets de la plage actuelle, montrent sans ambiguïté un façonnement marin.

Au Stagno Pilo, surmontant ce dépôt conglomératique, on peut observer avec netteté la présence d'un horizon rubéfié (brun = 7,5 YR 4/4).

En conclusion, la forme et la disposition de cette crête, l'émoussé des galets, la présence de coquilles de *Cardium*... prouvent qu'il s'agit d'un cordon littoral que nous rattachons au Tyrrhénien II par comparaison altimétrique mais aussi par la présence à son sommet d'un horizon rubéfié.

Comme le montre notre carte (carte 1.5.1. h-t), ce long cordon littoral a été responsable au cours du dernier interglaciaire de la fermeture des étangs de Casaraccio, de Cribisi, de Puzzinosi et de Pilo.

Le paysage de ce littoral pendant le dernier interglaciaire devait donc être fort comparable à celui d'aujourd'hui. D'autant plus que, derrière l'ancien cordon et légèrement en contre-bas, vers 2 m, s'étale une surface horizontale formée par un grès coquillier à *Cardium* (fig. 1.5.5.) mais aussi localement avec des *Ostrea*, *Tapes*, *Cerithium* et des *Arca*. Une association faunistique semblable développée derrière l'ancien cordon indique la présence de lagunes au Tyrrhénien II.



Fig. 1.5.5. Stagno di Pilo
Avancée de Cagaboi
Calcaire à *Cardium* T_{II}

C'est à proximité de la ferme d'Elice que ce bas-plateau a son extension maximum puisqu'il s'étire sur plus de 1 km de long et 500 m de large (fig. 1.5.1.). Des dépôts lagunaires s'observent aussi le long de l'étang de Casaraccio où ils reposent sur le schiste vers 1 mètre d'altitude, mais également derrière l'étang de Saline où ils forment une bande étroite légèrement en dépression qui témoigne d'une lagune allongée comparable à l'étang actuel.

Sur la bordure de l'étang Pilo, le faciès lagunaire s'observe en plusieurs endroits notamment à l'avancée à l'est de Cagaboi (fig. 1.5.5.) et derrière le cordon du Tyrrhénien II où il alterne avec des passées caillouteuses, ce qui suppose une succession d'épisodes marins puis lagunaires.

L'altitude constante de la "dalle" de grès coquillier lagunaire vers 1-2 m témoigne du niveau de la mer du Tyrrhénien II. Au sud de l'exutoire de l'étang de Puzzinosi, nous avons récolté quelques débris de calcaire d'eau douce comparable à celui de Buddi-Buddi (ch. IV) et dont la présence indique l'existence d'un lac d'eau douce après la lagune.

Plusieurs excavations ou coupes (Stagno Pilo, Puzzinosi, Saline) montrent sous le faciès lagunaire, des galets roulés de quartz qui doivent être corrélés avec une phase transgressive de la mer du Tyrrhénien II, peut-être contemporaine du conglomérat de plage rubéfié signalé plus haut au niveau de la mer.

b) la falaise (carte 1.5.1. h-t).

Entre les étangs de Puzzinosi et de Pilo, le relief est différent. La formation conglomératique pliocène aboutit pratiquement à la mer et est découpée par une falaise haute d'une quinzaine de mètres au pied de laquelle nous avons observé, dans des excavations, le conglomérat rubéfié du Tyrrhénien II. Cette falaise, distante d'une centaine de mètres de la côte, est donc une falaise morte due à l'érosion de la mer du Tyrrhénien II.

Une disposition semblable a été observée à Cabu Aspru, à l'emplacement de la Centrale E.N.E.L.

De nombreux sondages (fig. 1.5.6.) ont été effectués dans ce secteur, préalablement à la construction de la centrale. Les figures 1.5.7. et 1.5.8. représentent certains de ces sondages qui mettent en évidence, outre la puissance de la formation conglomératique tertiaire, deux dépôts marins.

Le premier, rencontré à la cote de + 5 m, est situé au pied de la falaise morte et est attribué par les géologues de l'E.N.E.L., au Tyrrhénien II, ce qui concorde avec notre interprétation en ce secteur et dans les régions voisines.

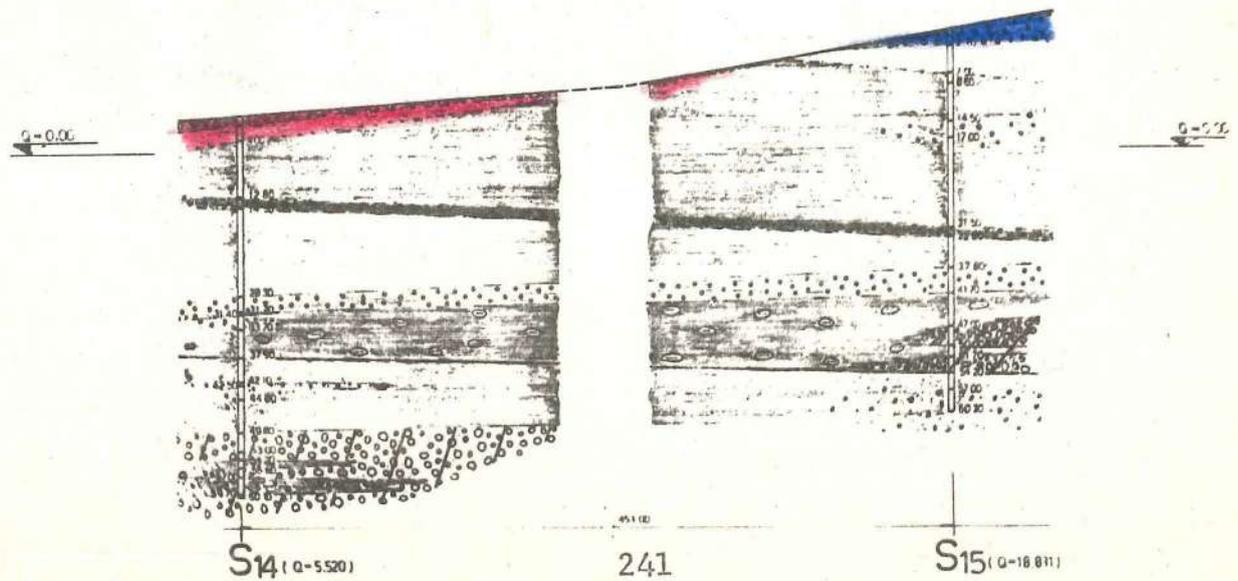
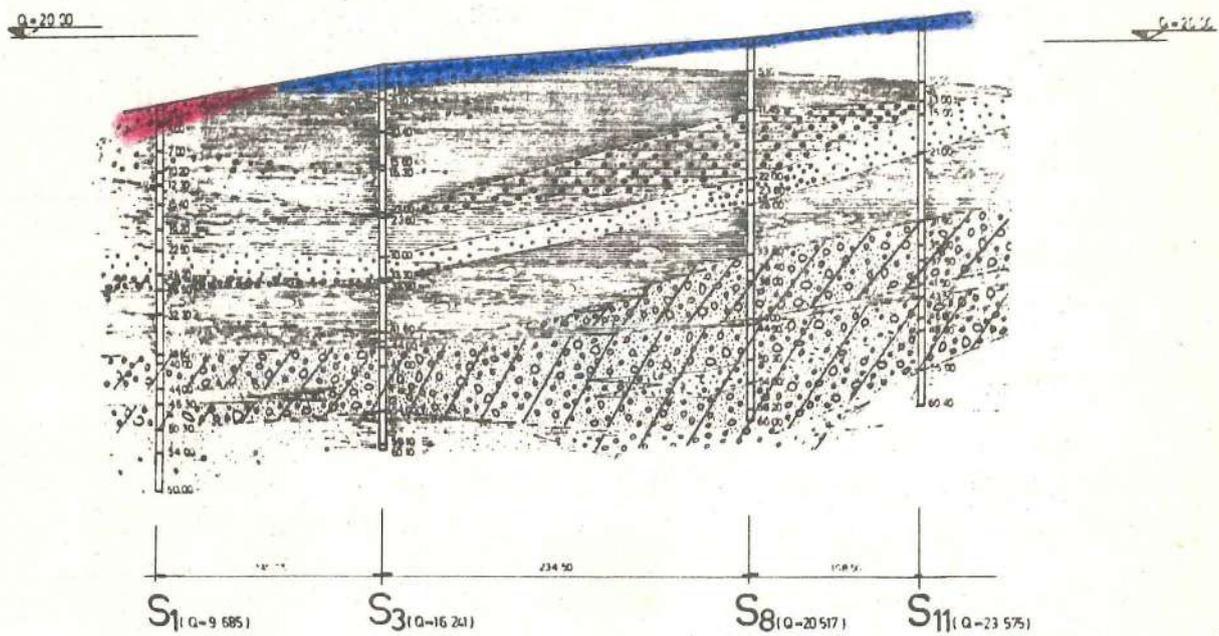
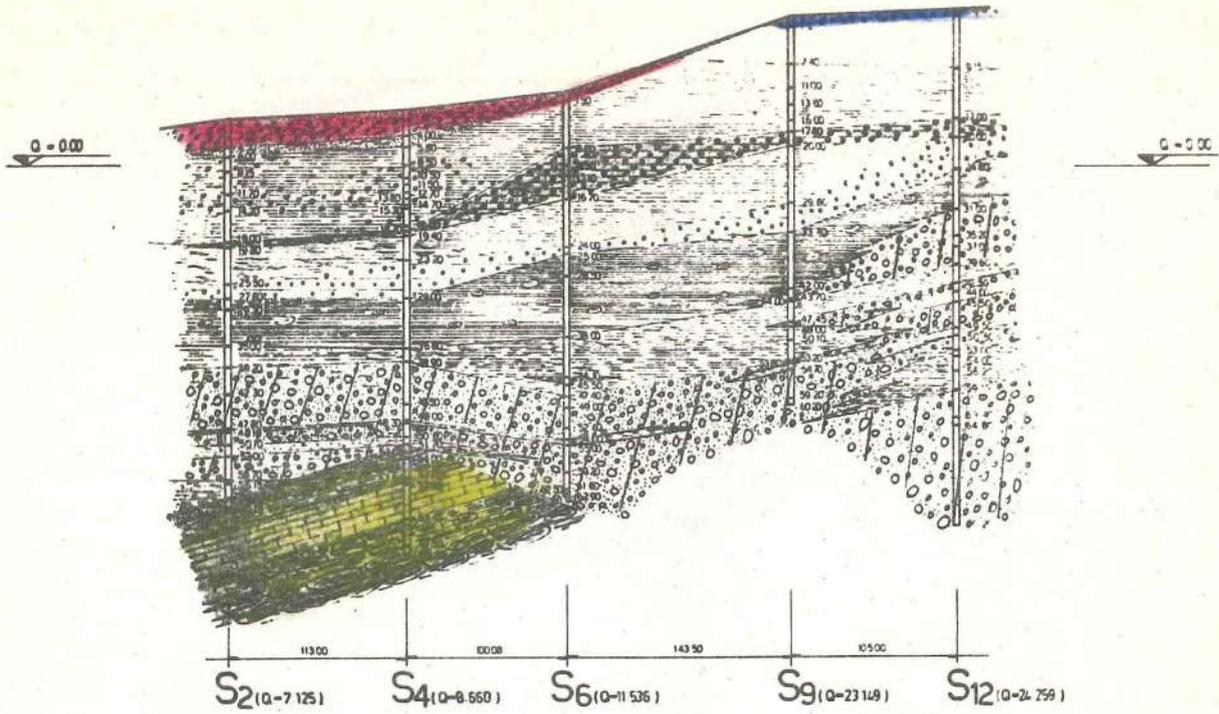
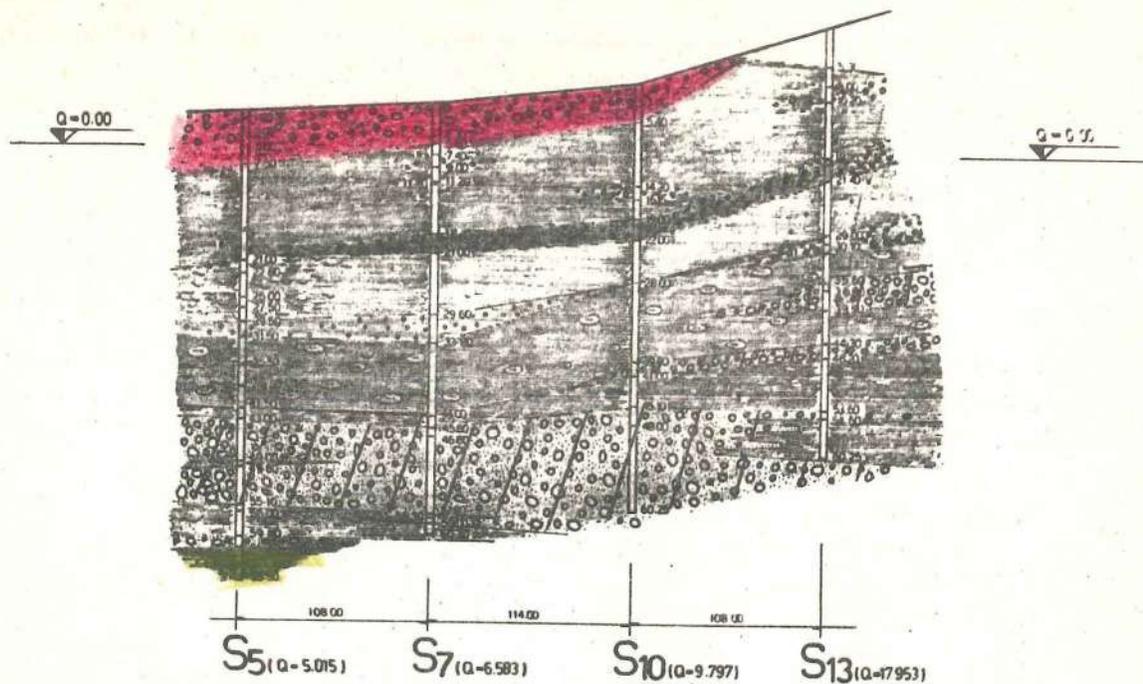
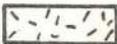
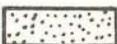
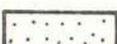
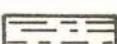
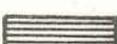
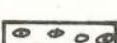
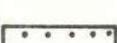
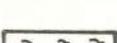
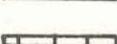


Fig. 1.5.7 — Sondages de l'E.N.E.L.



LEGENDE

Lithologie

-  Cailloux et gravier
-  Brèche
-  Sable grossier à fin
-  Grès
-  Limon argileux
-  Argile limoneux
-  Argile schisteux et traces de charbon
-  Nodules de limon
-  Pisolithe
-  Marne
-  Concrétions calcaires
-  Calcaire

Stratigraphie

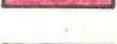
-  Terrasse marine inf. (Tyrrhénien II)
-  Terrasse marine sup. (Quaternaire antique?)
-  Complexe argilo-conglomératique sup. (Tertiaire?)
-  Complexe argilo-calcaire inf. (Tertiaire?)

Fig. 1.5.8. - Sondages de l'E.N.E.L. (Q: cote du sommet du sondage).

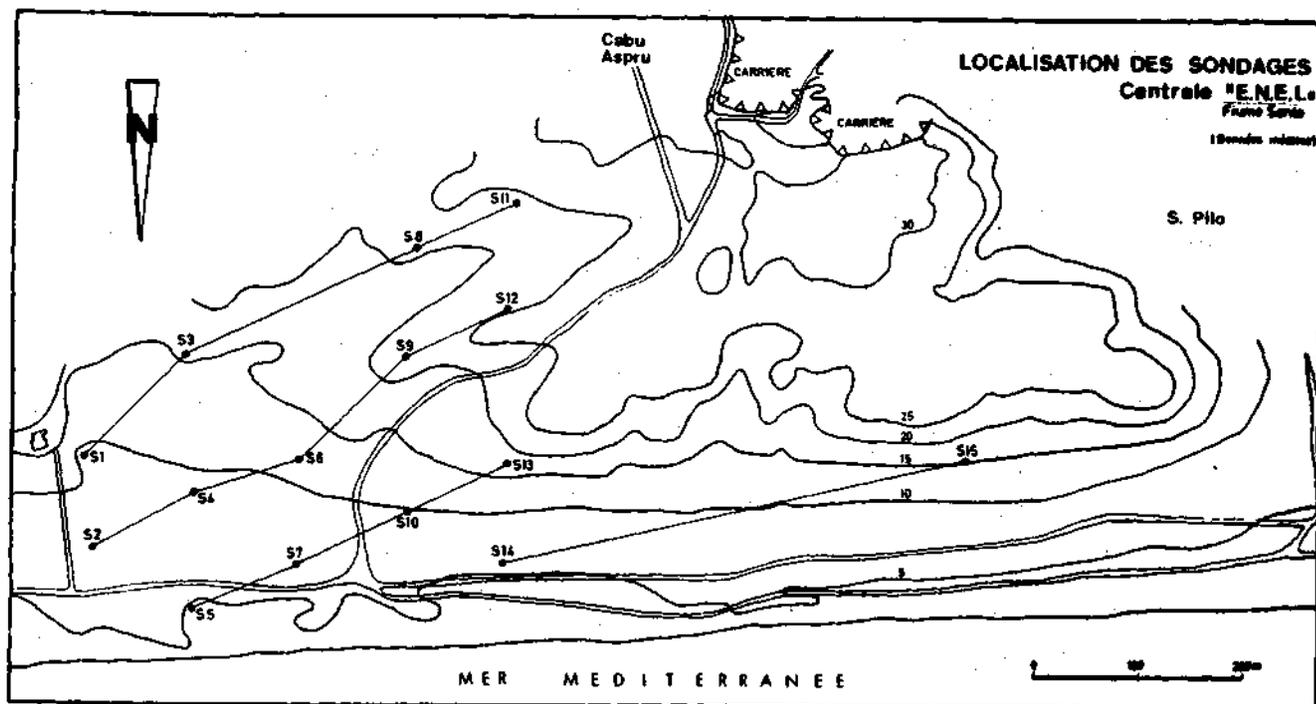


Fig. 1.5.5. : Localisation des sondages E.N.E.L. (données inédites de l'E.N.E.L.).

Le second et certes le plus intéressant, est constitué par un dépôt de plage entre 15 et 25 m qui repose sur la formation conglomératique pliocène et auquel un âge quaternaire ancien a été attribué. Comme l'altitude de ce dépôt est semblable à celle relevée à la Costa Paradiso (1ère partie, chapitre 3) ou à Monte di Campo (III partie, ch. 2) on peut, sur le seul critère altimétrique et par comparaison avec d'autres secteurs de la Méditerranée, ranger ce niveau dans l'interglaciaire Mindel-Riss (Tyrrhénien I).

4. Conclusions

En conclusion, l'étude de la géomorphologie de cette région nous a permis de reconstituer l'évolution du littoral au cours du Quaternaire et plus particulièrement pendant le dernier interglaciaire qui a été marqué soit par une falaise soit par le

développement d'un cordon littoral bien conservé associé à des dépôts lagunaires.

A ce propos, nous apportons ici des modifications importantes à la carte géologique de MORETTI (1959) qui signale un dépôt marin du Tyrrhénien tout au long du littoral à l'emplacement du cordon actuel alors que nous n'avons repéré que localement un conglomérat de plage rubéfié au niveau de la mer (Punta d'Elice et ferme Pazzoni).

D'autre part, à l'emplacement où nous situons le cordon Tyrrhénien II, la carte géologique montre soit des dépôts holocènes, soit le cailloutis pliocène. Par la morphométrie des galets (figure 1.5.3. et 3ème partie, ch. 6), nous montrons que cette formation conglomératique plio-quadernaire est totalement différente des galets du cordon. De plus, les sédiments que nous attribuons au littoral du Tyrrhénien II sont moins rubéfiés (7,5 YR) que l'ancien conglomérat qui est franchement rouge (2,5 YR). Aucune confusion n'est donc possible entre ces deux cailloutis.

Ce secteur est aussi caractérisé par la présence d'un cordon littoral du versilien, et par la présence vers 20 m, d'un dépôt marin que l'on peut rattacher à celui de la Costa Paradiso.

B. Le versant occidental de la Nurra

1. Les dépôts du Tyrrhénien II et du Würm

Entre la Punta Furana - limite méridionale de la zone étudiée - et la Punta Ruia, le littoral de la Nurra présente une succession de dépôts comparable à ce que nous avons décrit maintes fois en Anglona et en Gallura.

Nos observations dans ce secteur peuvent se résumer dans une coupe de synthèse où de bas en haut on note :

1) vers 2-3 m, une plate-forme d'abrasion taillée dans les formations schisteuses du Silurien (fig. 1.5.9.). Elle est surmontée généralement par des dépôts de plage dont la puissance peut atteindre un maximum de 2 m et dans lequel on reconnaît à la base un conglomérat composé de galets roulés de quartz et des galets de schistes dont certains sont encore anguleux et proviennent du démantèlement de la falaise.

Cette plage ancienne est aussi caractérisée par la présence de *Patella ferruginea*. Des affleurements de cette terrasse marine subsistent dans pratiquement toutes les petites anses, par contre, ils sont généralement érodés à chaque avancée.



Fig. 1.5.9. : Nurra occidentale : Plate-forme d'abrasion T_{II} taillée dans les schistes et surmontée de dépôts de pente.

2) Surmontant cette terrasse marine, un horizon rubéfié de couleur brune (7,5 YR 4/4 à 5/4) est souvent associé à un dépôt de pente.

La présence de l'horizon rubéfié, l'altitude de la terrasse, les *Patella ferruginea* sont autant d'indices qui nous permettent de rattacher ce niveau marin (1) au Tyrrhénien II.

3) Une accumulation de grès éolien alternant avec des dépôts de pente. Ces derniers se présentent comme une alternance de passées fines sablo-argileuses et de couches de galets anguleux de schiste et de quartz disposés à plat et allongés parallèlement à la plus grande pente. De tels dépôts ressemblent à des éboulis ordonnés (1.5.10). Nous en avons aussi observé dans le golfe d'Orosei, à Cala Gonone (Sardaigne orientale), où ils sont développés au départ de montagnes calcaires assez élevées. Ici, les versants qui ont fourni les galets ne dépassent guère 100 mètre d'altitude. Nous comptons mener d'autres études pour mieux cerner les conditions dans lesquelles ces éboulis ordonnés se sont mis en place et qui vraisemblablement sont périglaciaires.



Fig. 1.5.10. : Sud île di Porri. Dépôt de pente : "éboulis ordonnés" Les galets de quartz soulignent la stratification.

Ces dépôts, grès éoliens et éboulis ordonnés, sont souvent interrompus par deux paléosols - l'inférieur est généralement moins rubéfié (10 YR 5/4 : brun jaunâtre) que le supérieur (7,5 YR 4/6 : brun) que l'on peut rattacher aux interstades du Würm. Le premier paléosol daterait de l'interstade

W_I - W_{II} (Néothyrrhénien) et le second du W_{II} - W_{III} (Néorthothyrrénien).

Le sommet de ces accumulations würmiennes forme un replat incliné vers la mer qu'ici aussi on peut dénommer "Rasa construite" (fig. 1.5.11).



Fig. 1.5.11. Nurra occidentale. Accumulation de grès d'âge würm taillée en Rasa.

Signalons que nous avons récolté dans ces grès de nombreuses coquilles de gastéropodes terrestres, des restes indéterminés de mammifères et également un bois de cervidé long de 70 cm attribué par notre collègue J.M. CORDY à *Nesoleipoceros cazioti*.

Ces grès plongent localement sous la mer et sont découpés en marmites et en vasques à fond plat (fig. 1.5.12).



Fig.1.5.12 : Marmites et vasques taillées dans les grès éoliens

La répartition des dépôts éoliens de la Nurra septentrionale (carte 1.5.1. h-t) est assez curieuse. Alors qu'ils sont absents des côtes du golfe de l'Asinara, on ne les observe, sur le versant occidental, qu'au sud de la Punta Ruia, leur développement maximum étant localisé au sud de la Punta Unia. Cette portion du littoral a été soumise aux vents du Maestrale contrairement au secteur nord qui était protégé par l'avancée de la presqu'île de Stintino (fig. 1.5.4.). Le versant compris entre l'île des Porri et la Punta Unia a été partiellement protégé de l'influence de ces vents par l'île des Porri, ce qui explique, sur ce versant, une proportion plus grande des dépôts de pente. Sur le flanc sud-est de l'île des Porri, on note des dépôts éoliens mêlés à des dépôts de pente (fig. 1.5.13). Il s'agit de placages éoliens sur le versant sous le vent. Y. BARBAZA (1970) a signalé des faits semblables sur le littoral catalan. OOSTERBAAN (1936) observant les dépôts quaternaires sur l'île des Porri et sur le versant de la Nurra imaginait un même ensemble séparé par des failles très récentes; failles qui, à notre avis, sont bien superflues, les variations de l'action éolienne étant à elles seules suffisantes pour expliquer la répartition de ces dépôts de grès dunaires.



Fig. 1.5.13 : île des Porri, versant sud-est.

L'extension de ces placages de grès au delà de la crête occidentale est aussi intéressante. En effet, comme le montre la carte 1.5.1.*, sous la violence du Maestrale, les apports éoliens ont dépassé la crête d'interfluve dont les cols sont généralement situés entre 70 et 80 m, pour envahir la Nurra orientale où ils ont été canalisés par les vallées préexistantes. Cela explique la répartition allongée de ces placages. Nous les avons observés en maints endroits et notamment dans la vallée de Guardiasecca où ils recouvrent les versants taillés dans le conglomérat pliocène.

2. Les replats littoraux

Ce versant occidental de la Nurra est aussi marqué par une série de replats qui parfois sont recouverts de galets à émoissé marin.

a) Replat de 5 m

A la Cala Coscia di Donna et à la Coda della Carasanta, un replat est développé vers 4-5 m et est localement recouvert de galets de quartz et de schiste bien émoissés. Cette terrasse marine est surmontée par un dépôt de pente dans une matrice rubéfiée de couleur brun vif (6,5 YR 5/8).

A la Tanca della Marina, une grotte est taillée dans les schistes, son plancher, situé à 5 m, est aussi recouvert de galets marins.

L'altitude de ce replat et la présence d'un horizon rubéfié à son sommet nous autorise à raccorder ce niveau à la transgression du Tyrrhénien II.

b) Replat vers 13-15 m (fig. 1.5.1.)

Toujours à la Cala Coscia di Donna, un replat bien marqué est développé vers 13 m et est recouvert de galets épars dont certains possèdent un émoissé marin. Ce niveau est antérieur au Tyrrhénien II et est peut-être corrélable à celui découvert entre 15 et 20 m, à la Centrale E.N.E.L. Il daterait alors de l'interglaciaire Mindel-Riss.

* Seule la cartographie des dépôts éoliens a été tirée de la carte géologique de Moretti (1959).

c) Replat à 65 m (fig. 1.5.1.).

Entre le Monte Rugginosu et la Punta Furana, vers 65 m, s'étire un replat (fig. 1.5.14.) long de 300 m et large de 150 m sur lequel nous avons récolté des galets de quartz (15 galets compris entre 20 et 50 mm et 65 galets inférieurs à 20 mm) dont l'indice d'émoissé est de 417 (galets compris entre 20 et 50 mm) et l'indice d'aplatissement de 1,74. Ce replat est, sans conteste, une terrasse marine, la plus élevée que nous ayons repérée en Sardaigne septentrionale. Quant à son âge, il est difficile de se prononcer. Elle est plus ancienne que celle de 15-20 m et, avec des réserves, on peut avancer pour elle un âge Gunz-Mindel, car plusieurs auteurs (BLANC, 1962 à Rome, CHOUBERT, 1962, au Maroc) signalent à cette altitude, le niveau marin du Sicilien. Toutefois les raccords altimétriques entre des terrasses aussi anciennes peuvent être hasardeux.



Fig.1.5.14 : Replat
de 65 m.
Sud du Monte
Rugginosu.

d) autres replats

Dans le secteur du Monte Rugginosu, nous avons parcouru d'autres replats situés à 70-75, 90, 100 et 115 m, aucun cependant ne nous a fourni de galets marins.

De même, dans le secteur occidental de la presqu'île du Stintino, des replats bien nets sont développés vers 20,50 et 64 m, mais là aussi, aucun galet marin n'a pu être récolté.

Il semble cependant qu'un raccord soit possible entre le replat de 20 m et les replats de 64-70-75 m d'une part et les terrasses marines décrites plus haut d'autre part.

3. Conclusions

Le littoral de la Nurra occidentale est marqué par le développement de trois terrasses marines.

1) la terrasse du Tyrrhénien II située vers 2-3 m, parfois plus, caractérisée par la présence de *Patella ferruginea* et surmontée par un horizon rubéfié;

2) la terrasse de 15 m que l'on peut raccorder, avec réserves, au Tyrrhénien I (interglaciaire Mindel-Riss);

3) la terrasse de 65 m qui, peut-être, date de l'interglaciaire Gunz-Mindel.

C. Le versant oriental de la presqu'île de Stintino

Ce versant taillé dans les schistes ne nous a fourni aucun dépôt quaternaire. Nous avons seulement repéré entre 1 et 2 m à Cala di Lupo, une plate-forme d'abrasion qui, sans doute, témoigne de la transgression du Tyrrhénien II.

Signalons enfin, en passant, le développement extraordinaire d'alvéoles dans les micaschistes du Cambro-Silurien à La Pelosa, mais aussi à la Coda della Carasanta. Ces alvéoles s'observent dans la zone des embruns et elles paraissent liées à l'existence de petits filons de quartz ou de diaclases tapissées de sels de fer qui sont plus résistants et entre lesquels elles se forment (fig. 1.5.15).

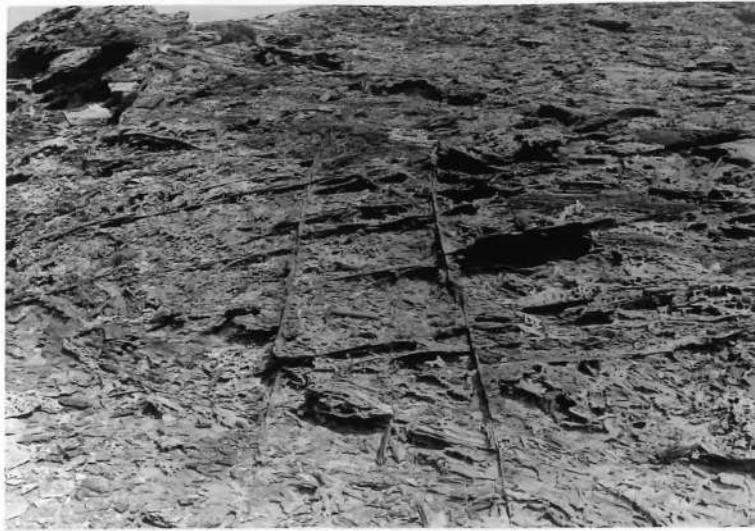


Fig. 1.5.15. Champ d'alvéoles. Les diaclases apparaissent en relief (Coda della Carasanta).

C H A P I T R E VI

L'ASINARA

Sur cette île, aujourd'hui colonie pénitentiaire, nous n'avons pu séjourner que deux jours* pendant lesquels nous nous sommes consacrés à l'étude du secteur de Campo Perdu où, d'après l'excellente carte géologique dressée par MORETTI (1955), les formations quaternaires sont les mieux développées. Outre les témoins de la transgression du Tyrrhénien II, déjà signalés par de LA MARMORA (1857) puis par MORETTI (1953, 1954, 1955), nous avons reconnu également un niveau marin vers 20-25 m puis un autre à 65 m, ce qui confirme nos observations dans les autres secteurs du littoral sarde.

A. Le niveau du Tyrrhénien II

A l'ouest de Lazaretto, le niveau du Tyrrhénien II se marque par une plate forme d'abrasion taillée dans les micaschistes vers 2 m. C'est cependant à Campo Perdu que les traces de cette transgression sont les plus nombreuses. On y observe, sur le rivage, vers 1 m, un conglomérat riche en coquilles et attribué à la Strate à Strombus par MORETTI. Au nord de la caserne de Campo Perdu (carte 1.6.1.), à 150 m de la côte, s'étire une crête qui culmine vers 5 m et sur laquelle nous avons récolté des galets pour la morphométrie (tableau 1.5.1., fig. 1.5.3.).

* C'est grâce aux multiples interventions de Don S. Ferrandu que nous avons pu avoir l'autorisation de pénétrer sur cette île pour y mener nos recherches. Nous le remercions vivement.

A l'ouest de cette crête, l'émoissé est de 424 (56 galets de quartz compris entre 18 et 66 mm). A l'est il est sensiblement le même : 429 (17 galets de quartz compris entre 27 et 68 mm).

La forme de cette crête et l'émoissé des galets montrent qu'il s'agit d'un cordon littoral semblable à celui de la Nurra orientale.

Derrière ce cordon affleure un calcaire lacustre - déjà cartographié par MORETTI - semblable à celui de Buddi-Buddi (ch. 4) et qui est surmonté par des grès éoliens dont la puissance ne dépasse pas 4 m. Ces grès se sont accumulés sur le versant sous le vent et, vu leur position stratigraphique, on peut leur attribuer un âge Würm.

B. Le niveau de 20-25 m (fig. 1.6.1.)

C'est peut-être sur l'île de l'Asinara que le niveau de 20-25 m est le mieux développé de toute la Sardaigne septentrionale. Nous l'avons observé :

1) au nord de Campo Perdu, dominant la baie de Porto Manno della Reale où il forme un replat de 450 m de long sur 150 m de large, à une hauteur comprise entre 20 et 25 m. Nous y avons récolté de nombreux galets roulés parmi lesquels 12 quartz compris entre 26 et 64 mm dont la médiane d'émoissé est de 490.

2) au sud de Guardiola (20-22 m) où nous avons recueilli 15 galets de quartz compris entre 20 et 73 mm et dont la médiane d'émoissé est de 350.

3) au sud de Campo Faro, où le replat est situé vers 23-25 m et où 3 galets de quartz compris entre 15 et 20 mm ont des émoissés de 118, 200 et 267.

4) A la Cala Trunca, vers 20 m, où 3 galets de gneiss compris entre 22 et 66 mm ont des émoissés de 176, 424 et 455.

D'autre part, nous avons parcouru d'autres replats très nets mais dépourvus de galets :

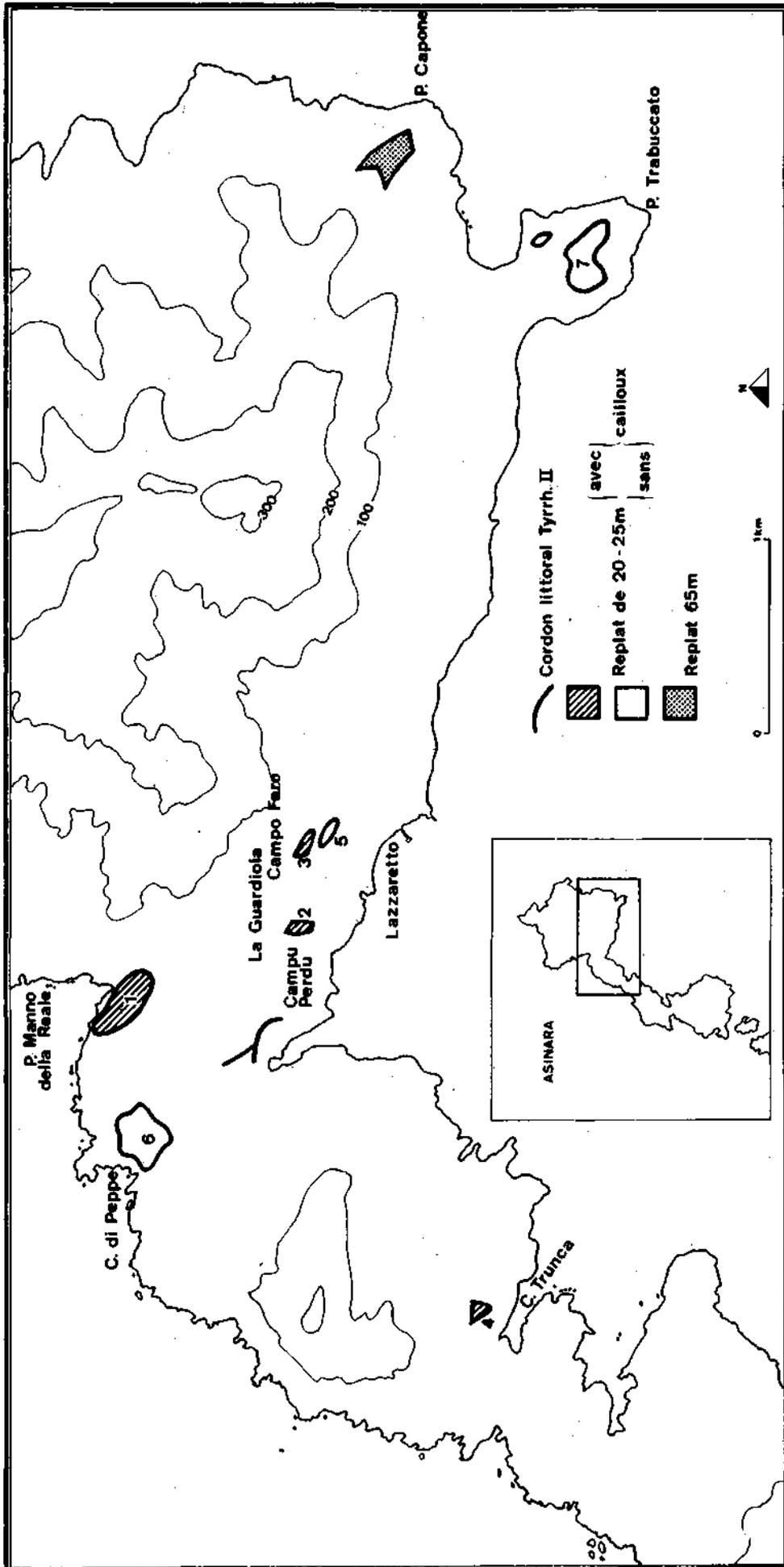


Figure 1.6.1.1. - Le secteur de Campo Perdu (Asinara). Situation du cordon littoral du Tyrrhénien II et des replats littoraux.

- 5) A campo Faro (27 m)
- 6) A la Cala di Peppe (24 m)
- 7) A la Punta Trabuccato (22 et 27 m).

Par l'altitude on peut raccorder ce niveau marin à celui de la Costa Paradiso (ch. III) et lui attribuer, avec réserves vu l'absence de fossiles, un âge Mindel-Riss.

C. Le replat de 65-70 m (fig. 1.6.1.)

A la Punta Capone (fig. 1.6.2.) un replat littoral est particulièrement bien développé entre 65 et 70 m. Malgré l'abondance du maquis, nous avons pu recueillir deux galets de quartz de 31 et 22 mm de long dont l'émoissé est de 200 et 450. Nous pouvons, en nous basant sur la morphologie, affirmer qu'il s'agit d'une terrasse marine sans doute contemporaine de celle de Rugginosu, et, comme pour cette terrasse, proposer avec réserves un âge Gunz-Mindel (chapitre V).



Fig. 1.6.2. - Vue du replat de 65 m. Punta Capone.

C H A P I T R E VII

CONCLUSIONS

Nos recherches sur le versant septentrional de la Sardaigne nous ont permis de reconnaître une série de niveaux marins dont certains sont associés à des dépôts éoliens. Un essai de synthèse de toutes nos observations est tenté ci-dessous; il est suivi d'une tentative de corrélation avec les autres rivages décrits en Sardaigne et en bordure de la Méditerranée occidentale.

I. Les niveaux marins

A. Le Tyrrhénien II

Sur le littoral septentrional de la Sardaigne, plusieurs auteurs (BLANC, DORN, SEGRE, MORETTI, COMASCHI-CARIA, PELLETIER, MACCIONI) avaient déjà observé localement (Porto-Torres, Asinara, Anglona, Capo Testa) une plage quaternaire qu'ils rangeaient, sur la base d'examen paléontologiques, dans la "Strate à Strombus"* , c'est-à-dire dans le Tyrrhénien II (interglaciaire Riss-Würm).

Nos recherches ont montré qu'un des caractères les plus marquants de ce littoral septentrional est la présence quasi-continue de ce niveau marin (fig. 1.7.1.).

*La "Strate à Strombus " est caractérisée par une faune chaude à affinité sénégalaise" contenant entre autres des *Strombus bubonius*, *Conus testudinarius*, *Arca plicata*, *Patella ferruginea*, *Purpura haemastoma*...

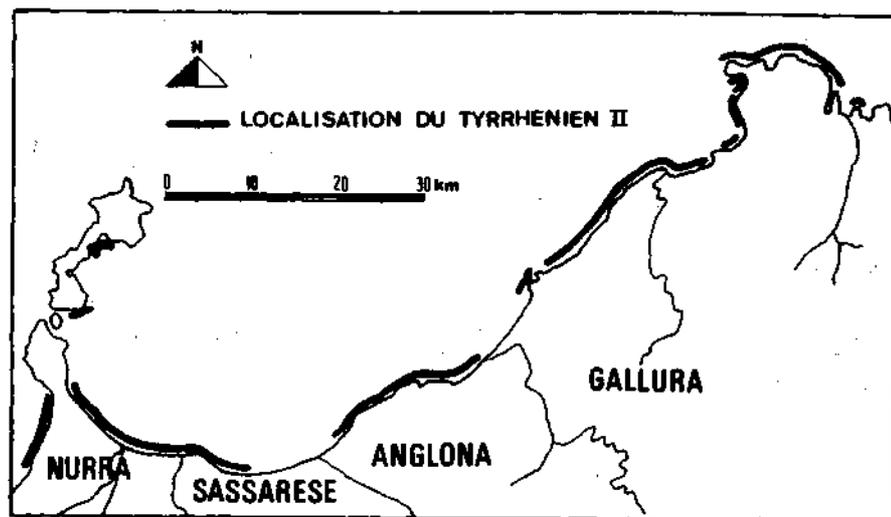


Fig. 1.7.1. - Carte schématique des côtes où affleure le Tyrrhénien II.

Sur les côtes rocheuses, il se présente comme une plateforme d'abrasion située généralement entre 1 et 5 m et recouverte très fréquemment par un conglomérat et (ou) par un grès de plage. Ces dépôts, exception faite de la Gallura granitique, sont fossilifères. Si nous n'y avons jamais rencontré le *Strombus bubonius* par contre, *Patella ferruginea*, caractéristique du Tyrrhénien II, est extrêmement abondante (Nurra nord-occidentale et Anglona occidentale). L'érosion de la mer du Tyrrhénien II a aussi engendré des falaises qui, ultérieurement, ont été plus ou moins retouchées et qui, aujourd'hui, sont souvent recouvertes de dépôts de pente et d'accumulation éoliennes. Il s'agit donc de falaises mortes.

Sur les côtes basses, l'aspect du Tyrrhénien II est différent : il se présente généralement par un cordon littoral qui culmine vers 5-6 m et qui domine la plaine côtière actuelle. Nous avons suivi ce cordon en Nurra sur plusieurs kilomètres ainsi que sur l'île de l'Asinara, au Campo Perdu et à Platamona. La présence, derrière ces cordons, de sédiments riches en *Cardium edule*, *Ostrea edulis* et en *Tapes* témoigne de l'existence, au cours du dernier interglaciaire, d'importants marais littoraux fréquemment envahis par la mer.

Parfois, reposant sur ce faciès lagunaire, une dalle calcaire contenant des Planorbes et des Limmées est l'indice du

développement d'un lac d'eau douce. Ce changement est lié soit à la fermeture totale du cordon littoral, soit à l'abaissement du niveau de la mer au début de la régression du Würm.

Ces observations nous ont permis de reconstituer la paléogéographie du littoral eutyrrhénien et d'établir que, lors du dernier interglaciaire, le paysage côtier était sensiblement le même qu'aujourd'hui.

Si l'altitude du rivage du Tyrrhénien II est relativement constante (2 à 5 m), nous avons cependant remarqué qu'en Anglona, sur cinq kilomètres, la cote de la plate-forme passe progressivement de 0 à 10 m, ce qui suppose une légère flexure d'origine tectonique.

Le niveau du Tyrrhénien II est souvent surmonté par des dépôts : essentiellement des grès formés de sables d'origine éolienne, sables qui parfois sont remaniés par le ruissellement. Ces sables ont été mis en place lors des phases régressives de la mer au cours du Würm. Cependant, en dessous des dépôts würmiens et développés sur les dépôts de plage du Tyrrhénien II, nous avons fréquemment observé un horizon rubéfié de couleur brune (7,5 YR). Nous l'interprétons comme un paléosol apparu vraisemblablement à la fin du dernier interglaciaire, alors que la mer avait commencé son retrait.

Un dernier caractère de cette terrasse marine est la présence, au sein du conglomérat de plage, de galets émousés de grès marin. Nous en avons récolté en Anglona, à l'embouchure du Coghinas et au Capo Testa. De tels galets sont la preuve géologique d'un niveau marin antérieur et situé plus bas.

A.1. Le Tyrrhénien II en Sardaigne

Comme nous l'avons déjà dit dans l'introduction, des traces du Tyrrhénien II ont déjà été décrites par plusieurs auteurs sur les côtes sardes. C'est d'ailleurs au sud de l'île, à proximité du Cagliari qu'ISSEL, en 1914, décrivant la "Strate

à *Strombus*", lui a donné, pour la première fois, le nom de Tyrrhénien. L'altitude de cette plage se situe entre 0 et 10 m et nous avons pu l'observer dans les régions d'Alghero, du Sinis, de San Antochio, pour la côte occidentale, à Cagliari dans le sud et, à l'est, dans le golfe d'Orosei.

De même sur les côtes rocheuses de Corse, OTTMANN (1958) a maintes fois signalé, vers 5 m, les témoins d'un ancien rivage qu'il attribue aussi au dernier interglaciaire.

La constance de l'altitude de cette terrasse marine suppose une grande stabilité de la Sardaigne et d'une partie de la Corse, au moins depuis le dernier interglaciaire. A cette règle, quelques points font exception : outre les légers mouvements que nous avons relevés en Anglona et peut-être aussi au Capo Testa, MASSARI et DIENI (1973) envisagent un soulèvement pendant le Tyrrhénien II dans le golfe d'Orosei (Sardaigne orientale). Sa. VARDABASSO (1968) n'exclut pas l'existence d'affaissements tectoniques récents sur les littoraux de Cagliari et d'Oristano, de part et d'autre du graben du Campidano. De même, en Corse, F. OTTMANN (1958), M.D. PILOT (1973) et O.CONCHON (1975) signalent des mouvements récents parfois importants affectant la plaine orientale de cette île.

La présence d'un horizon rubéfié développé sur les dépôts marins du dernier interglaciaire est aussi un fait courant en Sardaigne et en Corse. En Sardaigne, nous l'avons observé dans le Sinis, à San Antiocho, dans le golfe d'Orosei... Les observations de MALATESTA (1953) à Alghero, montrent la présence d'un sable rubéfié, avec des mollusques terrestres sur la plage de 5 m. DIENI et MASSARI (1966) signalent, dans le golfe d'Orosei, un sol rubéfié développé au départ de la formation tyrrhénienne. Il remarque que localement il est retransporté. Sur la côte sud-occidentale, PALMERINI et ULZEGA (1969) ont aussi noté l'existence d'un paléosol entre le grès éolien et la formation marine du Tyrrhénien II. Enfin, OTTMANN (1958), dans ses nombreuses coupes dans le Quaternaire corse, décrit fréquemment

MAXIA PECORINI, 1968 (Sardaigne)	SELLI, 1968 (Italie)	BUTZER, 1966 (Italie)	BONIFAY, 1959 1973 1975 (France)	
		VERSILIEN	VERSILIEN	HOLOCENE
			NEORTHOTYR- RHENIEN	WURM IV WURM III
			TYRRHENIEN SUPERIEUR = NEOTYRRHENIEN	WURM II
				WURM I
TYRRHENIEN II	TYRRHENIEN	TYRRHENIEN III	TYRRHENIEN MOYEN = EUTYR- RHENIEN	RISS-WURM
		TYRRHENIEN II	TYRRHENIEN INFERIEUR	RISS III
			SICILIEN SUPE- RIEUR = NEO- SICILIEN	RISS II
TYRRHENIEN I	MILAZZIEN	TYRRHENIEN I	SICILIEN MOYEN= MILAZZIEN (PALEO- TYRRHENIEN)	RISS I MINDEL-RISS
			SICILIEN INFE- RIEUR = SICILIEN s.s.	MINDEL
			CALABRIEN SUPE- RIEUR = NEOCALA- BRIEN	
		SICILIEN SUPERIEUR	CALABRIEN MOYEN = EMILIEN	GUNZ-MINDEL
			CALABRIEN INFE- RIEUR = CALABRIEN s.s.	GUNZ
	SICILIEN EMILIEN CALABRIEN	SICILIEN INFE- RIEUR EMILIEN CALABRIEN	PLAISANCIEN SUPERIEUR	DONAU
			MOYEN	
			INFERIEUR	BIBER

Tableau 1.7.1. - Corrélation entre les terminologies employées en Méditerranée occidentale pour les niveaux marins du Quaternaire.

l'existence d'un horizon rubéfié (sable roux, brèche et sable rouge) reposant sur le niveau de 5 m. Nous pouvons donc en conclure que ce paléosol, qui n'était signalé que sporadiquement en Sardaigne, est quasi permanent et constitue un élément qui permet aisément de reconnaître le niveau marin du Tyrrhénien II.

A.2. Le Tyrrhénien II dans le monde méditerranéen

Si des corrélations sont permises entre les terrasses du Tyrrhénien II de Sardaigne et de Corse, régions relativement stables, les raccords avec les autres secteurs de la Méditerranée sont rendus malaisés. C'est tout d'abord lié à une confusion dans les termes employés, ainsi que le montre le tableau 1.7.1. qui ne reprend que les récentes synthèses de BONIFAY (1975) BUTZER (1966) et SELLI (1973), auxquelles nous avons ajouté la terminologie utilisée en Sardaigne (MAXIA et PECORINI, 1968).

Une brève revue des altitudes de la terrasse du Tyrrhénien II montre que celle-ci se situe à des altitudes souvent différentes (BLANC, 1962, BONIFAY, 1969, CONCHON, 1975, SOLE SABARIS, 1962).

Ainsi, sur le littoral français, ce niveau est signalé vers 8-10 m dans le Languedoc-Roussillon; entre Sète et l'embouchure du Rhône, il serait situé sous le niveau de la mer mais en Provence on le retrouve entre 1 et 8 m, tandis que sur la Côte d'Azur, il aurait été repéré jusqu'à 23 m.

En Espagne, il est situé entre 1 et 10 m dans la région de Valence et vers 6-8 m dans les Baléares. Par contre, de part et d'autre du détroit de Gibraltar, on peut l'observer entre 10 et 20 m.

En Italie, il a été retrouvé entre 10 et 20 m dans les régions de Livourne et de Rome, mais à Reggio Calabria, il a été repéré à 100 m et, en Sicile, dans la région de Catane, il a été observé jusqu'à 200 m.

Ces différences d'altitude témoignent donc de mouvements tectoniques récents et parfois importants. D'autre part, il en résulte que, dans les régions considérées comme stables, en Méditerranée occidentale, le Tyrrhénien II se situe vers 5 m, cote à laquelle il est développé en Sardaigne et en Corse.

Quant au paléosol tyrrhénien, divers auteurs l'observent en d'autres secteurs de la Méditerranée, tels BONIFAY (1962) en France ou GIGOUT (1962) sur les côtes du Maroc.

B. Le niveau marin pré-tyrrhénien II

Comme nous l'avons signalé, nous avons récolté plusieurs fois des galets de grès marin dans la plage du Tyrrhénien II (Anglona, Capo Testa, Embouchure du Coghinas) et leur présence témoigne d'un niveau marin antérieur.

Ce niveau marin a été observé à San Pietro a Mare (embouchure du Coghinas) à l'altitude d'un mètre, soit à 2 mètres sous le niveau du Tyrrhénien II dont il est séparé par des grès éoliens. Nous l'avons aussi trouvé à Buddi-Buddi par sondage vers 0 - à -3m, ainsi qu'à Platamona dans des puits, vers 0 - à -1m. Là, il est séparé du Tyrrhénien II par une épaisseur de 7 à 9 m de grès dunaire contenant des *Helix*.

L'existence d'un dépôt de grès éolien entre ces deux niveaux marins témoigne fort vraisemblablement du développement d'une phase régressive intermédiaire. L'absence d'horizon rubéfié nous fait envisager pour ces dunes un âge directement prétyrrhénien, c'est-à-dire contemporain du dernier stade du Riss (Riss III). Quant au niveau inférieur, il pourrait être contemporain d'une transgression développée pendant le dernier interstade du Riss.

Un niveau semblable a été repéré pour la première fois en Sardaigne par G. PECORINI, en 1954, dans la région d'Alghero, à une cote semblable. PECORINI l'a rangé, avec réserves, dans le Tyrrhénien I (interglaciaire Mindel-Riss).

Dans le monde méditerranéen, un niveau comparable n'est pas connu, sauf peut-être à Livourne (BLANC, 1952) où, sous le Tyrrhénien II, affleure une argile lacustre à flore froide qui repose sur un niveau marin inférieur.

LALOU et al. (1971) ont obtenu de nombreuses datations absolues par la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et ils ont fait la synthèse des autres datations semblables dans le monde : il en découle, selon eux, l'existence d'un haut niveau marin situé entre 0 et -6m, daté de 200.000 ans \pm 20.000 ans, auquel aurait succédé un niveau un peu plus élevé (2 à 10 m), daté de 120.000 ans \pm 12.000 et qui correspondrait à l'interglaciaire Riss-Würm.

La datation que nous proposons pour le niveau marin inférieur de Platamona et de San Pietro cadre bien avec le schéma de LALOU.

Ce niveau inférieur correspond peut-être aussi à ce que BONIFAY (1975) appelle le Tyrrhénien inférieur, et qui se situerait à la fin du Riss.

C. Les replats plus élevés.

C.1. Le niveau de 20 m

En plusieurs points du littoral septentrional de la Sardaigne, nous avons repéré des replats localisés entre 15 et 25 m (fig. 1.7.2.).

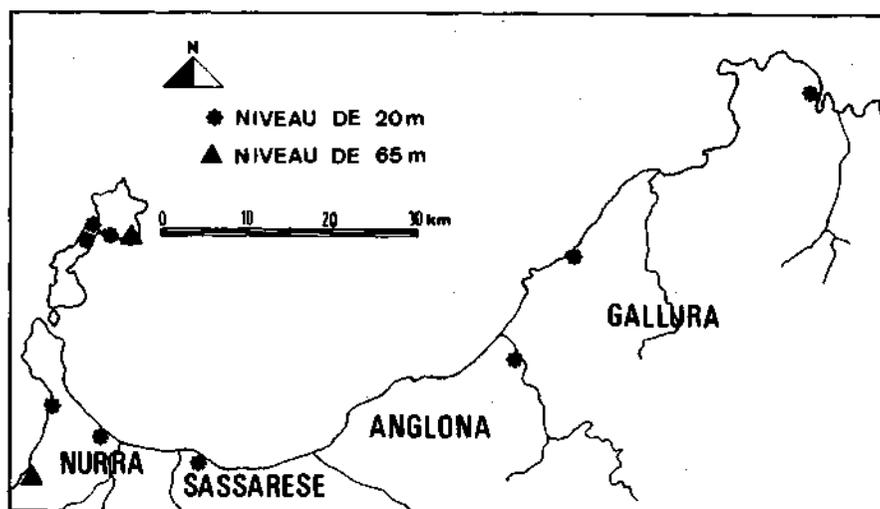


Fig.1.7.2. Carte schématique localisant les principaux témoins des niveaux de 20 et de 65 m.

C'est à la Costa Paradiso (Porto Leccio) que ce niveau est le mieux développé. Nous y avons récolté de nombreux galets roulés caractérisés par un cortex d'altération très marqué. Sur l'île de l'Asinara, entre 20 et 25 m, sur 4 replats nous avons récolté des galets à émousé marin. En Nurra, ce niveau a été repéré vers 15 m sur la côte occidentale et entre 15 et 25 m sur la côte nord-orientale par les géologues de l'E.N.E.L. Sa présence est aussi probable, à l'est de Porto Torrès et à Porto Pozzo, de même qu'à Monte di Campo, dans la vallée du Coghinas.

L'ensemble de ces témoins prouve l'existence d'un niveau marin à cette altitude. Son âge reste cependant un problème : en effet, nous n'y avons jamais retrouvé aucun fossile. Il est évident cependant que ce dépôt marin est plus ancien que le Tyrrhénien II qu'il domine (fig. 1.7.3.). Cette ancienneté est confirmée par l'intense altération des galets. Pour retrouver une altération comparable, dans les terrasses du Coghinas (3ème partie), nous devons remonter jusqu'aux terrasses attribuées au Mindel.

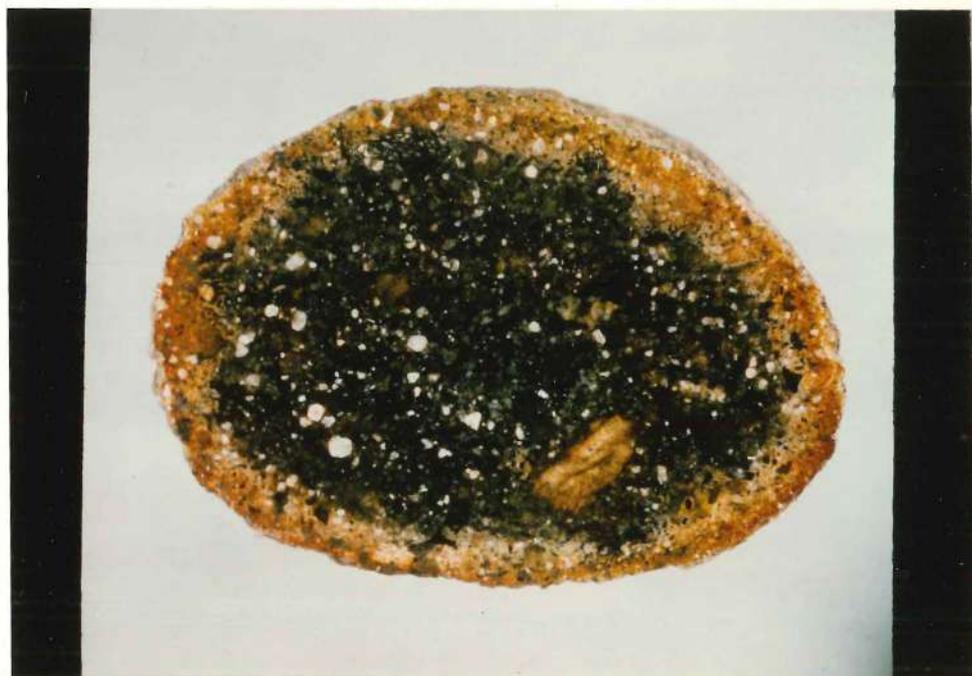


Fig. 1.7.3. : Cortex d'altération développé sur un galet de porphyre provenant de la terrasse de 20 m (Costa Paradiso). La longueur de ce galet est de 75 mm.

En Sardaigne, ce niveau a déjà été observé par MALATESTA (1953) vers 20 m dans le secteur d'Alghero, et il lui a attribué un âge tyrrhénien ancien. SEGRE (1954) signale aussi un replat vers 20 m dans le golfe d'Olbia. DIENI et MASSARI (1966) décrivent, dans le golfe d'Orosei (Sardaigne orientale), un niveau vers 15 m qu'ils attribuent à l'interglaciaire Mindel-Riss. Cependant, ces auteurs ont récemment modifié leur opinion (1973) puisqu'ils rangent cette terrasse élevée dans le Tyrrhénien II et supposent l'existence d'un soulèvement tectonique.

Dans la synthèse de MAXIA et PECORINI (1968) sur le Quaternaire sarde, aucun de ces niveaux élevés n'a été retenu. Il nous semble qu'il ne sera plus possible de les écarter après le présent travail, car nous pensons que nos observations, ajoutées à celles des chercheurs cités plus haut, établissent définitivement l'existence de ce niveau de + 20 m.

Si on envisage des corrélations avec les autres littoraux méditerranéens jugés stables, on trouve en Corse, à Propriano (OTTMANN, 1958), un niveau vers 20 m qui est considéré comme antérieur au Tyrrhénien II. Aux Baléares, SOLE SABARIS (1962) observe un niveau marin vers 25-30 m qu'il date du Tyrrhénien I (Mindel-Riss). BONIFAY (1969) dans sa synthèse sur les côtes françaises, décrit, dans le Languedoc, le rivage du Mindel-Riss vers 22-25 m. Enfin, récemment de LUMLEY et al. (1973) ont découvert une plage dans la grotte du Lazaret (Nice) entre 20,50 et 21,20 m, plage qu'ils datent aussi du grand interglaciaire Mindel-Riss, vers 22-25 m.

En conséquence, ces données permettent d'avancer un âge Mindel-Riss pour le niveau que nous admettons en Sardaigne entre 15 et 25 m.

C. 2. Le niveau de 65 m (fig. 1.7.2.)

Dominant le niveau de 20 m, deux replats côtiers ont été repérés d'une part sur l'Asinara (Punta Capone) entre 65 et 70 m et d'autre part, en Nurra occidentale, au sud du Monte Rugginosu, où des galets de quartz à émoussé marin ont été

récoltés sur un replat à 65 m.

A notre connaissance aucun niveau semblable n'a jamais été signalé ni en Corse, ni en Sardaigne. BLANC (1962) observe le Sicilien à 55 m aux environs de Rome, G. CHOUBERT (1962) signale la ligne de rivage du Maarifien, à 55-60 m au Maroc, ces deux niveaux correspondraient à l'interglaciaire Gunz-Mindel.

Aussi, nous ne proposons, pour ce niveau de 65-70m, un âge Gunz-Mindel, qu'avec beaucoup de réserves.

D. Les niveaux post-tyrrhéniens II

D.1. Le niveau de 1-2 m

Sur la côte de la Gallura occidentale, nous avons observé à plusieurs reprises, en contre-bas de la plage du Tyrrhénien II (5 m) un replat situé vers 1 à 2 m.

La datation de ce replat nous pose un problème car nous n'y avons retrouvé aucun fossile et, en outre, il est fort érodé par la mer. La seule chose que l'on puisse affirmer est qu'il est postérieur au Tyrrhénien II.

Sur la côte orientale, DIENI et MASSARI (1966 et 1973) signalent un niveau à + 2m précédant la plage du dernier interglaciaire, niveau qu'ils supposent appartenir au Tyrrhénien III (Interstade Würm I-Würm II).

COMASCHI-CARIA (1968) décrit à Cagliari et dans le Sinis (Sardaigne occidentale) un niveau vers 2-3 mètres contenant une faune chaude appauvrie qu'elle range également dans le Néotyrrhénien (WI-WII).

En Corse, OTTMANN (1958) a plus d'une fois observé un niveau de 2 m précédant celui de 5 m. Il lui attribue un âge probable néotyrrhénien. Cependant, des datations absolues par C14 ont fourni ultérieurement des âges beaucoup plus récents pour certaines terrasses de 2 m en Corse : 23.100, 23.800, 24.100 et 35.000 ans B.P. (OTTMANN, 1969), ainsi que 27.900 (CONCHON, 1973 b).

Ces datations au carbone 14 relancent la discussion concernant la datation du niveau de 2 m dans ce secteur de la Méditerranée.

En effet, ces datations absolues suggèrent plutôt un âge néorthotyrrhénien (interstade $W_{II}-W_{III}$).

Cette transgression néotyrrhénienne a été signalée, par plusieurs auteurs, dans les prospections du plateau continental (voir 2ème partie). Cependant, d'après COTTECHIA et al. (1969), elle aurait atteint la cote de + 3, + 4 m en Italie du Sud, entre 37.000 ans et 27.000 ans B.P.

Un témoin de cette transgression vient d'être signalé pour la première fois sur les côtes françaises, dans le Languedoc, où BAZILE (1974) avance un âge de 29.650 ans B.P. pour un cordon littoral situé à la cote de 0 m.

La datation du niveau de + 1, + 2 m en Sardaigne, est donc, pour le moment, sans solution.

D.2. La transgression versilienne

A proximité de l'étang Pilo en Nurra nord-orientale, nous avons signalé un relief allongé haut d'un à deux mètres et dont la forme suggère un cordon littoral. L'absence de rubéfaction nous le fait considérer comme contemporain du maximum transgressif versilien (équivalent du Flandrien en Europe nord-occidentale), soit environ 6000 ans B.P.).

SEGRE (1969) a aussi observé un cordon versilien vers 1 à 2 m, à Cagliari. De même, BAZILE (1974), pour un cordon de 2 m dans le Languedoc, avance un âge de 6.500 à 5.300 ans B.P. Par contre, E. BONIFAY (1973) pense que sur les côtes françaises de la Méditerranée le zéro actuel a été atteint entre le VIe et le IIIe siècle avant notre ère, et qu'il n'a jamais été dépassé pendant l'Holocène.

De la transgression versilienne datent peut-être aussi les nombreuses dalles de beach-rock que nous avons souvent observées entre -0,50 et + 0,50 m et qui, aujourd'hui, sont érodées par la mer. Notons que c'est la première fois que des beach-rocks sont signalés en Sardaigne. Les beach-rocks sont décrits sur de nombreux rivages de Méditerranée. FIERRO et al. (1974) en ont observés sur la côte ligure où ils émergent jusqu'à 50 cm au maximum. Ils les considèrent comme contemporains du maximum de la transgression versilienne.

D.3. Les dépôts actuels

Outre ces beach-rocks versiliens en voie d'érosion, nous avons aussi observé des beach-rocks en formation. Au Capo Testa, par exemple, nous avons vu un morceau de poterie cimenté dans des dépôts de plage. Tandis que à la Punta dell' Acula et à la Costa Paradiso, ainsi qu'en Anglona, des dépôts de pente sont cimentés à leur arrivée à la mer sans avoir le temps d'être émoussés.

OTTMANN (1958) en signale sur le littoral corse à Argentella, au sud de Calvi : "Il est intéressant" dit-il " de noter la présence, dans la plage actuelle faite de graviers, de grandes dalles de conglomérat au niveau de la mer. Ces dalles sont actuelles et n'ont rien à voir avec les anciens niveaux marins du Quaternaire. On peut penser qu'il s'agit d'une formation de type beach-rock...".

T. ALEXANDERSSON (1972) a décrit les beach-rock en Méditerranée et y a noté des poteries et autres artefacts. Il pense que cette cimentation actuelle se fait en Méditerranée par précipitation de calcite magnésienne.

Une autre cimentation littorale actuelle est remarquable : il s'agit des travertins qui se développent au pied des falaises de grès calcaire. Sur la plage, ces travertins cimentent aussi les sédiments. Il s'agit alors d'un beach-rock à cimentation

continentale. Ce processus est très rapide : en effet, nous avons observé un débris de plastic emprisonné dans ce travertin.

Les algues *Tenarea tortuosa* appelées aussi *Lithophyllum tortuosum* sont responsables de la construction d'un trottoir (fig. 1.7.4.) qui s'avance en surplomb dans la zone de battement des marées. Cette construction porte aussi le nom de balcon. Nous l'avons observée à la Costa Paradiso, sur le littoral de la Colba (Gallura) mais surtout au Capo Testa. Y. BARBAZA (1970) en signale sur le littoral catalan.



Fig.1.7.4. Capo Testa.
Trottoir à Tenarea.

E. Conclusion

En conclusion, nos recherches nous ont permis de repérer en Sardaigne septentrionale, les témoins de six niveaux marins anciens auxquels nous attribuons, parfois avec des réserves, les âges suivants :

- | | |
|--|--|
| 1. niveau de 65 m | Günz-Mindel ? |
| 2. niveau de 20 m | Mindel-Riss ? (Tyrrhénien I) |
| 3. niveau de 0-1m | Riss II-Riss III?
(Tyrrhénien inférieur) |
| 4. terrasse de 2-5 m (0-10 m) | Tyrrhénien II (Riss-Würm) |
| 5. replat de 1-2 m | Tyrrhénien III (W ₁ -W ₂)
ou
Neorthotyrrhénien (W ₂ -W ₃). |
| 6. cordon littoral à
1-2 m
Beach-rock à + 0,5 m | Maximum de la transgression
versilienne (flandrienne). |
| 7. Beach-rock actuel
Trottoir à Tenarea
Travertins | Niveau actuel. |

II. Les dépôts éoliens

La majeure partie de la bordure septentrionale de la Sardaigne est recouverte de dépôts éoliens d'âge quaternaire. Nous y avons distingué trois générations bien distinctes :

- A. les dunes actuelles et holocènes.
- B. les dépôts würmiens.
- C. les dépôts prétyrrhéniens.

La carte des dépôts éoliens (figure 1.7.5.) montre que ceux-ci sont allongés vers le sud-est en Sassarese et Anglona, vers l'est, en Gallura occidentale. De plus, dans la dépression du Bas-Coghinas, les épandages sableux se retrouvent presque uniquement sur le versant oriental, exposé aux vents du nord-ouest.

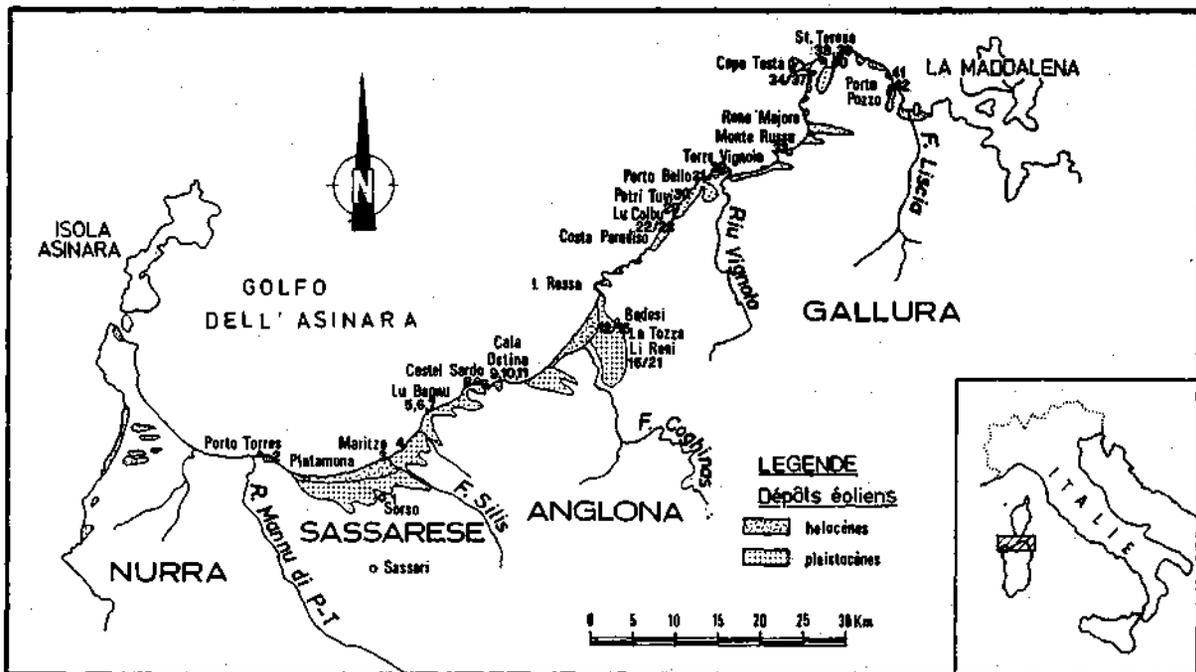


Fig.1.7.5. : Carte des dépôts éoliens. (D'après G. Fierro et A. Ozer, 1974).
Les numéros correspondent aux échantillons prélevés pour l'étude de minéraux lourds.

Cette répartition indique que ces apports éoliens ont été engendrés par les vents puissants du nord-ouest dénommés Maestrale, vents qui, au voisinage des Bouches de Bonifacio, sont canalisés vers l'est.

L'absence, ou le faible développement de placages éoliens sur la partie occidentale du golfe de l'Asinara (à l'ouest de Porto Torrès) s'explique aisément : cette partie du littoral n'était pas soumise, durant le Quaternaire, aux vents du nord-ouest dont elle était protégée par les monts de l'île de l'Asinara. Les seuls dépôts éoliens observés en Nurra orientale ont été amenés depuis la côte occidentale par des vents d'ouest. Ils ont dû franchir la crête d'interfluve entre le golfe de l'Asinara à l'est et la Méditerranée à l'ouest.

En Gallura septentrionale, à l'est de Santa Teresa, les dépôts éoliens sont aussi limités en extension. Comme déjà dit, ils ont été engendrés par des vents d'est, ceux-ci étaient moins puissants que le Maestrale.

A. Les sables actuels et holocènes

Les dépôts éoliens actuels sont limités surtout au littoral de Sorso et du Bas-Coghinas où ils se présentent en dunes longitudinales orientées respectivement N 124°E et N 122°E. En Gallura occidentale, d'importants placages s'observent de part et d'autre du Monte Russu et sont orientés ouest-est.

Dans la région de Sorso, plusieurs coupes nous ont permis de repérer l'existence de sable holocène séparé des dunes actuelles par un sol caractérisé par de fréquents artéfacts, témoins de l'occupation néolithique.

B. Les sables du Würm

La plate-forme d'abrasion du Tyrrhénien II est souvent surmontée par d'imposants dépôts de grès calcaire d'origine éolienne contemporain des phases régressives du Würm.

La teneur en calcaire de ces grès est élevée (de l'ordre

de 50%) et est due à de nombreux débris d'organismes marins (algues calcaires, débris de coquillages, foraminifères, piquants d'oursin...) que le vent a remaniés et accumulés sur les contreforts actuels du littoral.

L'analyse des minéraux lourds (fig. 1.7.6.) (FIERRO et OZER, 1974) a montré des minéraux allochtones parfois en grande abondance. La comparaison avec les provinces pétrographiques sédimentaires décrites dans le golfe de l'Asinara (fig.1.7.7.) et dans les Bouches de Bonifacio (G. FIERRO, 1970), nous permet d'affirmer que les grès wûrmiens sont en étroite relation avec les fonds aujourd'hui submergés. Ainsi, par exemple, la présence d'andalousite et de sillimanite dans les dunes wûrmiennes de l'Anglona, prouve qu'une partie de la "province de l'Asinara"- caractérisée par les minéraux du métamorphisme - était émergée.

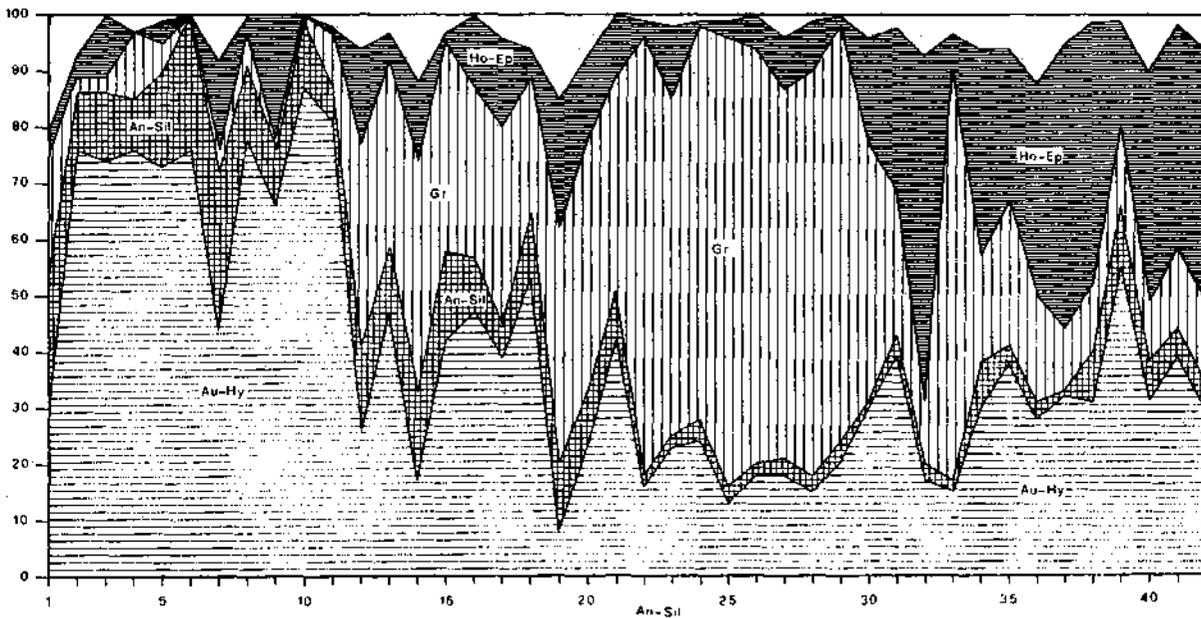


Fig.1.7.6. Principales associations de minéraux lourds dans les dépôts éoliens.
 En abscisse, les numéros des échantillons; en ordonnée les pourcentages cumulatifs.
 Au-Hy = augite-hypersthène; Gr = grenat;
 An-Sil = andalousite-sillimanite; Ho-Ep = hornblende-épidote.

Cela nous permet d'évaluer, dans une certaine mesure, la zone d'extension minimale des régressions au cours du Würm.

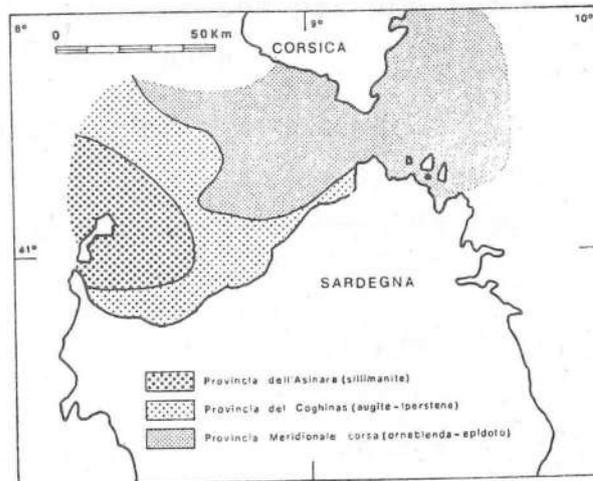


Fig.1.7.7. Les provinces pétrographiques sédimentaires du Golfe de l'Asinara et des Bouches de Bonifacio (G. Fierro, 1970).

Les courbes granulométriques présentent généralement un mode bien marqué entre 297 et 420 μ . Le classement de ces sables est souvent médiocre, ce qui est dû sans doute, soit à un mélange d'apports locaux, soit à un remaniement ultérieur.

L'action éolienne a aussi modelé les grains de quartz qui, généralement, sont émoussés-mats.

Enfin, dans ces grès, des stratifications entrecroisées sont souvent remarquables.



Fig.1.7.8.: Stratification entrecroisée. Grès éolien d'âge würm (Anglona).

Par ailleurs, nous avons souvent repéré dans les accumulations post-tyrrhéniennes, l'existence d'au moins trois paléosols bruns caractérisés par une forte diminution des teneurs en calcaire et en feldspath.

Le premier de ces paléosols est développé directement sur la plage du Tyrrhénien II et sans doute est-il contemporain de la fin de l'interglaciaire Riss-Würm. Sa coloration est de l'ordre de 7,5 YR.

Il est surmonté par un épisode de grès éolien généralement peu épais à la base duquel on retrouve de grands morceaux plats de coquilles et un faible pourcentage de grains émoussés-luisants.

Ces indices témoignent de la proximité du rivage et donc d'une régression limitée de la mer. Sans doute, s'agit-il de la régression du Würm I qui, selon le schéma proposé par BONIFAY (1973), aurait été assez limitée.

Ensuite on observe un second paléosol moins rubéfié que le précédent (10 YR), dans lequel on rencontre souvent des éléments du grès éolien sous-jacent non digérés. Le développement de ce paléosol est nécessairement lié à un arrêt des apports éoliens et à un climat plus chaud et humide. Sans doute est-il contemporain de l'interglaciaire WI-WII qui, en Méditerranée, a été marqué par un mouvement positif de la mer : la transgression du Néotyrrhénien.

Cet horizon rubéfié est à son tour surmonté par une nouvelle accumulation de grès éolien peu épaisse mais plus importante que le premier ensemble dunaire. Nous le supposons contemporain de la régression du Würm II, qui aurait eu une amplitude de l'ordre de 50 m (BONIFAY, 1973).

Un troisième paléosol repose sur le second ensemble dunaire. Il est plus rubéfié que le précédent et sa coloration atteint des valeurs de l'ordre de 7,5 YR. Ce paléosol correspondrait ici aussi à un arrêt des apports éoliens lié à un réchauffement climatique et à une remontée du niveau de la mer. C'est vraisemblablement la transgression du Néorthotyrrhénien

(interstade WII-WIII.) qui est généralement située entre 37000 et 27000 ans.

Enfin, un dernier ensemble éolien est particulièrement bien développé. Sa puissance peut localement dépasser 30 mètres. Cette importance des dépôts éoliens doit être mise en relation avec l'ampleur de la régression du WürmIII qui, comme nous le verrons dans la seconde partie, a atteint la cote de -130 m il y a environ 20.000 ans. La majeure partie de la plate-forme continentale était alors découverte et soumise aux vents du Maestrale.

Signalons que ce dernier ensemble dunaire peut localement être interrompu par de petits horizons légèrement rubéfiés. Ces sols peu évolués indiquent peut-être de légères oscillations climatiques comme le WIII-WIV par exemple.

En synthèse, nous pouvons proposer la chronologie suivante et la paralléliser à la stratigraphie adoptée en Europe occidentale.

Plate-forme 5 m 1er Paléosol 7,5 YR	Tyrrhénien II	Eem
1er ensemble dunaire	Würm I	
2° Paléosol 10 YR	Néothyrrhénien	Brörup-Odderade?
2° ensemble dunaire	Würm II	
3° Paléosol 7,5 YR	Néorthothyrrhénien	Arcy-Stillfried B
3° ensemble dunaire	Würm III	

Signalons que BLANC-VERNET (1973) par l'étude de carottes prélevées en Méditerranée, observe plusieurs réchauffements au cours du Würm et notamment un réchauffement marqué qui serait contemporain de l'interstade de la Salpêtrière ou du sol de Stillfried B.

Or, E. JUVIGNE (1976) dans son tableau stratigraphique du Quaternaire belge, place l'interstade Arcy-Stillfried B entre 30.000 et 27.000 ans, date qui concorde avec les datations absolues obtenues sur plusieurs rivages du Néorthotyrrhénien.

MAXIA et PECORINI (1968), dans leur synthèse sur le Quaternaire sarde, indiquent que les dépôts éoliens du Würm peuvent contenir jusqu'à trois paléosols et que, peut-être, ils sont contemporains de variations climatiques interstadiales.

OTTMANN (1958) décrit en Corse des grès éoliens semblables. Il y reconnaît deux ensembles séparés par une veine de limons et de brèches rouges. Il date ces deux dépôts éoliens du Würm 1 et du Würm 2.

Ces épandages éoliens quaternaires sont, par ailleurs, chose fréquente en Méditerranée. Ils ont été observés au Maroc, aux Baléares, à Malte, en Sicile, au sud de l'Italie, en Israël, au Liban ...

C. Les sables pré-tyrrhéniens II.

Des apports éoliens antérieurs au Tyrrhénien II ont déjà été signalés dans la région d'Alghero où ils sont particulièrement bien développés (PECORINI, 1954), dans le Sinis par COMASCHI-CARIA (1954) et en Sardaigne sud-occidentale par PALMERINI et ULZEGGA (1969).

Nous avons retrouvé cette formation éolienne à Platamona où elle a de 7 à 9 m de puissance et à San Pietro a Mare (2 mètres d'épaisseur). Dans ces deux localités, ces dépôts sont intercalés entre deux plages fossiles et témoignent donc d'une régression que nous avons attribué au Riss III.

Au Capo Testa, la plage du Tyrrhénien II repose sur un grès éolien.

Nos observations confirment donc celles de nos collègues de Cagliari.

En outre, nous avons repéré dans l'arrière pays de Sorso des placages de sables éoliens intensément rubéfiés (5 YR), sans doute datent-ils d'un épisode quaternaire plus ancien encore.

III. Les cannelures

Notre attention a été retenue par des structures particulières taillées dans les grès du Quaternaire. Il s'agit de cannelures parallèles et disposées horizontalement.

Nous avons systématiquement relevé leur orientation qui, chaque fois, a été signalée dans les descriptions régionales qui précèdent. La carte n° 1.7.9. présente la synthèse de ces observations.

Ces cannelures sont de deux types suivant le matériel dans lequel elles sont développées :



Fig.1.7.10. Cala Sambuco. Cannelures développées dans un grès éolien.

a) dans les grès éolien

Dans les grès éoliens (fig. 1.7.10), les cannelures sont de section cylindrique et ont généralement 1 à 2 cm de diamètre. Nous les avons relevées à diverses altitudes, au maximum à 60-65 m dans l'arrière-pays de la Cala Sambuco (est de Santa Teresa).

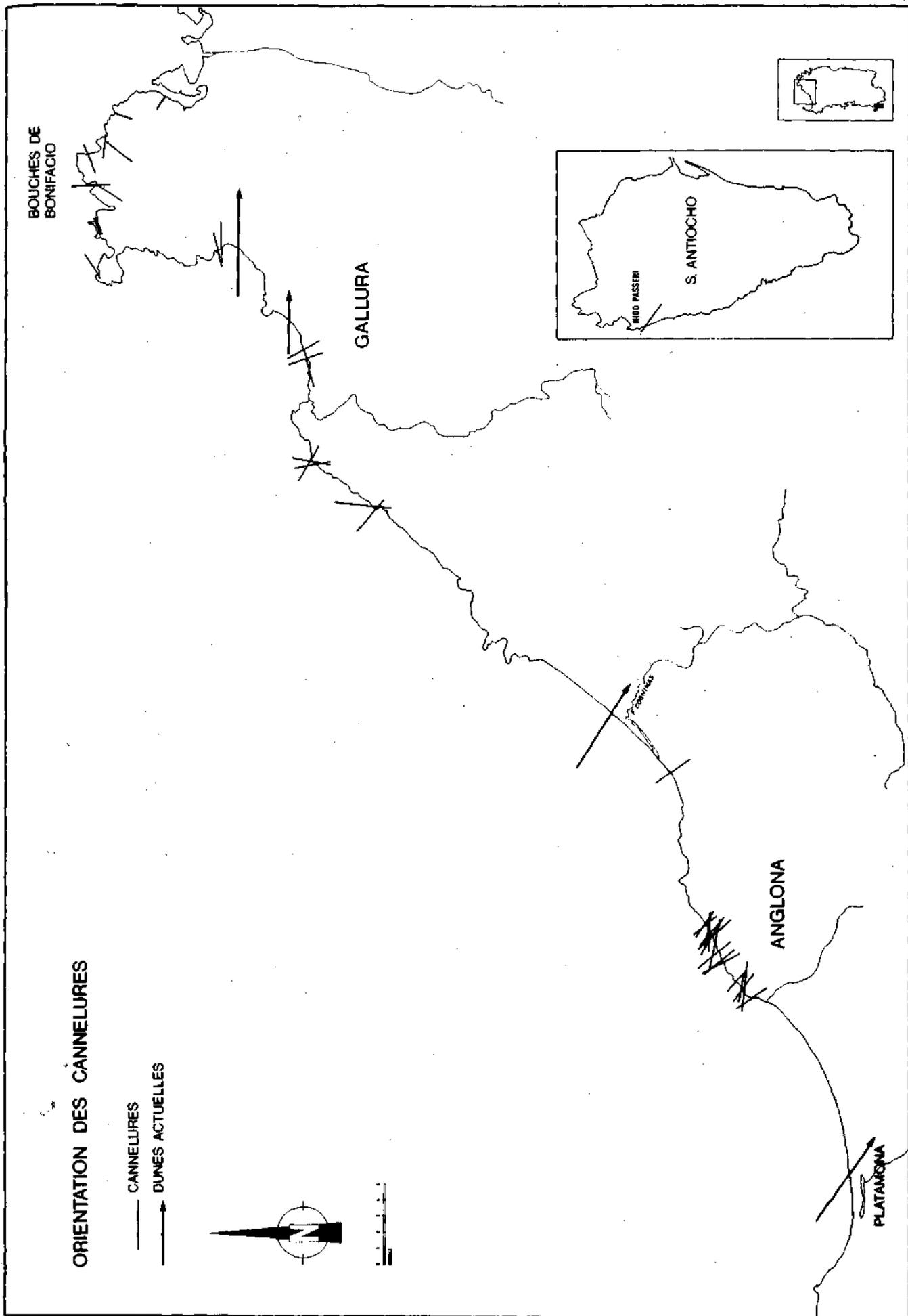


Fig. 1.7.9. - Orientation des cannelures (Sardaigne septentrionale et San Antonio).

Comme le montre la carte, en Anglona, ces cannelures sont principalement orientées NO-SE (et accessoirement E-O) alors qu'au nord de Rena Majore elles se présentent suivant une direction O-E. Par contre, en Gallura septentrionale elles sont allongées soit est-ouest, soit NNE-SSO.

Il apparaît donc que ces cannelures sont souvent orientées parallèlement au vent dominant. Ce fait est remarquable en Anglona notamment, où, à quelques exceptions près, elles sont parallèles aux dunes longitudinales développées sur les littoraux de Sorso (à l'ouest) et du Bas-Coghinis (à l'est).

Sur l'île de San Antiocho (sud-ouest de la Sardaigne), nous les avons aussi remarquées dans des grès éoliens, au lieu-dit Nido Passeri où elles sont allongées vers N 125°E, direction du Maestrale qui, là aussi, est le vent dominant.

Ce parallélisme, en gros, entre le vent dominant et l'orientation des cannelures nous amène à envisager le vent comme agent érosif responsable de ces formes. Il s'agirait de rigoles de déflation. D'autre part, on peut aussi envisager une cimentation différentielle développée suivant certains axes parallèles à la direction du vent.

Des lames minces ont été réalisées dans ces cannelures mais n'ont laissé apparaître aucune cimentation externe, ni aucun changement dans la granulométrie.

b) Dans les grès de plage

Dans les grès de plage (fig.1.7.11), la genèse des cannelures semble différente. Elles sont disposées perpendiculairement au rivage, leur taille est plus grande et, comme le montre la photo 1.7.12, elles ont pu être déviées par un obstacle tel un bloc, pour ensuite reprendre leur cours. Leur développement est sans doute lié à l'érosion des vagues comme le propose le Professeur PAREA de l'Université de Modène qui vient de nous communiquer son avis au sujet de ces structures.



Fig.1.7.11.-Lu Bagnu (Anglona). Cannelures développées dans un grès de plage.



Fig. 1.7.12. - Santa Teresa di Gallura. Cannelures déviées par des galets de granite.

Il en a observé sur les plages de Toscane et il pense qu'elles sont dues à l'action érosive de l'onde. Par contre il ne croit pas que le vent ait pu engendrer de telles formes, tout au plus a-t-il contribué à mettre en évidence une structure préexistante. Il estime que ces formes sont dues à une cimentation différentielle liée à l'écoulement de l'eau au travers de ces sables. Cet écoulement serait influencé par des modifications locales dues à des structures sédimentaires telles que des strates ou la rencontre d'obstacles.

Nous avons aussi observé, dans la zone intertidale, sur des beach-rocks, des rigoles actuellement en formation (Nurra occidentale/Maritzza, Sorso) (fig.1.7.13).



Fig.1.7.13. - Nurra - Rigoles d'érosion actuelle.

Par contre, ZENKOVITCH (1967, p. 590), montre sur une plage sableuse actuelle, des creux allongés dus à la déflation et liés à la présence de galets. Peut-être est-ce l'ébauche de cannelures ?

Le problème est posé; nous persistons cependant à croire pour notre part que, dans les grès éoliens, les cannelures témoignent d'une action de déflation.

T A B L E D E S M A T I E R E S

Ier volume

- Remerciements	p. 2
- Avant-propos	p. 6
- Objet de cette étude	
- Plan de cette étude	
- Introduction	p. 10
I. Situation	p. 11
II. Le climat	p. 12
III. Les grandes unités lithologiques de la Sardaigne	p. 16
IV. L'occupation de la Sardaigne par l'homme	p. 21
V. Etat des connaissances sur les transgressions marines du Quaternaire en Sardaigne	p. 23
VI. Les techniques sédimentologiques employées	p. 33
VII. Les documents utilisés	p. 40

I^{ère} partie

LA MORPHOLOGIE COTIERE

Introduction	p. 41
<u>Chapitre I</u>	
- <u>Le littoral de l'Anglona</u>	p. 42
I. Description des coupes	p. 42
II. Conclusions concernant l'Anglona	p. 88
<u>Chapitre II</u>	
- <u>La dépression du Bas-Coghinas</u>	p. 94
A. <u>Partie occidentale de la dépression</u>	p. 95
A ₁ : Dépôts de l'intérieur	p. 95
A ₂ : Dépôts littoraux	p. 97

B. <u>Partie orientale de la dépression</u>	p. 103
B ₁ : Les dépôts holocènes et actuels	p. 103
a) Formations marines	p. 103
b) les dunes littorales	p. 105
B ₂ : Les formations pléistocènes	p. 107
C. Conclusions	p. 130

Chapitre III

- <u>Les côtes de Gallura</u>	p. 134
A. La Gallura nord-occidentale	p. 135
B. Le versant septentrional	p. 182
C. Conclusions	p. 194

Chapitre IV

<u>Le littoral du Sassarese</u>	p. 198
I. <u>Le littoral de Sorso</u>	p. 198
A. <u>Les dépôts éoliens</u>	p. 198
1) les dunes littorales actuelles	p. 198
2) les autres épandages dunaires	p. 200
a. Les sables holocènes	p. 200
b. Les sables pléistocènes	p. 202
B. <u>L'évolution du littoral au cours du Quaternaire</u>	p. 204
C. <u>Le littoral actuel de Sorso</u>	p. 214
Etude des galets	p. 214
Conclusions	p. 221
II. <u>Le littoral de Porto-Torres</u>	p. 226
A. La terrasse du Tyrrhénien II	p. 227
B. Les dépôts du Würm	p. 228
C. Le modelé des côtes	p. 229
D. Synthèse	p. 229

Chapitre V

- <u>La Nurra septentrionale</u>	p. 231
A. <u>La bordure du Golfe de l'Asinara</u>	p. 234
1) Le cordon actuel	p. 234
2) Un cordon littoral versilien ?	p. 237
3) Le littoral du Tyrrhénien II	p. 238
4) Conclusions	p. 243
B. <u>Le versant occidental de la Nurra</u>	p. 244
1) Les dépôts du Tyrrhénien II et du Würm	p. 244
2) Les replats littoraux	p. 249
3) Conclusions	p. 251
C. <u>Le versant oriental de la presqu'île de Stintino</u>	p. 251

Chapitre VI

- <u>L'Asinara</u>	p. 253
A. Le niveau du Tyrrhénien II	p. 253
B. Le niveau de 20-25 m	p. 254
C. Le replat de 65-70 m	p. 256

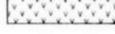
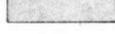
Chapitre VII

- <u>Conclusions</u>	p. 257
I. <u>Les niveaux marins</u>	p. 257
A. Le Tyrrhénien II	p. 257
A ₁ Le Tyrrhénien II en Sardaigne	p. 259
A ₂ Le Tyrrhénien II dans le monde méditerranéen	p. 262
B. Le niveau marin pré-Tyrrhénien II	p. 263
C. Les replats plus élevés	p. 264
C ₁ Le niveau de 20 m	p. 264
C ₂ Le niveau de 65 m	p. 266

D. Les niveaux post-Tyrrhénien II	p. 267
D ₁ Le niveau de 1-2 m	p. 267
D ₂ La transgression versilienne	p. 268
D ₃ Les dépôts actuels	p. 269
E. Conclusion	p. 271
II. <u>Les dépôts éoliens</u>	p. 271
A. Les sables actuels et holocènes	p. 273
B. Les sables du Würm	p. 273
C. Les sables pré-Tyrrhénien II	p. 278
III. <u>Les cannelures</u>	p. 279
T A B L E D E S M A T I E R E S	p. 284

NURRA SEPTENTRIONALE

LES DEPOTS QUATERNAIRES

-  LAGUNE ACTUELLE
-  LAGUNE HOLOCENE
-  CORDON LITTORAL ACTUEL
-  CORDON LITTORAL VERSILIEN
-  CORDON LITTORAL TYRRHENIEN II
-  FACIES LAGUNAIRE TYRRHENIEN II
-  FALAISE MORTE TYRRHENIEN II
-  GRES EOLIEN WURM

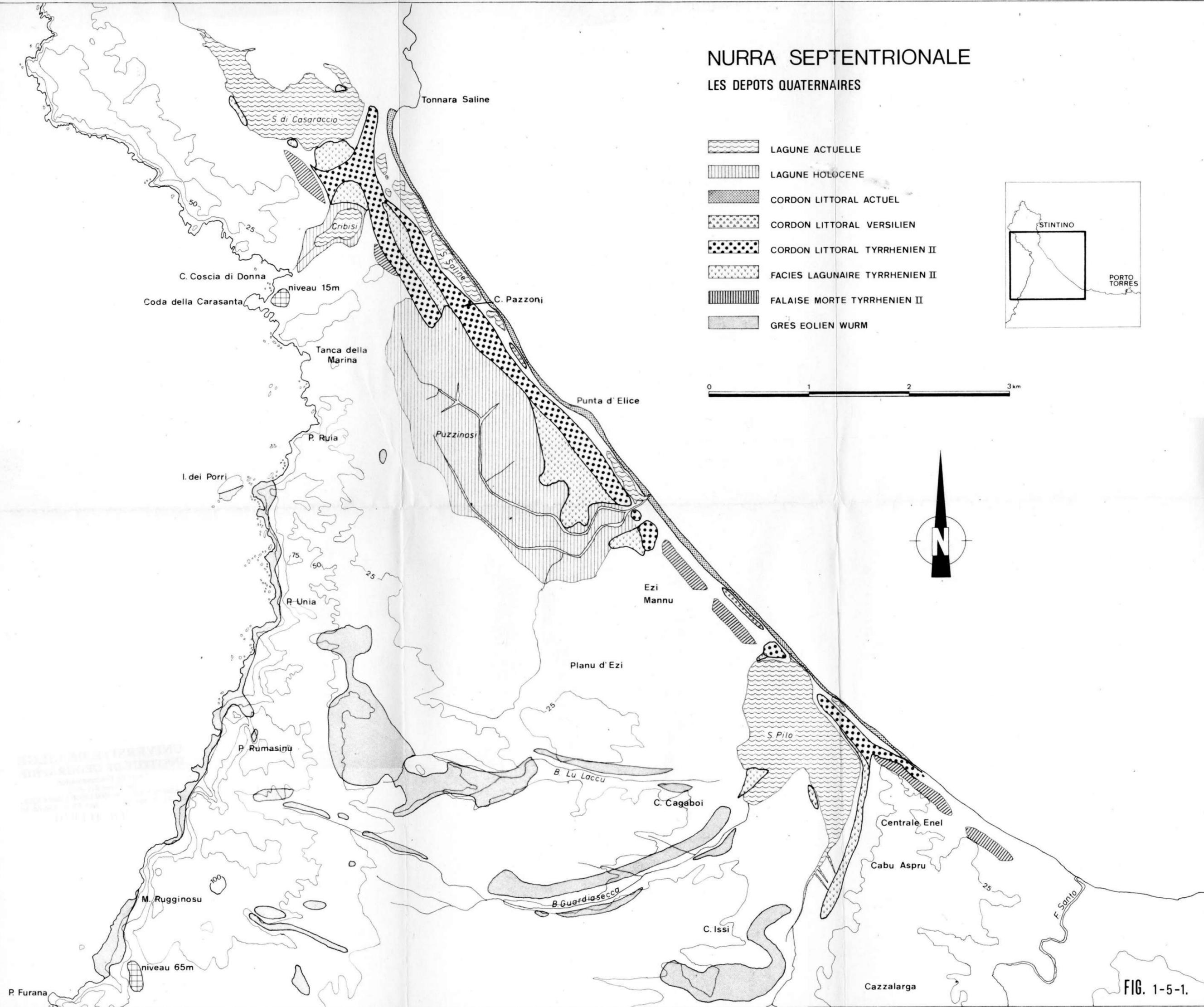


FIG. 1-5-1.

UNIVERSITE DE LIEGE
FACULTE DES SCIENCES

André OZER

**GEOMORPHOLOGIE DU VERSANT SEPTENTRIONAL
DE LA SARDAIGNE**

*Etude des fonds sous-marins, de la morphologie côtière
et des terrasses fluviales*

Ile Partie

**La morphologie de la plate-forme continentale
Les Bouches de Bonifacio et le Golfe de l'Asinara**

EPREUVE DE DOCTORAT EN
SCIENCES GEOGRAPHIQUES

1976

IIe partie

La morphologie de la plate-forme continentale

Les Bouches de Bonifacio

et le Golfe de l'Asinara

I INTRODUCTION

=====

Lors de l'étude des terrasses marines du versant septentrional de la Sardaigne et des dépôts éoliens qui y sont associés, nous avons fréquemment fait appel à des périodes pendant lesquelles le niveau marin était bien inférieur au niveau actuel. Des portions importantes du plateau continental ont, en effet, été découvertes pendant de longues périodes du Quaternaire et ont donc été soumises à une érosion subaérienne. En témoignent, par exemple, de nombreuses vallées submergées, la récolte, loin des côtes, de galets à façonnement fluviatile et la présence de reliefs structuraux actuellement sous-marins tels que cuestas et hogbacks de plusieurs mètres de haut et retrouvés jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 150 mètres.

La succession des phases marines transgressives et régressives s'est aussi marquée par des stationnements du niveau de la mer à diverses profondeurs, stationnements qui ont permis la formation de cordons littoraux associés à des lagunes, ou encore de falaises précédées par une plate-forme d'abrasion* parfois associée à des cordons.

Pour mener à bien l'étude de la plate-forme continentale, nous avons, dans un premier temps, réalisé l'interprétation géomorphologique des cartes bathymétriques. Réalisées par l'Istituto Idrografico della Marina, ces cartes ne présentent qu'une synthèse de données nombreuses et précises dont le détail est réservé à un usage militaire restreint. Les cartes bathymétriques qui existent dans le commerce sont donc exactes mais volontairement incomplètes tout en couvrant largement les besoins de la navigation. L'interprétation de ces cartes est donc parfois malaisée. Celle que nous

* : Dans le texte qui va suivre, nous considérons comme terrasses marines, les plate-formes d'abrasion submergées associées à des falaises (et) ou parfois à des cordons. Par contre, le terme replat désignera une forme plane non accompagnée de falaise et de cordon et dont l'origine marine n'est pas certaine.

donnerons plus loin a cependant été aidée par la consultation de plusieurs documents bathymétriques plus détaillés et notamment de cartes réalisées par G. FIERRO suite à une campagne océanographique effectuée en 1964.

Pour vérifier notre interprétation de ces cartes, une campagne océanographique a été menée et une série de profils sismiques a été réalisée avec l'appareil "Mud-Penetrator" (sondeur de vase). Le dépouillement des profils nous a donné des indications précises sur la bathymétrie et sur l'épaisseur des dépôts vaseux (seules formations pénétrables par les ondes émises) et nous a permis de repérer de nombreuses formes littorales submergées.

Des dragages ont aussi été réalisés et des sédiments très intéressants ont été recueillis. Par exemple, un grès de plage provenant d'une profondeur de 70 m ou bien encore des galets à façonnement fluvial. Ces sédiments, auxquels sont venus s'ajouter d'autres récoltés lors de campagnes précédentes par G. FIERRO de l'Université de Gênes, en 1964, et par M. GENNESSEUX de l'Université de Paris VI, en 1970, ont confirmé de manière indiscutable ce qui n'était jusqu'alors qu'interprétation.

L'ensemble de ces prospections nous a permis ainsi de retrouver et de définir une série de 14 niveaux marins submergés compris entre -5 m et -157 m, ce qui constitue une des successions les plus complètes de la Méditerranée occidentale.

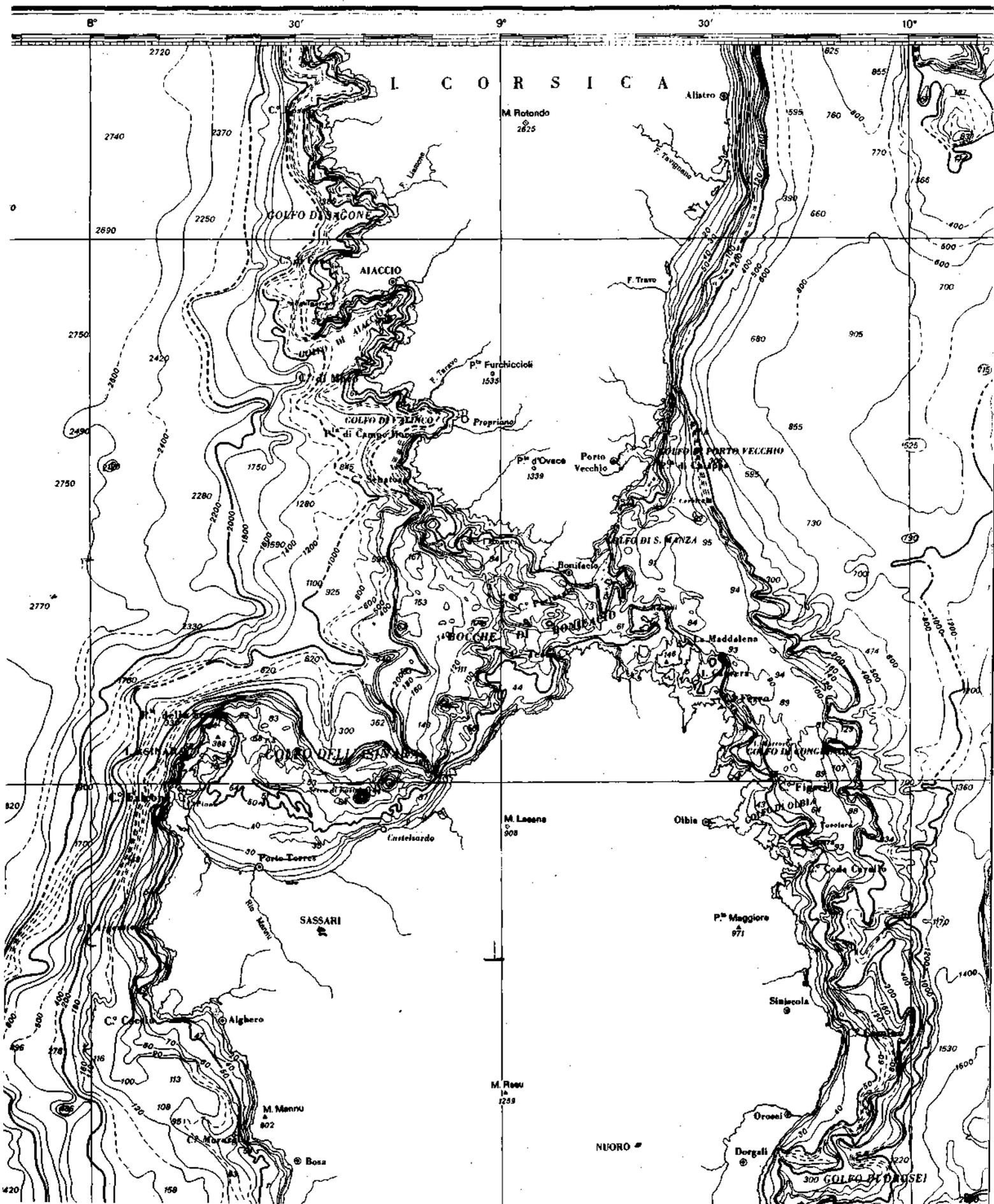


Fig. 2,A : Le Golfe de l'Asinara et les Bouches de Bonifacio (extrait de la carte 1502/IIM).

II HISTORIQUE

=====

L'étude du plateau continental sarde n'a, jusqu'à présent, retenu l'attention que de très peu de chercheurs. Pour mémoire, nous rappellerons l'expédition de G. MAZZARELLI réalisée en 1913, pour étudier la répartition des bancs de coraux. Signalons également le dragage occasionnel dans le golfe d'Olbia qui permit la récolte de plusieurs coquilles appartenant à une faune froide et notamment de *Cyprina islandica*. Ces fossiles furent attribués au Calabrien ou au Sicilien (A.C. BLANC, 1936). Il faut cependant attendre A.G. SEGRE pour voir apparaître les premières études poussées du plateau continental, avec la reconstitution paléogéographique de plusieurs secteurs de la plate-forme sarde : tout d'abord le golfe d'Olbia (1954) et ensuite, au sud de l'île, les golfes de Palmas, de Cagliari et de Quartu S. Elena (1969). Les Bouches de Bonifacio firent l'objet des investigations de D. NESTEROFF et P. ROA-MORALES (1957), qui y étudièrent la répartition des sédiments. Ensuite, G. FIERRO présenta les résultats d'une première campagne dans tout le secteur septentrional de l'île, avec, d'abord, une contribution à la morphologie des fonds sous-marins (1965), puis la répartition des sédiments (1969) et enfin la répartition des minéraux lourds (1970). Ce dernier travail a par ailleurs permis des corrélations entre les dépôts éoliens pléistocènes émergés et les sédiments submergés (G. FIERRO et A. OZER, 1974). G. FIERRO envisagea aussi l'écologie des bryozoaires dans ce même golfe (en collaboration avec E. ANNOSCIA, 1973).

G. FIERRO et ses collaborateurs (1974) présentèrent par la suite une étude sur la répartition des minéraux lourds au large de la Sardaigne orientale et méridionale.

Rappelons également les études micropaléontologiques de E. DI NAPOLI ALLIATA (1968, 1970) et de A. GANDIN (1970) sur des sondages réalisés dans le golfe de Cagliari, études qui mirent en évidence une faune d'âge holocène. Une étude semblable a été menée

dans le canyon de Castel Sardo et a abouti à des résultats comparables (E. DI NAPOLI ALLIATA et RUSCELLI-ORNESI, 1970).

M. GENNESSEUX (1972) a également apporté quelques informations nouvelles sur le golfe de l'Asinara. Celles-ci représentent les données préliminaires d'une recherche de géodynamique du massif sardo-corse basée sur de nouveaux profils sismiques, carottages ... effectués avec le navire Catherine-Laurence (station de Villefranche).

Pour être complet nous rappellerons aussi les observations intéressantes de G. BELLAN, R. MOLINIER et J. PICARD (1961) sur la morphologie du fond des Bouches de Bonifacio, à l'occasion de recherches zoologiques. Citons aussi la publication de M. SCACCINI CICATELLI (1960) qui a fait une description des grandes lignes de la bathymétrie du golfe de l'Asinara.

Ce sont là les rares travaux consacrés à la morphologie de la plate-forme continentale sarde et aux dépôts qui la recouvrent.

En mai 1974, une nouvelle campagne océanographique a été menée dans le secteur des Bouches de Bonifacio et du golfe de l'Asinara. Nous voudrions insister sur le fait que l'organisation et la mise sur pied de cette campagne résulte d'une étroite collaboration entre nous-mêmes et le professeur G. FIERRO et ses principaux associés, les docteurs F. FANUCCI et M. PICCAZZO, de l'Institut de Géologie de l'Université de Gênes. C'est le docteur M. PICCAZZO qui a dirigé cette croisière et qui a réalisé l'ensemble des prélèvements et profils de sismique superficielle. Cette campagne a pu se réaliser grâce à une subvention de l'OTAN (contrat n° 784) et grâce au concours du Consiglio Nazionale delle Ricerche qui a fourni le bateau de recherches : le "L.F. MARSILI". Le professeur G. FIERRO nous a confié l'étude des profils sismiques effectués au cours de cette croisière ainsi que celle des sédiments caillouteux qui ont été récoltés.

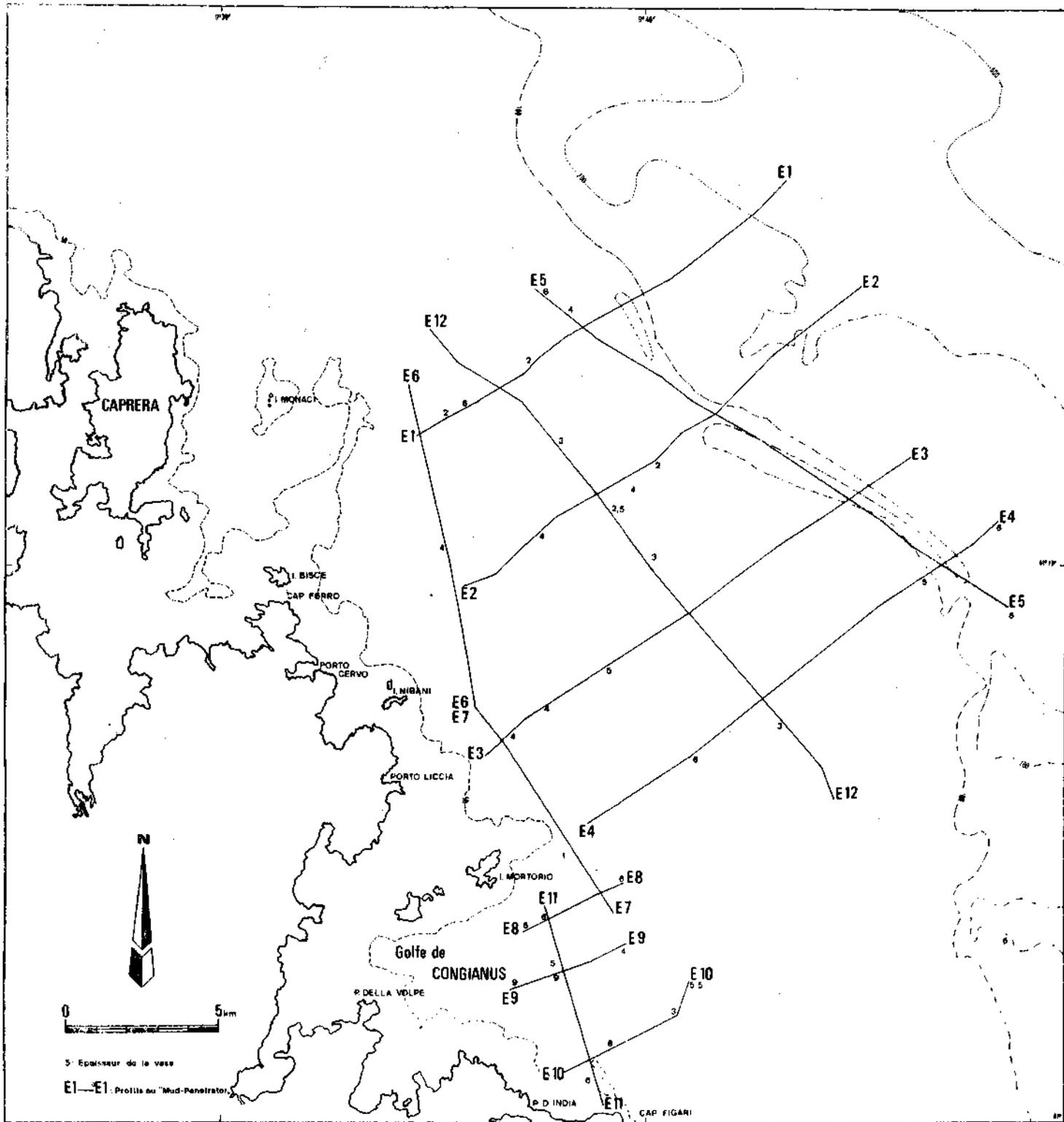


Fig. 2-1

Fig. 2,1 : Localisation des profils sismiques au sud-est des Bouches de Bonifacio.

III LES PROFILS SISMIQUES

=====

Près de 280 milles (500 km) de profils de sismique superficielle ont été effectués avec l'appareil MUD PENETRATOR (sondeur de vase). Ces profils ont été réalisés dans quatre secteurs de la plate-forme continentale de la Sardaigne septentrionale :

- 1) au sud-est des Bouches de Bonifacio,
- 2) dans le golfe de l'Asinara,
- 3) à l'est de Porto-Torrès,
- 4) à l'ouest des Bouches de Bonifacio.

1. Secteur sud-est des Bouches de Bonifacio

L'examen de la carte bathymétrique au 1/100.000 (IIM, n° 42) montre que, dans le secteur compris entre le Capo Figari au sud et l'île Santa Maria au nord, le plateau continental s'étire sur une largeur variant entre 13 et 18 km. Ce plateau est d'abord constitué par un relief assez accidenté à proximité de la côte, relief qui atteint ensuite assez rapidement la bathymétrie de 80 m. Au-delà, la plate-forme continentale est relativement plane et s'étend sur une largeur comprise entre 8 à 15 km jusqu'à la profondeur moyenne de 100 m.

L'interprétation morphologique d'une autre carte marine de diffusion restreinte et présentant un réseau plus dense d'indications bathymétriques nous a permis d'observer des faits nouveaux. Nous avons ainsi repéré, à l'altitude approximative de -95 -100 m, un faible relief allongé qui s'étire sur 16 km de long et que nous avons interprété comme un cordon littoral submergé. En outre, nous avons aussi observé, aux bathymétries respectives de -70 -80 m et de -57 -65 m, des formes allongées comparables, disposées perpendiculairement à l'axe de paléo-vallées submergées. Sans doute s'agit-il aussi de cordons littoraux, témoins d'autant de lignes de rivage.

Afin de confirmer ces interprétations préliminaires, une série de 12 profils sismiques a été réalisée au large de l'archipel de

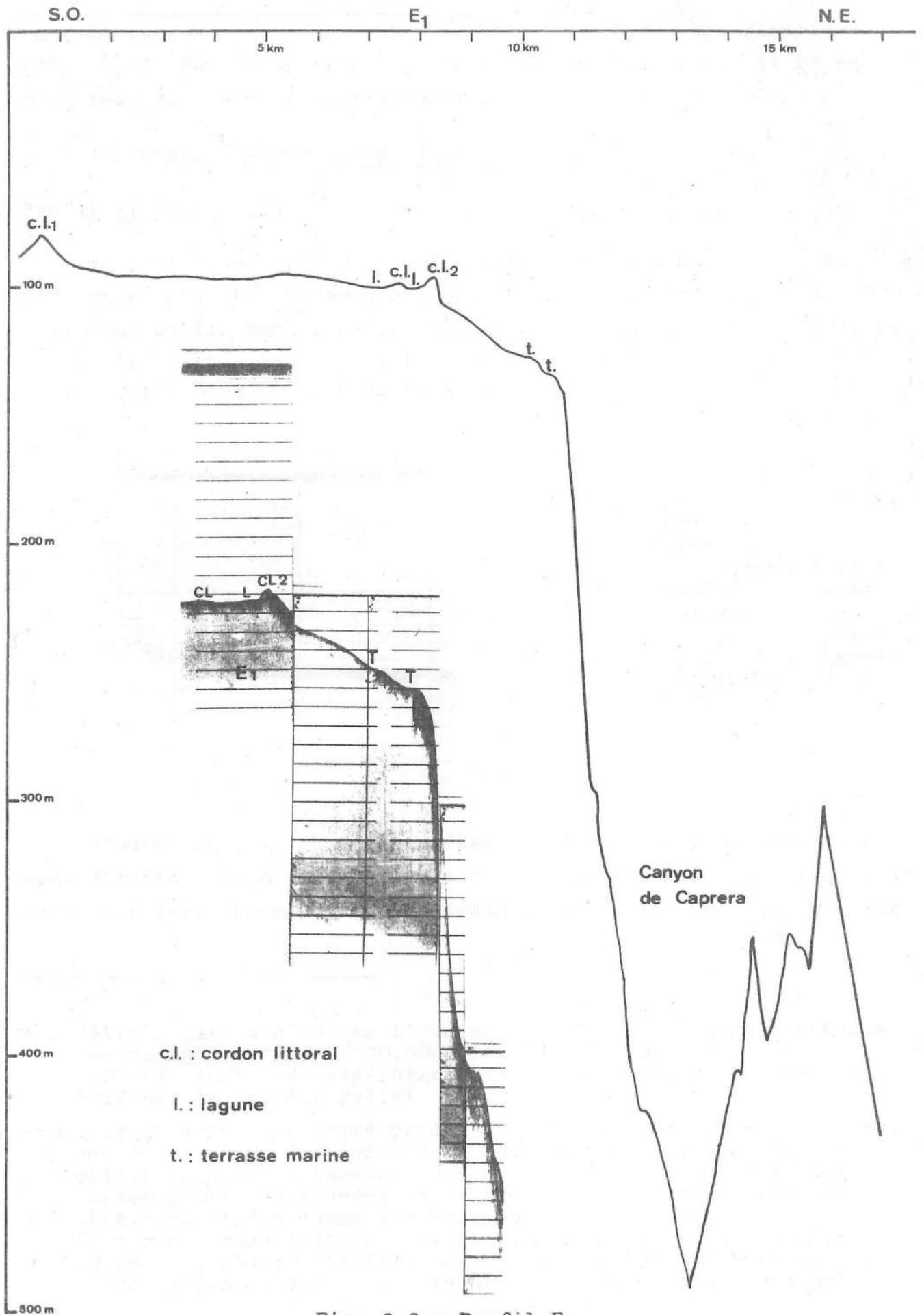


Fig. 2,2 : Profil E₁.

La Maddalena et du golfe de Congianus, au nord du Capo Figari (fig. 2,1). Parmi ces profils, les parcours E₁, E₂, E₃, et E₄ se sont révélés les plus intéressants :

a) Interprétation des profils

Profil E₁ (fig. 2,2)*

Ce profil, orienté S.O.-N.E., débute à l'est de la côte de Caprera et plus précisément à l'est des hauts-fonds des Bisce (-4, 5 m) et des Monaci (-3, 5 m). Au départ de ces hauts-fonds, la bathymétrie passe en moins de 300 m à la cote de -50 m. Le profil commence à 1500 m à l'est de l'isobathe de -50 m.

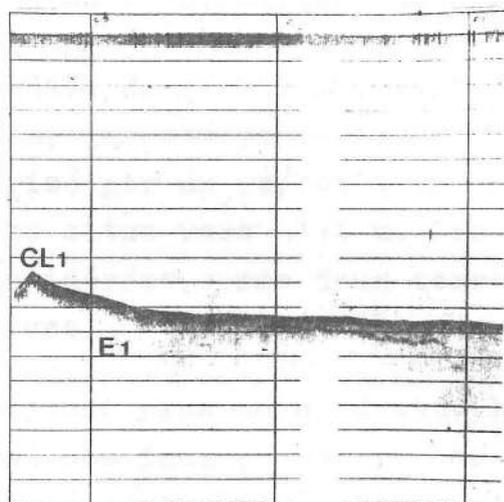


Fig. 2,3 : Début du profil E₁
Premier cordon littoral.
(La distance séparant deux lignes horizontales est de 7,5 m et celle entre deux lignes verticales est de 1 km).

D'ouest en est, la coupe présente d'abord une crête relativement étroite (200 m de large) qui culmine vers -79 m. Ce relief peut être considéré comme un ancien cordon littoral (CL₁)** qui, d'après

* : Cette figure schématise l'ensemble du profil étudié; l'échelle horizontale est du 1/100.000° et l'échelle verticale du 1/2000°, soit une exagération verticale de 50, ce qui met en évidence le moindre relief.

** : Nous interprétons comme cordon littoral chaque crête régulière, souvent symétrique, dont la hauteur dépasse rarement les 10 mètres et dont la largeur varie entre 10 et 300 mètres. Ces formes précèdent souvent de faibles dépressions qui peuvent être considérées comme des lagunes.
Le terme cordon littoral sera employé dans son sens le plus large : il pourra signifier autant une accumulation de plage, qu'un cordon de dunes littorales ou que des "offshore bars".

la carte bathymétrique, s'étirerait sur plus de 2000 m. Ce cordon domine un large plateau d'environ 7 km de large dont la topographie est très douce et dont l'altitude oscille entre -94 et -96 m pour atteindre à l'extrémité orientale la cote de -100 m. La partie terminale de la plate-forme est constituée par trois ondulations dominant de faibles dépressions. Les deux premiers reliefs ont une altitude relative d'un mètre, par contre le dernier (CL₂) est très bien marqué dans le profil, culmine à -94 m (altitude relative : +4 m) et est relativement étroit (200 m de large au maximum). Il s'agit de traces de cordons littoraux, celui de 94 m étant le plus évident. Ces trois cordons successifs témoignent de l'évolution du littoral. Quant aux faibles dépressions qu'ils délimitent, elles peuvent être interprétées comme d'anciennes lagunes.

Au-delà de ce cordon, la topographie se modifie brusquement et, en 1500 m, la cote passe de -94 à -128 m et atteint un endroit caractérisé par un replat bien net. Un autre replat encore mieux défini se situe vers -134 m. Ces deux formes subhorizontales peuvent être considérées comme deux terrasses marines, témoins de phases régressives.

Toujours plus au nord-est, le profil montre un profond canyon qui n'est pas indiqué sur la carte bathymétrique au 1/100.000e. La bathymétrie passe en 2,5 km de -134 m à -493 m (fond du canyon). Le versant occidental du canyon est très accidenté. Sans doute est-ce le recoupement oblique, par le profil sismique, de vallées sous-marines affluentes.

Les pentes observées le long de ce profil sont nulles ou très faibles sur le plateau continental. La profondeur y passe de -94 m à -100 m en 6 km, soit une pente de 1‰. Par contre sur le talus continental (versant occidental du canyon), la pente maximale rencontrée est de 33%, entre les isobathes de -180 et -280 m.

Quant à la sédimentation récente sur le plateau, elle doit être relativement faible : c'est ce que laisse supposer la présence d'un réflecteur sous 1 à 5 m de vase. (Rappelons que le mud-penetrator ne sait traverser que les sédiments vaseux).

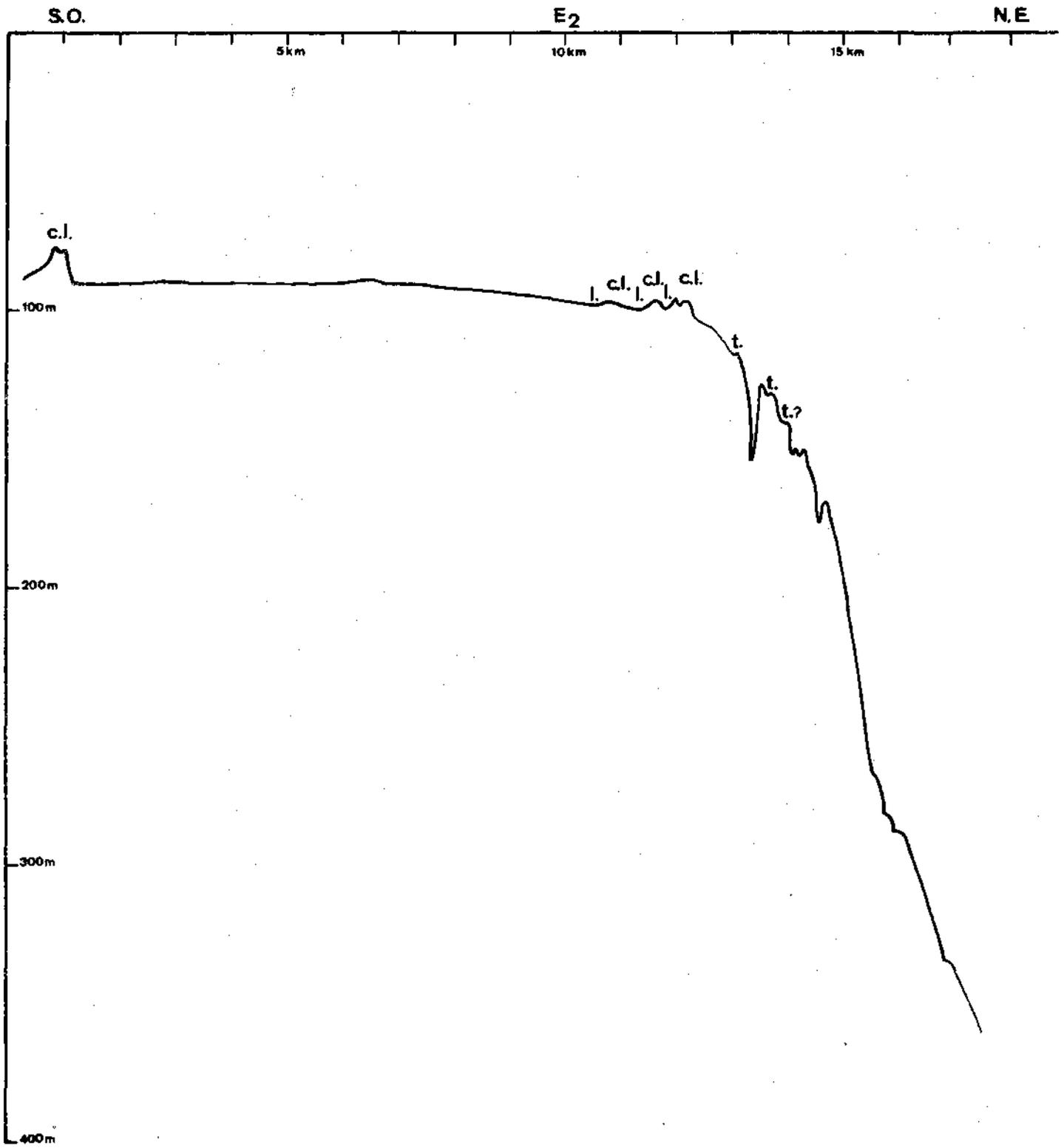


Fig. 2,4 : Profil E₂.

Profil E₂ (fig. 2,4)

Parallèle au précédent mais situé à 5 km plus au sud, ce profil débute 4 km à l'est du Capo Ferro. Le relief sous-marin entre la côte et le début de ce profil est assez tourmenté à proximité du littoral. A 1000 m du rivage, la profondeur atteint déjà localement -50 m. L'isobathe de -50 m est fort irrégulière, ce qui témoigne du passage de nombreuses vallées submergées et est en concordance avec la côte à rias qui caractérise le littoral nord-oriental de la Gallura.

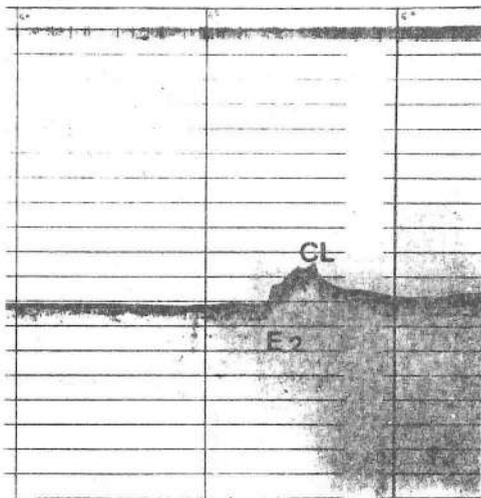


Fig. 2,5 : Début du profil E₂
(orienté N.E.-S.O.).

Le profil débute par une crête complexe (alt. : -78 m) (fig. 2,5) qui domine d'une dizaine de mètres un très vaste plateau subhorizontal. Cette crête multiple peut être considérée comme une succession rapprochée de cordons littoraux (fig. 2,5). D'après des données d'une carte bathymétrique inédite, ce relief se prolongerait sur 2,7 km. Par ailleurs, il se situe à la même altitude que le premier cordon repéré sur le profil précédent; il semble donc à première vue que ces deux cordons sont contemporains.

Vers l'est s'étire ensuite une plate-forme d'un peu plus de 11 km de large, qui se divise en trois parties :

a) Un premier tronçon, large de 6,3 km, est situé à l'altitude presque constante de -90 m. Le profil laisse apparaître de légères ondulations avec des dénivellations de l'ordre du mètre. Un horizon réflecteur est souvent visible sous 3 à 4 mètres de dépôts.

b) Un second tronçon montre une pente faible vers l'est. Son altitude passe de -90 m à -98 m en 3000 m (pente moyenne de 2,7‰).

c) Un dernier tronçon est constitué par une alternance de légers creux et de quatre crêtes dont certaines bien marquées. Ces crêtes étroites sont situées aux altitudes respectives de -97, -96, -95 et -96 m (fig. 2,6). Elles peuvent être considérées comme des cordons littoraux successifs faisant partie du même ensemble que celui observé à même altitude dans le profil précédent. Les dépressions délimitées par ces cordons peuvent aussi être interprétées comme autant de lagunes.

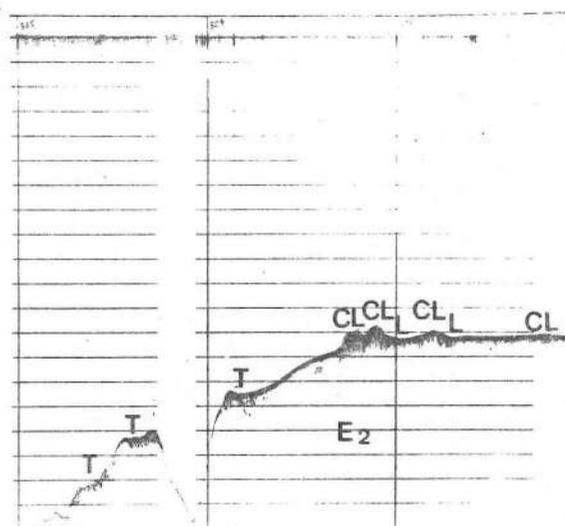


Fig. 2,6 : Profil E₂ (N.E.-S.O.)
Cordons littoraux et lagunes.

Au-delà de l'isobathe de -100 m, la topographie sous-marine se modifie brusquement. On note d'abord un replat situé à -115 m et bordé par une crête haute d'un mètre. S'agit-il d'un niveau marin plus profond (terrasse et cordon littoral) ? Ce relief n'est pas assez franc pour qu'on puisse être catégorique à ce sujet. Plus vers l'est s'observe une étroite vallée dont le fond atteint 155 m. C'est sans doute un affluent du canyon déjà observé plus au nord. Ensuite, le versant du talus continental présente un replat situé à -129 m et peut-être un autre à -141 m, bathymétries comparables à celles relevées pour les replats du profil E₁.

Après ces replats, qui représentent sans doute des terrasses d'érosion, commence le talus proprement dit, qui atteint l'isobathe

de 360 m (fin du profil). La pente la plus forte observée sur ce talus est de 13%; elle se situe entre -180 et -260 m.

Profil E₃ (fig. 2,7)

Situé à 5 km au S.E. du profil E₂, le profil E₃ débute à 3 km à l'est de Porto Liccia. La topographie sous-marine du secteur côtier est assez tourmentée et la profondeur y atteint rapidement -50 m (après 2000 m).

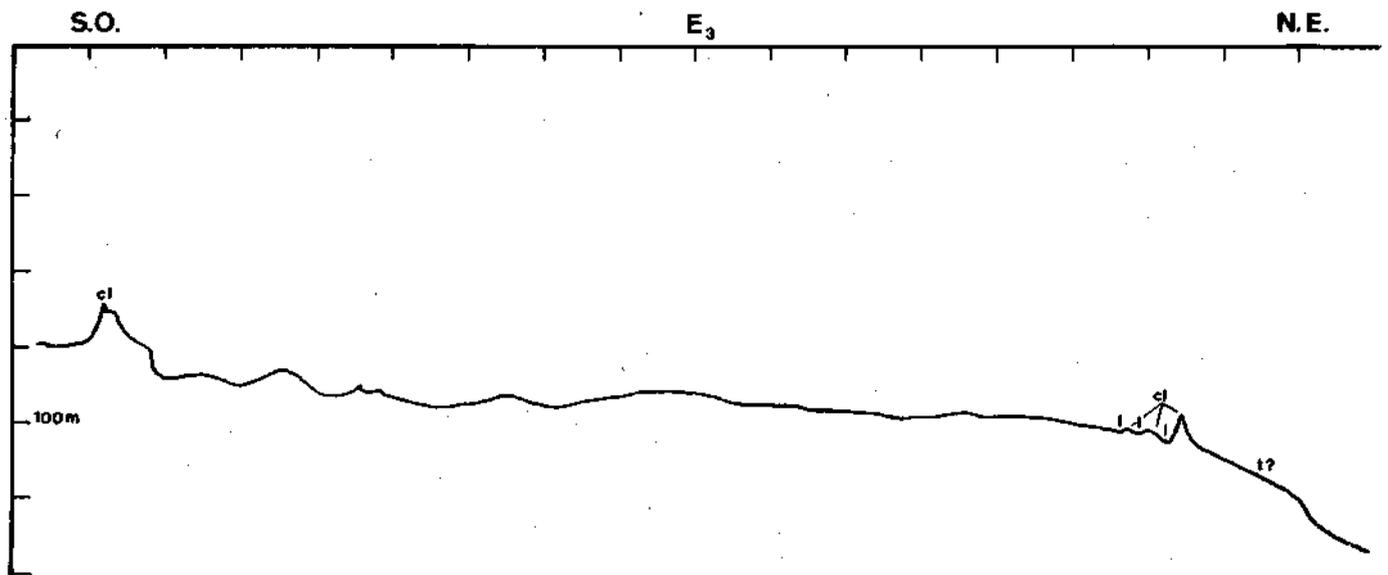


Fig. 2,7 : Profil E₃.

Le profil E₃ débute par une topographie plane située à l'altitude de -79 m. Elle est surmontée par une crête étroite culminant à -66 m (fig. 2,8). Ce relief correspond peut-être à un ancien cordon littoral long de près de 4000 m, c'est ce que laisse supposer l'interprétation de la carte bathymétrique.

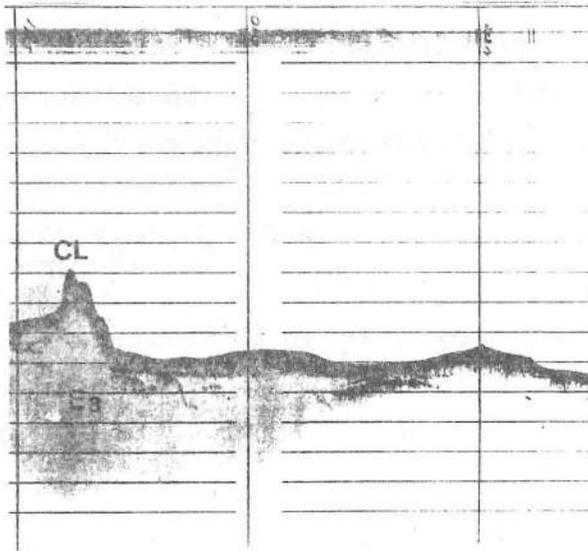


Fig. 2,8 : Début du profil E₃.

A l'est de ce cordon et à quinze mètres en contrebas débute, à l'altitude de -88 m, le plateau déjà observé dans les profils précédents. Ce plateau est large ici de 13,6 km. Pendant les trois premiers kilomètres, sa topographie est relativement accidentée; ensuite, il présente de molles ondulations et enfin il se termine à l'isobathe de -105 m. Comme dans les profils précédents, le rebord de la plate-forme continentale est caractérisé par une alternance de crêtes et de dépressions. Les deux premières crêtes dominent les creux d'un mètre seulement; par contre, la dernière atteint -98 m (alt. rel. +7 m). Il s'agit, ici aussi, d'une série de cordons littoraux successifs, le dernier, le plus récent, étant le mieux conservé (fig. 2,9).

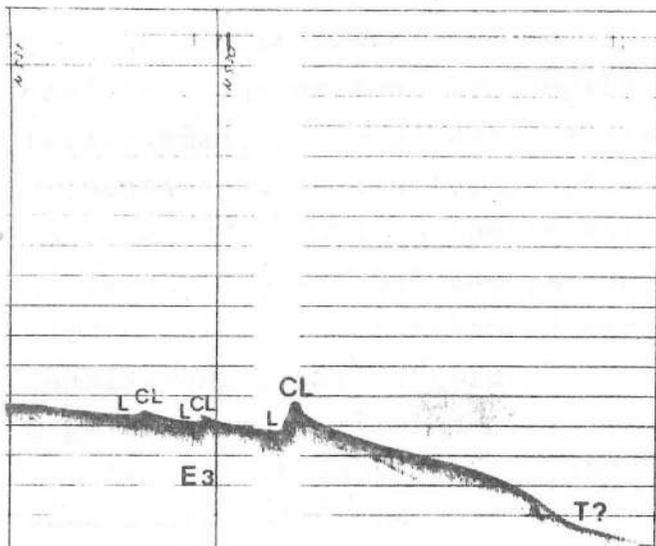


Fig. 2,9 : Les cordons littoraux et lagunes entre -98 et -105 m.

Au-delà, la pente augmente pour atteindre, après 2,5 km, l'isobathe de -134 m (fin du profil). Vers -130 m, le profil révèle l'ébauche d'un replat.

Profil E₄ (fig. 2,10)

Parallèle à E₃ et situé 4 km plus au sud, le profil E₄ débute à 2 km à l'est du haut-fond de Mortorio, non loin de l'île de même nom.

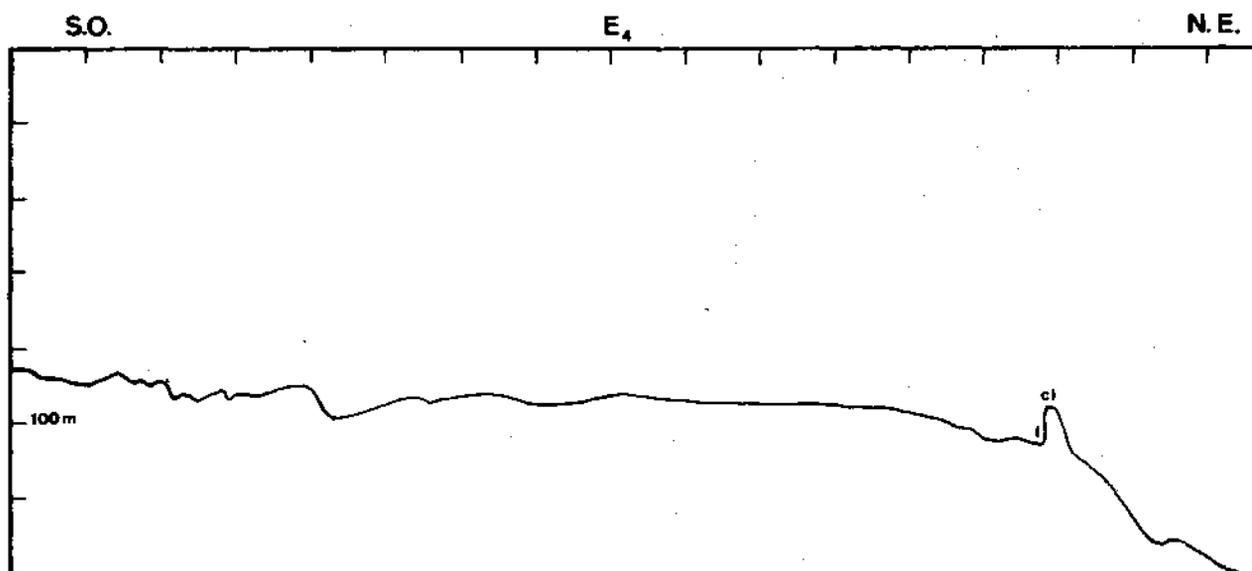


Fig. 2,10 : Profil E₄.

Le profil traverse d'abord pendant 14 km la plate-forme continentale à une profondeur comprise entre -84 et -106 m. D'abord relativement disséqué sur les six premiers kilomètres, le plateau présente ensuite une topographie monotone : son altitude passe de -92 m à -97 m en 4 km (pente moyenne : 1,25‰). La terminaison de ce plateau est marquée par une dépression (-106 m au maximum) bordée par un léger relief étroit atteignant -95 m et que nous considérons comme un cordon littoral. Au-delà, la pente s'accroît légèrement pour atteindre, à 1500 m plus à l'est, un replat situé vers -130 m et bordé, lui aussi, par une éminence étalée qui est sans doute un cordon littoral érodé (fig. 2,11).

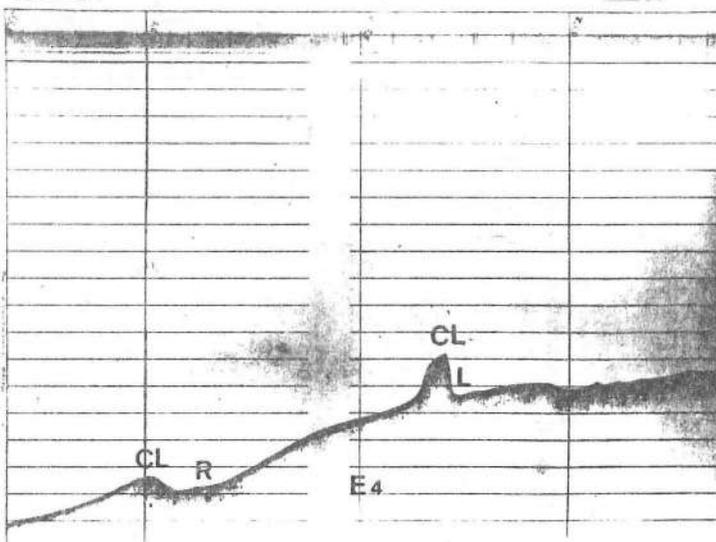


Fig. 2,11 : Fin du profil E₄.

Profil E₅ (fig. 2,11')

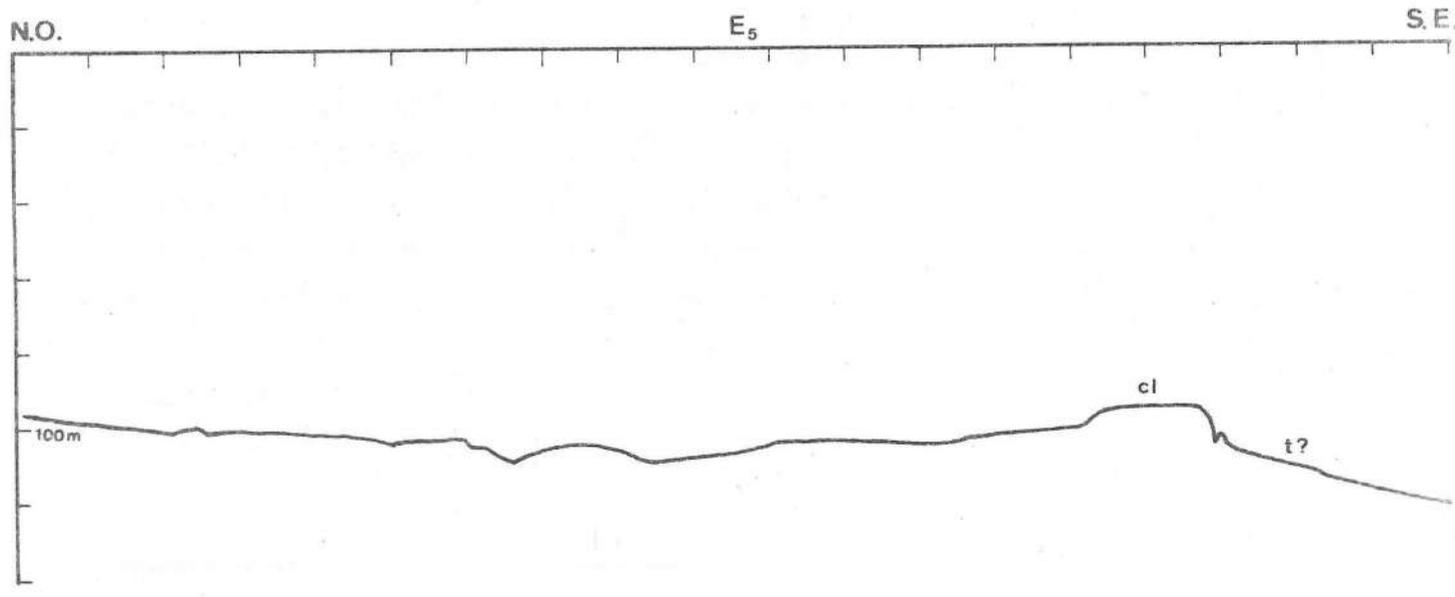


Fig. 2,11' : Profil E₅.

Ce profil orienté S.E.-N.O. est parallèle à la côte et, par conséquent, perpendiculaire aux quatre profils précédents. Il suit, dans ses grandes lignes, la crête du cordon littoral de -95, -96 m. Mais, comme ce cordon n'est pas rectiligne, le profil recoupe tantôt le cordon, tantôt la lagune, tantôt le bord du talus qui se dirige vers la terrasse de -130 m. Il n'offre de ce fait qu'un intérêt limité. Cependant, il confirme l'altitude constante vers

-96 m du cordon littoral (fig. 2,12), altitude observée dans tous les profils précédents. Il montre, au S.E., une diminution de la pente vers -114 m, ce qui serait un élément supplémentaire pour y voir la trace d'un ancien rivage (profil E₂ : -115 m).

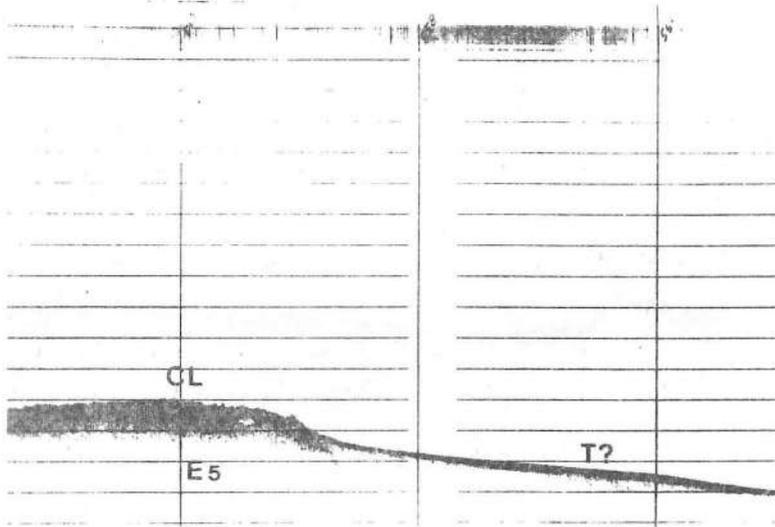


Fig. 2,12 : Cordon littoral de -96 m et terrasse vers -114 m.

Profil E₁₂

Situé à égale distance entre les profils E₅ et E₆ (décrit ci-après), ce profil est aussi, grosso modo, parallèle à la côte. Il est distant de celle-ci d'environ 10 km. Il recoupe en son centre le plateau déjà défini plus haut (E₁₋₂₋₃₋₄). Sur 20,6 km de long, il présente une horizontalité presque parfaite : son altitude oscille entre -93 et -94 m. D'autre part, on n'observe plus, à cette profondeur et à cette distance de la côte, aucune trace de vallées submergées. En outre, la présence d'un horizon réflecteur sous 2-3 m de profondeur révèle une faible épaisseur de dépôts meubles.

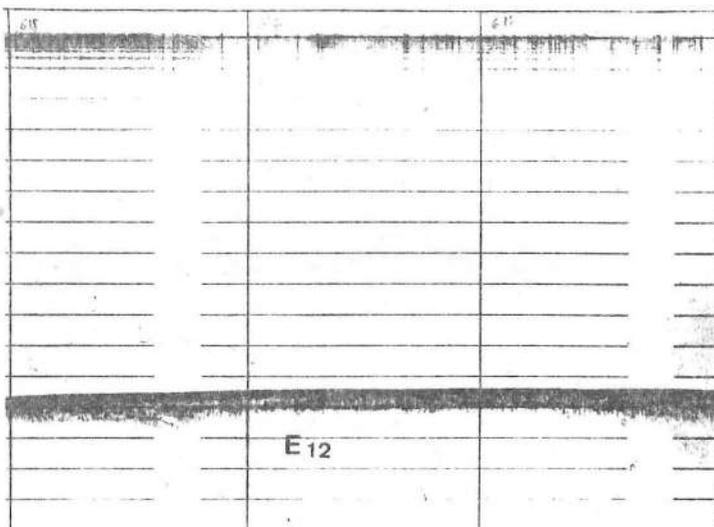


Fig. 2,13 : Vue partielle du profil E₁₂.

Profil E₆ (fig. 2,14)

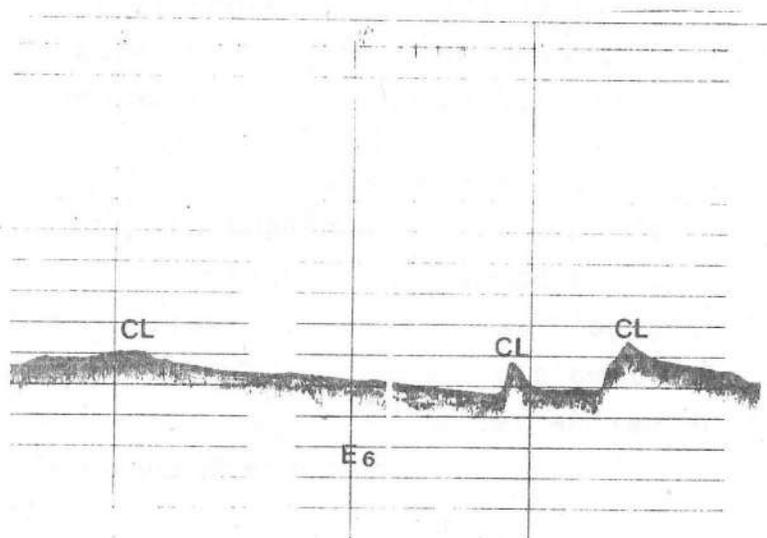


Fig. 2,15 : Les cordons littoraux de -81, -83 et -77 m.

Ce profil, également parallèle à la côte, est proche du littoral. Il débute à l'est de Caprera pour se terminer face à Porto Cervo (fig. 2,1). Il recoupe, au large de l'île des Monaci, un cordon situé à -77 m et un autre vers -83 m, ce dernier correspondrait au premier cordon traversé par le profil E₁ (-79 m). Plus au sud, le profil recoupe un second tronçon de ce même cordon vers -81 m (fig. 2,15). Cette dernière observation permet de prolonger vers le nord la partie de ce cordon déjà traversée par E₂ (-78 m). Le reste de ce profil est assez accidenté et ressemble au relief de la Gallura.

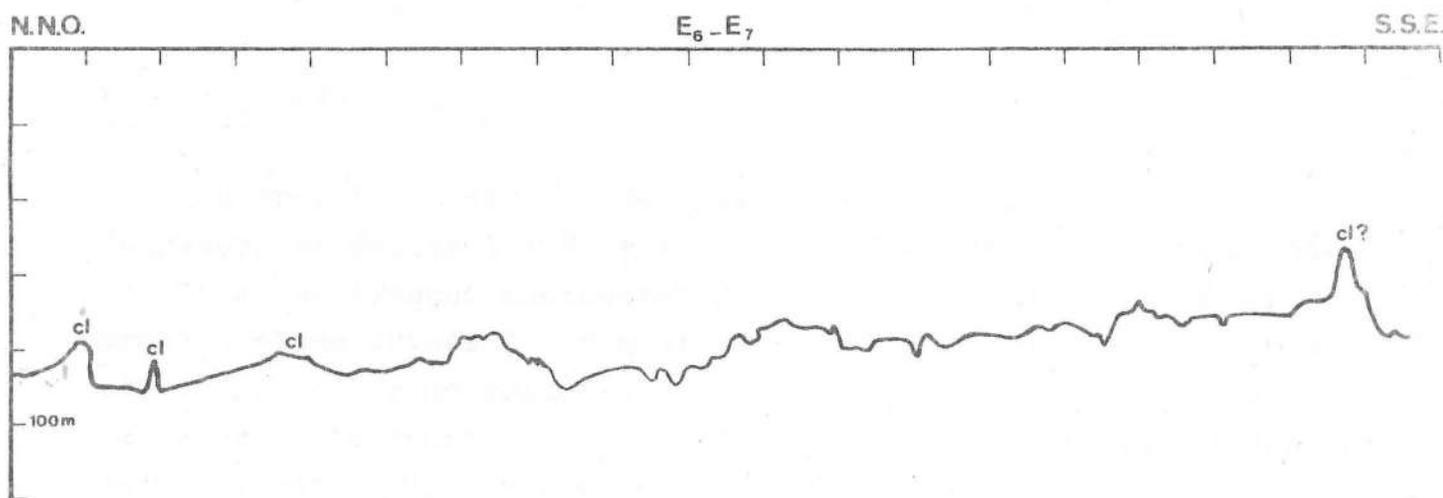


Fig. 2,14 : Profils E₆ et E₇.

Profil E₇ (fig. 2,14)

Prolongement direct de E₆ vers le sud, ce profil aboutit au centre du golfe de Congianus. Il révèle une topographie accidentée semblable à celle de la bordure littorale émergée.

Les profils suivants (E₈₋₉₋₁₀₋₁₁) sont tous situés dans le golfe de Congianus (fig. 2,1). Ce petit golfe, large de huit kilomètres au maximum, correspond à une vaste vallée envahie lors de la transgression versilienne. L'analyse de la carte bathymétrique montre la présence d'un cordon littoral submergé à une profondeur comprise entre -60 et -50 m. De cet ancien cordon ne subsisteraient que des lambeaux discontinus.

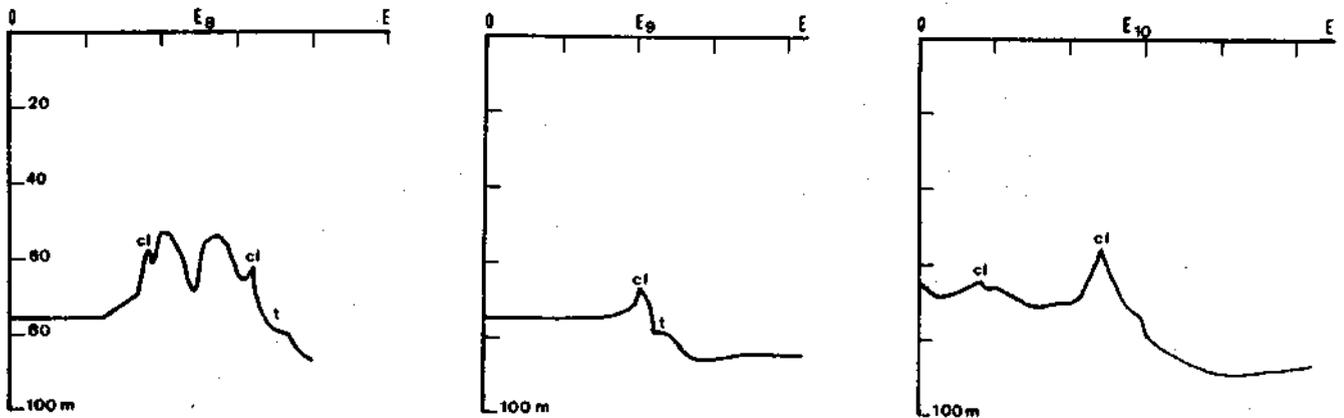


Fig. 2,16 : Profils E₈-E₉-E₁₀.

Profil E₈ (fig. 2,16)

Ce profil traverse le secteur septentrional du golfe du Congianus et débute à 1600 m au sud de l'île Mortorio à l'isobathe de -75 m. Le tronçon occidental de cette section révèle une topographie plane située à -75 m et longue d'au moins 1300 m. Ce plateau est surmonté par un relief assez complexe : il s'agit de deux larges éminences atteignant les cotes de -53 m séparées par une dépression de 600 m atteignant la profondeur de -67 m.

Deux appendices secondaires se greffent sur les flancs extérieurs de cette double crête et atteignent respectivement les cotes

de -58 m à l'ouest et de -63 m à l'est. Ces deux petites éminences correspondent-elles à un cordon littoral s'appuyant sur ce double relief qui aurait, ainsi, été entouré par la mer ? La différence de cote entre les deux cordons présumés rend cette hypothèse hasardeuse à résoudre.

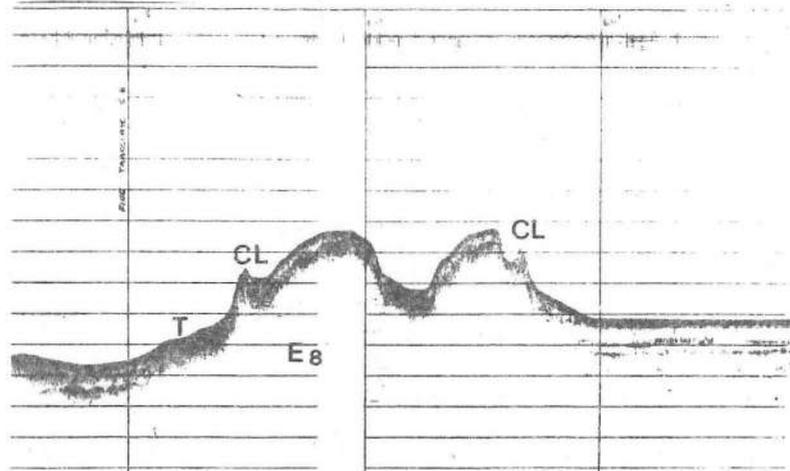


Fig. 2,17 : Vue partielle du profil E₈ (E-0).

Vers l'est, la bathymétrie augmente rapidement pour atteindre un petit replat situé à -80 m. Peut-être s'agit-il là d'une terrasse (fig. 2,17) liée à un ancien rivage comme le suggèrent les données des profils E₁-E₂-E₆ ?

Le relief atteint ensuite la cote de -86 m, altitude du large plateau déjà décrit plus haut.

Profil E₉ (fig. 2,16)

Le profil E₉ débute à 4000 m à l'est de la Punta della Volpe et est situé sur l'axe du golfe de Congianus. Cette coupe montre d'abord, à une profondeur de -74 m, un plateau horizontal, ce qui confirme les données de la carte bathymétrique. Après 2 km, se dresse un relief étroit de 7 mètres de haut (alt. : -67 m). La forme de cette crête suggère un cordon littoral (fig. 2,18). Il domine vers l'est un petit replat localisé vers -79 m et que l'on peut raccorder avec celui de -80 m situé dans le profil E₈.

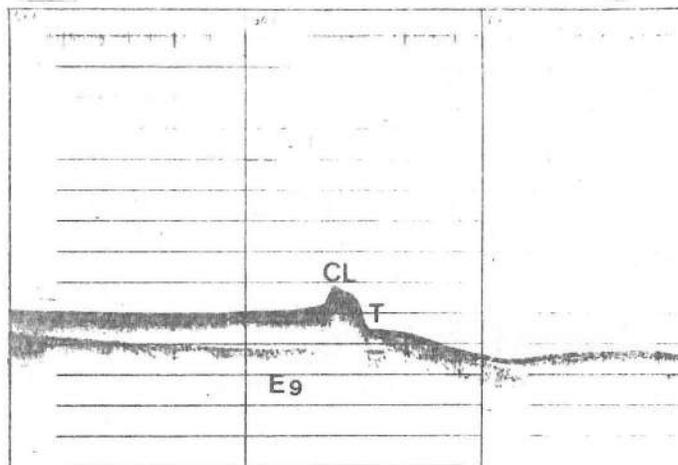


Fig. 2,18 : Cordon littoral de -67 m.

Ensuite la profondeur augmente encore légèrement pour atteindre une topographie subhorizontale située à -84 m et qui est marquée par une légère dépression.

Ce profil sismique met également en évidence un horizon réflecteur, 8 à 10 m sous la surface du fond (fig. 2,18). Il semble donc que l'épaisseur des dépôts meubles dans le golfe de Congianus soit plus importante que dans les autres secteurs du littoral nord-oriental étudié (fig. 2,1).

Profil E₁₀ (fig. 2,16)

Le profil E₁₀ débute à 1300 m au N.-E. de la Punta d'India et se dirige vers l'E.N.E. Une première dépression est d'abord mise en évidence (alt. : -68 m). Elle est bordée, à l'est, par un relief émoussé (-64 m). Ce léger relief se situe à l'endroit présumé du passage du cordon littoral mais à une altitude plus basse.

Plus à l'est encore, la topographie est marquée par un nouveau creux (-71 m) qui est bordé vers le large par une crête bien nette qui atteint l'isobathe de -56 m et dont la forme suggère un cordon littoral (fig. 2,19).

Le relief sous-marin s'adoucit ensuite et oscille entre les cotes de -86 et -88 m (cotes du plateau continental).

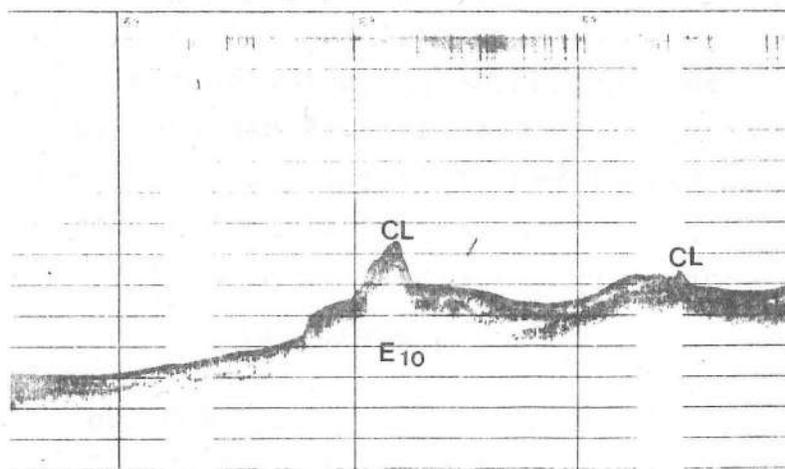


Fig. 2,19 : Vue du profil E₁₀.

Profil E₁₁ (fig. 2,20)

Ce profil est perpendiculaire à E₈, E₉ et E₁₀ ainsi qu'à l'axe du golfe de Congianus. Il recoupe l'emplacement présumé du cordon littoral délimité sur la carte bathymétrique. En effet, cette traversée met en évidence des reliefs étroits situés aux isobathes de -63 m, -59 m et -51 m qui dominent des surfaces subhorizontales vers -70 m, -75 m et même -65 m. Les crêtes de -63 et -59 m correspondent à d'autres cordons littoraux déjà repérés dans d'autres profils. Par contre, la cote de -51 m ne se rattache à aucune donnée connue jusqu'à présent dans ce secteur.

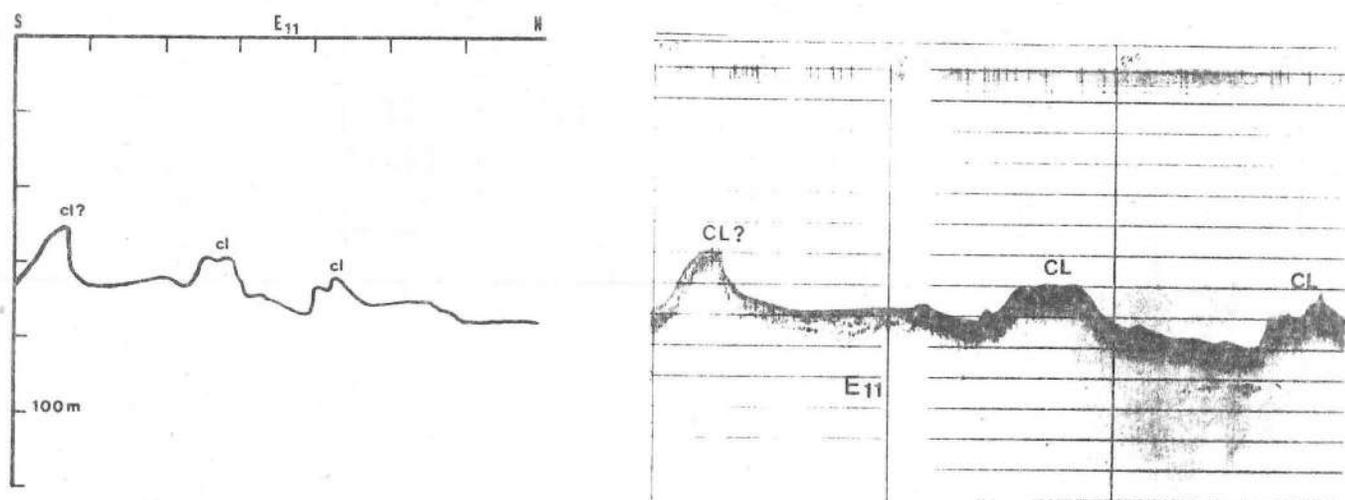


Fig. 2,20 : Profil E₁₁.

b) Synthèse de l'interprétation des profils

En conclusion, la morphologie de la plate-forme continentale du sud-est des Bouches de Bonifacio est caractérisée par la présence de nombreux témoins de lignes de rivage successives dont on trouvera un résumé dans le tableau suivant qui ne regroupe que les données des profils perpendiculaires au rivage.

TABLEAU 2.1.

Interprétation de la carte bathymétrique	Interprétation des profils sismiques						
	E ₁	E ₂	E ₃	E ₄	E ₈	E ₉	E ₁₀
-57 -65			-66CL		-58 -63CL	-67CL	-56 -64CL
-70 -80	-79CL	-78CL			-80T	-79T	
-95 -100 CL	-94CL	-95 -96 -97CL -115T CL	-98CL	-95CL			
	-128T	-129T	(-130)	-130 TCL			
	-134T -493C	(-141T)					

Les lignes horizontales situent approximativement l'intervalle de profondeur traversé par le profil. CL indique la présence d'un cordon littoral; T, une terrasse marine et C, un canyon. Les chiffres entre parenthèses sont des informations probables.

Ces témoins sont surtout constitués par des formes étroites et allongées qui peuvent être interprétées comme des cordons littoraux et par des replats horizontaux que nous considérons comme des terrasses marines. Par la bathymétrie, ces divers témoins peuvent être groupés en six grandes classes, en six lignes de rivage submergées :

1) -56 à -67 m

Ce cordon aurait barré, d'une part, le golfe compris entre l'île Nibani au nord et l'île Mortorio au sud et, d'autre part, le golfe Congianus. Cependant, de légères différences d'altitude nous amènent à envisager la séparation de cette ligne de rivage en deux sous-groupes : un situé entre -56 et -59 m et l'autre entre -63 et -67 m. Cela apparaît clairement sur les profils E₈ et E₁₀.

2) De -77 à -83 m

Un cordon aurait régularisé le littoral compris entre les îles des Monaci, l'île des Bisce et l'île Nibani. Cependant, dans le golfe de Congianus, ce littoral se marque par des replats situés à même altitude et que l'on peut considérer comme des plates-formes d'abrasion.

3) De -94 à -98 m

De loin le plus important, ce cordon littoral se poursuit sans discontinuité sur au moins 16 km de long. L'examen des profils a montré que cet ancien littoral est, en fait, constitué par une succession de cordons isolant chacun des dépressions fermées que l'on peut considérer comme des lagunes.

4) A -115 m

La présence d'une ligne de rivage à cette bathymétrie n'est pas certaine car elle ne s'appuie que sur deux replats. Des informations complémentaires seraient donc nécessaires pour être affirmatif à ce sujet.

5) De -128 à -130 m

On peut retenir avec certitude la présence d'une terrasse marine à cette profondeur. Par l'interprétation de la carte bathymétrique, nous sommes convaincus que d'autres replats à cette

profondeur existent aussi au large du golfe de Congianus où des profils n'ont pas été effectués.

6) De -134 à -141 m (?)

La détermination de ce rivage submergé ne se base que sur une observation sûre et peut-être une seconde. Ici aussi, d'autres données seront nécessaires pour être certain. Ce niveau a été considéré car, comme nous le verrons plus loin, plusieurs témoins d'une ancienne ligne de rivage ont été repérés à même bathymétrie dans les autres secteurs étudiés.

La plate-forme continentale est aussi caractérisée par le grand développement d'un plateau compris entre -85 et -95 m. Ce plateau n'est traversé par aucun relief, comme le montre le profil E₁₂. Cela concorde parfaitement avec les observations de A. SEGRE (1954) dans le golfe d'Olbia, situé juste au sud du golfe de Congianus, où il signale sur la plate-forme continentale des vallées submergées qui s'estompent entre -75 et -85 m.

Ce plateau pend légèrement vers l'est. Nous y avons relevé, sur de longs tronçons réguliers, des pentes excessivement faibles : 1‰, 1,25‰, 2,7‰ (profils E₁, E₂, E₄). Les coupes mettent aussi en évidence une faible épaisseur de dépôts superficiels : 2 à 3 m seulement (exceptionnellement 6 m). Certes, il n'est pas impossible que l'influence de courants sous-marins assez vigoureux provenant des Bouches de Bonifacio se soit faite sentir jusqu'en ce secteur et ait aussi limité la puissance des dépôts terrigènes. Ceci semble d'autant plus plausible que, dans le golfe de Congianus, secteur à l'abri des courants précités, l'épaisseur des dépôts peut atteindre 10 m (fig. 2,1). Il faut aussi tenir compte du fait que les bassins versants des cours d'eau qui déversent des sédiments à la mer sont relativement restreints.

Le talus continental, traversé seulement par deux profils (E₁ et E₂), débute réellement après la dernière terrasse, après 140 m. Les profils montrent que la pente est parfois forte. Les tronçons les plus relevés sont situés d'une part entre -180 et -280 m avec une pente de 33% (18°) et d'autre part entre -180 et -260 m avec une pente de 13% seulement (7,5°). Signalons que, dans

le profil longitudinal du canyon de Castel Sardo, G. FIERRO (1965) trouve que les pentes les plus fortes sont de l'ordre de 7° (12%) entre -100 et -230 m.

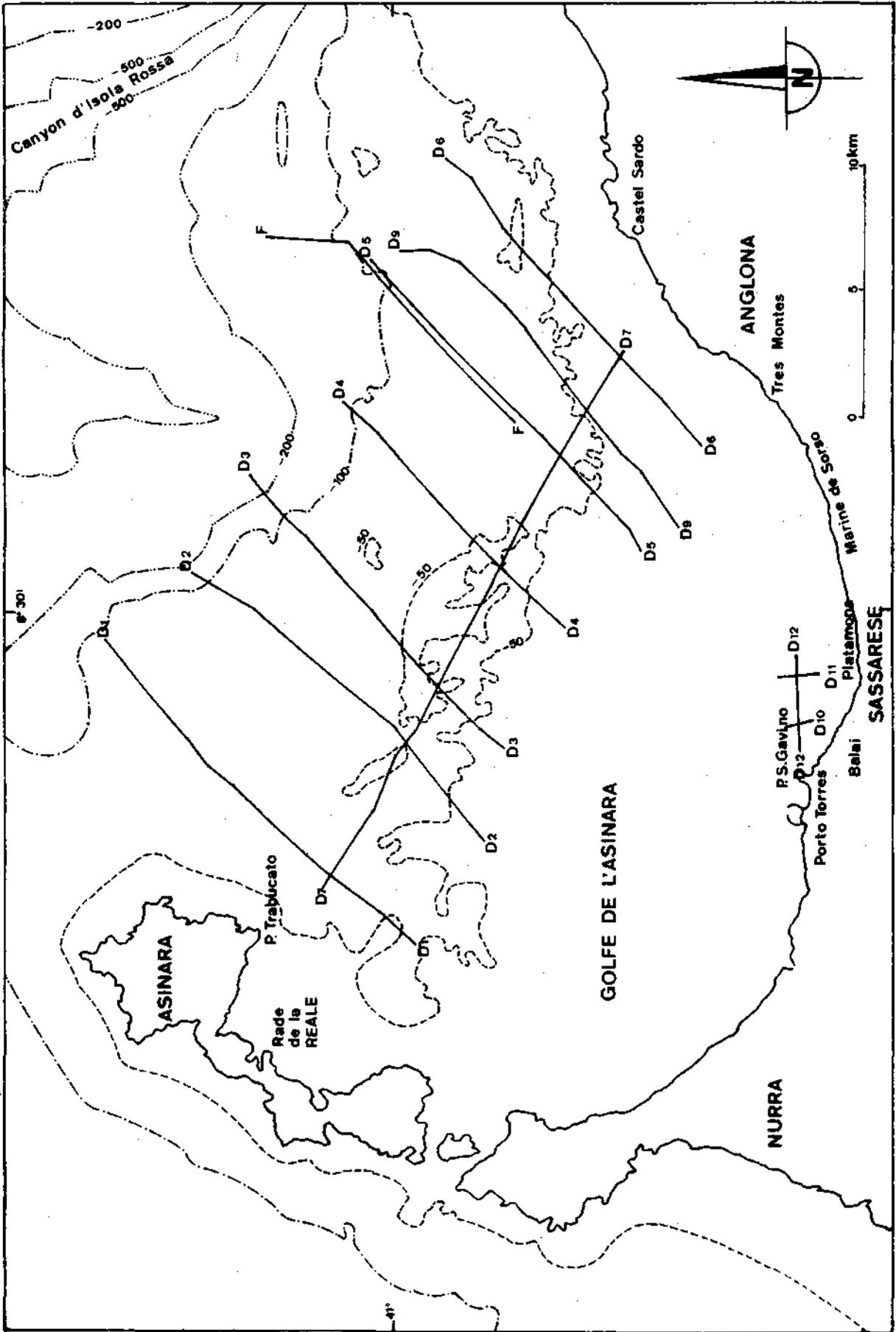


Fig. 2,21 : Situation des profils sismiques. Golfe de l'Asinara.

2. Le golfe de l'Asinara

Le golfe de l'Asinara est limité à l'ouest par l'île du même nom, au sud par les côtes de la Nurra, du Sassarese et de l'Anglona et à l'est par une ligne qui va de l'embouchure du Coghinas vers le canyon de Castel Sardo également connu sous le nom de canyon d'Isola Rossa. Cette délimitation du golfe de l'Asinara a été proposée en 1960 par M. SCACCINI CICATELLI* (fig. 2,21).

L'examen de la carte bathymétrique n° 289 de l'I.I.M. au 1/50.000° nous a permis de donner une première interprétation du relief sous-marin du golfe de l'Asinara. Le fait le plus remarquable est certes l'extension de la plate-forme continentale. En effet, son rebord qui est situé aux alentours des isobathes de -100 -130 m est localisé à plus de 25 km de Porto-Torrès. Un autre caractère important de la plate-forme est la présence sur près de 15 km, à 17 km au large de Porto-Torrès et au-delà de l'isobathe de -50 m, d'un faible relief entouré par la courbe de -50 m et allongé dans le sens N.O.-S.E. Ce relief peut être considéré comme un ancien cordon littoral qui aurait fermé le golfe depuis la Punta Trabucato (Asinara) jusqu'aux abords de Castel Sardo.

Outre cette ligne de rivage présumée, l'interprétation de la carte bathymétrique a révélé la présence de témoins de cordons littoraux aux profondeurs de -8 -10 m, -19 -20 m, -27 -30 m, -48 -50 m, -57 -60 m, -78 -79 m, -97 -99 m et d'un replat vers -132 -135 m.

Pour confirmer la présence de ces lignes de rivage submergées, une série de huit profils a été réalisée dans le golfe. Il s'agit successivement, d'ouest en est, des parcours D₁, D₂, D₃, D₄, F,

* : Auparavant, les portulans de la Méditerranée ainsi que les traités de géographie donnaient au golfe de l'Asinara une extension beaucoup plus grande. Il était défini comme suit : "Le golfe de l'Asinara s'ouvre entre l'île homonyme et le Capo Testa".

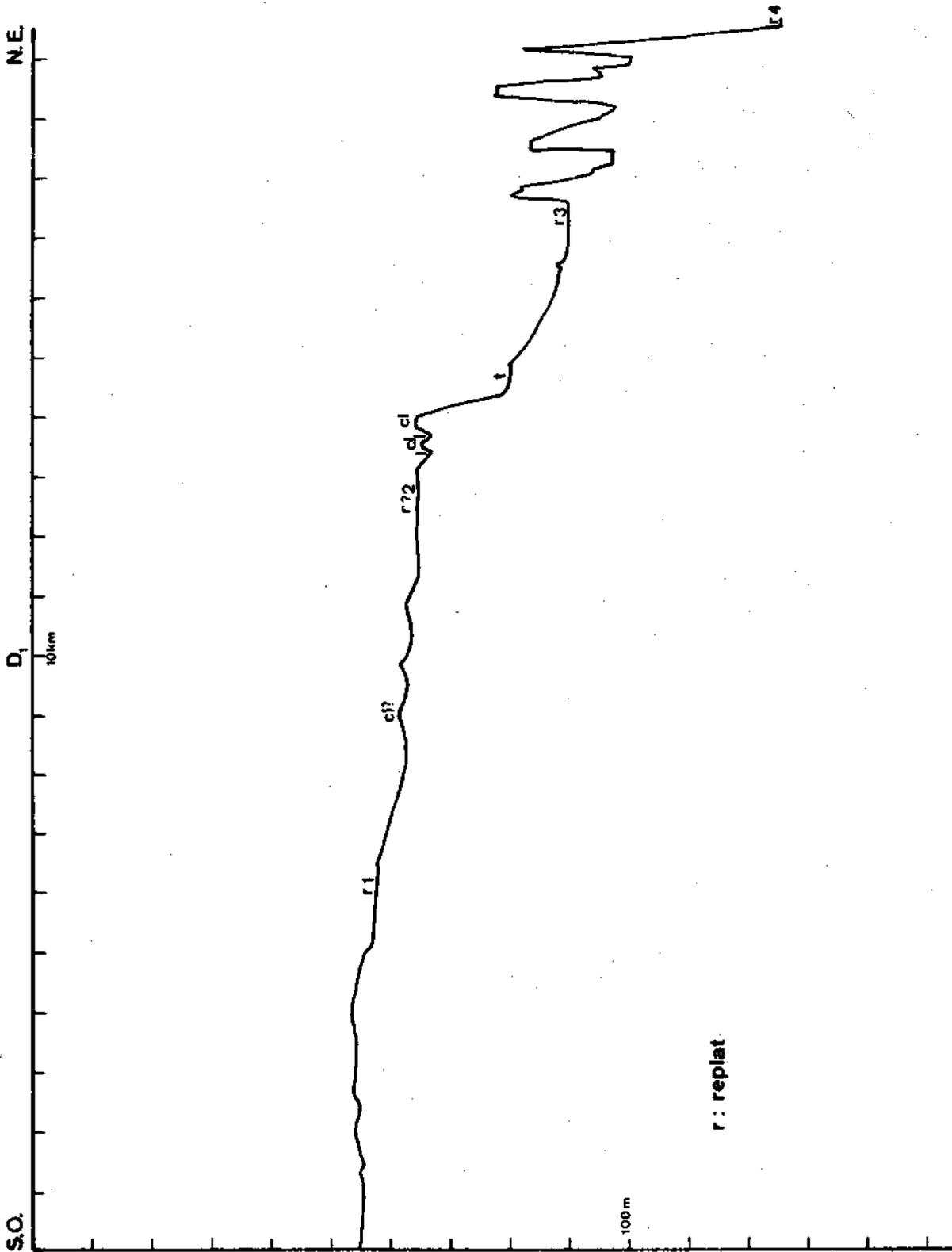


Fig. 2,22 : Profil D₁.

D₅, D₉ et D₆ qui tous sont orientés S.O.-N.E. Par contre, le profil D₇, orienté N.N.O.-S.S.E., recoupe les parcours précédents et passe au-dessus du relief de 50 m (fig. 2,21).

a) Examen des profils

Profil D₁ (fig. 2,22)*

Ce profil s'étire parallèlement à l'île de l'Asinara, dont il est distant d'environ 4000 m. Il débute à une profondeur de 54 m pour se terminer à l'isobathe de -126 m.

Ce parcours met d'abord en évidence, sur près de 5000 m, un plateau mollement ondulé et localisé à une profondeur oscillant entre 53 et 55 m. Ce plateau est ensuite bordé par un replat (R₁) bien net d'une largeur de 1000 m et situé à -57 m. La topographie s'incline ensuite lentement pour atteindre, vers -63 m, une nouvelle surface ondulée où alternent de légères dépressions et quelques faibles reliefs dont un présente l'allure d'un cordon littoral. Des observations inédites de G. FIERRO (campagne du Bannock, 1964) signalent en cet endroit des dépôts caillouteux, ce qui s'accorderait avec la présence d'une ancienne ligne de rivage.

Après une légère pente vers le large, le profil rencontre un nouveau replat (R₂) vers -66 m qui précède, de nouveau, une alternance de crêtes et de creux que l'on peut assimiler à une succession de cordons littoraux et de lagunes (fig. 2,23). Après un cordon à -64 m, le relief passe rapidement à un autre replat (t) (fig. 2,23) situé à -80 m et dont la forme suggère une terrasse marine. Plus au large, à -90 m, le profil atteint un autre replat (R₃). La fin du profil est marquée par une suite de quatre crêtes très nettes d'une hauteur de 10 à 20 m qu'il n'est pas possible

* : Pour cette série de profils, la représentation schématique possède une échelle horizontale de 1/100.000° et une échelle verticale de 1/1000°. Le relief est donc exagéré 100 fois.

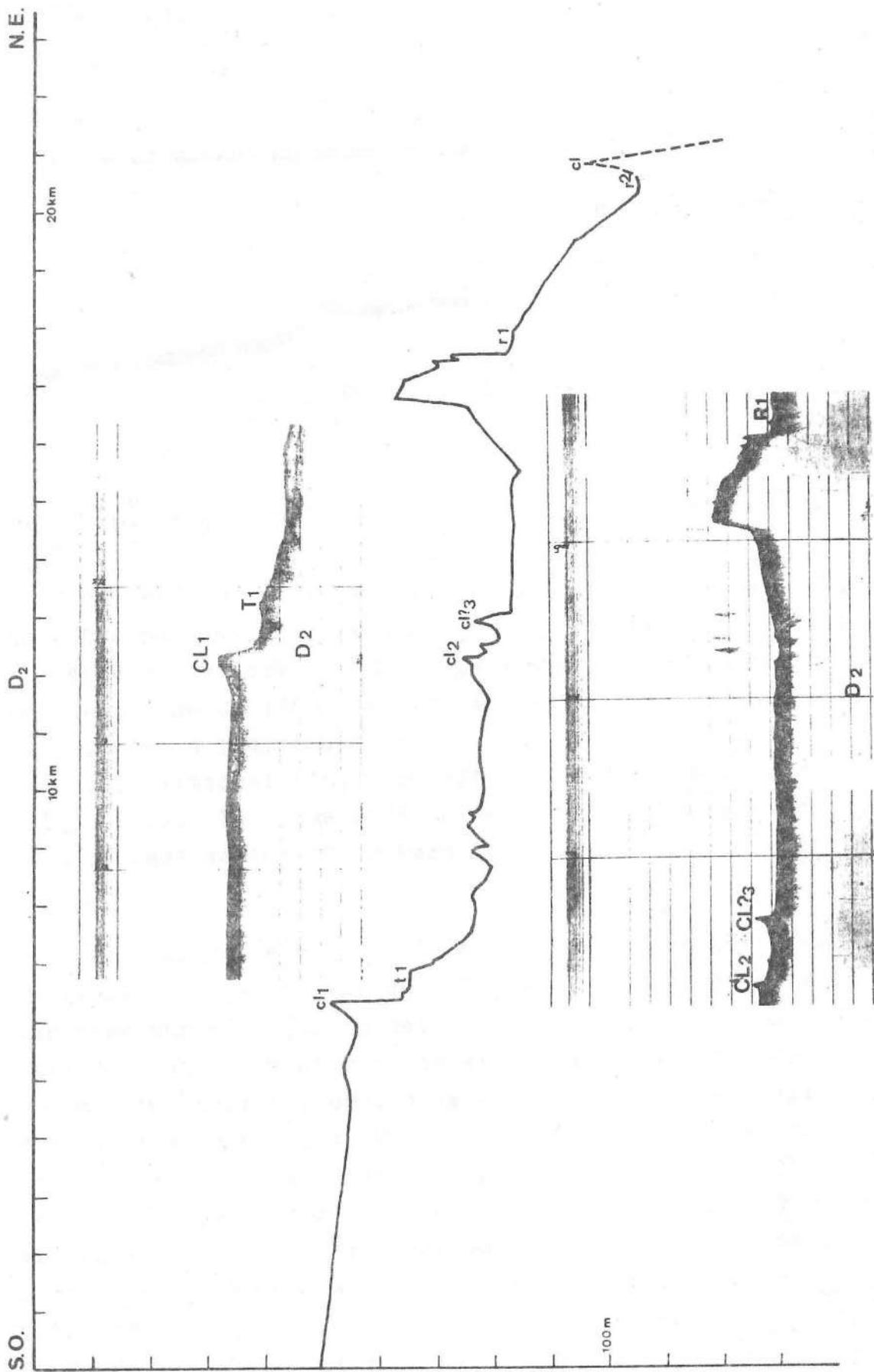


Fig. 2,24 : Profil D2.

d'assimiler, vu leur taille, à des cordons littoraux. L'extrémité du profil montre un petit replat de 100 m de large localisé à -126 m (R₄).

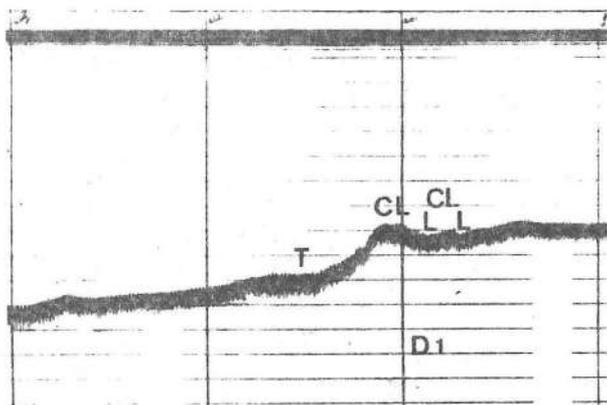


Fig. 2,23 : Cordons littoraux et lagunes vers -64 m.
Terrasse vers -80 m.

Profil D₂ (fig. 2,24)

Ce profil est distant de D₁ de 6500 m. Il débute à une cote de -50 m par une topographie qui pend doucement vers le large et qui atteint la cote de -56 m après 6 km, ce qui représente une pente moyenne de 1‰. Ce plateau se termine par un relief étroit qui culmine à l'altitude de -51 m et dont la forme fait penser à un cordon littoral (CL₁). En effet, l'examen de la carte bathymétrique révèle la présence d'un faible relief allongé sur 3500 m vers l'ouest et sur 12 km vers l'est (voir aussi les profils D₃ et D₄).

Au pied de ce cordon, à une profondeur de 66 m, est développé un replat, d'une largeur de 300 m, qui peut être assimilé à une terrasse marine (t₁). Au-delà, la topographie est ondulée et oscille entre -75 et -79 m pour se terminer par deux crêtes étroites successives atteignant l'isobathe de -75 m. Sans doute s'agit-il de cordons littoraux (CL₂₋₃). Plus au large, à -83 m, un vaste plateau horizontal est dominé par un important relief qui culmine à la cote de -61 m. La forme de ce relief, sa largeur (900 m), son altitude relative (22 m) nous empêchent de le considérer comme un cordon submergé. Cette colline est entaillée vers -83 m par un petit replat (R₁). Plus loin, la pente augmente plus rapidement pour atteindre d'abord un léger replat vers -105 m (R₂) et ensuite

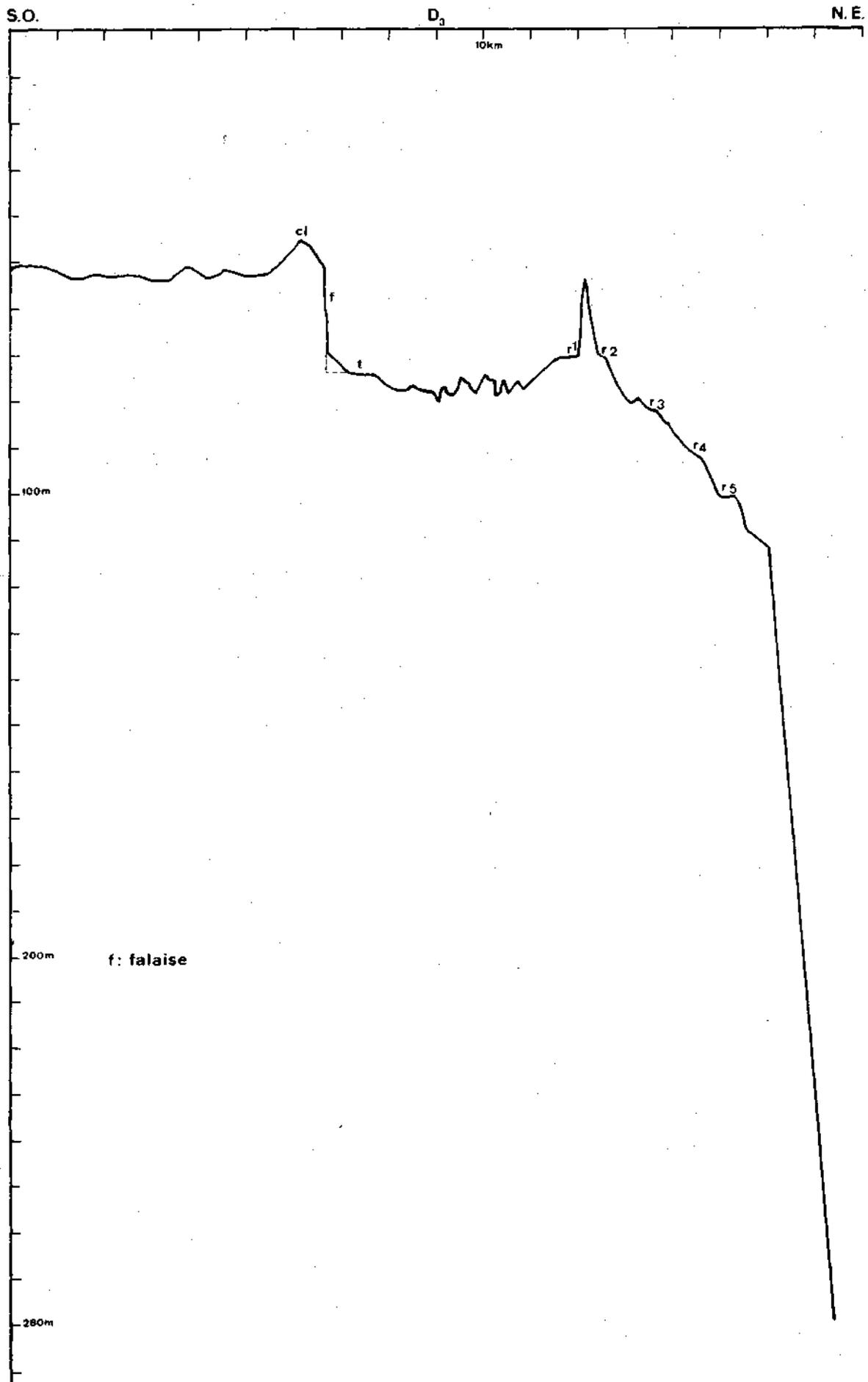


Fig. 2,25 : Profil D₃.

une crête étroite à -95 m. Des changements d'échelles dans l'enregistrement du profil nous empêchent d'être certain de la présence d'un cordon à cette altitude. Au-delà, la profondeur augmente rapidement, c'est le talus continental.

Profil D₃ (fig. 2,25)

Eloigné de 3000 m du profil D₂, ce profil débute à 12 km au nord de Porto-Torrès et se dirige vers le N.-E., vers une vallée affluente du canyon d'Isola Rossa. Le profil montre d'abord une surface mollement ondulée oscillant entre 50 et 54 m et qui s'étire sur 6000 m. Ce plateau se termine par une crête (CL) largement étalée qui atteint la cote de -45 m et qui peut être considérée comme le témoin d'un cordon littoral, prolongement probable du cordon déjà signalé en D₂. Au-delà, la topographie passe brusquement à un replat (t) localisé à -74 m. Cette dénivellation de l'ordre de 20 m ressemble à une falaise (f) et le replat à une plate-forme d'abrasion. De plus, on observe au pied de la falaise une pente intermédiaire qui peut être interprétée comme une accumulation de dépôts (fig. 2,25 et 26).

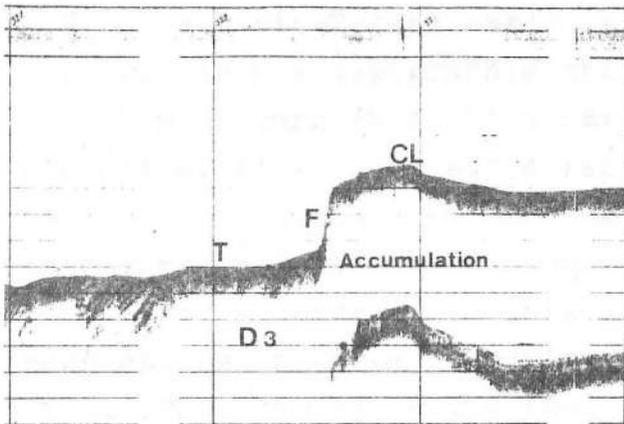


Fig. 2,26 : Terrasse.
Falaise.
Cordon littoral.

Vers le large, à une profondeur comprise entre -75 et -80 m, débute un plateau découpé par des vallons de 4,5 m de profondeur. Plus loin, on note un relief très étroit atteignant la cote de -54 m et entouré de part et d'autre par des replats situés à -72 m (R₁ et R₂). Ce relief est dans le prolongement de la crête de 61 m (profil D₂). Cette colline allongée s'étirerait au moins sur 3 km d'après la carte bathymétrique. Après cette crête, l'altitude

descend progressivement et le profil est marqué par une série de replats situés à -82 m (R₃), -90 m (R₄), -101 m (R₅) et peut-être -114 m (fig. 2,27). Au large de ce dernier replat débute le talus continental qui, en 1200 m, rejoint la profondeur de 280 m (pente de 14%).

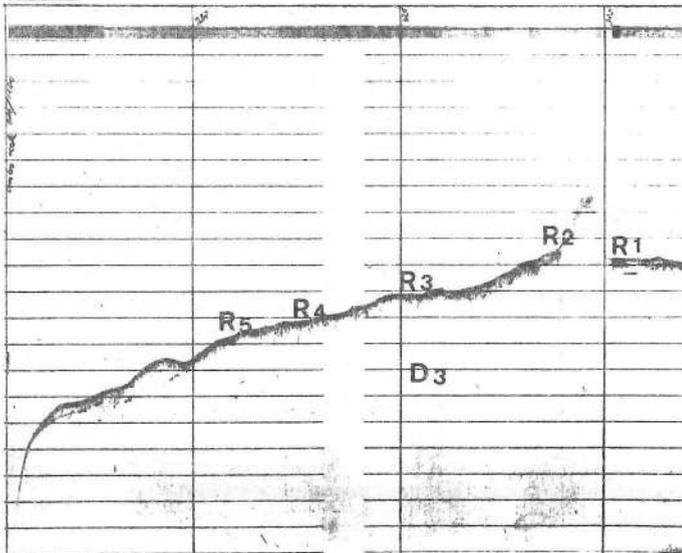


Fig. 2,27 : Série de replats compris entre -72 et -114 m.

Profil D₄ (fig. 2,28)

Ce profil, distant du précédent de 7,5 km, est situé au centre de la partie occidentale du golfe. Il débute à environ 11 km au N.N.E. de Porto-Torrès par un replat horizontal (R₁) situé à -48 m qui précède une topographie mollement ondulée, localisée entre -50 et -55 m et marquée à -51 m par un replat isolé (R₂), large de 800 m. Plus loin, s'étire un autre replat nettement horizontal (R₃), large de 1200 m et situé à -57 m. Ensuite, la plate-forme continentale pend vers le large et se présente comme une succession de pentes douces et de nombreux replats qui sont situés aux bathymétries respectives de -60 m (R₄) (largeur de 300 m), -63 m (R₅) (650 m), -66 m (R₆) (350 m), -74 m (R₇) (250 m), -76 m (R₈) (300 m), -79 m (R₉) (700 m). Au-delà, la pente augmente pour atteindre la profondeur de -115 m.

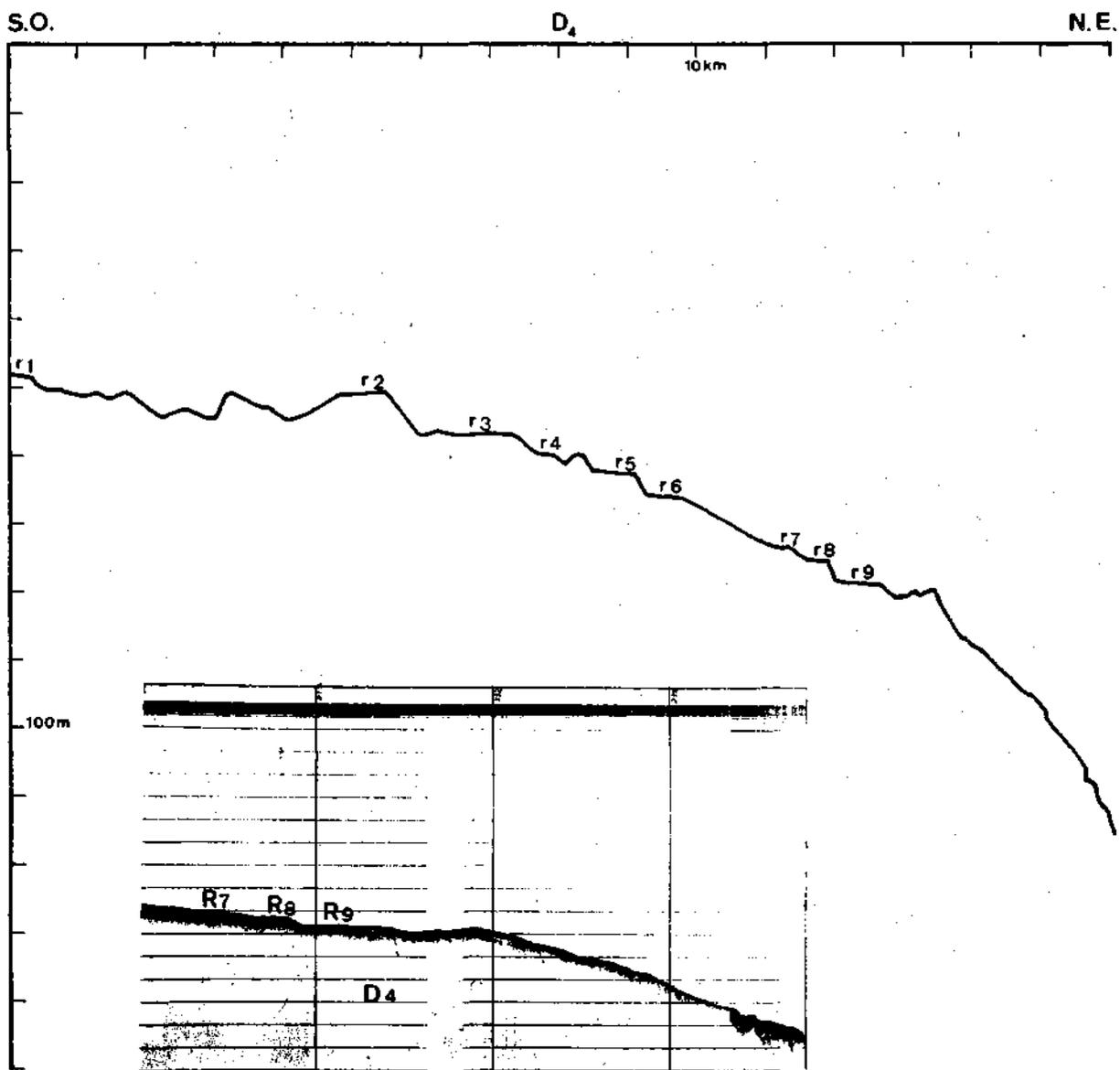


Fig. 2,28 : Profil D₄.

Des données bathymétriques inédites (G. FIERRO) signalent en outre, au large de la zone traversée par le profil D₄, un replat à -134 m qui domine le canyon d'Isola Rossa.

Profil F* (fig. 2,29)

Distant de 3000 m de D₄, ce profil est, dans les grandes lignes, parallèle aux côtes de l'Anglona dont il est éloigné d'environ 9 km. Il met d'abord en évidence deux replats successifs aux altitudes de -66 m (R₁) et de -70 m (R₂). Ce dernier replat se termine par un large relief peu élevé culminant à -68 m (CL₁) et qui peut être considéré comme un ancien cordon littoral. Ensuite, la topographie oscille entre -70 et -76 m et l'on retrouve encore un nouveau relief étroit, haut de 8 m (-67 m) (CL₂) qui domine un autre replat large de près de 1000 m et localisé à -75 m (t₁). Par la suite, la topographie est assez accidentée, le profil traverse une dépression qui atteint -110 m sur les flancs de laquelle on remarque des petits replats à -104 m (R₃) et -102 m (R₄). Plus loin, le profil met en évidence notamment une crête étroite (-97 m) dont la forme et l'altitude nous font penser à un cordon littoral (CL₃).

Au large, la topographie diminue rapidement et atteint un replat très bien marqué à -116 m (R₂). Le profil s'arrête à -134 m.

* : La mauvaise qualité de l'enregistrement ne permet pas de réaliser des photographies de ce profil.

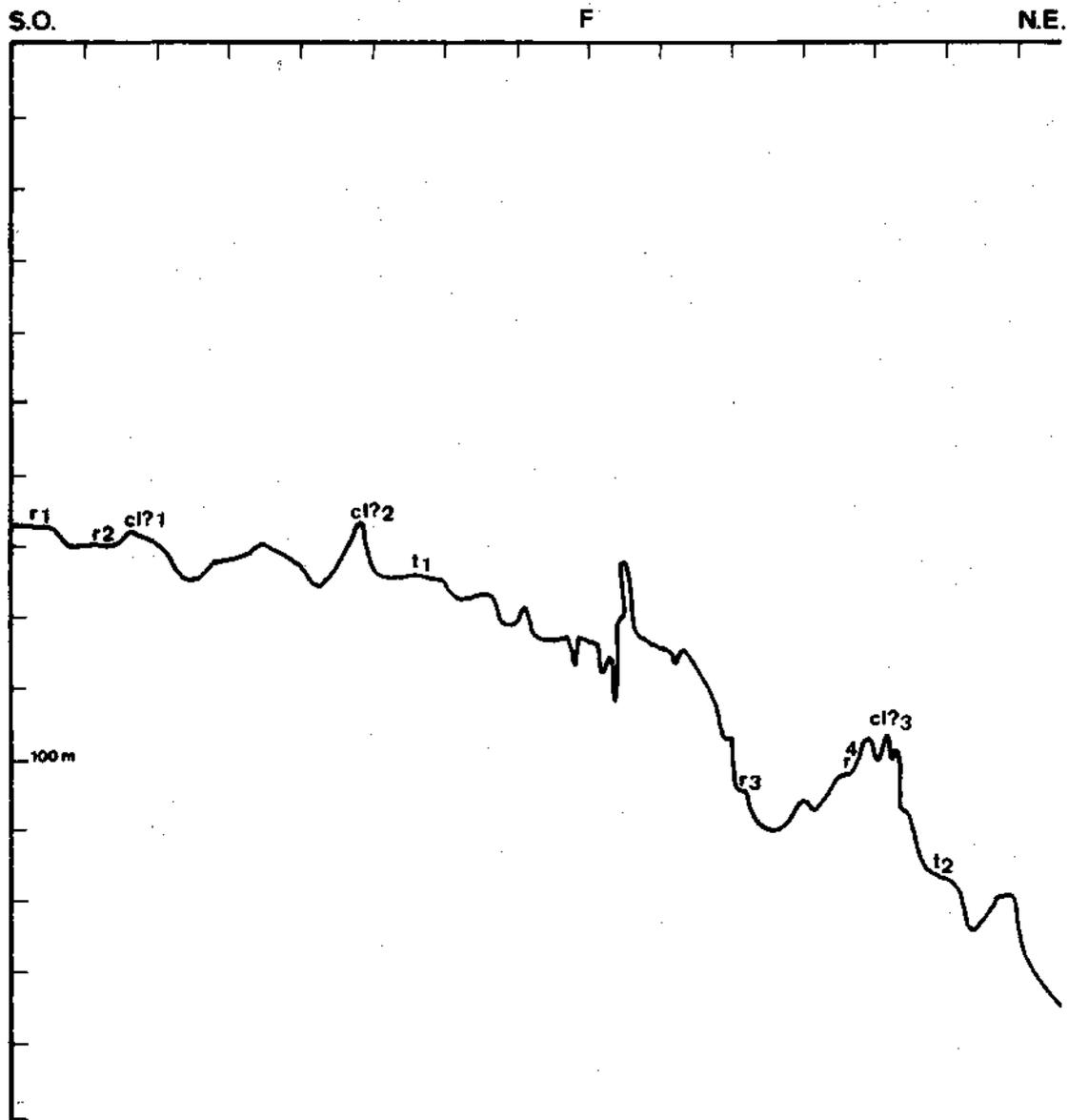


Fig. 2,29 : Profil F.

Profil D₅ (fig. 2,30)

Seule, une distance de moins de 500 m sépare le profil F du profil D₅ qui débute à 8 km au large de Platamona et qui se dirige vers le canyon d'Isola Rossa. Ce profil présente d'abord une surface mollement ondulée aux alentours de -45 m sur laquelle on note une petite crête étroite (-43 m) (CL₁) qui peut suggérer un cordon littoral. Plus loin, vers -52 m, s'étire un replat (R₁) d'une

largeur de 900 m. Par après, la topographie est assez accidentée jusqu'à la cote de -66 m où débute un plateau régulier qui pend lentement vers le large (1,2‰) et qui se termine par une crête étalée qui culmine à -66 m (+3 m) (CL₂). Après ce cordon littoral, la topographie est encore mollement ondulée pour atteindre une nouvelle crête bien marquée située à -67 m (+7,5 m) que nous interprétons comme un autre cordon littoral (CL₃). Ce dernier précède un replat très net localisé à -75 m (R₂) et large de plus de 1000 m, qui domine à son tour un petit replat à -79 m (R₃), lequel se termine par une petite éminence (-77 m) qui ressemble aussi à un cordon littoral (CL₄).

Plus au large, la topographie est très accidentée sauf vers la fin du profil où un replat (R₄) à -101 m est bien individualisé.

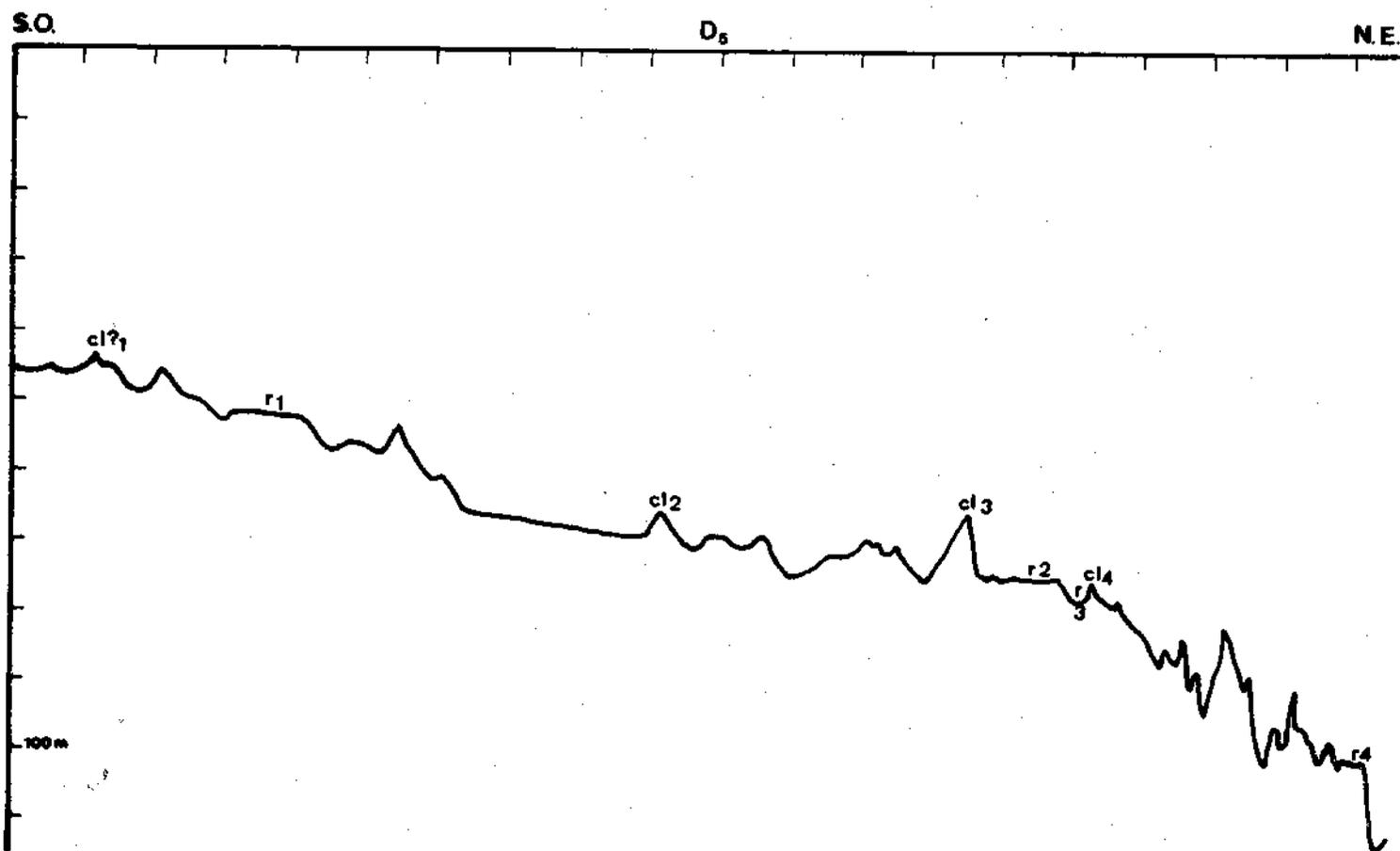


Fig. 2,30 : Profil D₅.

Profil D₉ (fig. 2,31)

Le profil D₉ est situé approximativement à 3 km à l'est de D₅ et à 2,5 km à l'ouest de D₆. Il débute à 5,5 km au nord de la Marina di Sorso pour, à 6 km au nord de Castel Sardo, se terminer par un tronçon S.-N. Ce profil est très accidenté, ce qui -comme le confirmera l'examen de D₆- doit être mis en relation avec la proximité de l'Anglona. Malgré ce relief vigoureux, il est cependant possible de repérer quelques témoins d'anciennes lignes de rivage.

Le profil commence, vers -43 m, par un replat mollement ondulé (R₁) qui est dominé par deux crêtes étroites successives dont l'une atteint la cote de -36 m et dont la forme arrondie rappelle celle d'un cordon littoral (CL₁).

Après une topographie assez irrégulière, le profil traverse un replat à -51 m (R₂) qui se retrouve plus loin à -52 m (R₃) puis à -56 m (R₄). Ces trois tronçons sont séparés l'un de l'autre par de petites vallées. L'allure découpée de ce secteur est d'ailleurs mise en évidence sur la carte bathymétrique (fig. 2,21) par le tracé tourmenté de l'isobathe de -50 m. Après ce dernier replat, le relief est assez accidenté pour présenter, au-delà de -70 m, une succession de crêtes émoussées et de larges dépressions.

La terminaison du profil est caractérisée par un large replat (R₅) (800 m) vers -83 m suivi par une dépression de 2 m de profondeur (1) dominée par une crête très arrondie vers -82 m (CL₂) (lagune et cordon littoral ?). Au-delà, on note un dernier replat à -97 m (terrasse marine ?) (R₆).

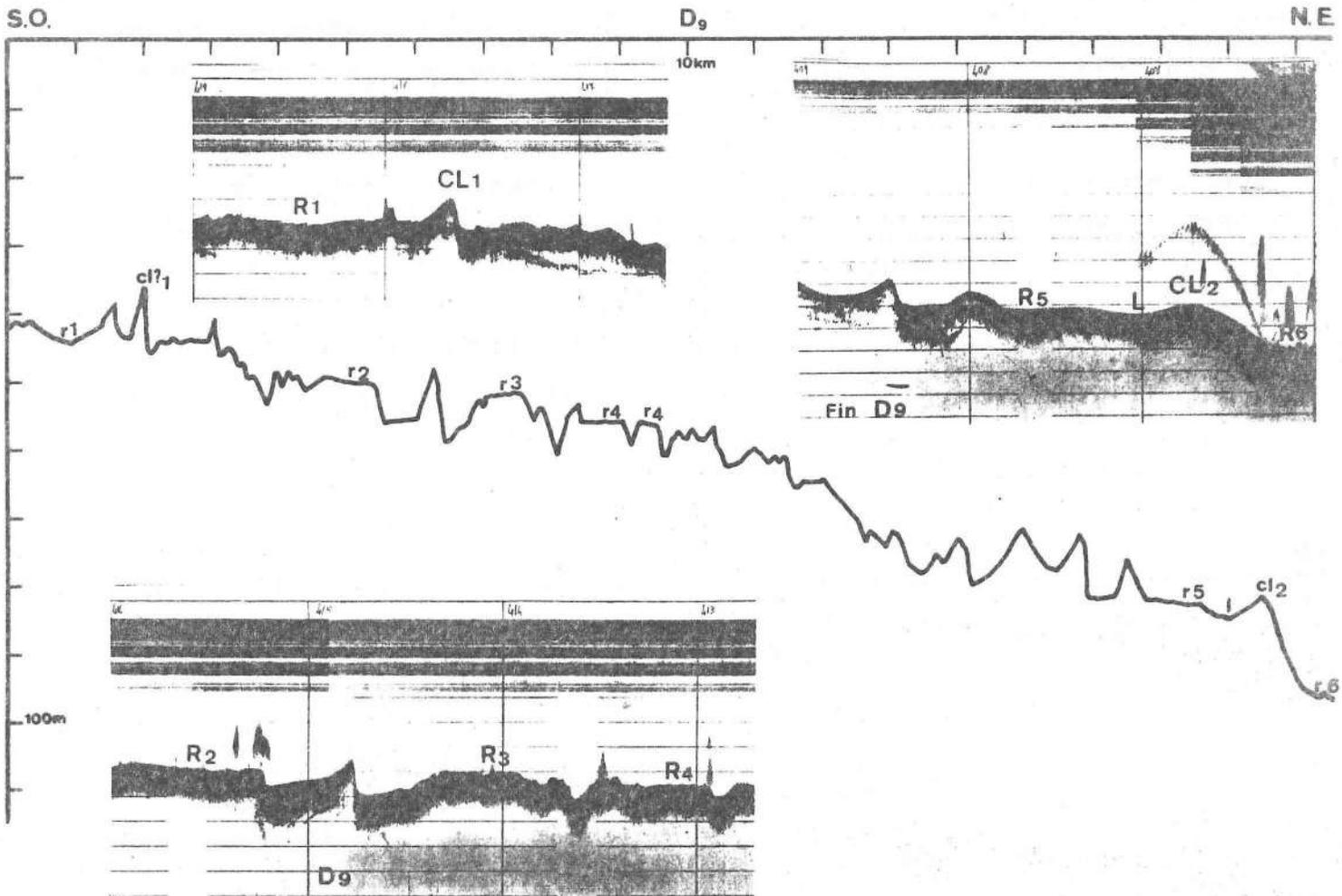


Fig. 2,31 : Profil D₉.

Profil D₆ (fig. 2,32)

Le dernier profil de la série, D₆, n'est distant des côtes de l'Anglona que de 2 km environ. Il débute face aux collines de Tres Montes et se termine au nord de l'embouchure du Coghinas.

L'allure générale de ce profil est très accidentée, ce qui -comme déjà dit pour D₉- est à corrélérer avec la proximité de l'Anglona. Commencant à -35 m, le profil met en évidence une crête étroite (CL₁) (-30 m) qui domine le relief voisin de 10 m au maximum. Il s'agit, sans doute, du témoin d'un ancien cordon littoral dont, d'après l'interprétation de la carte bathymétrique, il subsisterait des pointements aux altitudes de -26, -27, -28, -29 et -30 m, et qui aurait été érodé par une érosion subaérienne lors d'une phase de régression. L'hypothèse d'une ligne de rivage à

cette profondeur est par ailleurs étayée par la présence, plus loin dans ce profil, de petits reliefs bien marqués aux cotes de -33 et -34 m (CL₂, 3 et 4).

Par après la topographie est très irrégulière, cependant deux replats situés respectivement à -48 m (R₁) et à -52 m (R₂) peuvent encore être signalés.

La dernière partie du profil est marquée d'abord par un pic anguleux qui atteint la cote de -38 m. Ensuite, le profil est caractérisé par deux replats très nets : l'un à -66 m (t₁) et l'autre à -78 m (t₂), sans doute des terrasses marines.

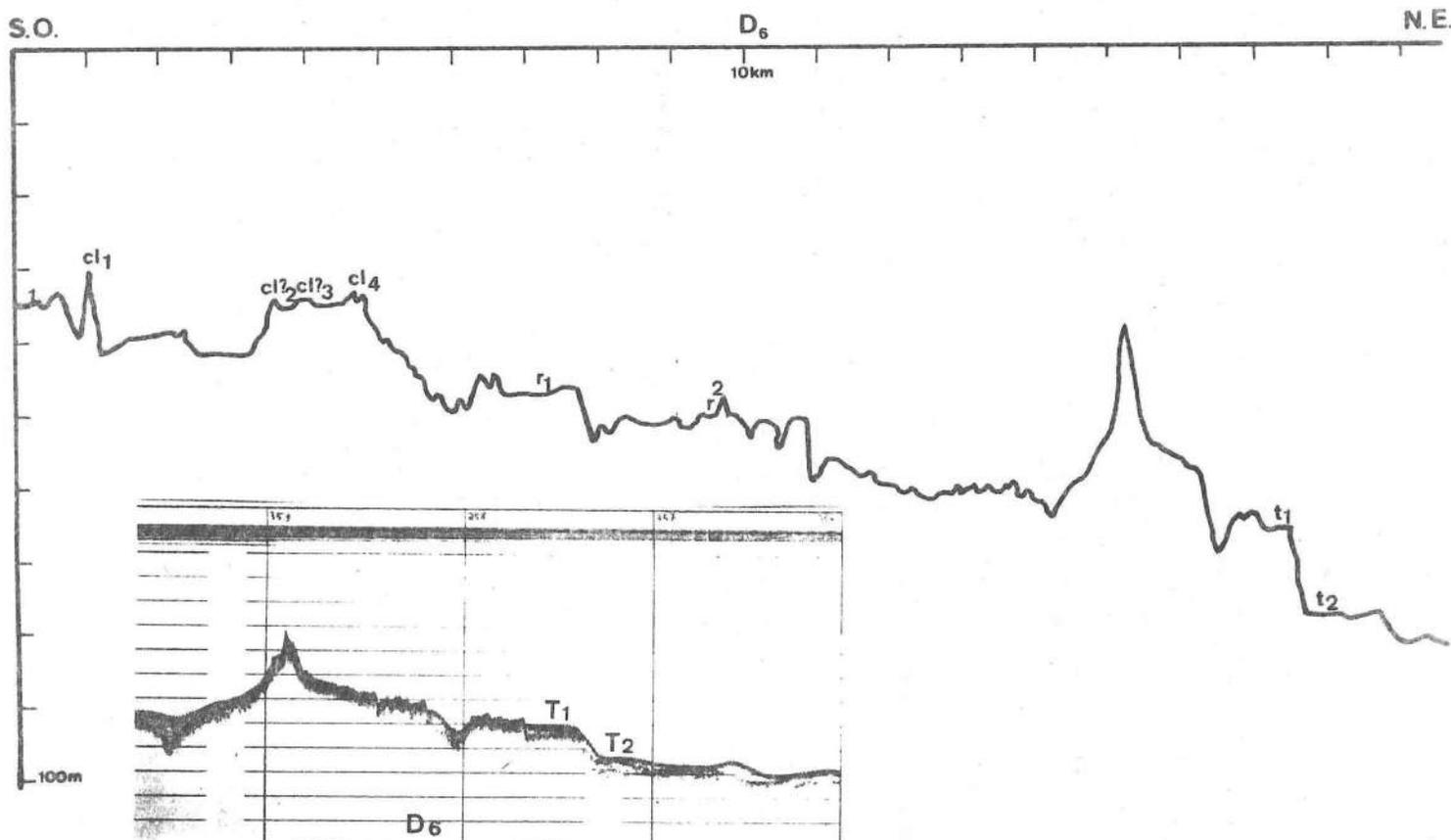


Fig. 2,32 : Profil D₆.

Profil D₇ (fig. 2,33)

Ce profil recoupe tous les autres profils étudiés jusqu'à présent, il traverse le golfe de l'Asinara depuis la Rade de La Reale jusqu'au littoral de l'Anglona. Il a été réalisé d'une

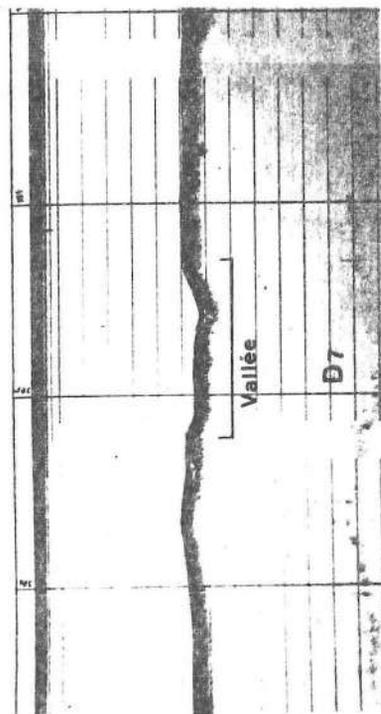
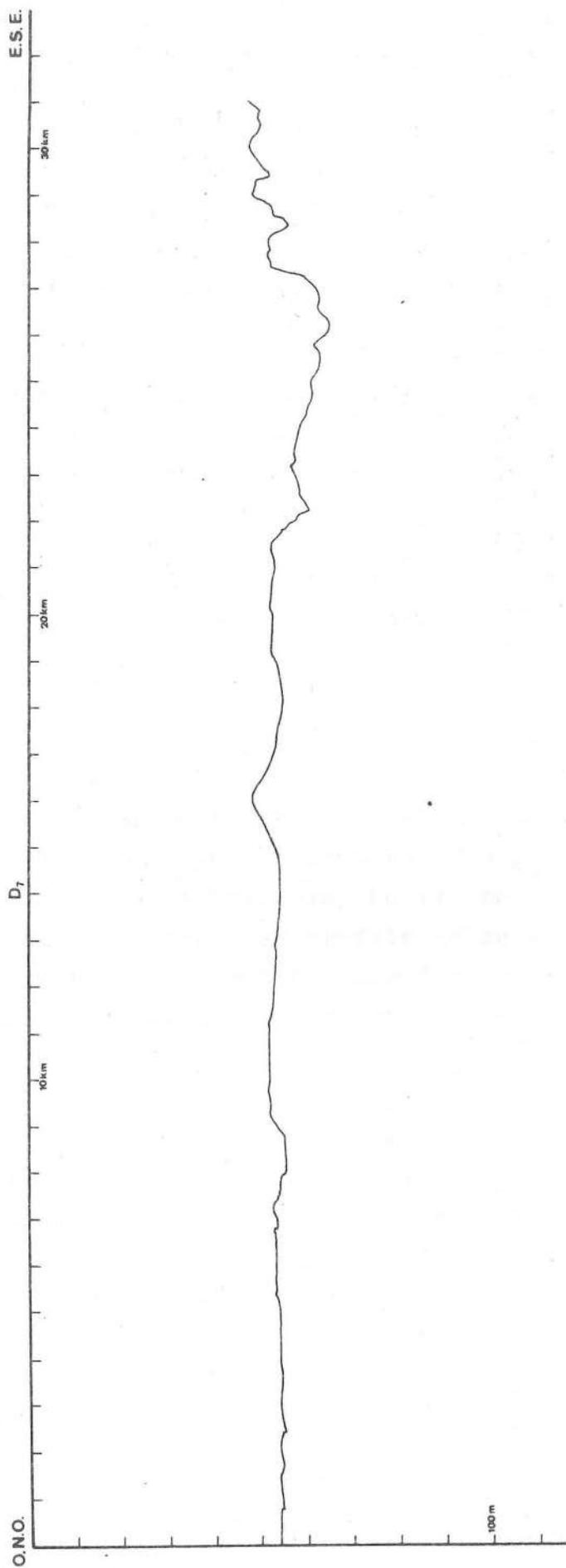


Fig. 2,33 : Profil D7.

part dans un but de contrôle et d'autre part pour avoir une idée de l'extension des morphologies rencontrées plus haut.

Il débute à 2000 m de la Punta Trabucato et met en évidence une topographie horizontale mollement ondulée située entre -53 et -55 m dont la monotonie est à peine troublée par une faible dépression large d'un kilomètre et profonde, au maximum, de 4 m et par un faible relief qui atteint la cote de -49,6 m. La plate-forme se prolonge sur une distance de près de 20 km.

C'est seulement à proximité de l'Anglona que la topographie sous-marine s'accroît ce qui confirme les informations des profils précédents, en particulier D₉ et D₆.

Ce profil confirme l'importance du plateau de -50 m dans le golfe de l'Asinara, plateau qui ne montre presque plus aucune trace d'érosion subaérienne.

b) Synthèse des profils du golfe de l'Asinara

La plate-forme continentale du golfe de l'Asinara est donc caractérisée par de nombreux témoins d'anciennes lignes de rivage aujourd'hui submergées. Le tableau 2-2 fait la synthèse des observations de tous les profils de ce secteur, exception faite du profil transversal D₇ (les doubles lignes horizontales situent approximativement l'intervalle de profondeur traversé par le profil) (tableau 2.2., p. 46).

Ces témoins sont surtout des replats que nous interprétons comme des terrasses marines et des éminences étroites franches ou émoussées qui peuvent être considérées comme d'anciens cordons littoraux. Toutes ces traces se regroupent en 10 classes bathymétriques, ce qui prouve que ces témoins se prolongeaient latéralement.

1) De -30 à -36 m

De ce cordon nous ne possédons que des informations fragmentaires fournies par les profils D₆ et D₉ et par la carte bathymé-

TABLEAU 2.2. Les niveaux marins submergés du Golfe de l'Asinara.

Interprétation des cartes bathymétriques	Interprétation des profils							
	D1	D2	D3	D4	F	D5	D9	D6
-27 -30 CL							-36CL	-30CL -33CL -34CL
-48 -50CL		-51CL	-45CL	-48R -51R		-43CL -52R	-51R -52R	-48R -52R
-57 -60CL	-57R			-57R -60R			-56R	
	-63CL -64CL -66R	-66R		-63R -66R	-66R -67CL -68CL -70R	-66CL		-66R
-78 -79CL	-80R	-75CL -83R	-74R -82R	-74R -76R -79R	-75R	-75R -77CL -79R	-82CL -83R	-78R
	-90R		-90R					
-97 -98CL		-95CL -105R	-101R		-97CL -102R -104R	-101R	-97R	
			-114R		-116R			
	-126R			-118CL -126R				
-132 -135 R				-131R				

trique. Cette ligne de rivage se présente, au large de l'Anglona, comme un cordon littoral très érodé, sans doute lors d'une phase régressive ultérieure.

D'autres profils dans le secteur sud-ouest du golfe seraient nécessaires pour voir si cette ligne de rivage y est aussi présente.

2) De -43 à -52 m

Cette ancienne ligne de rivage se rencontre dans tous les profils et est située en bordure externe d'un large plateau de même altitude. L'ensemble est constitué par d'anciennes plates-formes d'abrasion et des éléments d'un même cordon localisés entre -48 et -51 m. La carte bathymétrique montre que ce cordon s'étire sur au moins 15 km de long. Orienté E.S.E.-O.N.O., il devait fermer la partie sud-occidentale du golfe de l'Asinara depuis la Punta Trabuccato jusqu'au littoral de l'Anglona.

3) De -56 à -60 m

Trois profils seulement mettent en évidence des replats aux cotes respectives de -56, -57 et -60 m, qui peuvent être considérés comme les témoins d'une même plate-forme d'abrasion. Cette ligne de rivage est d'autant plus probable qu'au large de la Gallura occidentale, nous en avons trouvé des traces entre -56 et -59 m.

4) De -63 à -70 m

Les témoins de cet ancien littoral sont fréquents et se retrouvent sur 6 profils. Ainsi, on observe des replats aux cotes de -66 m (dans 5 profils) mais également vers -63 et -70 m. Les cordons littoraux sont aussi fréquemment observés aux cotes de -63, -64, -66, -67 et -68 m.

Ce littoral concorde avec celui observé sur la plate-forme de la Gallura orientale aux profondeurs comprises entre 63 et 67 m.

5) De -74 à -83 m

De fréquentes traces d'anciens rivages sont situées entre -74 et -78 m d'une part et entre -79 et -83 m d'autre part. Il est cependant malaisé de savoir s'il s'agit de deux niveaux marins voisins ou d'une seule ligne de rivage.

6) A -90 m

La présence d'une ligne de rivage n'est pas certaine car seulement deux profils présentent des replats à la profondeur de -90 m.

7) De -95 à -105 m

Cette ligne de rivage submergée se marque surtout par des plates-formes d'abrasion situées aux cotes de -97 m, -101 m, -102 m, -104 m et -105 m. Les cordons littoraux sont plus rares et se retrouvent à -95 et -97 m. Les témoins de cet ancien littoral ne sont pas présents sur tous les profils.

8) De -114 à -116 m

Deux profils présentent des replats à cette profondeur, profondeur qui concorde avec certaines de nos observations au large de la Gallura orientale.

9) De -118 à -126 m

Deux replats situés à -126 m et un cordon littoral à -118 m témoignent de cet ancien rivage qui peut être parallélisé avec celui observé entre -128 et -130 m au large de l'île de Caprera.

10) A -131 m

Un replat, distinct du niveau précédent, a été relevé à -131 m. Nous le comparons, avec des réserves, avec le niveau le plus bas de Gallura orientale localisé entre -134 et -141 m.

D'autre part, rappelons que la plate-forme continentale du golfe de l'Asinara est aussi caractérisée par un intense développement d'un plateau localisé aux alentours de -50 m. Contrairement au secteur de la Gallura orientale, on n'observe pas ici de plateau fort développé aux alentours de -85, -95 m.

Les pentes relevées sur les tronçons rectilignes de la plate-forme sont de l'ordre de 1‰ et de 1,2‰. Alors que la pente moyenne pour toute la plate-forme est de 4‰ au large de Porto-Torrès. Par contre, sur le talus continental, on note des valeurs

de 14% et de 18,5%.

Si le plateau de -50 m, au centre du golfe, n'est presque pas incisé par des vallées (profil D7), par contre, à proximité de l'Anglona, le relief est fort irrégulier, ce qui doit être mis en relation avec une érosion subaérienne provenant des torrents de cette région. Il n'est pas non plus exclu que des épandages éoliens se retrouvent aujourd'hui submergés dans ce secteur particulièrement exposé aux actions du Mistral. Les profils successifs sont de plus en plus accidentés vers l'Anglona et surtout à partir du profil F.

3. Profils de Porto-Torrès

L'interprétation d'une carte bathymétrique détaillée nous a fait envisager la présence d'un cordon littoral situé à l'est de Porto-Torrès. Ce relief submergé débuterait à 1400 m à l'est de la Punta San Gavino et, après un parcours de près de 3 km, se terminerai t à 2200 m au large de la station balnéaire de Platamona (fig. 2,21).

Trois profils ont parcouru ce secteur :

Profil D₁₀ (fig. 2,34)

Le profil D₁₀ est développé grosso-modo perpendiculairement à la côte, face à la chapelle de Balai. Il débute par une topographie plane, située à une bathymétrie de -23 m, qui est surmontée par une étroite éminence -30 m de large- culminant à -21,5 m (cordon littoral). Ce relief domine vers le large un replat localisé à -25 m qui peut être considéré comme l'ébauche d'une plateforme d'abrasion liée à la formation du cordon de -21,5 m. Au-delà, la topographie plonge brusquement pour atteindre une autre surface plus douce à -32 m.

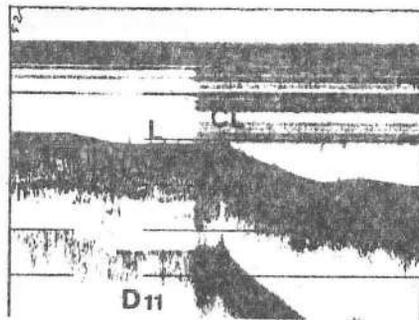
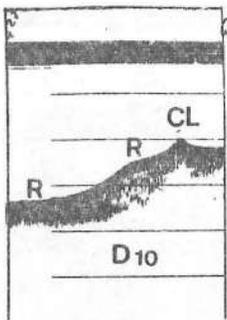


Fig. 2,34 : Profil D₁₀.

Fig. 2,35 : Profil D₁₁.

Fig. 2,36 :
Transfert
D₁₁-D₁₂.

Profil D₁₁ (fig. 2,35)

Ce profil, de direction S.-N., s'étire au large de Platamona. Il débute à une profondeur de -20,7 m par une surface plane qui précède une légère dénivellation laquelle aboutit à son tour à un autre replat très net de 450 m de long et situé à -23 m. Ce dernier se termine par un petit relief étroit situé également à -20,7 m (CL); sans doute, s'agit-il d'un petit cordon littoral précédant une lagune. Après ce cordon, le relief plonge pour atteindre une topographie mollement ondulée vers -29 m.

En passant de D₁₁ vers D₁₂, le bateau a recoupé, de nouveau, ce cordon à la cote de -21,1 m (fig. 2,36).

Profil D₁₂ (fig. 2,37)

Le profil D₁₂, orienté ouest-est, est parallèle à la côte et surmonte tantôt le cordon, tantôt le secteur au large. Il n'apporte rien de neuf et confirme l'altitude du cordon qu'il recoupe deux fois : à -21,1 m (CL₁) et à -21,5 m (CL₂). Il traverse aussi des replats situés à -25 et -26 m.

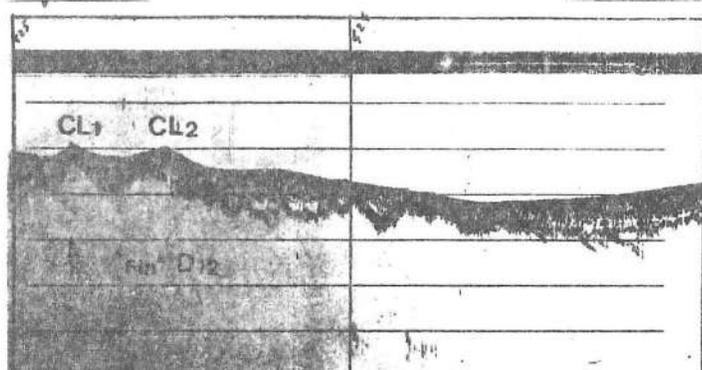


Fig. 2,37 : Fin du profil D₁₂.

Cette courte série de profils est la seule réalisée si près de la côte. Elle confirme la présence d'un cordon littoral submergé à une profondeur de -21 m. Il est, d'autre part, probable que ce cordon isolait une lagune. Cette situation est donc comparable au littoral actuel de Platamona ou à celui qui existait au Tyrrhénien II (voir 1ère partie, chapitre IV).

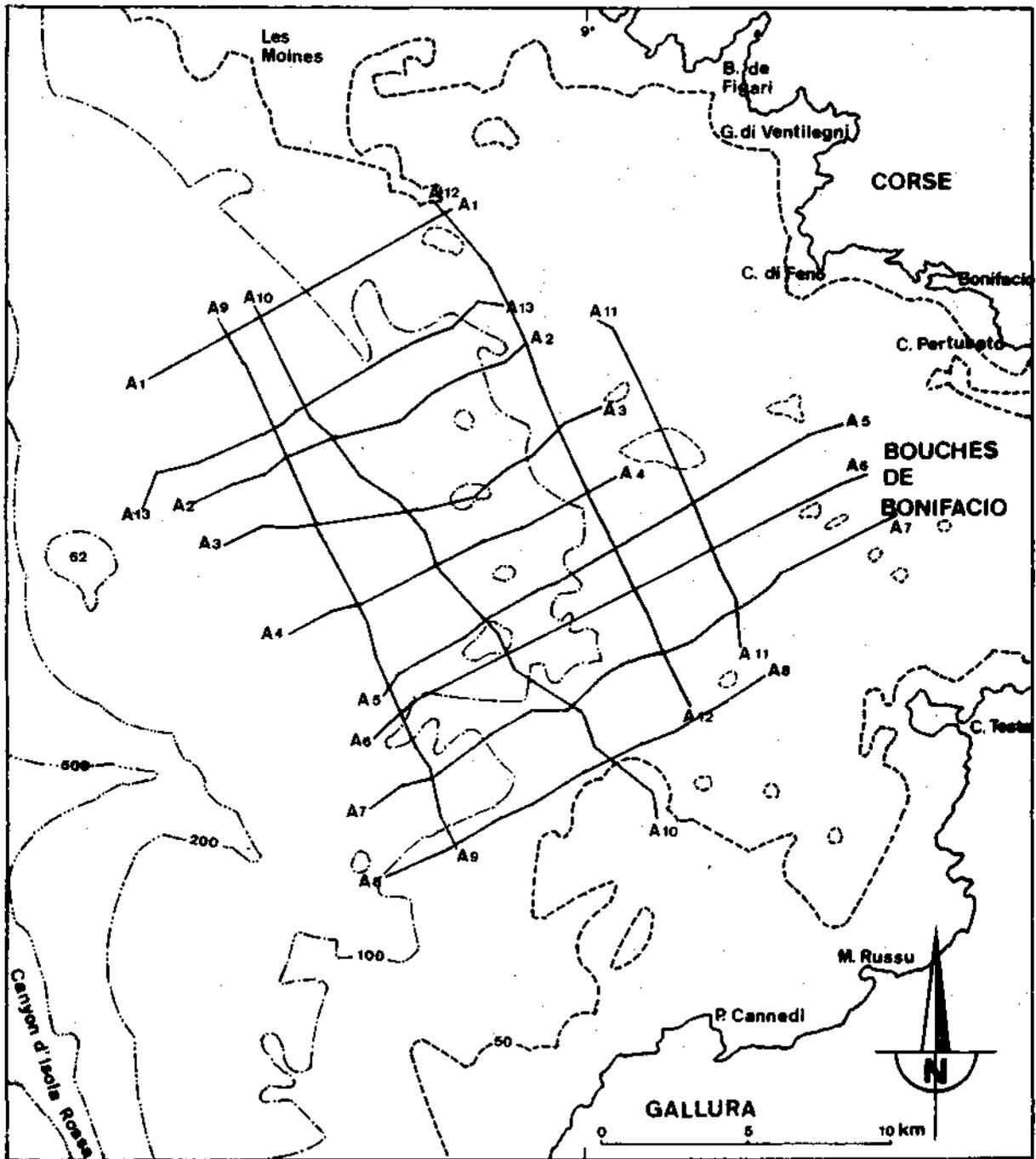


Fig. 2,38 : Localisation des profils
ouest des Bouches de Bonifacio.

4. Secteur occidental des Bouches de Bonifacio

La partie occidentale des Bouches de Bonifacio est comprise entre la Corse et les récifs des Moines au nord, le canyon d'Isola Rossa à l'ouest, la Gallura au sud et les Bouches de Bonifacio ("sensu stricto") à l'est (fig. 2,38).

L'interprétation de la carte bathymétrique au 1/100.000 de l'I.I.M. (n° 42) et de documents bathymétriques inédits dressés par G. FIERRO suite à la campagne océanographique du Bannock en 1964 dans ce secteur, nous a permis de repérer :

- 1) a) un plateau très découpé aux alentours de -45 -50 m, dont l'extension est, par ailleurs, maximum au large de la Gallura, face à l'embouchure du Vignola,
 - b) un cordon très découpé vers -66-67 m,
 - c) un cordon littoral vers -94-100 m,
 - d) des replats vers -124 -127 m d'une part et vers -134 -138 m d'autre part,
 - e) de vastes plateaux aux alentours de -150 m;
- 2) une extension considérable de la plate-forme continentale (plus de 30 km) dont le rebord se situe vers -180 m, profondeur inhabituelle pour la Méditerranée comme le signale par ailleurs M. GENNESSEUX (1972).

Une série de 13 profils exécutés durant la campagne de 1974 a quadrillé ce secteur afin de confirmer nos interprétations : un premier groupe est orienté E.N.E.-O.S.O., il s'agit, du nord au sud, des profils A₁, A₁₃, A₂, A₃, A₄, A₅, A₆, A₇, A₈ tandis qu'un second groupe est orienté N.N.O.-S.S.E. : d'ouest en est on y rencontre successivement A₉, A₁₀, A₁₂ et A₁₁ (fig. 2,38).

a) Description des profils

Profil A₁ (fig. 2,39)

Le plus septentrional des profils débute à 9 km à l'est de la Baie de Figari (Corse). Il commence par un replat à -54 m (R₁).

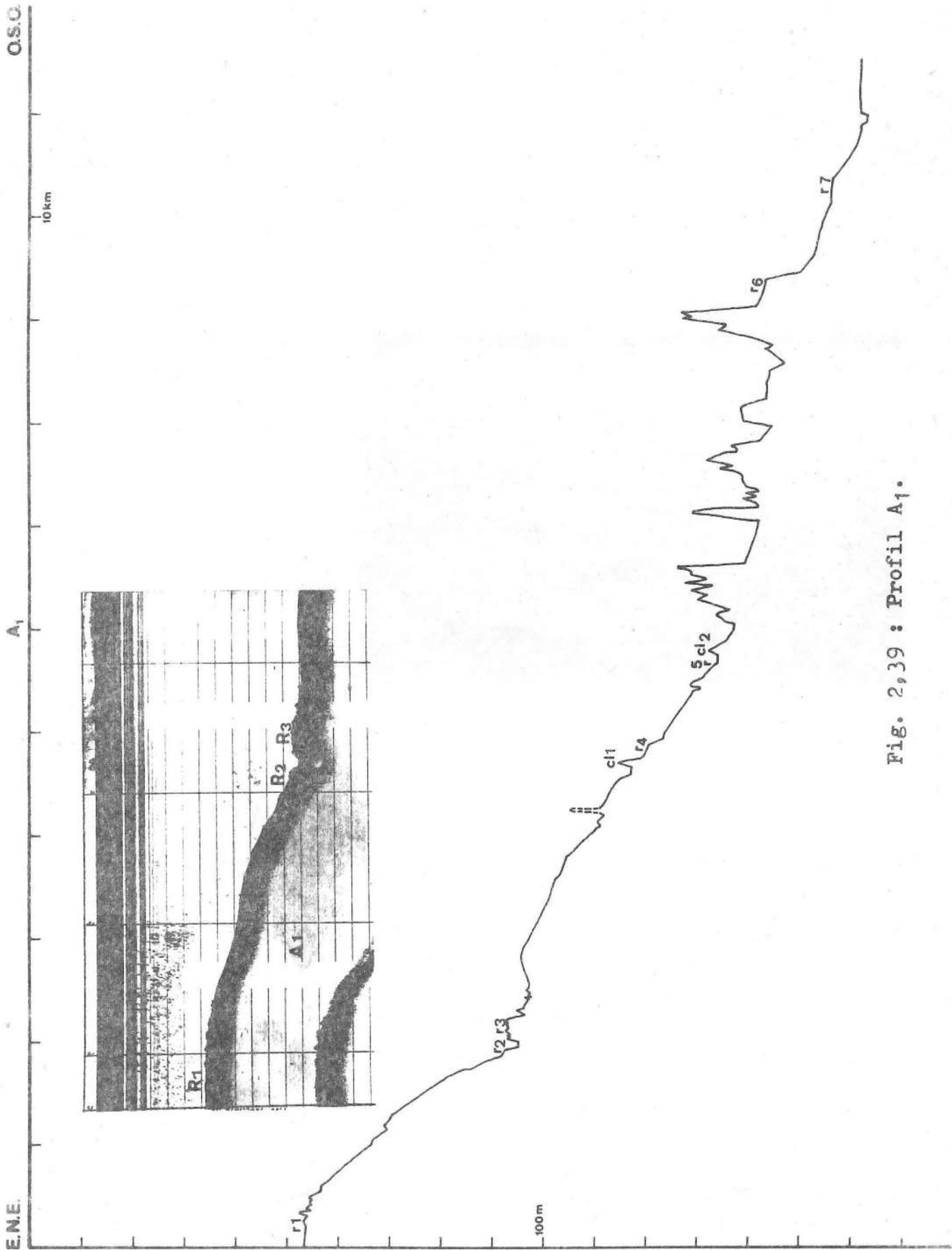


Fig. 2,39 : Profil A1.

E.N.E.

A₁₃

O.S.O.

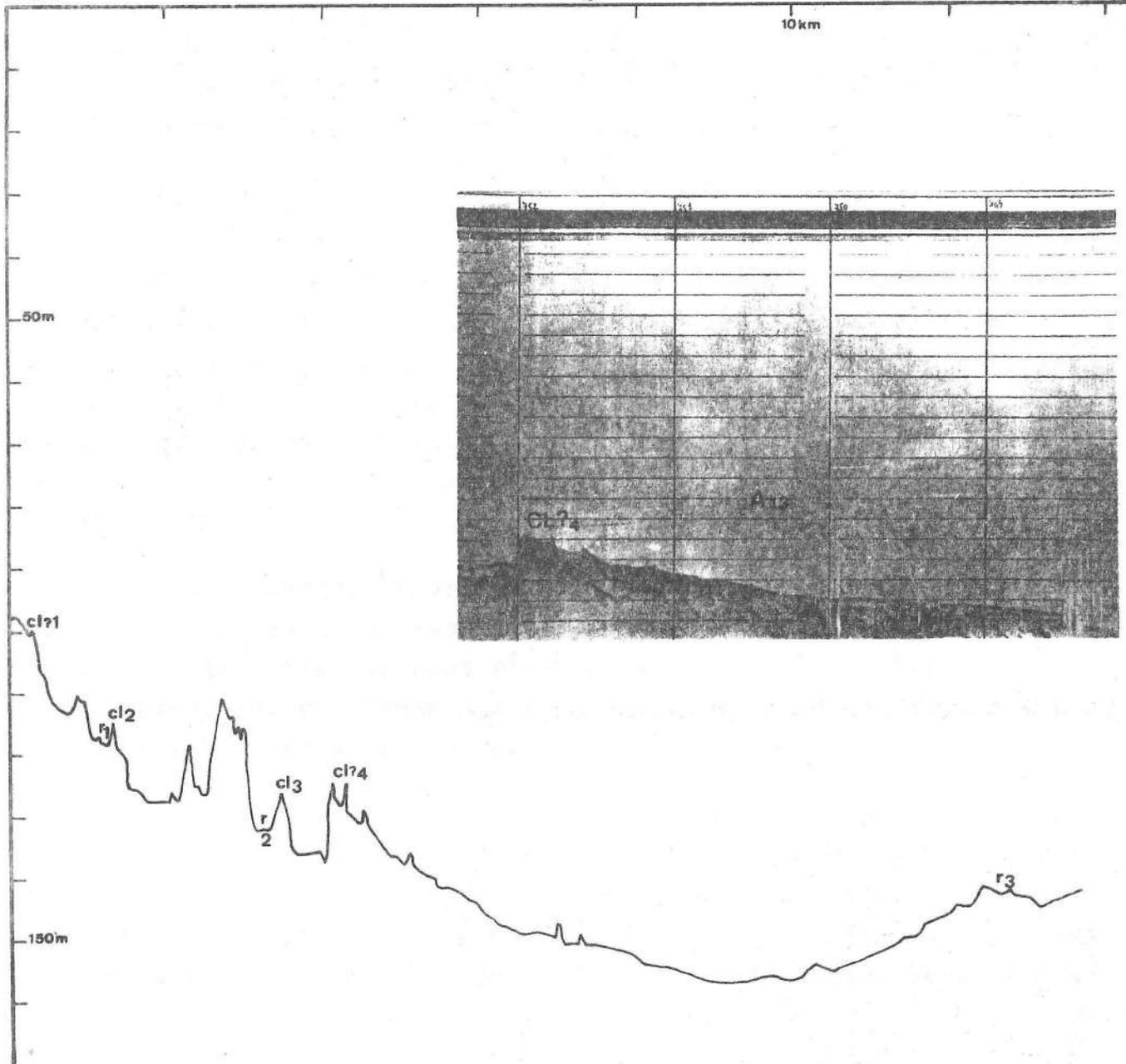


Fig. 2,40 : Profil A₁₃.

auquel fait suite une pente assez régulière qui se termine par un autre replat vers -93 -96 m (R₂-R₃). La profondeur, ensuite, augmente régulièrement jusqu'à -115 m où se dresse un petit cordon littoral (CL₁) suivi d'un petit replat (R₄).

Plus au large, on note de nouveau un replat (-134 m) (R₅) suivi d'un autre petit cordon (-132 m) (CL₂). Le relief est ensuite très accidenté et oscille entre -128 et -148 m. Le profil se termine par deux replats situés à -143 m (R₆) et -157 m (R₇) qui dominent une plate-forme horizontale à -162 m.

Profil A₁₃ (fig. 2,40)

Ce profil est situé à 4 km au sud de A₁ et débute à 13 km du golfe de Ventilegni (Corse). Il met de suite en évidence, à -100 m, une petite crête dont la forme rappelle celle d'un cordon littoral (CL₁). Après une rupture de pente suivie d'un pointement rocheux, une nouvelle crête étroite (-115 m) (CL₂) domine de 3 m un petit replat (-118 m) (R₁); sans doute s'agit-il aussi de la trace d'un ancien rivage.

Vers le large, le profil rencontre ensuite, après quelques reliefs vigoureux, un replat localisé à -132 m (R₂) dominé par une étroite crête qui peut s'assimiler à un cordon littoral (CL₃). Par après, des pointements à même altitude (CL₄) sont, sans doute, à associer à cet ancien rivage.

Plus à l'ouest, le profil traverse une large dépression taillée dans un complexe sédimentaire pénétrable au Mud-Penetrator et qui présente sans doute une composante marneuse (fig. 2,40); cette dépression atteint la cote maximum de -155 m. La fin du tracé est marquée par un relèvement du profil et par un replat vers -142 m (R₃).

Profil A₂ (fig. 2,41)

Situé 2 km au sud du profil précédent, celui-ci débute à 10 km à l'ouest du Capo di Feno (Corse). Il présente d'abord deux replats successifs situés aux bathymétries respectives de -90 (R₁) et -97 m (R₂). Vers le large, la profondeur augmente et la topogra-

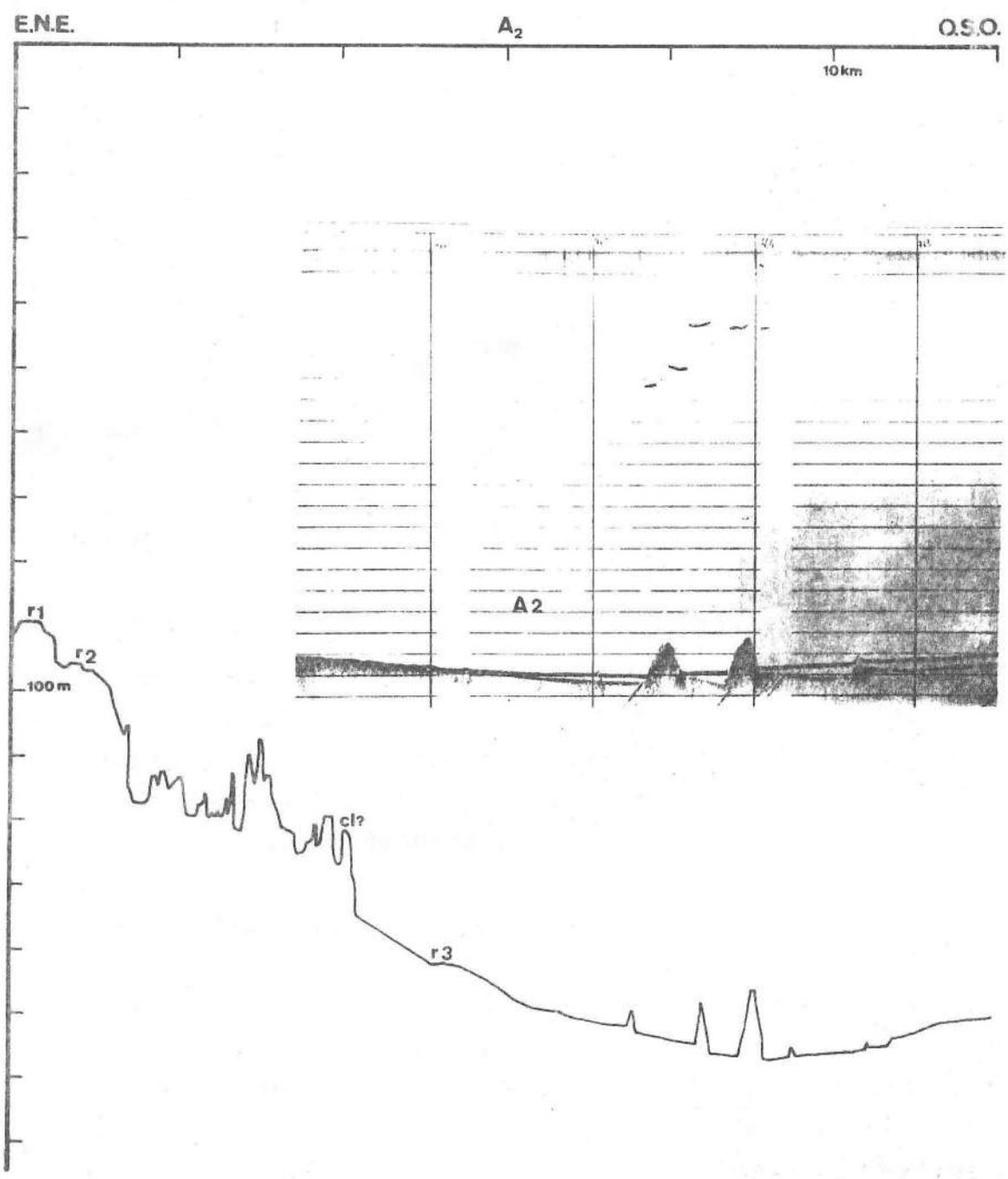


Fig. 2,41 : Profil A₂.

phie est fort accidentée pour se terminer par une crête émoussée dont l'aspect rappelle celui d'un cordon littoral (-122 m) (CL).

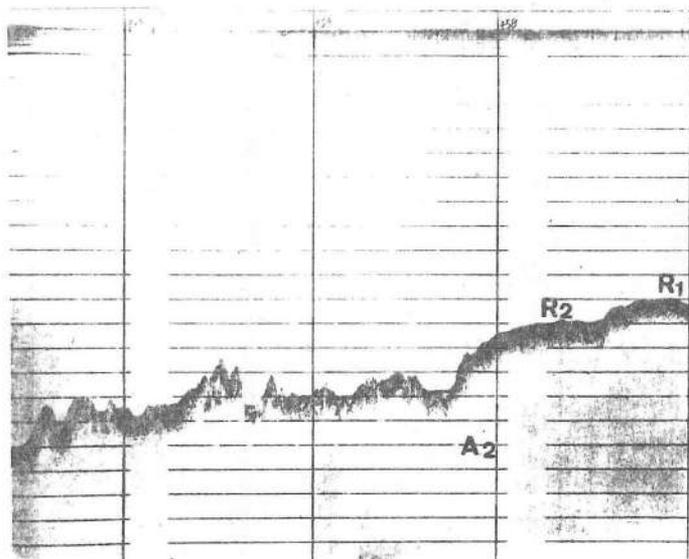


Fig. 2,42 : Début du profil A₂.

Ce cordon domine ensuite une très large dépression taillée dans la roche plissée (fig. 2,41) et qui passe progressivement de -135 à -157 m et où les seuls reliefs sont soit un banc plus résistant qui sert de niveau de base à un replat (-142 m) (R₃), soit des bancs qui percent le faible manteau de sédiments meubles dont l'épaisseur ne dépasse pas 5 m.

Profil A₃ (fig. 2,43)

Débutant à 8 km du Capo di Feno (Corse) et à une profondeur de -72 m, ce profil traverse un plateau large de 2000 m culminant à -55 m (R₂). Ce trajet est d'ailleurs marqué par un petit replat large de 150 m et situé à -62 m (R₁). De même, le flanc occidental de ce plateau est marqué par un replat faiblement incliné qui aboutit à la cote de -67 m (R₃).

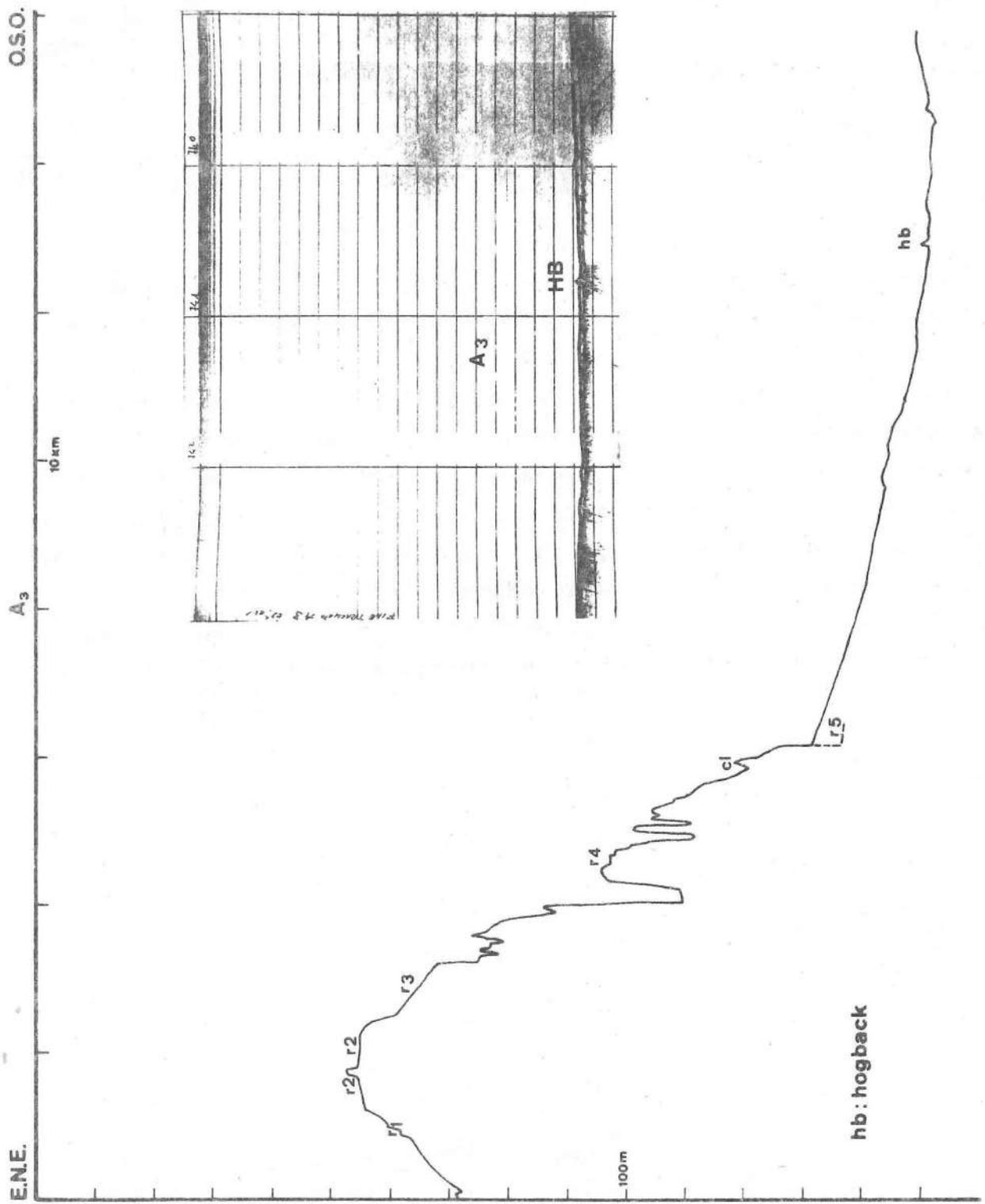


Fig. 2,43 : Profil A₃.

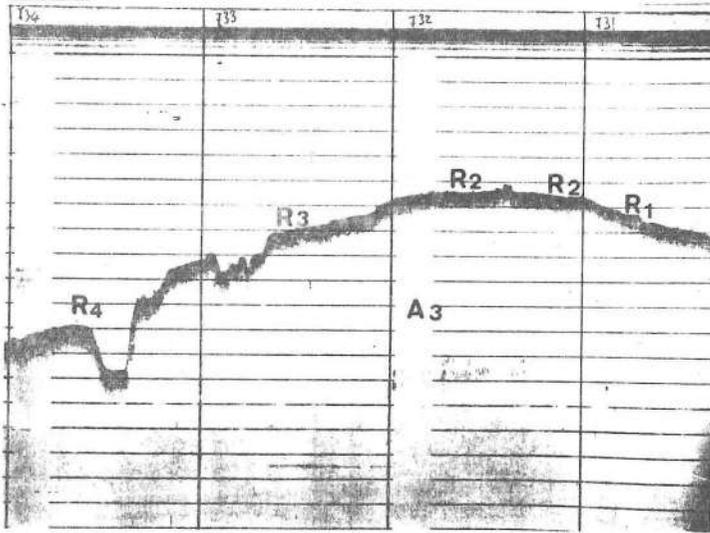


Fig. 2,44 : Début du profil A₃ (O.S.O.-E. N.E.).

Le profil plonge ensuite assez rapidement pour atteindre, après une vallée, un replat à -97 m (R₄). Plus à l'ouest, on observe un cordon vers -118 m (CL). Ensuite, s'étale une vaste dépression sur plus de 10 km qui atteint la cote de -152 m et qui est taillée dans des roches plissées. A la bordure orientale de cette dépression, on observe, masqué par 4 m de dépôts meubles, un replat très net à -136 m (R₅). Dans ce secteur, l'épaisseur des dépôts atteint au maximum 7 m (fig. 2,45). Cette plate-forme est aussi caractérisée par une morphologie plane, à peine ondulée, qui n'est perturbée que très localement par le pointement d'un hogback (hb) comme le laisse supposer le pendage élevé des couches.

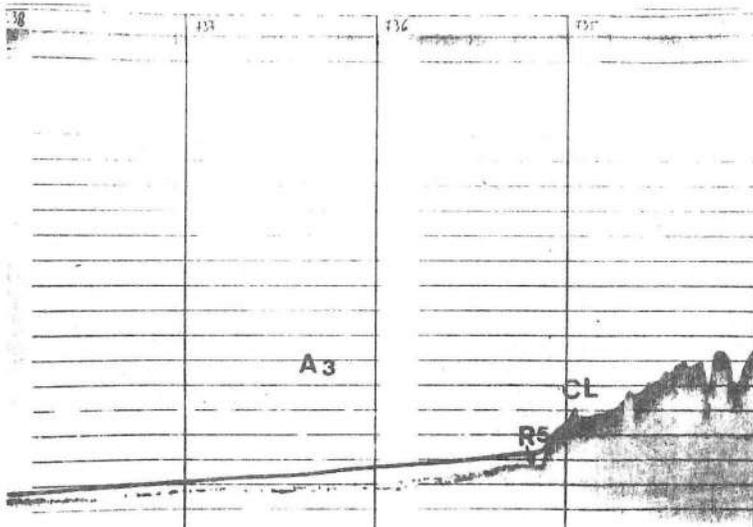


Fig. 2,45 : Replat masqué des dépôts meubles.

E.N.E.

A₄

O.S.O.

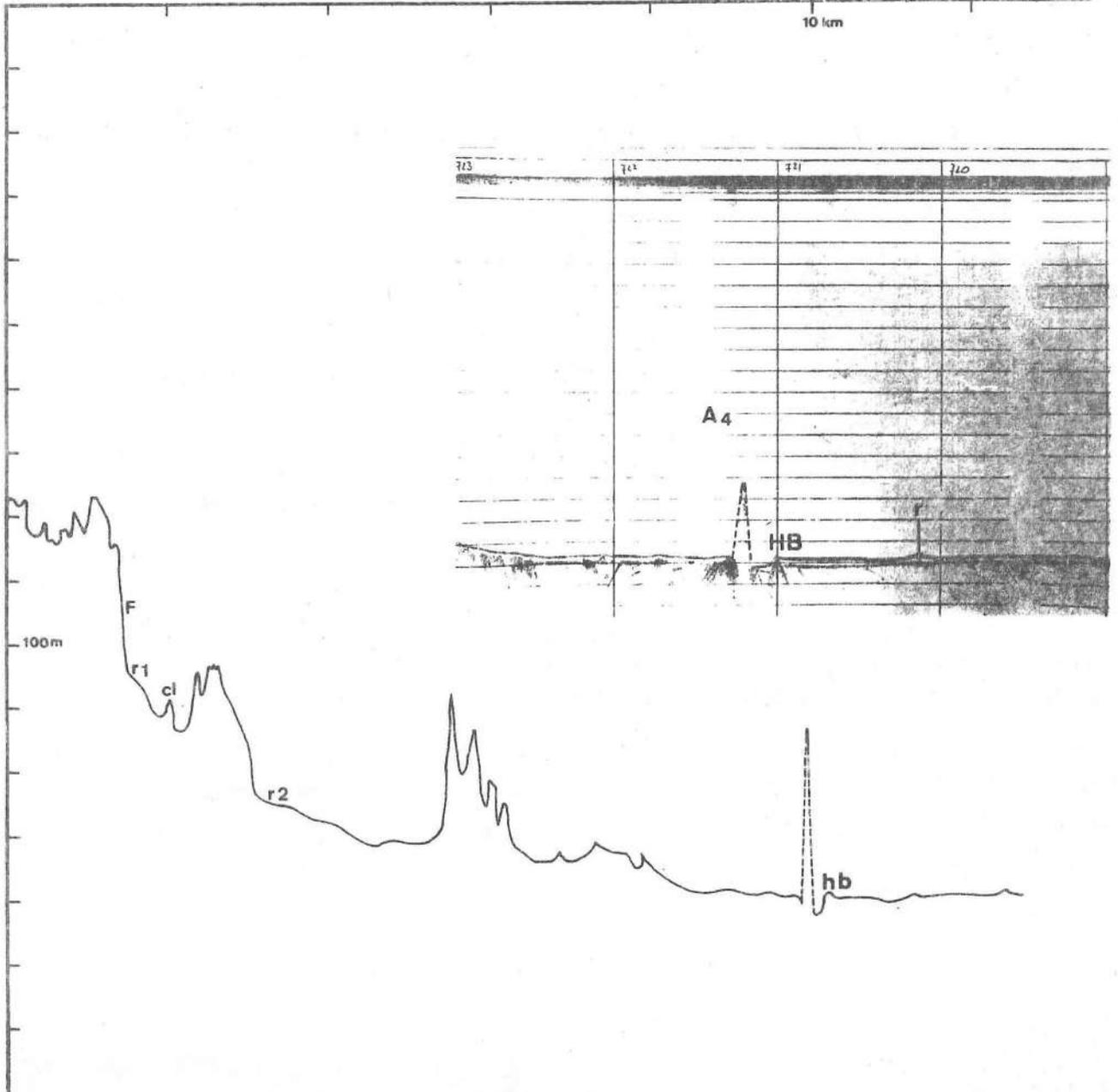


Fig. 2,46 : Profil A₄.

Profil A₄ (fig. 2,46)

Ce profil débute à 14 km à l'E.S.E. de Bonifacio (Corse) par un relief très irrégulier compris entre -77 et -85 m qui se poursuit par une brusque falaise (F) de 20 m de haut. Celle-ci se raccorde, après une rupture de pente, à un replat (R₁) atteignant -107 m qui peut être comparé à une plate-forme d'abrasion. Après ce replat, on note une dépression étroite bordée par un petit relief bien marqué culminant à -109 m (ancien cordon ?). Vers le large, le profil traverse un petit relief bien marqué puis un replat à -124 m (R₂). Ce dernier est constitué par une accumulation de dépôts meubles d'une puissance de 4 m qui masque une autre plate-forme taillée dans la roche à -128 m. Après le replat, une large dépression atteint la profondeur de -132 m. Elle domine un long plateau qui aboutit à -150 m. Ce relief monotone est taillé dans une roche plissée et est seulement interrompu par des pointements de bancs plus résistants (fig. 2,46).

Profil A₅ (fig. 2,47)

Ce profil débute à 6,5 km à l'ouest du Cap Pertusato (Corse) par un large replat très net à -76 m (R₁). Vers le large, le relief se relève et atteint un replat localisé vers -69 m (R₂), puis un plateau compris entre -53 et -57 m qui est bordé, à l'est, par une très large crête qui culmine à -58 m (CL₁). Ce relief précède un replat localisé à -62 m (R₃). Quant au plateau, il présente de nombreux tronçons rectilignes très réguliers.

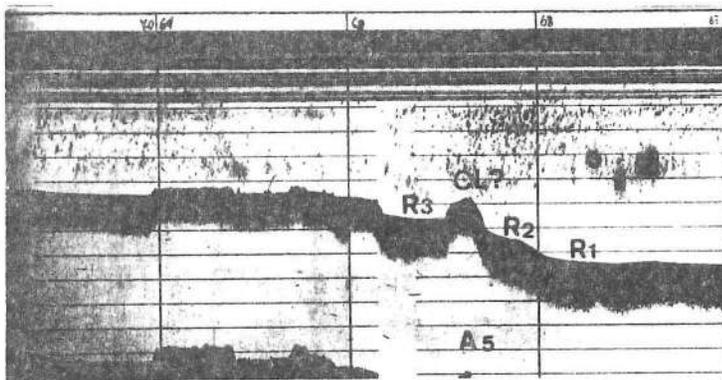


Fig. 2,48 : Début du profil A₅.

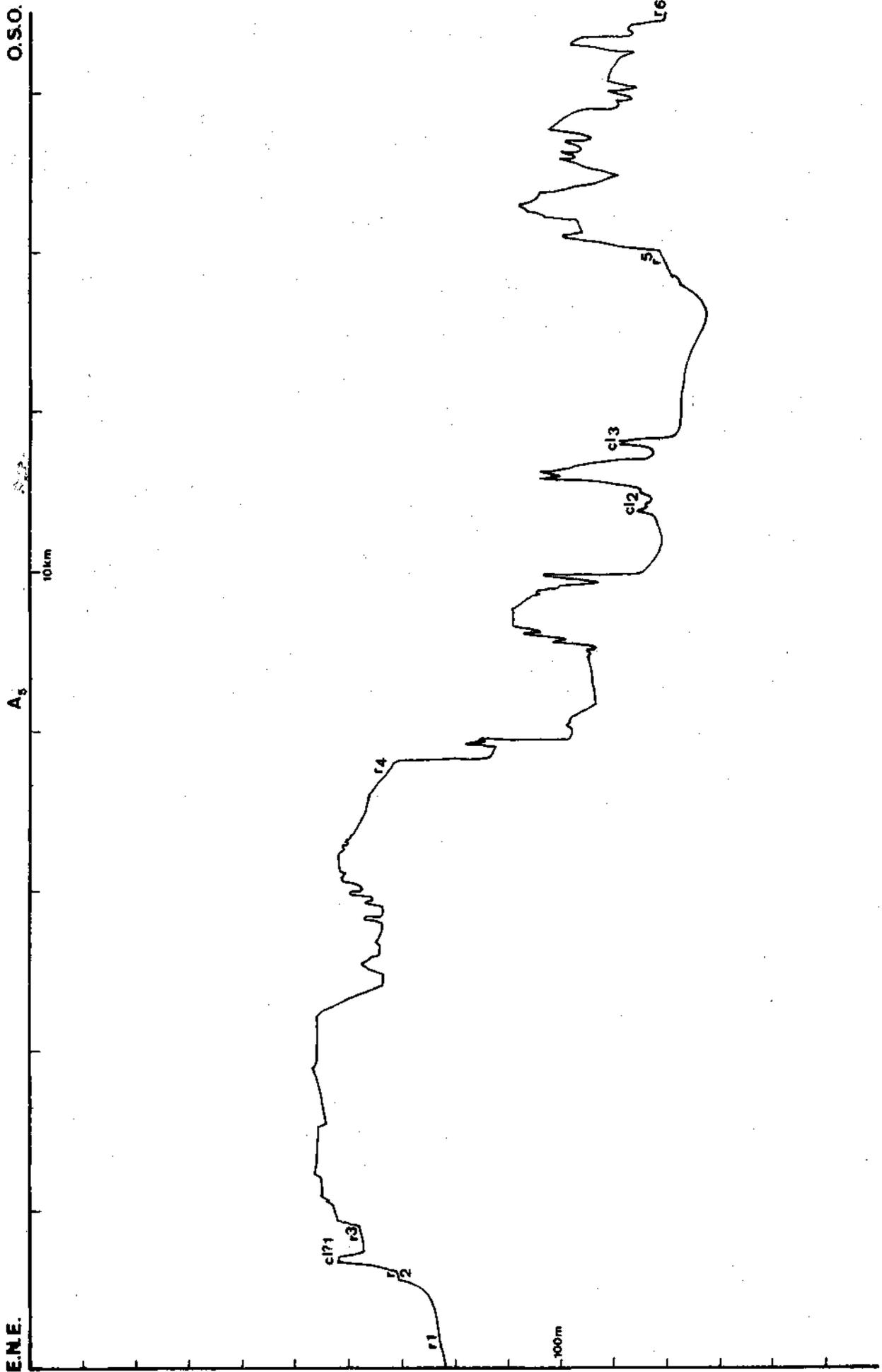


Fig. 2,47 : Profil A5.

Vers l'ouest, le profil traverse d'abord une dépression irrégulière puis une plate-forme (-58 m) (R₄) qui descend lentement vers une falaise. Celle-ci est bordée à l'est par un replat à -68 m puis par une dépression large et irrégulière qui atteint -126 m au maximum et qui est parsemée de pointements irréguliers dont certains, de taille modeste, rappellent des cordons littoraux (-112 et -115 m) (CL₂₋₃).

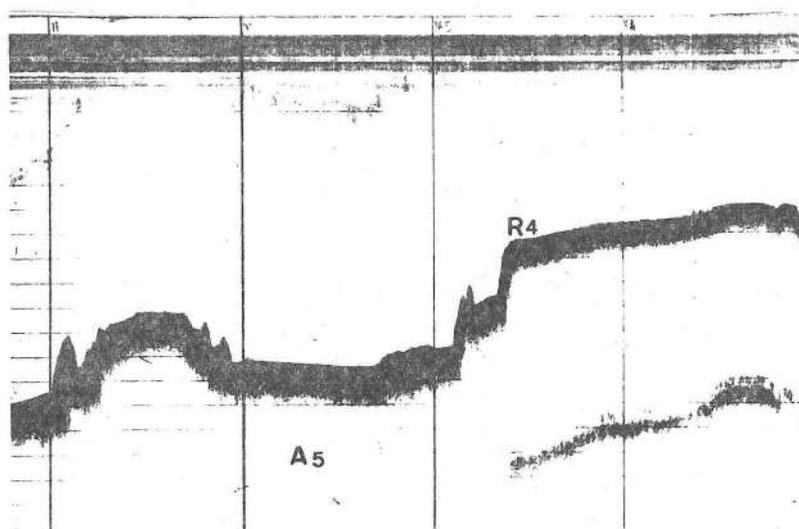


Fig. 2,49 : Profil A₅.

Le flanc occidental de cette dépression est marqué par une autre zone en relief (sommet à -93 m) dont les flancs présentent des replats inclinés vers -120 m (R₅ et R₆).

Ce profil traverse donc une zone au relief très tourmenté qui doit être mise en relation avec une érosion subaérienne. D'autre part, il n'atteint pas le plateau de 150-160 m décrit dans les profils précédents.

Profil A₆ (fig. 2,50)

Distant d'environ 1500 m du profil précédent, ce profil débute à 6 km à l'O.S.O. du Cap Pertusato (Corse). Il recoupe d'abord un plateau compris entre -51 et -59 m qui comprend quelques replats (-52 m et -53 m) (R₂ et R₃) et quelques reliefs étroits qui pourraient être interprétés comme des cordons littoraux dont un situé à -54 m (CL₁) et associé à un replat à -56 m (R₁).

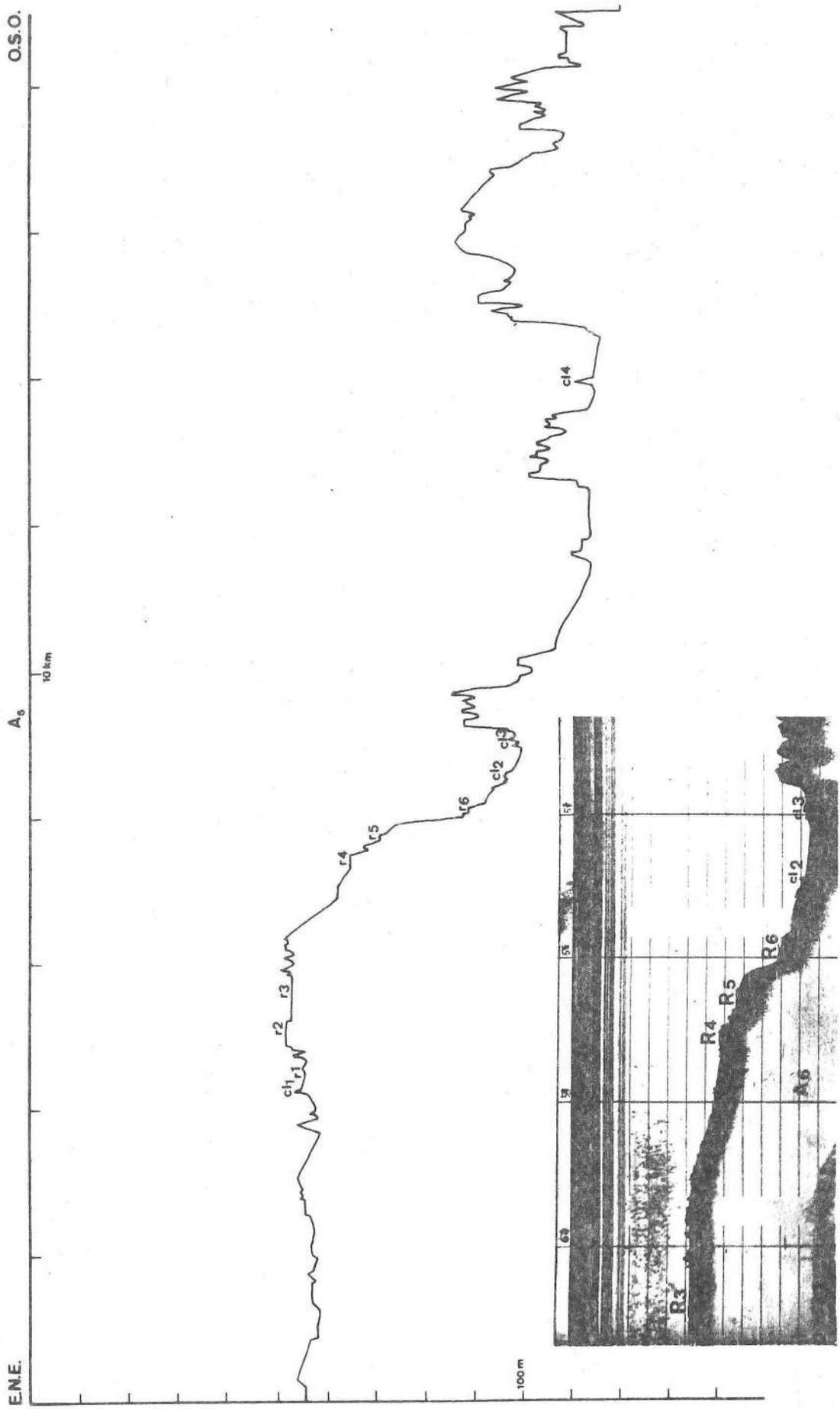


Fig. 2,50 : Profil A6.

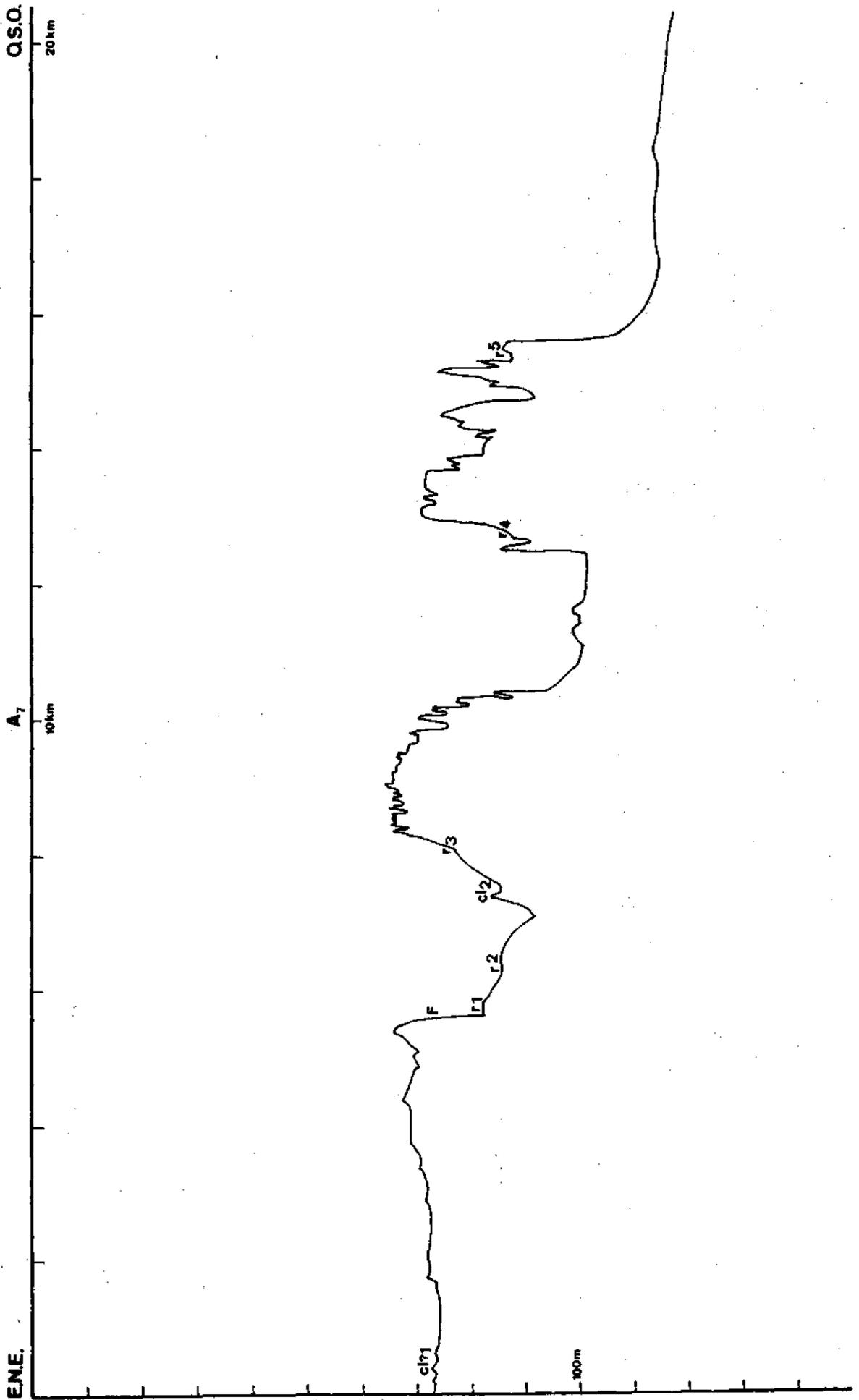


Fig. 2,51 : Profil A7.

Vers le large, la profondeur augmente rapidement, atteint une dépression vers -100 m. Ce versant est cependant interrompu par des replats très nets disposés aux bathymétries respectives de -65 (R₄), -71 (R₅) et -90 m (R₆). La dépression de 100 m est bordée par de petites crêtes étroites, de 2 m de haut, localisées à -96 (CL₂) et -98 m (CL₃) et qui ressemblent à des cordons littoraux.

Après un relief accentué (-87 m), le profil traverse une large dépression (-115 m) perturbée par quelques pointements dont un, bien régulier, culmine à -112 m et ressemble à un cordon (CL₄).

La fin de ce profil est marquée par un relief très accidenté oscillant entre -87 et -114 m.

Profil A₇ (fig. 2,51)

Ce profil débute, à l'ouest des Bouches de Bonifacio, à 10 km des îles Lavezzi. Il traverse d'abord un large plateau régulier situé entre -68 et -72 m qui s'incline lentement vers l'est. Ce plateau se termine par une large crête (-66 m) qui délimite une faible dépression.

Par après, débute une falaise (F) de 15 m de haut au pied de laquelle est développé un petit replat (R₁) large de 100 m (-82 m) que l'on peut comparer à une plate-forme d'abrasion. Plus loin s'observe un autre replat (R₂) (-86 m) puis une dépression bordée par une crête émoussée à -83 m (cordon ?) (CL₂). Ce cordon présumé s'appuie sur un autre relief sur les flancs duquel se découpe un autre replat (R₃) à -77 m. Le profil traverse ensuite un large haut-fond qui culmine à -65 m et dont la topographie est très accidentée.

Vers l'ouest s'étire une dépression large de plus de 2000 m marquée par une couverture de sédiments vaseux et quelques pointements rocheux au centre. Après cette dépression, un nouveau relief très accidenté aboutit à -71 m; ses flancs sont marqués par des replats localisés à -87 m (R₄ et R₅).

Après une falaise d'une hauteur de 28 m, le profil atteint une plate-forme régulière localisée à -115 m qui est inclinée vers

l'ouest et dont la pente est nulle ou très faible (entre 1‰ et 4‰). Cette plate-forme est constituée par une couverture de sédiments meubles de 15 m de puissance qui masque une topographie irrégulière.

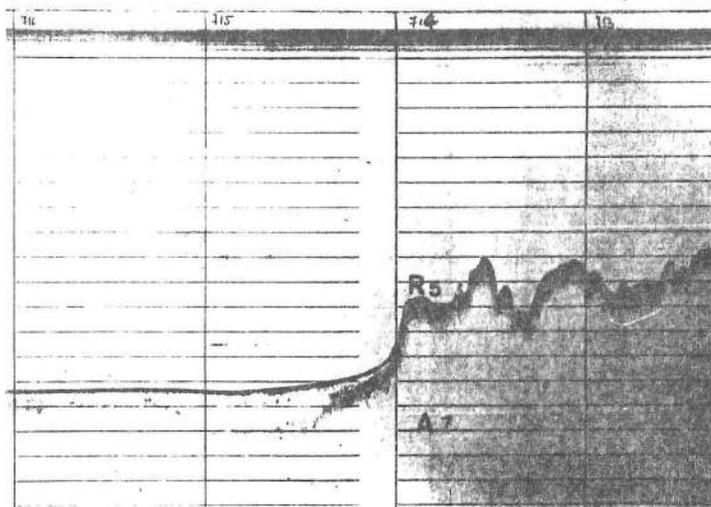


Fig. 2,52 : Plate-forme de -115 m sous laquelle se devine une topographie irrégulière.

Profil A₈ (fig. 2,53)

Ce profil est le plus méridional de la zone étudiée. Il débute, à 5 km à l'ouest du Capo Testa, par une morphologie horizontale ou mollement ondulée située entre -81 et -86 m. Il surmonte ensuite un plateau horizontal (-52 m) (R₃) bordé sur son flanc oriental par des replats à -54 m (R₂) et à -60 m (R₁).

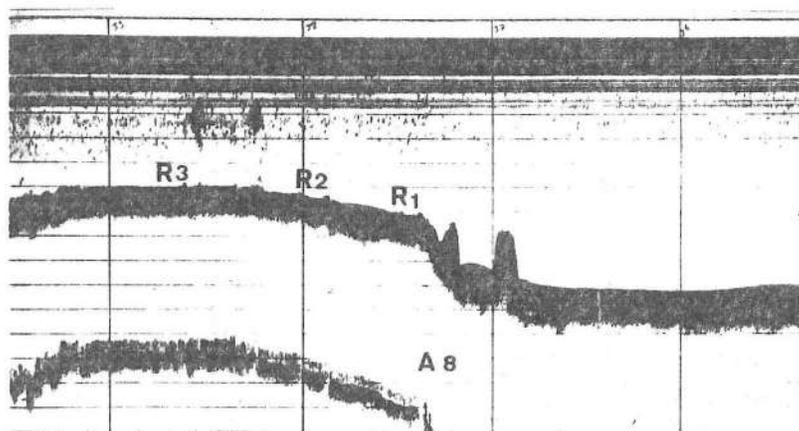


Fig. 2,54 : Partie orientale du profil A₈.

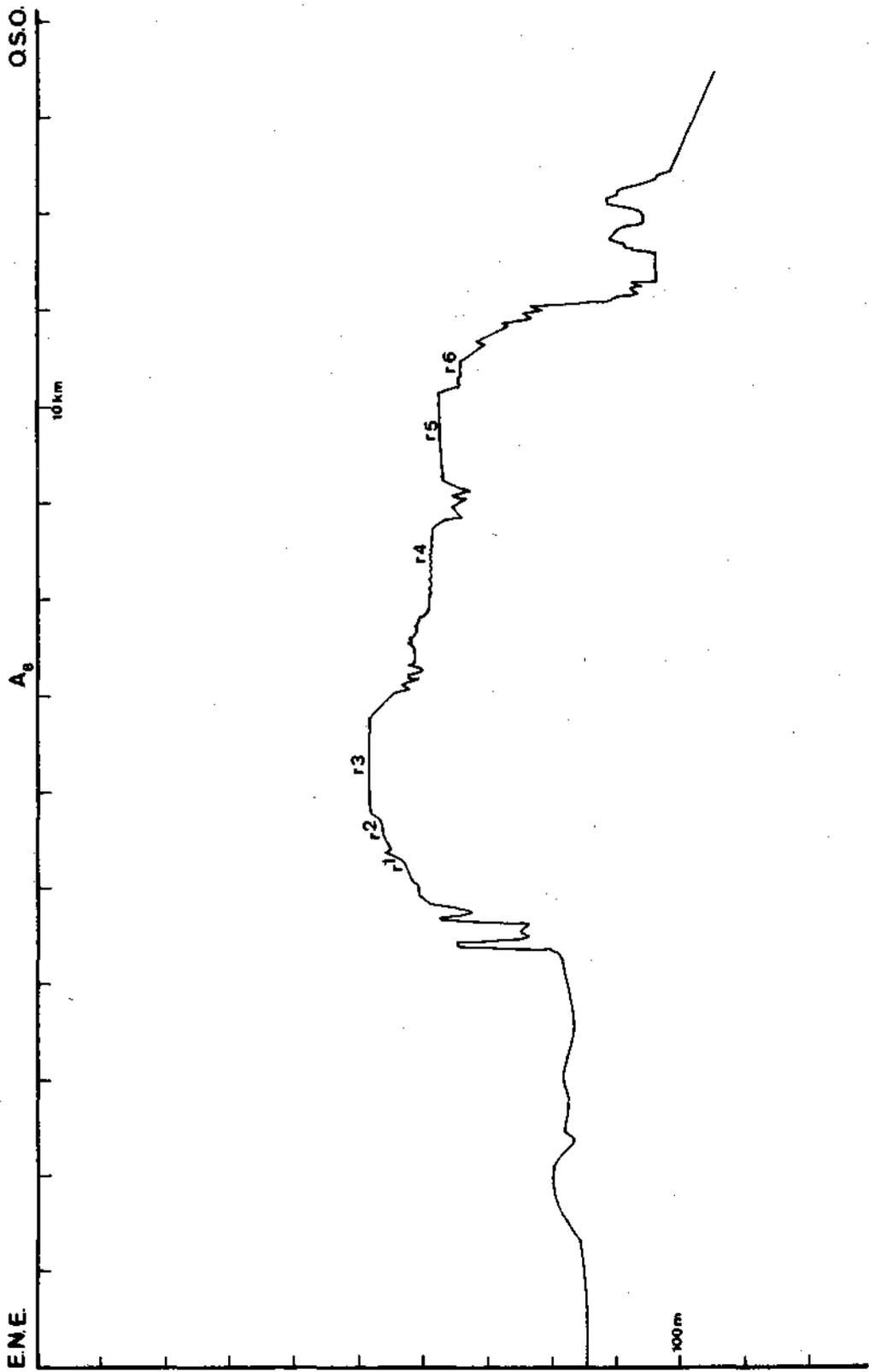


Fig. 2,53 : Profil A8.

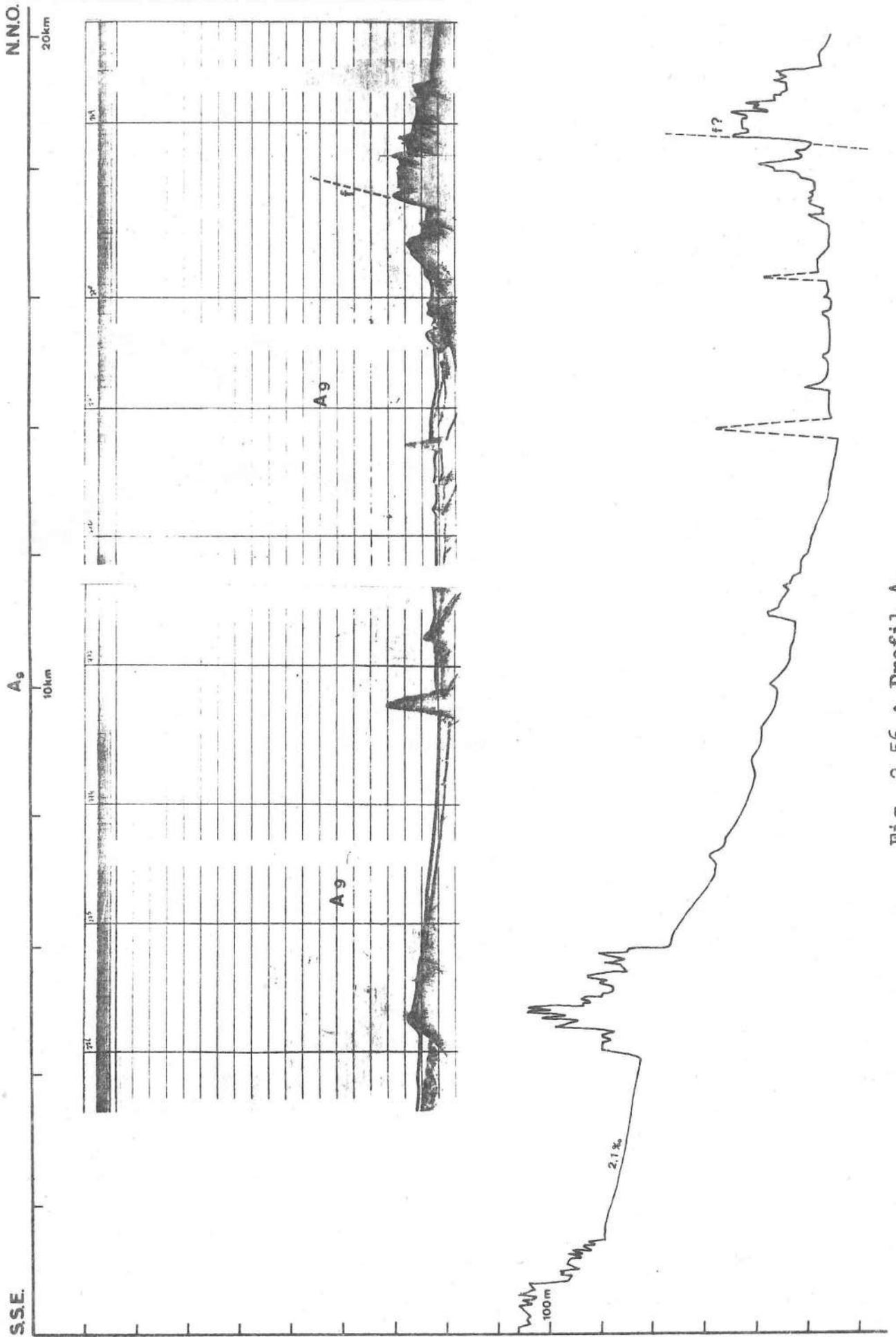


Fig. 2,56 : Profil A9.

Vers l'ouest, la topographie est caractérisée par une série de replats situés à -62 (R₄), -63 (R₅) et -66 m (R₆). Le profil plonge ensuite vers la cote de -100 m qui est marquée par deux reliefs (-90 m) assez massifs, puis débute un plateau régulier qui s'incline en pente douce vers le large.

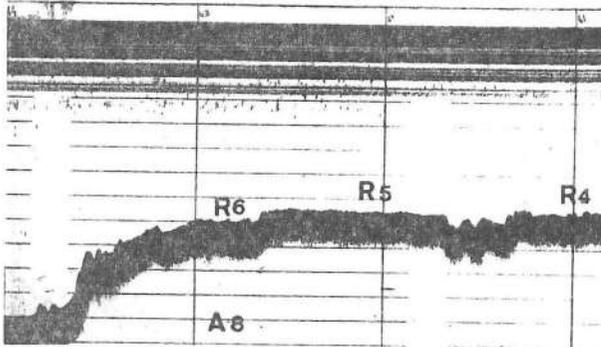


Fig. 2,55 : Partie occidentale du profil A₈.

Les profils suivants sont orientés perpendiculairement aux précédents, leur allure sera souvent assez accidentée :

Profil A₉ (fig. 2,56)

Ce profil est le plus occidental, il débute à 9 km au large de Porto Cannedi par un relief très irrégulier entre -95 et -110 m, suivi par un plateau légèrement incliné (2,1‰) qui se termine à -118 m par un autre relief très découpé culminant à -96 m. Vers le nord, le profil plonge lentement vers la profondeur de -155 m. Il s'agit d'une surface en faible pente ou mollement inclinée qui est constituée par une couverture continue de dépôts meubles d'une épaisseur de 2-3 m reposant sur une roche plissée arasée. Seuls quelques pointements, liés à des bancs plus résistants, percent le manteau superficiel (fig. 2,56).

Ainsi, des micro-cuestas se dégagent très bien dans le fond sous-marin. Leur présence témoigne d'une érosion subaérienne. A la limite, elles peuvent être développées sur une plate-forme d'abrasion.

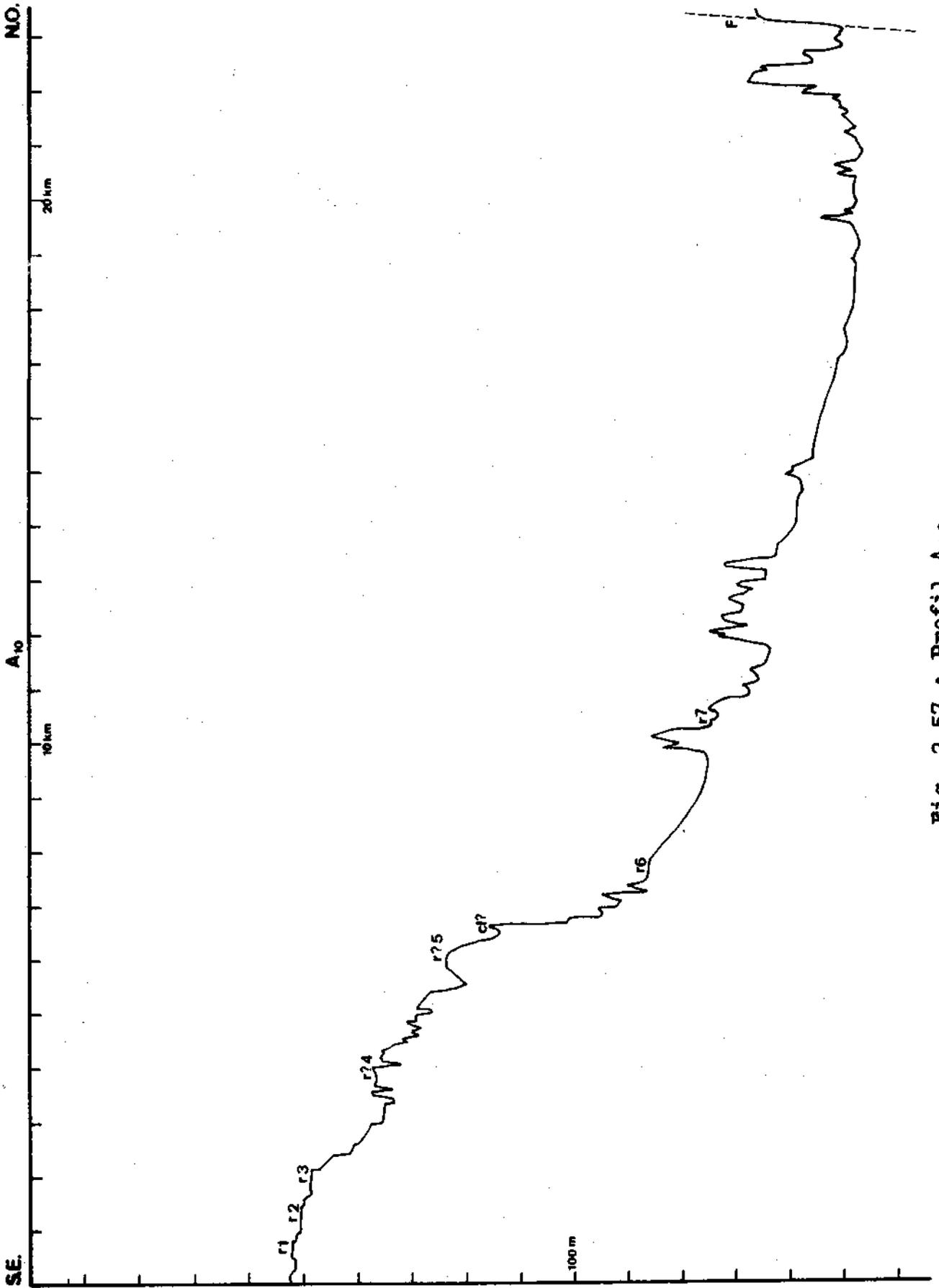


Fig. 2,57 : Profil A10.

A la terminaison du profil, on observe une falaise verticale que l'on peut interpréter comme un abrupt de faille (F).

Profil A₁₀ (fig. 2,57)

Orienté S.E.-N.O., ce profil débute à 9 km du Monte Russu et se dirige vers le large de la Corse. Tout d'abord, il traverse un plateau localisé à -50 m et caractérisé par des replats à -48 (R₁), -50 (R₂) et -52 m (R₃) (fig. 2,58).

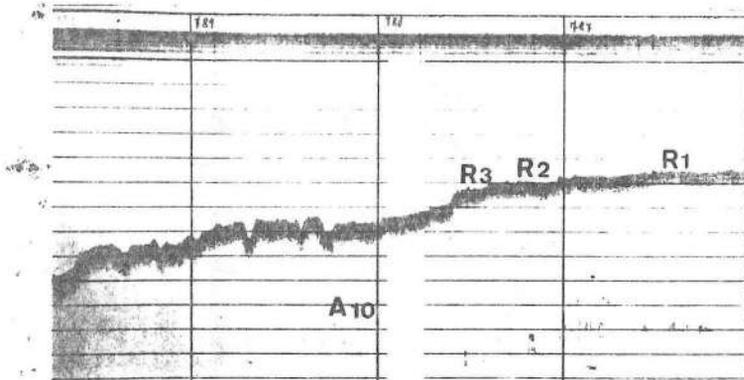


Fig. 2,58 : Plateau sud-oriental.

Vers le nord, le profil s'abaisse pour atteindre une surface plane dans l'ensemble (-63 m) (R₄), mais très découpée, puis un replat vers -76 m (R₅) et, ensuite, une crête à -84 m (CL) qui peut être interprétée comme un cordon littoral. La profondeur continue à augmenter et on observe des replats à -113 m (R₆) et à -126 m (R₇). Au-delà, la topographie sous-marine est constituée par une alternance de crêtes et de larges dépressions. Ces reliefs étroits et vigoureux sont liés à la structure géologique qui présente des bancs dont le pendage est variable. Ces micro-reliefs, cuestas ou hogbacks, sont donc des témoins d'une érosion subaérienne.

Quant aux dépressions comprises entre ces reliefs étroits, elles sont caractérisées par des dépôts meubles d'une épaisseur de 3-4 mètres.

Le profil traverse ensuite un large plateau localisé à -150 m qui recoupe uniformément le bed-rock et qui est surmonté par 4 m de dépôts. A la fin du tracé, on note une falaise qui peut être considérée comme un abrupt de faille (F). Elle se situe non loin de la faille supposée sur A₉. L'alignement des deux points donne

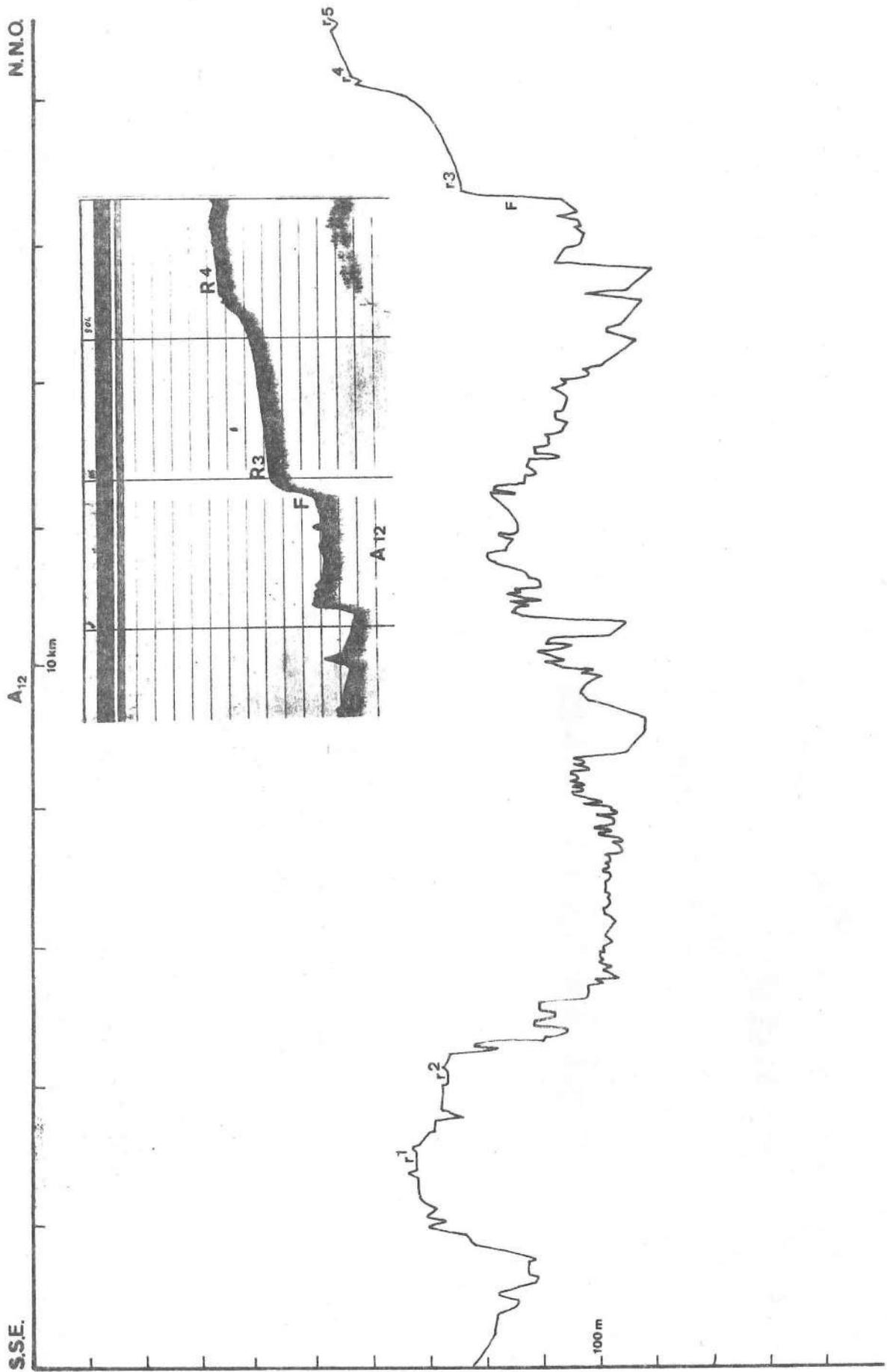


Fig. 2,59 : Profil A₁₂.

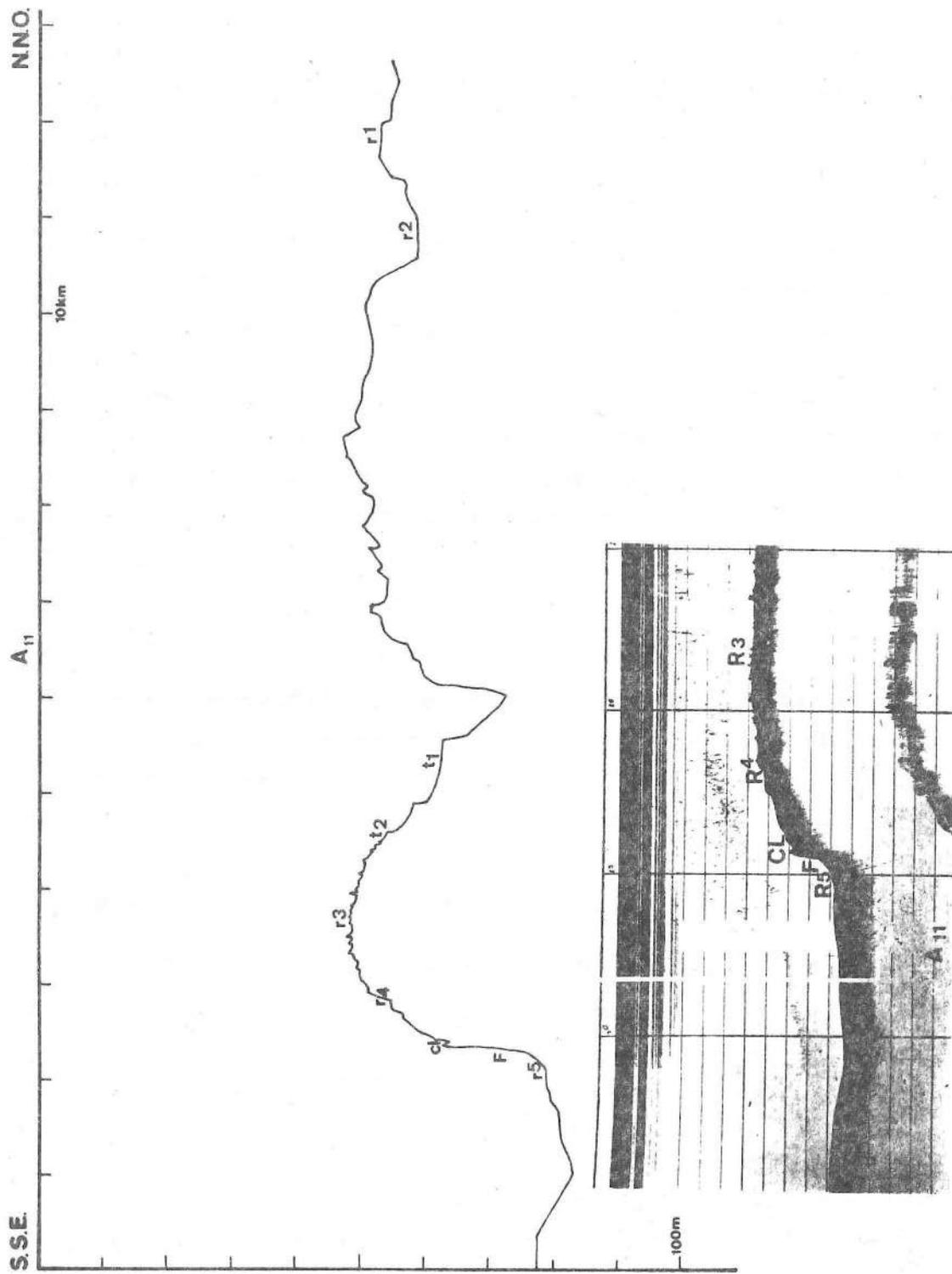


Fig. 2,60 : Profil A₁₁.

une fracture S.O.-N.E., direction fréquemment observée en Sardaigne septentrionale (Gallura nord-occidentale).

Profil A₁₂ (fig. 2,59)

Ce profil s'étire depuis le large du Capo Testa et va vers le récif des Moines (Corse).

Au départ du littoral sarde, le profil montre d'abord une profonde dépression qui atteint -90 m et qui est bordée par un large relief dont le sommet est aplani vers -68 m (R₁) et -72 m (R₂); ces deux plateaux sont larges d'environ 1000 m.

Vers le nord, le profil est très accidenté aux profondeurs de -100 m, ce qui est marqué aussi par l'allure irrégulière de l'isobathe de -100 m en ce secteur.

La terminaison de cette coupe montre d'abord une falaise (F) de 20 m de haut qui est dominée par un replat vers -76 m (R₃) lié à un plateau régulier en faible pente, lequel est surmonté par des surfaces planes à -56 m (R₄) et à -53 m (R₅).

Profil A₁₁ (fig. 2,60)

Ce dernier profil, le plus oriental, va approximativement depuis la Cala di Roccapina (Corse) jusqu'au Monte Russu. Il indique d'abord un replat vers -54 m (R₁) et un autre à -60 m (R₂). Après, il traverse, sur plusieurs km, un large plateau dont la profondeur oscille entre 49 et 56 m et sur lequel on peut observer quelques surfaces horizontales.

Après une étroite dépression (-75 m), on remarque des replats à -66 m (t₁) et à -61 m (t₂) qui ressemblent fort à des terrasses.

Le profil traverse ensuite un large plateau (-53 m) (R₃) qui est marqué par un microrelief dentelé. Au-delà, on observe successivement un replat à -59 m (R₄), un cordon littoral possible à -68 m (CL), une petite falaise (F), puis un replat à -84 m (R₅). Après, la topographie est plus régulière et oscille entre -83 et -88 m.

b) Synthèse des profils

De l'ensemble de ces profils, on peut en conclure que la plate-forme continentale du secteur occidental des Bouches de Bonifacio est nettement plus accidentée que celle du golfe de l'Asinara ou de la partie sud-orientale des Bouches de Bonifacio, observation qui avait déjà été réalisée auparavant par G. FIERRO (1965).

Malgré le relief vigoureux qui caractérise cette région, on peut relever des replats très nets qui peuvent être interprétés comme des plates-formes d'abrasion submergées et des petites crêtes dont la forme émoussée rappelle celle d'un cordon littoral. Le tableau 2-3 ci-après fait une synthèse des divers témoins de ces anciennes lignes de rivage présumées.

Avec la bathymétrie comme critère unique, tous ces témoins peuvent être regroupés en 11 classes :

1) De -48 à -55 m

Il s'agit généralement de larges replats associés à des collines isolées et aplanies vers -48 -55 m.

2) De -56 à -63 m

Ce rivage est marqué par des terrasses marines qui souvent s'observent à la profondeur de -62 m.

3) De -65 à -72 m

Cette ligne de rivage est soulignée par des replats et également des cordons littoraux. Ces derniers paraissent très érodés, comme le montre la carte bathymétrique à l'ouest du Capo Testa.

4) De -76 à -84 m

Les traces de cet ancien littoral n'existent que sur trois profils, toutefois elles correspondent à des niveaux situés à une cote semblable tant dans le golfe de l'Asinara qu'au sud-est des Bouches de Bonifacio.

TABLEAU 2-3 : Synthèse des plages submergées dans la partie occidentale des Bouches de Bonifacio

Interprétation des cartes bathymétriques	Interprétation des profils E.N.E.-O.S.O.										et des profils N.N.O.-S.S.E.		
	A1	A13	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A12	A11
-45 -50	-54R			-55R			-52R -53R -54CL		-54R		-48 R -50R -52R	-53R	-54R
				-62R		-58CL -62R	-56CL		-60R -62R -63R		-63R		-60R -61R -62R
-66 -69				-67R		-68R -69R	-65R -71R		-66R			-68R -72R	-68R
								-77R -82R			-76R		
								-83CL			-84CL		-84R
	-93R		-90R					-86R -87R					
-94 -100	-96R		-97R	-97R			-96CL -98CL						
					-107R -109CL								
	-115CL	-115CL -118R		-118CL		-112CL -115CL -120R	-112CL	-115R			-113R		
			-122CL		-128R						-118R		
- 124-127											-126R		
-132 -134	-132CL -134R	-132RCL		-136R									
	-143R	-142R	-142R										
-150	-157R										-155R	-150R	

5) De -86 à -93 m

Ce niveau ne se retrouve que sur quelques profils.

6) De -96 à -100 m

La carte bathymétrique signale, au large de l'isobathe de -100 m, des pointements isolés vers cette altitude. Ces témoins sont disposés suivant une ligne N.-S., sur plus de 17 km; sans doute formaient-ils un long cordon littoral qui cloturait le secteur des Bouches de Bonifacio vers l'ouest. Ce cordon serait donc le pendant de celui développé au large de Caprera.

7) De -112 à -120 m

Ce niveau est bien développé dans presque tous les profils. Ces témoins confirment donc les observations fragmentaires réalisées à propos de cet ancien rivage dans les autres secteurs.

8) De -122 à -128 m

9) De -132 à -136 m

10) De -142 à -143 m

11) De -150 à -157 m

Ces quatre derniers niveaux sont généralement taillés dans une formation sédimentaire. Les prospections géologiques sous-marines de J. BOURCART (1958, p. 46) et celles de M. GENNESSEAUX (1972) appuyées par des prospections de sismique profonde montrent que la roche qui affleure dans ce secteur est constituée par le Miocène (Selon MORETTI - carte géologique n° 180 de Sassari - le Miocène sédimentaire présente un faciès calcaire alternant avec un faciès marneux.).

Outre ces replats et quelques cordons, la topographie de la partie externe de la plate-forme est assez plane. La monotonie du plateau est seulement interrompue par des petits reliefs liés à l'influence de la lithologie : les bancs les plus résistants forment relief. Cette érosion différentielle a permis la formation de hogbacks et de cuestas.

F. OTTMANN (1965, p. 185) signale que ce type de relief "lithologique" se rencontre généralement dans la zone littorale entre 0 et 40 m. Nos observations nous permettent d'étendre cette zone à toute la plate-forme et d'affirmer que cette dernière a été, au cours du Plio-Pléistocène, soit entièrement découverte et soumise à une érosion de type "normal", soit atteinte par un rivage. Dans ce dernier cas, ces formes structurales résulteraient de l'érosion marine sur une plate-forme d'abrasion en formation.

La partie externe de la plate-forme est marquée par un faible développement -de 2 à 5 m de puissance- de dépôts meubles qui recouvrent soit le bed-rock miocène soit des terrasses marines. Dans le secteur méridional, nous avons, en outre, repéré une poche importante remplie de sédiments complètement transparents (au mud-penetrator) et donc entièrement constituée de vase (fig. 2,52, profil A7).

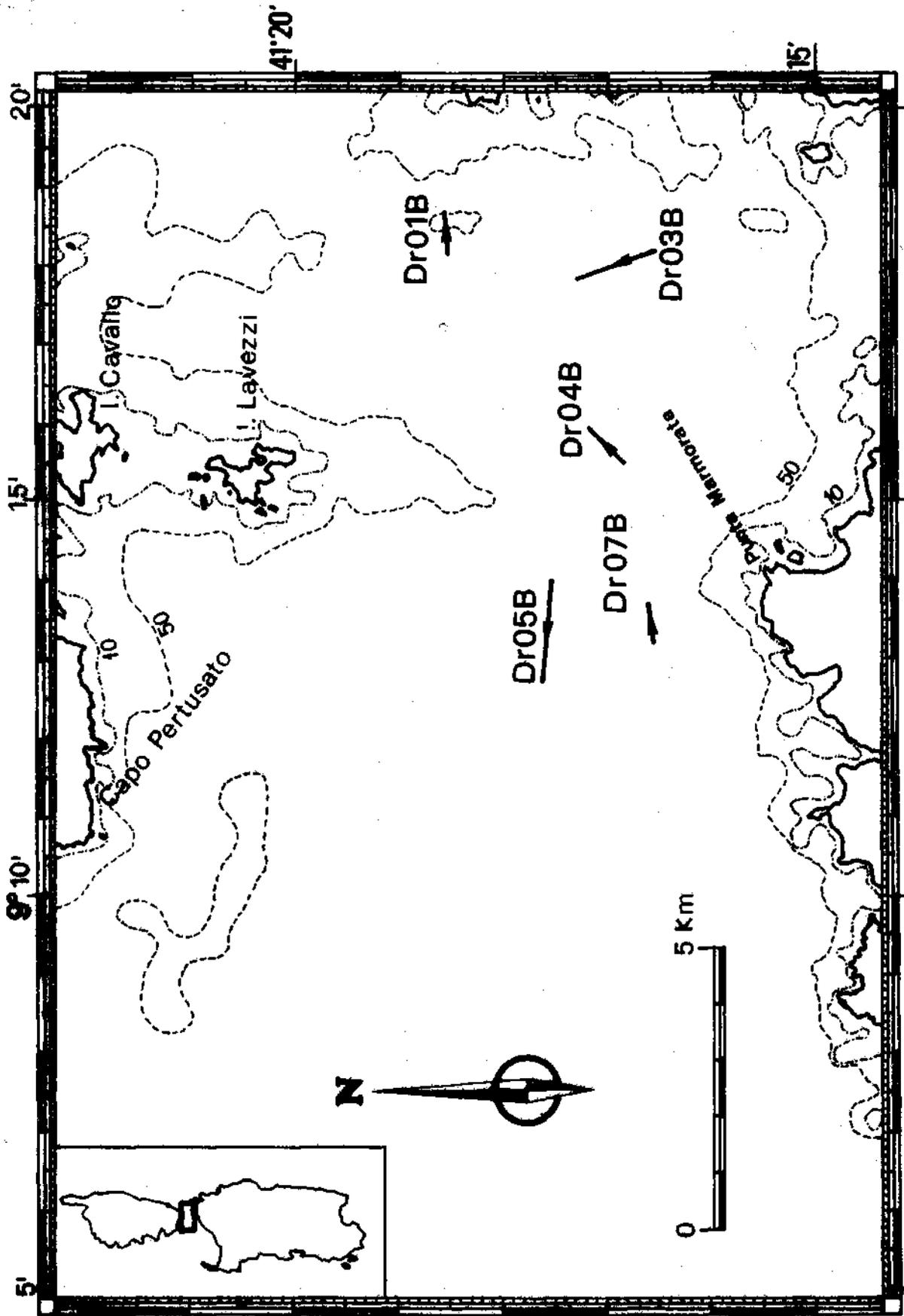


Fig. 2,61 : Localisation des dragages réalisés dans les Bouches de Bonifacio.

IV LES DRAGAGES

=====

Au cours de la campagne océanographique de 1974 effectuée sur le navire MARSILI, de nombreux dragages ont été réalisés et cela plus particulièrement dans les Bouches de Bonifacio. Ces dragages avaient pour but d'une part d'étudier un cordon littoral présumé ainsi qu'il en résultait de notre interprétation d'une carte bathymétrique inédite dressée par G. FIERRO (campagne du Bannock, 1964) et d'autre part de récolter des galets dont la présence avait déjà été signalée en ce secteur par D. NESTEROFF et P. ROA-MORALES (1957) et par G. FIERRO (1969).

Dragage DR 07 B (carte n° 2-61)

Situation : Lat. : 41°16'6"N

Long. : 9°13'6"E

Ce dragage a permis ainsi de ramener, d'une profondeur approximative de -70 m, des blocs de beach-rock parmi lesquels un de plus de 50 cm de long. Ce beach-rock a, par ailleurs, fait l'objet d'une publication commune (F. FANUCCI, G. FIERRO, A. OZER et M. PICCAZZO, 1974). Nous nous bornerons donc à rappeler ici les principales observations et conclusions à ce sujet :

1. La présence d'un grès de plage à -70 m confirme le développement d'une ligne de rivage à cette bathymétrie. Cette donnée est en plein accord avec nos observations résultant des profils sismiques parcourant la partie occidentale des Bouches de Bonifacio où un ancien rivage a été repéré entre -65 et -72 m.

2. L'analyse de ce beach-rock montre qu'il est composé à 95% de sédiments organogènes et que les apports terrigènes sont constitués essentiellement de grains de quartz et de feldspath. Ces grains sont peu ou pas émoussés, ce qui indique qu'ils ont été cimentés dans le sédiment organogène sans avoir eu le temps d'être modelés par le transport littoral. Ce caractère a, par ailleurs, déjà été observé sur d'autres beach-rocks par F. FANUCCI en Toscane et par nous-même en Sardaigne septentrionale.

3. Le ciment, constitué par de la calcite magnésienne, est caractéristique des roches formées dans la zone intertidale. Sa composition montre qu'il provient de la précipitation rapide de CaCO_3 en solution dans l'eau de mer (J. ALEXANDERSSON, 1972).

4. Ce grès de plage présente un aspect vacuolaire (fig. 2,62) assez tourmenté qui rappelle une micromorphologie de type karstique. Il est aussi caractérisé par des dépôts de couleur fauve, d'oxyde de fer et de manganèse, sous forme d'incrustations et d'imprégnations. Il faut donc admettre, qu'après la formation de ce beach-rock, la mer a subi une phase régressive pendant laquelle a pu se développer une altération de type karstique et une légère rubéfaction, laquelle serait aussi l'indice d'un climat relativement chaud.

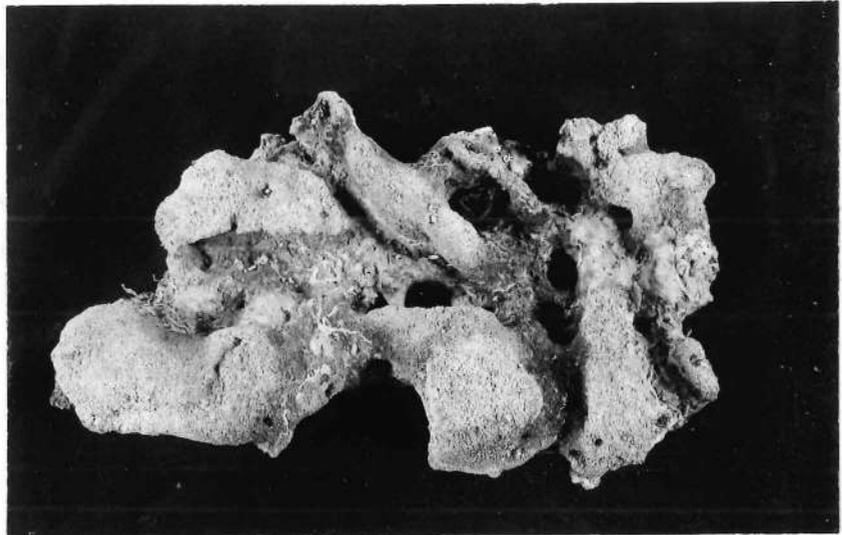


Fig. 2,62 : Beach-rock - Aspect vacuolaire.
La longueur de cet échantillon est de 50 cm.

5. La présence d'une phase régressive est également confirmée par l'érosion locale du beach-rock par un torrent comme en témoigne la forme des nombreux cailloux récoltés en cours du même dragage.

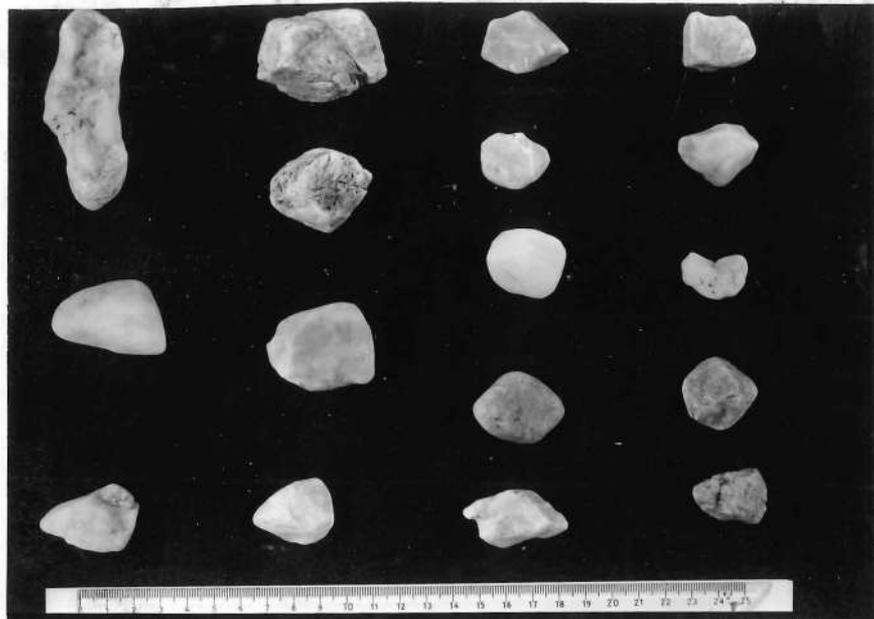


Fig. 2,63 : Cailloux DR 07 B.

En effet, la drague a ramené à la surface 102 galets compris entre 20 et 77 mm. Le spectre pétrographique est le suivant :

Quartz 25	Granite	32
Quartzite ? 1	Microgranite	9
	Aplite	10
	Diorite	1
	Porphyre	24

auquel il faut ajouter deux galets de grès de plage et pour mémoire un galet de charbon et un de scorie provenant du passage de bateaux à vapeur.

Ce spectre pétrographique indique que ces galets ne peuvent provenir que de la Gallura granitique. En effet, dans la Corse méridionale, affleure seulement une formation marine miocène, ou "calcaire" de Bonifacio.

La morphométrie* des galets est la suivante :

Nature du galet	Nombre de galets	Classe de longueur exprimée en mm	Emoussé (médiane)	Aplatissement (médiane)
Quartz	3	40-60	93	1,79
	25	20-77	148	1,75
Quartzite ?	1	34	176	1,90
Granite	8	40-60	95	1,80
	32	20-60	171	1,80
Microgranite	2	40-60	74	1,40
	9	20-60	229	1,92
Aplite	5	40-60	139	1,78
	10	20-60	154	1,76
Diorite	1	29	100	1,69
Porphyre	8	40-60	130	1,70
	25	20-70	136	1,79

Les caractères morphométriques de ces galets témoignent, quelle que soit leur nature, d'un mode de transport de type torrentiel.

* : Dans ces tableaux nous présenterons d'abord les galets dont la plus grande longueur est comprise entre 40-60 mm, valeurs qui sont généralement utilisées pour la morphométrie des cailloux. Ensuite, nous présenterons les indices pour l'ensemble des galets en indiquant la classe de longueur envisagée.

D'autre part, la présence de quelques galets de grès de plage montre que ce torrent a érodé ce beach-rock et que la mise en place de ces galets est contemporaine d'une phase marine régressive postérieure au rivage de 70 m.

Les autres dragages réalisés dans les Bouches de Bonifacio se sont tous révélés fructueux en ce qu'ils ont permis de ramener des galets en quantité suffisante pour permettre de calculer des indices morphométriques.

Dragage DR 01 B

Situation : Lat. : 41°18'5"N

Long. : 9°18'5"E

Ce dragage a été réalisé à 2 km à l'ouest de l'île Razzoli à une profondeur comprise entre -67 et -50 m. Il a récolté 42 galets compris entre 20 et 86 mm.

Il s'agit de

5 quartz (12%)	19 granites (45%)
4 grès de plage (10%)	4 microgranites (10%)
	4 aplites (10%)
	1 microdiorite (2%)
	5 porphyres (12%)

Il importe de signaler que sur les quatre galets de grès de plage, trois étaient cassés. Ils n'entrent donc pas en ligne de compte pour la morphométrie. En outre, la drague a aussi recueilli trois galets de scories et un de charbon.

La morphométrie des diverses familles lithologiques de galets est la suivante :

Nature du galet	Nombre de galets	Classe de longueur exprimée en mm	Emoussé (médiane)	Aplatissement (médiane)
Quartz	2	40-60	40	1,44
	5	20-60	100	1,53
Grès de plage	1	45	133	1,68
Granite	10	40-60	128	1,59
	19	20-70	128	1,63
Microgranite	1	40-60	136	1,65
	4	20-86	136	1,86
Aplite	3	40-60	189	2,21
	4	30-60	189	1,81
Microdiorite	1	63	127	1,71
Porphyre	3	30-72	103	2,13
Total roches endogènes	14	40-60	130	1,81
	31	20-86	136	1,71

Comme pour le dragage DR 07 B, ces galets présentent un émoussé faible et un aplatissement modeste (fig. 2,64). Les indices mesurés sont en faveur d'un transport de type torrentiel. Ces galets ont sans doute été mis en place par un torrent qui provenait de l'île Razzoli toute proche. En outre, la présence de quelques galets de beach-rock dans le matériel récolté est la preuve indirecte de l'existence d'un grès de plage en ce secteur et donc d'une ligne de rivage submergée, antérieure à l'épisode torrentiel.

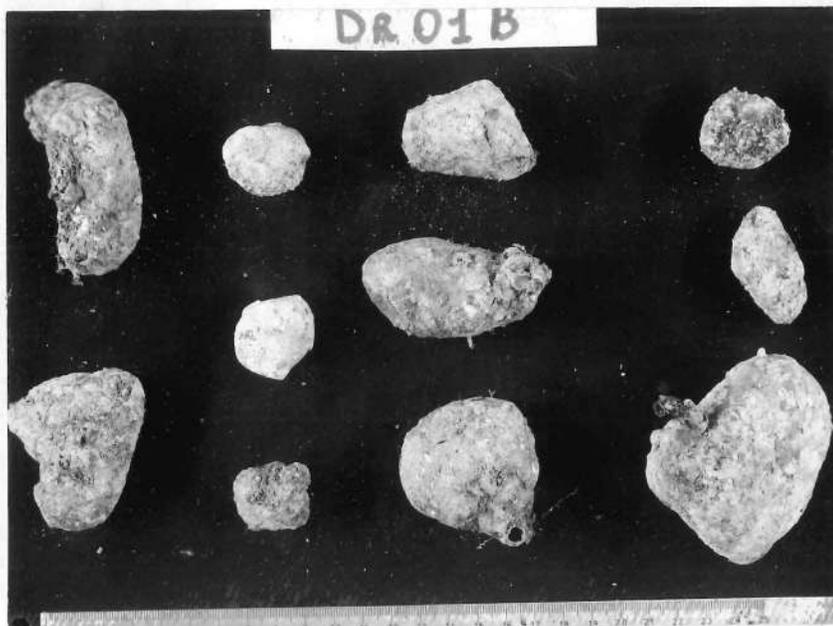


Fig. 2,64.

Dragage DR 03 B

Situation : Lat. : 41°17'N

Long. : 9°18'E

Ce dragage a été réalisé à 3 km à l'est de l'île Budelli, à une profondeur comprise entre -60 et -65 m.

Les 37 galets ramenés sont constitués par 6 quartz (16%), 19 granites (51%), 1 microgranite (3%), 9 porphyres (24%), 2 gneiss (5%), et leur longueur est comprise entre 20 et 61 mm.

La présence de gneiss est aisée à comprendre car, dans l'île voisine de Santa Maria, le gneiss affleure sur plus de la moitié du territoire.

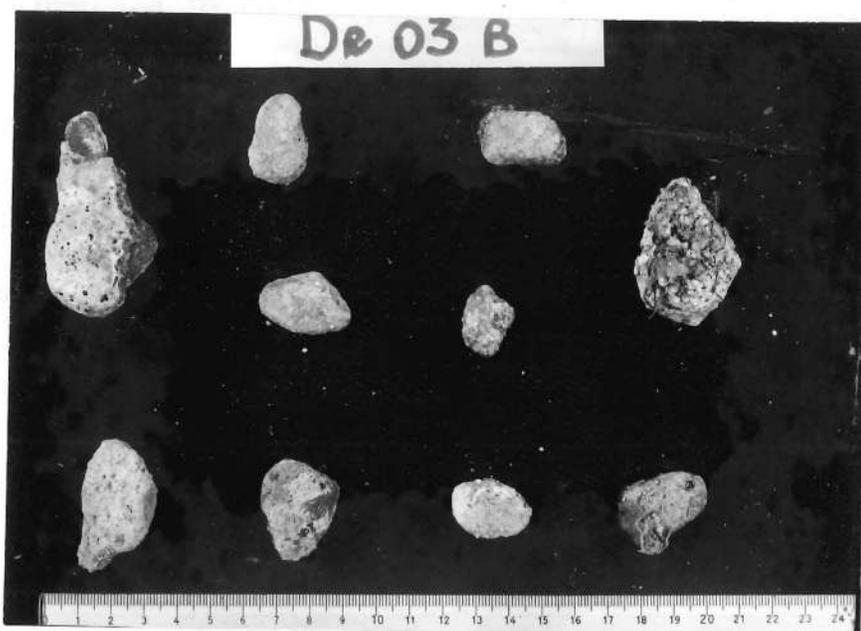


Fig. 2,65.

La morphométrie des galets montre les résultats suivants :

Nature du galet	Nombre de galets	Classe de longueur exprimée en mm	Emoussé (médiane)	Aplatissement (médiane)
Quartz	6	20-30	160	1,68
Granite	1	40-60	50	1,88
	19	20-60	200	1,88
Microgranite	1	37	54	1,79
Porphyre	1	40-60	40	1,86
	9	20-70	154	2,27
Gneiss	2	20-40	206	1,69
Total roches endogènes	2	40-60	40	1,86
	31	20-70	156	1,90

Les indices morphométriques indiquent ici aussi un transport limité, sans doute de type torrentiel.

Dragage DR 04 B

Situation : Lat. : 41°17'N

Long. : 9°15'8"E

Ce dragage a été réalisé à 5,5 km au sud des îles Lavezzi, à 3,5 km au N.N.E. de la Punta Marmorata à une profondeur de -66 m.

Une récolte de 88 galets compris entre 20 et 68 mm a été effectuée. Il s'agit de galets de quartz 32 (36%), de granite 29 (33%) de microgranite 2 (2%), d'aplite 7 (8%) et de porphyre 18 (20%).

Les indices morphométriques de ces galets sont les suivants :

Nature du galet	Nombre de galets	Classe de longueur exprimée en mm	Emoussé (médiane)	Aplatissement (médiane)
Quartz	2	40-60	150	2,09
	32	20-70	136	1,73
Granite	2	40-60	100	1,87
	29	20-60	136	1,70
Microgranite	2	40-70	59	2,28
Aplite	2	40-60	179	1,86
	7	20-70	188	1,86
Porphyre	3	40-60	95	2,41
	18	20-70	109	2,12
Total roches endogènes	7	40-60	109	2,24
	56	20-70	133	1,86

Tous les indices concordent pour donner également une origine torrentielle à cette famille de galets. Il est à remarquer que l'ensemble des porphyres présente un indice d'aplatissement relativement élevé. Cela doit sans doute être mis en relation avec un système de diaclases plus rapprochées.

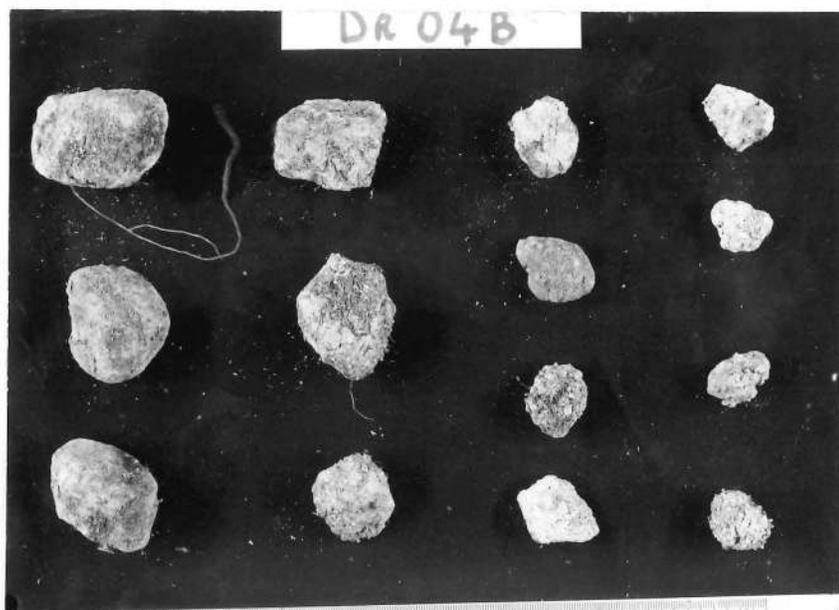


Fig. 2,66.

Dragage DR 05 B

Situation : Lat. : 41°17'5"N

Long. : 9°13'E

Ce dragage intéresse une zone comprise entre -70 et -78 m et localisée à 4 km au nord de la Punta Falcone.

Seulement 13 galets ont été recueillis. Il s'agit de 7 quartz, 3 granites, 1 aplitite et 2 porphyres, compris entre 20 et 34 mm.

Malgré le peu de matériel récolté et la faible taille de ces galets, nous avons mesuré leurs indices d'éroussé et d'aplatissement à titre d'information :

Nature du galet	Nombre de galets	Classe de longueur exprimée en mm	Emoussé (médiane)	Aplatissement (médiane)
Quartz	7	20-40	190	1,68
Granite	3	20-30	83	2,19
Aplite	1	20-40	207	2,10
Porphyre	2	20-40	186	2,15



Fig. 2,67.

Ces quelques données confirment les valeurs précédentes et sont à mettre en relation avec un transport fluvial.

En résumé, l'ensemble des cailloux prélevés au cours de ces dragages présente un indice d'émoussé assez faible quelle que soit la nature de la roche envisagée : quartz, granite, porphyre ... et un indice d'aplatissement assez modéré. Les caractères morphométri-

ques de ces galets témoignent donc d'un mode de dépôt de type torrentiel. Il est logique de penser que ces cailloux se sont mis en place lors d'une phase de régression marine postérieure à la formation du beach-rock. En effet, plusieurs galets de grès de plage ont été récupérés et d'autre part le beach-rock ne contient aucun galet en son sein.

La composition lithologique de tous les échantillons récoltés est remarquable par l'absence de galets calcaires. Le spectre pétrographique reflète très bien la géologie de la Gallura et des îles voisines. On peut donc en déduire que les torrents responsables de ces dépôts drainaient soit la Gallura septentrionale, soit les îles Razzoli, Budelli et Santa Maria.

Ces nouvelles observations et surtout les données morphométriques précisent les observations de W. NESTEROFF et P. ROA-MORALES (1957). Ceux-ci, en effet, pensaient que ces galets témoignaient d'un stationnement du niveau marin à environ -60 m.

Autres dragages

Au cours de sa campagne sur le Bannock (1964), dans les Bouches de Bonifacio et dans le golfe de l'Asinara, G. FIERRO a récolté parmi ses nombreux dragages, plusieurs échantillons caillouteux. Il a bien voulu nous les confier et nous en avons effectué la morphométrie.

Dragage 05 II

Ce dragage est situé dans les Bouches de Bonifacio, non loin de DR 07 B, à une profondeur de 65,8 m, à 1600 m au nord de la Punta Marmorata. Ses coordonnées sont :

Lat. : 41°16'3"N

Long. : 9°14'3"E

L'échantillon récolté contenait outre de nombreux débris organogènes, 16 cailloux compris entre 21 et 73 mm. Tous ces cailloux étaient entourés d'une croûte blanchâtre. Parmi ces galets,

nous avons relevé un galet de quartzite, un de microgranite et un de porphyre. Le reste de l'échantillon est demeuré indéterminé à cause de la croûte superficielle.

Malgré la croûte et le nombre restreint de cailloux, nous avons mesuré l'indice d'éroussé : 261 et d'aplatissement : 1,7. La valeur de l'éroussé est supérieure à celle relevée dans les stations voisines, ce qui s'explique par la croûte qui masque les aspérités (les galets provenant de la campagne de 1974 étaient aussi tous encroûtés, mais ont été traités à l'acide avant la morphométrie).

Quoi qu'il en soit, ce cailloutis ne présente pas de caractère marin. D'autre part, il est situé dans le prolongement de la vallée submergée comprise entre la Pointe Marmorata et l'île Marmorata.

Dragage 092

Situation : Lat. : 40°59'2"N

Long. : 8°49'8"E

Prof. : 46 m

Ce dragage a été réalisé à 2500 m au large de la Marine de Badesi, à l'extrémité sud-occidentale de la Gallura.

Un total de 139 galets compris entre 20 et 75 mm a été récolté. Il s'agit essentiellement de galets de granite : 111 (80%) accompagnés de cailloux de quartz : 24 (17%) et de quelques autres galets : 1 de trachyte, 1 de gneiss, 1 de quartzite et 1 de quartzophyllade.

L'indice d'éroussé de tous ces galets est de 448 et l'indice d'aplatissement de 1,6. Les caractères morphométriques de ce sédiment indiquent un façonnement marin. Ces galets bien éroussés témoignent donc d'une ligne de rivage située vers -46 m. Cette donnée nouvelle confirme les informations tirées des profils sismiques réalisés dans le golfe de l'Asinara qui signalaient la présence d'une ligne de rivage entre -43 et -52 m, avec notamment des

traces de cordon à -43 m (D5) et -45 m (D3).

D'autre part, le spectre pétrographique de cet échantillon indique une origine uniquement locale.

Dragage O 110

Situation : Lat. : 40°56'8"N

Long. : 8°47'1"E

Prof. : 30 m

Ce dragage a été réalisé à 2300 m au large de l'embouchure du fleuve Coghinas. Cet échantillon est assez maigre; il ne comporte en effet que 8 galets compris entre 16 et 43 mm. Il s'agit de deux galets de silex, 3 de porphyre rouge, un de porphyre noir (permien), 1 de granite et 1 de quartz.

Cette composition lithologique assez variée ressemble à celle des dépôts fluviatiles du Coghinas.

Les mesures d'éroussé sont situées entre 385 et 614 et celle de l'aplatissement entre 1,9 et 2,0. Malgré le faible nombre de galets, il est rare de trouver de tels indices d'éroussé dans un dépôt fluviatile. Seul un façonnement marin donne généralement un tel résultat.

Aussi, pensons-nous que ces quelques galets témoignent d'une ancienne ligne de rivage située à -30 m. Cette information nouvelle confirme la présence d'un cordon littoral submergé au large de l'Anglona et retrouvé, par profil sismique, en d'autres endroits aux profondeurs respectives de -30, -33 et -34 m (profil D₆).

Dragage O 91

Situation : Lat. : 40°56'N

Long. : 8°44'4"E

Prof. : 40 m

Ce dragage a été effectué à moins de 2000 m des côtes de l'Anglona, au large de la Cala Ostina. Il n'a récolté que des graviers émoussés dans lesquels nous avons isolé trois cailloux compris entre 25 et 33 mm. Ces galets sont tous entourés d'une croûte blanchâtre.

Pour information, l'indice d'émoussé est de 240 et l'indice d'aplatissement de 1,7. Avec réserve, étant donné le faible nombre de cailloux, on peut supposer pour ces galets une origine fluviale. Ce dépôt se situe en outre dans le prolongement du Riu de la Cala Ostina, à l'est de Castel Sardo.

Dragage O 115

Situation : Lat. : 40°55'3"N

Long. : 8°42'2"E

Prof. : 27 m

Ce dragage a été effectué au large de Castel Sardo, à 1000 m au nord du port de Frigiano. Du gravier en a été ramené et 6 petits cailloux compris entre 15 et 18 mm qui ont été mesurés.

L'indice d'émoussé oscille entre 133 et 222 et l'indice d'aplatissement entre 1,6 et 1,8. Ces valeurs sont données pour mémoire. Cependant, la forme de ces quelques galets suggère un façonnement fluvial. Ce qui serait en accord avec la topographie sous-marine qui présente, en cet endroit, une vallée submergée prolongeant le Riu de Frigiano.

Dragage O 52

Situation : Lat. : 40°53'5"N

Long. : 8°35'8"E

Prof. : 37 m

Ce dragage est situé à 3500 m au large de l'embouchure du Riu Pedras de Fogu, cours d'eau qui limite l'Anglona vers l'ouest.

Un échantillon de 12 galets de trachyte compris entre 20 et 75 mm a pu être récupéré.

L'indice d'éroussé est de 303 et l'aplatissement de 1,7. Cet indice d'éroussé est du même ordre de grandeur que celui mesuré à l'embouchure actuelle de la rivière où l'histogramme d'éroussé présente deux modes, un fluvial et l'autre marin. On peut donc émettre l'hypothèse que ces galets se situaient à l'embouchure du Pedras de Fogu lors d'un stationnement de la mer à 37 m sous le niveau actuel. Naturellement, une récolte plus abondante de galets serait nécessaire pour être affirmatif à ce sujet.

Quoi qu'il en soit, la présence d'un ancien rivage à cette bathymétrie n'est pas impossible puisque les profils sismiques en ont trouvé des témoins aux profondeurs comprises entre -30 et -36 m (profils D₆ et D₉).

Dragage 0 19

Situation : Lat. : 41°07'1"N
Long. : 8°19'4"E
Prof. : 47 m

Ce dragage a été effectué au nord-est de l'île de l'Asinara, au large de la Punta della Scorno. 47 galets compris entre 20 et 69 mm ont été recueillis. Parmi ceux-ci, on note 39 granites (83%), 5 quartz (11%), 2 gneiss (4%) et 1 porphyre (2%). Ce spectre lithologique correspond aux affleurements du nord de l'île.

L'éroussé, pour l'ensemble des galets est de 246 et l'aplatissement de 1,9. Ce dépôt est donc d'origine fluvial et il témoigne d'une paléohydrographie aujourd'hui submergée.

Dragage 0 20

Situation : Lat. : 41°02'3"N
Long. : 8°13'E
Prof. : 38 m

Ce dragage se situe à l'ouest de l'île de l'Asinara à 250 m seulement de la Punta Tumbarino. La drague a ramené, entre autres, 23 galets compris entre 20 et 83 mm.

Il s'agit de galets de granite (20)
microgranite (1)
quartz (1)
indéterminé (1)

L'indice d'éroussé est de 261 et l'aplatissement de 1,9. Peut-être ces valeurs témoignent-elles d'un façonnement fluviatile. Toutefois, comme dans le dragage précédent, une influence marine pour certains galets ne peut être exclue.

V CAROTTAGE

=====

Au cours d'une campagne océanographique menée par M. GENNESSEUX (Laboratoire de Géologie Dynamique, Université de Paris VI), au large de la Corse méridionale, un carottage a permis la récolte de galets (fig. 2,68). M. GENNESSEUX a bien voulu nous les transmettre pour examen et nous l'en remercions vivement.

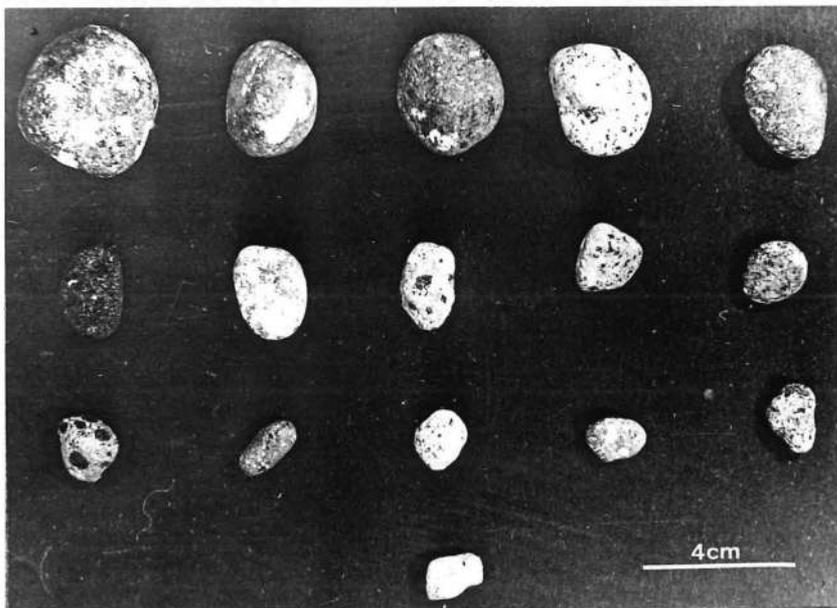


Fig. 2,68.

Ce carottage a été réalisé dans la partie occidentale des Bouches de Bonifacio (Lat. : $41^{\circ}16'7''N$, Long. : $8^{\circ}45'5''E$). En cet endroit, situé à la bordure occidentale de la plate-forme continentale, se dresse un haut-fond qui atteint la cote de -63 m et qui domine vers l'ouest le talus continental et le canyon d'Isola Rossa.

Vers l'est, il domine un plateau submergé aux profondeurs de -150, -160 m. Le carottage a été effectué sur les flancs de ce haut-fond sous une profondeur d'eau de 125 m. La base du carottage se trouvait à 2,75 m sous le fond et contenait des galets. Il s'agit de galets d'andésite à rattacher au volcanisme oligocène de la Sardaigne (M. GENNESSEUX, 1972). Ces cailloux sont nécessairement d'origine locale étant donné la configuration de la topographie sous-marine et proviennent du démantèlement du haut-fond. Un total de 17 galets compris entre 17 et 55 mm a été pris en considération pour la morphométrie. Un indice d'éroulé de 400 a ainsi été obtenu tandis que l'aplatissement était de 1,65. Ces indices montrent que ces galets provenaient d'une plage, relativement restreinte comme le suggère l'indice d'aplatissement (par comparaison avec les indices d'aplatissement mesurés sur le littoral sarde).

Ces quelques galets confirment donc la présence d'une plage à -128 m, ce qui est en accord avec les données des profils qui montrent une ligne de rivage entre -122 et -128 m (cordon littoral à -122 m (A2), terrasses marines à -126 m (A10) et à -128 m (A4).

Synthèse des dragages et du carottage

En résumé, divers dragages et un carottage nous ont apporté une série d'informations nouvelles qui nous permettent de mieux comprendre la paléogéographie du golfe de l'Asinara et des Bouches de Bonifacio.

Ces données peuvent être résumées en un tableau :

n°dragage	Profondeur	Récolte	Indices d'		Conclusions
			émoussé	aplatis.	
DR07 B	- 70 m	Beach-Rock			Niveau marin vers -57 -70 m
DR 01 B	-67 à -50m	Cailloux de beach-rock			
DR 07 B	-70 m	Cailloux	125	1,9	} dépôts torrentiels contemporains d'une phase régressive postérieure à la mer de - 70 m.
DR 01 B	-67 à -50m	Cailloux	128	1,71	
DR 03 B	-60 à -64m	Cailloux	114	1,88	
DR 04 B	-66m	Cailloux	121	1,97	
DR 05 B	-70 à -78m	Cailloux	(190	1,68)	
05 II	-65,8m	Cailloux	(261	1,7)	
092	-46m	Cailloux	448	1,6	
0110	-30m	Cailloux	(385-614	1,9-2,0)	
091	-40m	Cailloux	(240	1,7)	
0115	-27m	Cailloux	(133-222	1,6-1,8)	
052	-37m	Cailloux	303	1,7	niveau marin à -46m
019	-47m	Cailloux	246	1,9	niveau marin à -30m
020	-38m	Cailloux	261	1,9	fluviale ?
Carottage					
70-141	-127, 75 m	Cailloux	400	1,65	fluviale ?
					embouchure du Pedras de Fogu dans mer vers -30 -37 m
					fluviale
					fluviale
					niveau marin à -128 m

Elles confirment donc une série de niveaux marins submergés déjà décelés par l'interprétation de données bathymétriques et de profils sismiques : il s'agit des niveaux de -30 m, -36 m, -46 m, -70 m et -128 m. Elles mettent aussi en évidence une phase régressive postérieure au niveau de -70 m.

VI RELEVÉ SOUS-MARIN

=====

L'interprétation de plusieurs cartes bathymétriques nous amène aussi à supposer la présence d'un cordon littoral vers -10 m,
de -9,5 m à -8,9 m au large de la Nurra
de -9,8 m à -8,3 m face à Platamona
de -9,6 m à -7,4 m face à l'embouchure du Riu Pedras de Fogu et au large de l'Anglona occidental. La forme du cordon suggère par ailleurs la présence d'un ancien delta du Pedras de Fogu,
de -6,4 m à -9,8 m au large de l'embouchure du Coghinas et de l'Anglona oriental.

Ces données sont confirmées par la découverte, au large de la Centrale électrique E.N.E.L. du Fiume Santo, de deux cordons littoraux*.

Le premier culmine à -4,5 m et est distant de la côte de 340 à 360 m. Un sondage dans ce cordon a permis la récolte de coquilles de Pecten entre -6,85 m et -9,25 m.

Le second est observé à une bathymétrie comprise entre -7,5 et -8 m et est localisé à 640 m du littoral. Un carottage effectué à proximité (à 700 m de la côte) a permis la récolte de sable grossier et de galets compris entre 2 et 3 cm.

* : Toutes ces données sont inédites et proviennent de rapports (relevés sous-marins et sondages) effectués pour l'E.N.E.L. Les dirigeants de l'E.N.E.L. (Fiume Santo) nous ont aimablement reçus en leurs bureaux et fourni ces diverses informations. Qu'ils en soient remerciés.

VII CONCLUSION (tableau 2/4)

=====

En conclusion, sur l'ensemble de la plate-forme continentale de la Sardaigne septentrionale, nous avons relevé une série de 14 phases de stationnement du niveau de la mer marquées soit par des terrasses soit par des cordons littoraux souvent associés à des lagunes. L'existence de trois de ces niveaux a été confirmée par des cailloux à émoussé marin, celle d'un autre par un grès de plage et enfin celle d'un dernier par un relevé sous-marin et la récolte de coquilles.

D'autre part, en Sardaigne méridionale, A.G. SEGRE (1969) signalait des niveaux marins aux profondeurs respectives de -20 à -26 m (golfe de Palmas), -25 à -30 m (rades de Cagliari et de Quartu S. Elena), -55 m à -60 m (rade de Cagliari) et -60 à -75 m (rade de Quartu S. Elena), ce qui correspond sûrement à trois et peut-être à quatre des niveaux repérés au nord de l'île.

TABLEAU 2/4 : Les niveaux marins submergés de la Sardaigne septentrionale.

Plate-forme continentale de la Sardaigne septentrionale					
Sardaigne méridionale Segre, 1969	Dragages Carottage Données diverses	Profils sismiques et interprétation bathymétrique			
		Sud-Est des Bouches de Bonifacio	Ouest des Bouches de Bonifacio	Golfe de l'Asinara	N° du niveau
20 à 26*	4,5 à 9,25			6,4 à 9,8	I
25 à 30	30 à 37			20	II
	46		48 à 55	30 à 36	III
55 à 60		56 à 59	56 à 63	43 à 52	IV
60 à 75	67 à 70	63 à 67	65 à 72	56 à 60	V
		77 à 83	76 à 84	63 à 70	VI
			86 à 93	74 à 83	VII
		94 à 98	96 à 100	90	VIII
		115	112 à 120	95 à 105	IX
	128	128 à 130	122 à 128	114 à 116	X
		134 à 141	132 à 136	118 à 126	XI
			142 à 143		XII
			150 à 157		XIII
					XIV

* Profondeurs exprimées en mètre

VIII CORRELATIONS AVEC LES AUTRES SECTEURS DE LA
=====

MEDITERRANEE OCCIDENTALE

=====

L'intérêt que les chercheurs portent à l'évolution de la plate-forme continentale a été grandissant dans ces dernières années. Aussi, limiterons-nous nos corrélations aux études effectuées en Méditerranée occidentale en commençant par l'Italie, puis la France, l'Espagne et enfin l'Afrique du nord.

A. L'Italie, versants tyrrhénien et ligure

Parmi les recherches récentes sur la plate-forme continentale de l'Italie occidentale, il importe de citer celles de A.G. SEGRE (1969), de P.R. FEDERICI (1969, 1972), de LONGINELLI et al. (1972), de N.C. FLEMMING (1972) et celles de l'Ecole de Gênes : G. FIERRO et al. (1973, 1974, 1976).

Au large du littoral ligure, les recherches actuellement en cours à l'Université de Genova signalent la présence de niveaux littoraux submergés aux profondeurs respectives de -80 m⁽¹⁾, -97 m⁽¹⁾, -120 m⁽²⁾, -132 m⁽²⁾ et -141 m⁽²⁾. Ces données sont déduites de nombreux profils de sismique superficielle et les datations suivantes sont proposées⁽¹⁾ pour ces anciennes lignes de rivage : -97 m : Würm IV, -120 m : Würm III et, avec des réserves, un âge Riss pour celui de -132 m et Mindel pour -141 m.

Dans ce même secteur, A.G. SEGRE (1969) observait un cordon littoral au large de Capo Mele entre -25 et -45 m, ainsi qu'une autre ligne de rivage entre -55 et -66 m entre le promontoire de Porto Fino et Genova.

(1) : Données inédites aimablement communiquées par F. FANUCCI en février 1976.

(2) : G. FIERRO au cours de sa conférence tenue à Liège en février 1975. Voir aussi F. FANUCCI, G. FIERRO et J.P. REHAULT (1976).

J.P. REHAULT in G. BELLAICHE (1972) signalait un faciès littoral attribuable au Würm IV au large d'Imperia (Ligurie occidentale) à une profondeur de 100 m.

P.R. FEDERICI et F. SCALA (1969) et P.R. FEDERICI (1972) signalaient au large de la Ligurie orientale, à -200 m, un sédiment de plage non en place contenant des exemplaires de faune froide dont *Artica islandica*. Ces coquilles ont été datées, par la méthode du Th 230/Ur 238, de 20.170 ± 2000 ans B.P.

Dans le golfe de La Spezia, A.G. SEGRE (1969) a observé un cordon littoral submergé entre -22 et -25 m.

En Toscane, au large de la marine de Cecina, à -110 m -120 m, A. LONGINELLI et al. (1972) ont récolté, par carottage, des sédiments de plage contenant des exemplaires de faune froide dont *Artica islandica*. Ces coquilles, soumises aux examens de Th 230/Ur 238 ont été datées de 20.340 à 25.570 ans B.P.

Plus au sud, A.G. SEGRE (1969) a repéré face à l'Agro Pontino, des anciennes lignes de rivage à -25 m ainsi qu'entre -45 et -50 m.

Quant à N.C. FLEMMING (1972), il signalait des littoraux submergés aux bathymétries de :

- 1) -50 m, -30 m et peut-être à -20, -17 et -10 m à Ischia
- 2) -50 à -55 m, -20 m et de -10 à -15 m à Palinuro.

L'ensemble de ces données peut être résumé en ce tableau :

Ligurie	Toscane	Agro Pontino	Ischia	Palinuro
			-(10)*	-10 -15
			-(17)	
			-(20)	-20
-25 -45	-22 -25	-25	-30	
		-45 -50	-50	-50 -55
-55 -66				
-80				
-97 (W.IV)				
-120 (W.III)	110-120 (20.000) ans B.P.			
-132 (Riss?)				
-141 (Mindel ?)				

* Les données présentées entre parenthèses sont citées comme probables.

B. La France méditerranéenne

La plate-forme continentale de la France méditerranéenne est étudiée depuis plus de 10 ans par de nombreux chercheurs. Les informations sur les anciennes lignes de rivage submergées sont multiples et s'accompagnent, de plus en plus, de datations absolues. Pour effectuer notre "tour d'horizon" de ce secteur, nous nous sommes basés entre autres sur l'excellente synthèse de E. BONIFAY réalisée pour le Congrès de l'INQUA à Christchurch en décembre 1973, sur l'étude du plateau continental languedocien par J.C. ALOISI et al. (1975) et sur les recherches sur le plateau continental du Roussillon de A. MONACO (1972, 1973). A ces données nous avons ajouté les travaux, peu connus, de N.C. FLEMMING (1972).

Nous envisagerons successivement les côtes françaises d'est en ouest :

Dans la région de Nice, M. GENNESSEUX et Y. THOMMERET (1968) signalaient à -100 m un ancien littoral daté de 14.100 ± 300 ans B.P., ce qui aurait constitué la limite de la dernière régression du Würm. Par après, J. THOMMERET in E. BONIFAY (1973) observait, dans des grottes immergées, les traces d'une ancienne ligne de rivage à -20 m.

G. PAUTOT (1972), dans un carottage réalisé à -105 m, à proximité des îles de Lérins, a recueilli des sédiments grossiers dont l'aspect roulé et émoussé est remarquable et ne peut s'expliquer que par l'existence d'une plage fossile.

Dans la baie de Fréjus, l'étude par sondage sismique et par carottage a permis de retrouver des dépôts littoraux de sable et de galets datés par C_{14} de 11.700 à ± 200 ans B.P. Le niveau de la mer au Würm IV devait se situer vers -80 -90 m (G. BELLAICHE, 1972). Cette ancienne ligne de rivage était surtout marquée par des cordons littoraux à galets (G. BELLAICHE in L. GLANGEAUD et al., 1965).

A Marseille, E. BONIFAY (1972) a reconnu trois lignes de rivage qui furent datées par après (E. BONIFAY et al., 1971; E. BONIFAY, 1973). Il s'agit des niveaux de

- 1) -22, -24 m : 5860 ± 80 ans B.P.
- 2) -10 m : entre 4050 et 4700 ans B.P.
- 3) -7 m : entre 4050 et 2730 ans B.P.

E. BONIFAY (1973) signale aussi que le niveau actuel aurait été atteint au plus tôt il y a 2730 ans.

Toujours au large de Marseille, N.C. FLEMMING (1972) signalait des niveaux marins submergés aux bathymétries de -10-15 m, -28-30 m, -50 m, -72-78 m et -96 m. En outre, il observait des terrasses moins développées aux profondeurs de -4 m, -7-8 et -10 m, -15 m, -20-21 m, ainsi qu'à -24-25 m.

Dans ce même secteur, FROGET in G. BELLAICHE (1972) a observé des associations de faune froide, avec notamment *Cyprina islandica*, qui semblent être associées à un littoral situé à -100 m environ et qui serait à rattacher au Würm IV.

Les recherches de M. ESCALON DE FONTON (1969) (in E. BONIFAY, 1973) montrent que l'étang de Berre était fermé dès avant le Néolithique et que la mer atteignait, il y a 8000 ans, un niveau compris entre 0 et -15 m.

Dans la même zone, à Fos sur mer, d'autres observations permettent de penser que le niveau de la mer se situait aux environs de -5 m vers 5600 ans B.P. (E. BONIFAY, 1973).

Sur le plateau continental du Languedoc, les recherches de J.C. ALOISI, A. MONACO, J. THOMMERET et Y. THOMMERET (1975) reconnaissent une série de rivages submergés. Ces auteurs signalent d'abord le maximum régressif du Würm à -110 m et le datent d'au moins 35.000 ans B.P. Cette phase régressive aurait été suivie d'un mouvement transgressif daté de 23.450 ± 600 ans B.P. auquel aurait succédé une autre phase régressive. A cette régression, marquée par des dépôts de sables et de cailloux, seraient associés des sables dunaires situés entre -85 et -100 m.

Ils observent ensuite un stationnement du rivage à -60 m vers 10.000 ans B.P. (9860 ± 160 , 10.300 ± 170 et 10.300 ± 220) qui est marqué par un cordon littoral au large du delta du Rhône.

Un autre cordon développé vers -30 m au large de Paluras (Montpellier) est daté de 8230 ± 180 ans B.P. et a permis le dépôt de vases datées de 7860 ± 110 ans et de 6400 ± 120 ans B.P.

Enfin, à proximité de Sète, des formations lagunaires situées à -3 m et à -2 m ont été datées respectivement de 5600 et de 5000 ans B.P.

Sur le plateau continental du Roussillon, A. MONACO et al. (1972) et A. MONACO (1973) reconnaissent plusieurs morphologies

et dépôts littoraux submergés. Tout d'abord, une plage contenant de nombreux exemplaires de *Cyprina islandica*, située à -100 m et datée d'au moins 35.000 ans. Par la suite, un niveau marin situé aux environs de -45 m aurait été associé à des grès dunaires datés de 27.200 ± 1000 ans B.P. Après cette phase transgressive, la mer aurait atteint la cote de -90 m (18.300 ± 750 ans B.P.). La transgression versilienne aurait ensuite débuté et aurait été marquée par plusieurs phases d'arrêts comme en témoignent les terrasses observées :

-85 m :	13.800 ± 300 ans
-70 m :	12.900 ± 200 ans
-60 m :	10.500 ± 150 ans
-40 m :	8.400 ± 150 ans
-20 m :	6.000 ± 100 ans

Au sud du Roussillon, dans la région du cap Bear et de la frontière franco-espagnole, N.C. FLEMMING (1972) a trouvé des indices d'anciens littoraux : d'abord un niveau compris entre -10 et -15 m, puis des terrasses situées vers -20 m, -27 m, -35 m, -51 m et -57 m.

Toujours à la frontière franco-espagnole, au large du cap Creus, P. MARS et al. (1957) et P. MARS (1958) observaient entre -80 et -100 m, une ligne de rivage caractérisée par une faune froide. Un exemplaire de *Cyprina islandica* daté par J. et Y. THOMMERET a fourni un âge de 13.000 ans B.P.

C. Corse

Pour la plate-forme continentale corse proprement dite, outre des données éparses de BOURCART, NESTEROFF et ROA-MORALES, GENNESSEAUX, BELLAN, MOLINIER et PICARD, nous ne connaissons guère qu'une seule étude : celle de R. GABIN (1970 et 1972). R. GABIN a mené ses recherches dans le canal de Corse (au large du cap Corse et de Bastia) et dans le bassin toscan (îles d'Elbe, de Pianosa et de Capraia).

TABLEAU 2/5 : NIVEAUX MARINS SUBMERGES : FRANCE et ESPAGNE

Gibraltar	Catalogne	Frontière Franco-Espagnole	Roussillon	Languedoc	Rhône	Marseille (données de Flemming)	Marseille	Fréjus	Nice
5-10m	10m	10-15m		2m 5000 3m 5600	5m 5600	4m	7m (2730/4050)		
20m		20m	20m (5000)*			7.8.10m	10m (4050/4700)		20m
24-25m	24m					20-21m	22-24m (5860)		
25-30m		27m		30m 8230		24-25m			
35m	35m	35m	40m (8400)			28-30m			
46-52m		51m				50m			
60m	60m (10.000)	57m	60m (10.500)	60m (10.000)		72-78m			
74-77m			70m (12.900)						
91m		80.100m (13.000)	85m (13.800)					80.90 (11.700)	
95m			90m (18.300)			96m	100m (WIV)		100m (14.100)
			45m (27.200)	+ (23.450)					
			-100m (35.000)	110m (35.000)					
*(années B.P.)									

Ses investigations l'ont amené à repérer, grâce à des profils sismiques, un littoral situé vers -100 m, ce qui lui permet de le relier à la régression würmienne.

Au large de Pianosa, GABIN décrit une zone horizontale à -80 m. Parmi diverses hypothèses, il pense soit à une plate-forme d'érosion marine d'âge würm, soit à une couche calcaire pliocène décalée par une ou plusieurs failles. GABIN retient cette dernière hypothèse.

Ce même auteur montre que le canal de Corse est une zone de subsidence préférentielle depuis le début du Pliocène et que ce secteur est affecté de mouvements tectoniques datant de la fin du Pliocène ou du Quaternaire.

D. Espagne

Nous ne possédons que peu de données sur la plate-forme continentale ibérique. En Catalogne, au large de San Feliu, N.C. FLEMMING (1972) signalait des niveaux marins à -10 m, -24 m et -35 m.

Toujours sur la côte catalane, A. MARQUES et R. JULIA (1975) (in O. CONCHON, 1975) ont trouvé un littoral à -60 m, daté de 10.000 ans B.P.

Au sud de la péninsule, au large de Gibraltar, N.C. FLEMMING (1972) a observé des terrasses bien développées à -95 m, -60 m, -30 m -25 m et -5 m -10 m mais aussi de petites terrasses et encoches d'abrasion à -20 m, -24 m -25 m, -35 m, -46 m -52 m, -74 m -77 m et -91 m.

E. Afrique du nord

Au large du Maroc, dans la mer d'Alboran, J.O. MILLIMAN et al. (1972) ont décrit un seuil horizontal situé entre 100 et 120 m qu'ils supposent lié à la phase régressive de la fin du Würm.

L. LECLAIRE (1972), qui a étudié les fonds sous-marins algériens, a observé des terrasses submergées et notamment la présence d'une ancienne ligne de rivage entre 90 et 100 m (dans le golfe de Bône). Il signale également, entre -30 et -70 m, des cailloux provenant de cordons littoraux.

En Tunisie, J.C. FONTES et J.P. PERTHUISOT (1971) avancent l'hypothèse d'une phase régressive succédant à un haut niveau localisé à -8 m vers 30.000 - 40.000 ans B.P. Toujours sur la plate-forme tunisienne, dans le golfe de Gabès, L. BLANC-VERNET (1974) estime que le niveau de la mer se situait à -50 m il y a 11.140 ± 160 ans.

F. Conclusions

La revue des niveaux marins submergés de la Méditerranée occidentale montre que la plupart d'entre eux appartiennent au Quaternaire récent (tableau 2/5). Elle fait aussi apparaître, pendant le Würm, trois invasions de faune froide séparées par des transgressions et caractérisées notamment par la présence d'*Artica islandica*, également connue sous le nom de *Cyprina islandica*.

Cette faune froide est une première fois reconnue dans des gisements dont l'âge est supérieur ou égal à 35.000 ans. Elle est associée à une ligne de rivage localisée vers -100, -110 m (Languedoc-Roussillon). Il s'agirait de la phase régressive liée au Würm II qui succéderait à la transgression du Néotyrrhénien (ou Tyrrhénien III).

Après, la mer aurait subi une phase transgressive reconnue notamment au Languedoc et au Roussillon où elle est datée de 27.200 ans et 23.450 ans B.P. Selon MONACO (1973), elle atteindrait peut-être la cote de -45 m. E. BONIFAY (1973) la fait culminer vers -70 m et la date de 33.000 ans B.P. Il s'agirait de la transgression néortotyrrhénienne (interstade W_2-W_3).

Ensuite se serait développée une régression liée au maximum du Würm ou Würm III. Elle est caractérisée par une seconde invasion de faune froide, datée de 20.000 ans B.P. (Ligurie et Toscane). Ce niveau régressif qui atteint la profondeur de -110 à -120 m est particulièrement bien défini au large de la Ligurie. Par contre, E. BONIFAY (1973) place ce maximum régressif à -130 m et le date de 25.000 ans B.P. Toujours selon E. BONIFAY, la transgression versilienne (connue également sous le nom de transgression flandrienne) débiterait à ce moment.

Cette transgression aurait été marquée par une série de stades et surtout par un nouvel épisode régressif très net caractérisé aussi par une faune froide avec, en abondance, *Cyprina islandica* surtout au large du cap Creus. Ce littoral est daté de 13.000 à 14.000 ans B.P. et est localisé vers -80, -100 m. Cet ultime épisode régressif correspondrait au Würm IV.

La mer aurait, par la suite, poursuivi sa progression vers nos rivages actuels, progression marquée par une série d'arrêts, ce qui aurait permis le développement de plusieurs lignes de rivage. Le littoral actuel aurait seulement été atteint entre le VI^e et le III^e siècle avant notre ère (E. BONIFAY, 1973).

La constance bathymétrique du niveau de -100 m au Würm IV ainsi que des niveaux ultérieurs laisse supposer qu'aucun mouvement tectonique notable n'a joué depuis lors. Nous ne pouvons être aussi affirmatif pour les niveaux plus anciens pour lesquels nous ne possédons que des données trop fragmentaires. Cependant, E. BONIFAY (1973) n'exclut pas qu'une brève phase tectonique ait affecté le littoral méditerranéen entre 2500 et 7000 ans B.P.

En ce qui concerne les lignes de rivage submergées en Sardaigne septentrionale, nous sommes malheureusement limités à un classement bathymétrique, le matériel récolté jusqu'à présent n'ayant pas permis la réalisation de datations absolues. C'est donc sur ce seul critère bathymétrique que nous envisagerons des corrélations avec les niveaux déjà décrits en Méditerranée occidentale.

Cette corrélation débutera avec le niveau IX (tableaux 2/4 et 2/6) (94 à 105 m) qui est le mieux défini et qui est caractérisé par un état de fraîcheur remarquable. Ce niveau se retrouve partout en Méditerranée occidentale et est généralement associé à la dernière phase régressive du Würm (Würm IV). Les datations absolues lui attribuent un âge compris entre 13.000 et 14.100 ans B.P.

Le niveau VIII (86 à 93 m) n'est signalé qu'au large du Roussillon (-90 m) où il est daté de 18.300 ans B.P. Peut-être est-il lié à un épisode transgressif postérieur à la régression du Würm III qui, elle, a atteint la cote de -110, -120 m. Par contre, dans la baie de Fréjus, à même profondeur, on note des sédiments de plage de 11.700 ans B.P. et donc postérieurs au Würm IV.

Le niveau VII (74 à 84 m) se retrouve au large de Marseille, de Gibraltar et de la Ligurie et n'est daté en aucune de ces régions. Au large du Roussillon, un niveau proche situé à -85 m est daté de 13.800 ans B.P., ce qui le situe pendant le Würm IV.

Le niveau VI (63 à 70 m) se retrouve aussi au Roussillon (-70 m) où il date de 12.900 ans B.P. Cependant, nos observations sur le beach-rock et les galets dragués dans les Bouches de Bonifacio montrent qu'une phase régressive a succédé à ce niveau marin. E. BONIFAY (1973) dans un schéma des variations du niveau de la mer, précise que la transgression de l'interstade Würm III - Würm IV a porté le niveau de la mer jusque -65 m environ et que cette phase a été suivie par la régression du Würm IV.

Le niveau V (56 à 60 m) se reconnaît sur tout le pourtour de la Méditerranée occidentale : à Gibraltar, en Catalogne (10.000 ans B.P.), en Roussillon (10.500 ans B.P.), en Languedoc (10.000 ans B.P.) et en Ligurie et toutes les datations proposées pour ce niveau sont concordantes.

Le niveau IV (43 à 55 m) est aussi fréquemment observé en divers secteurs de la plate-forme continentale : Gibraltar, Catalogne, Marseille, Agro Pontino, Ischia et Palinuro. Mais aucune datation n'est fournie pour cet ancien littoral. N.C. FLEMMING

(1972) émet l'hypothèse que cette ligne de rivage est antérieure à celle de 90-100 m. Signalons qu'au large de la Tunisie, ce niveau est daté de 11.140 ans B.P. ce qui cadre mal avec les autres datations européennes.

Le niveau III (30 à 37 m) existe sur le plateau continental espagnol à -35 m et au large d'Ischia à -30 m. Dans le Languedoc, un niveau de 30 m est daté de 8230 ans B.P. et dans le Roussillon, un niveau à -40 m est daté de 8400 ans B.P.

En Méditerranée, on remarque fréquemment un niveau situé entre 24 et 27 m. Nous ne l'avons pas retrouvé en Sardaigne septentrionale mais A.G. SEGRE l'a observé au sud de l'île (25 à 30 m).

Le niveau II (20 m) retrouvé à Porto-Torrès ainsi qu'au sud de la Sardaigne par SEGRE est commun sur le pourtour méditerranéen puisqu'il est signalé tant en Espagne qu'en France ou qu'en Italie. Il est daté de 6000 ans B.P. en Roussillon et de 5860 ans B.P. à Marseille.

Le niveau I (5 à 10 m) est aussi très fréquent en Méditerranée. GENNESSEUX et THOMMERET le subdivisent en deux épisodes successifs: d'abord celui de -10 m (de 4700 à 4050 ans B.P.) puis celui de -7 m (entre 4050 et 2730 ans B.P.). En Languedoc, des niveaux situés entre -2 et -5 m sont datés de 5000 à 5600 ans B.P.

Quant aux niveaux X à XIV, les corrélations deviennent très malaisées et fort aléatoires. Le niveau X (114 à 120 m) n'est pas toujours bien défini en Sardaigne septentrionale. Il peut être rapproché du niveau de 110-120 m remarqué au large de la Ligurie et de la Toscane et donc être attribué au Würm III.

Le niveau XI situé entre -118 et -130 m, mieux caractérisé et pour lequel on possède des galets de plage, peut aussi être corrélé avec le littoral du Würm III.

Le niveau XII (132 à 141 m) se situe à une altitude comparable à celle relevée au large de la Ligurie (-132 m) pour un littoral attribué, avec réserves, au maximum régressif du Riss.

De même, le niveau XIII (142 à 143 m) n'est comparable qu'au littoral attribué au Mindel observé à -141 m au large de la Ligurie.

Quant au dernier niveau (150 à 157 m) nous ne lui connaissons aucun autre littoral submergé comparable. Nous savons seulement qu'il s'est développé dans des roches du Miocène légèrement plissées sans doute au cours du Pliocène. Ce niveau serait donc soit pliocène, soit pléistocène inférieur.

En conclusion, on peut proposer, en se basant sur le seul critère bathymétrique et en supposant une stabilité tectonique relative, la chronologie suivante pour les lignes de rivage submergées au large de la Sardaigne septentrionale (tableau 2/6).

TABLEAU 2/6 : Corrélation entre les niveaux marins de Sardaigne septentrionale et ceux de Méditerranée occidentale.

Sardaigne septentrionale		Méditerranée occidentale	
Niveau	Profondeur	Age possible - Datations absolues (B.P.)	
I	5 à 10 m	5600 à 2.730	Transgression versilienne
II	20 m	6.000 à 5.800	Transgression versilienne
III	30 à 37 m	8.400 à 8.230	Transgression versilienne
IV	43 à 55 m	11.140	Transgression versilienne
		ou	Antérieur au Würm IV
V	56 à 60 m	10.000	Transgression versilienne
VI	63 à 70 m	12.900	Transgression versilienne
		ou	Interstade Würm ₃ -Würm ₄
VII	74 à 84 m	13.800	Régression du Würm ₄ ?
VIII	86 à 93 m	11.700	Transgression versilienne
		ou	18.300
			Transgression Würm ₃ -Würm ₄
IX	94 à 105 m	14.100 à 13.000	Régression du Würm ₄
X	115 à 120 m	20.000	Régression du Würm III?
XI	118 à 130 m		Régression du Würm III?
XII	132 à 141 m		Régression du Riss ?
XIII	142 à 143 m		Régression du Pléistocène inférieur ?
XIV	150 à 157 m		Pliocène ou Pléistocène inférieur ?

IX COMPARAISON AVEC LES DONNEES MONDIALES

=====

Intégrer les lignes de rivage submergées de la Sardaigne, et par extension, de la Méditerranée occidentale, dans un cadre mondial, nous paraît assez malaisé dans l'état actuel des connaissances. La comparaison entre les diverses courbes d'évolution du niveau de la mer est assez étonnante car nombre d'entre elles divergent en bien des points. Les seuls points communs sont l'existence d'une phase régressive de l'ordre de -100 -130 m, développée lors du Würm récent et suivie par la transgression flandrienne ou versilienne (fig. 2,69).

La courbe de M. TERS (1973) dressée, au départ de 160 datations absolues par C_{14} , pour la transgression flandrienne sur le littoral atlantique français montre :

- a) un niveau marin vers -60 m, daté de 10.000 ans B.P.
- b) un littoral localisé vers -30 m il y a 9000 ans.

Ces deux niveaux sont contemporains de ceux décrits en Méditerranée à même profondeur.

c) par contre, cette courbe met aussi en évidence un niveau à -20 m développé il y a 8000 ans et donc plus ancien que celui décrit en Méditerranée (6000 ans B.P.).

d) la mer aurait ensuite atteint la cote de -10 m vers 7500 ans et aurait oscillé autour de cette profondeur jusqu'il y a 4000 ans pour atteindre seulement vers 2200 ans B.P. le niveau actuel.

La courbe de N. MÖRNER (1969) reflète l'évolution du littoral au cours des 15.000 dernières années au large de la Scandinavie. Cet auteur signale une phase régressive vers -70 m située il y a 15.000 ans suivie par une transgression marquée par une série d'oscillations. La cote de -60 m aurait été atteinte vers 13.000 ans B.P., celle de -50 m vers 12.500 ans B.P., -40 m vers 10.000 ans B.P., -20 m vers 9000 ans B.P. et -10 m vers 7000 ans B.P.

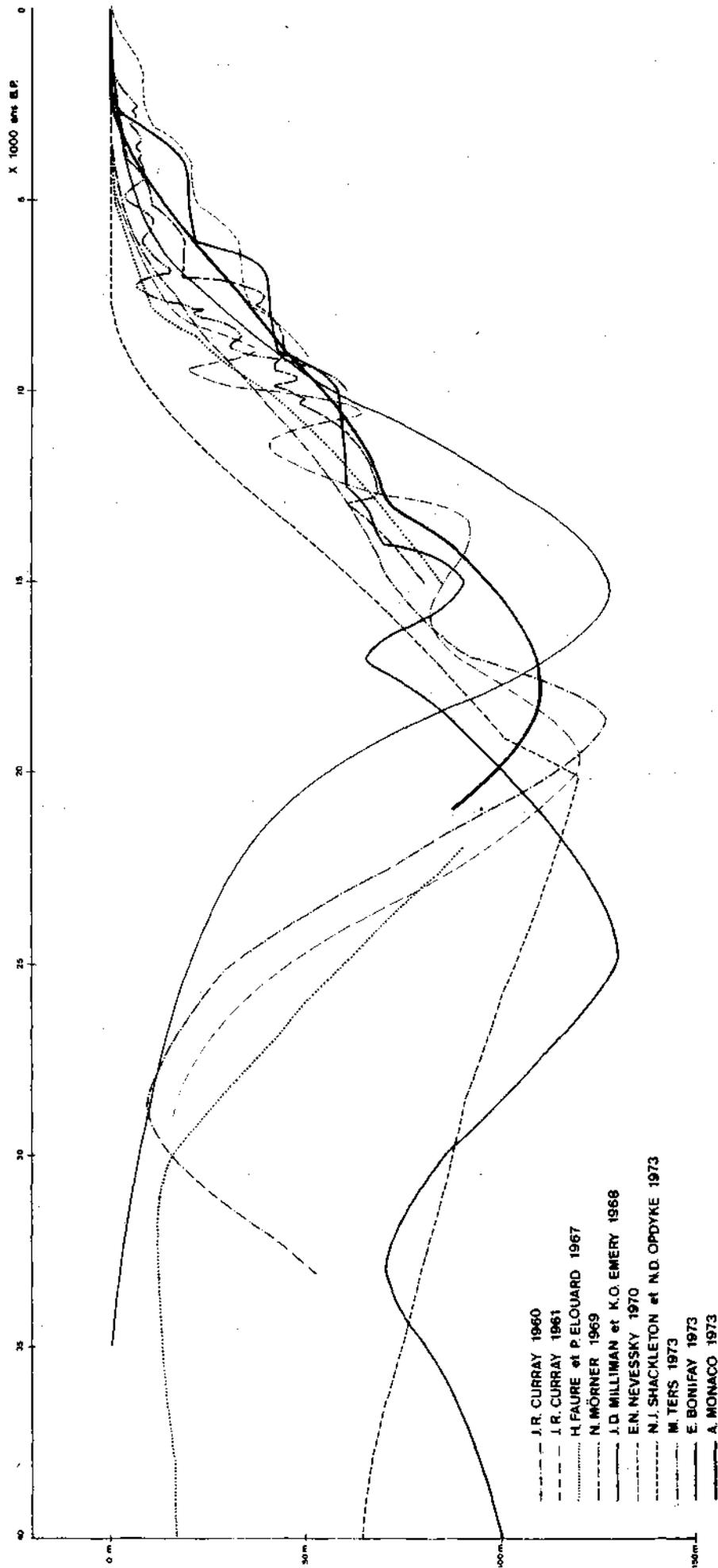


Fig. 2,69 : Courbes d'évolution du niveau de la mer au cours des 40.000 dernières années.

La courbe de J.D. MILLIMAN et K.O. EMERY (1968), basée sur des datations au C_{14} , présente l'évolution des lignes de rivage pour les 35.000 dernières années pour la face atlantique des U.S.A. Cette courbe ne tient pas compte des oscillations mineures et met surtout en évidence :

- a) un haut niveau marin proche du 0 actuel, il y a 35.000 ans.
- b) une phase régressive intense amenant la mer à la profondeur de -130 m il y a 15.000 ans.
- c) une dernière transgression amenant la mer au niveau actuel vers 4000 ans B.P.

J.R. CURRAY (1960) proposa une courbe pour le golfe du Mexique où il mettait en évidence :

- a) un haut niveau marin atteignant -16 m et développé entre 25.000 et 30.000 ans B.P.
- b) une phase régressive de l'ordre de -120 m datée de 19.000 à 20.000 ans B.P.
- c) une phase transgressive ultime marquée par plusieurs oscillations (CURRAY, 1961) :

- 1) un haut niveau à -80 m (16.000 ans B.P.)
- 2) un bas niveau à -90 m (13 à 14.000 ans B.P.)
- 3) un haut niveau à -40 m (12.000 ans B.P.)
- 4) un bas niveau à -65 m (10.500 ans B.P.)
- 5) un haut niveau à -20 m (9500 ans B.P.)
- 6) un bas niveau à -40 m (9000 ans B.P.)
- 7) le niveau actuel (3000 ans B.P.)

Cette courbe montre de nombreux faits relevés en Méditerranée comme les deux phases régressives du Würm III et du Würm IV, et parallèlement, les transgressions des interstades Würm II - Würm III et Würm III - Würm IV. Par contre, pour les littoraux plus récents, il semblerait que la fin de la transgression versilienne ait été plus lente en Méditerranée. Les courbes de TERS et de MÖRNER nous amènent à des constatations semblables.

La courbe de R. FAIRBRIDGE (1961) réalisée au départ de données mondiales recueillies dans des régions de stabilité inégale (M. TERS, 1973) présente la transgression versilienne comme une succession d'oscillations comparables à celles décrites par MÖRNER.

F.P. SHEPARD (1963) a proposé également une courbe qui ne reprend que les maximums des oscillations positives.

N.J. SHACKLETON et N.D. OPDYKE (1973) présentent une courbe relatant l'évolution glacio-eustatique des niveaux marins pour les 130.000 dernières années. Cette courbe dérivée de mesures de l'oxygène isotopique (O16/O18) et relative à des niveaux marins submergés au large des Barbades et de la Nouvelle Guinée montre clairement un haut niveau marin localisé à -50 m et développé il y a 50.000 ans, suivi par une phase régressive unique qui a atteint la profondeur de -120 m et il y a 20.000 ans. La transgression flandrienne aurait atteint nos rivages vers 8000 ans B.P.

Sur la côte occidentale de l'Afrique, H. FAURE et P. ELOUARD pensent que le niveau marin se trouvait au niveau actuel depuis 5000 ans mais qu'il s'y trouvait déjà il y a 32.000 ans. Entre ces deux dates, une importante régression aurait porté le littoral entre 110 et 120 m sous le niveau actuel (17.000 à 20.000 ans B.P.).

Pour terminer ce tour d'horizon, signalons la recherche de E.N. NEVESSKY (1970) qui a reconnu dans la Mer Noire, des phases d'arrêt dans la dernière transgression. Celles-ci sont localisées à -28 et -33 m, il y a 7000 ans, vers -20 m (entre 4000 et 5000 ans B.P.) ainsi que vers -10 m (entre 2000 et 3000 ans B.P.). Cette transgression serait donc postérieure à celle observée en Méditerranée occidentale.

Pour la Méditerranée occidentale, nous ne connaissons que deux courbes : celle de E. BONIFAY (1973) et celle de A. MONACO et Y. THOMMERET (1973) in MONACO (1973).

La courbe que E. BONIFAY (1973) propose pour la France méditerranéenne ne concorde pas entièrement avec toutes les données récentes en ce secteur. En effet, il situe le maximum de la régres-

sion du Würm à 25.000 ans B.P., ce qui est pour le moins curieux puisque divers auteurs envisagent à cette période une phase transgressive. En outre, les données tant méditerranéennes que mondiales signalent les dernières régressions würmiennes soit vers 18-20.000 ans, soit vers 13-15.000 ans. Pour la transgression du Néortotyrhénien (Würm 2 - Würm 3), il propose la cote de -70 m, ce qui ne s'accorde pas avec les observations de A. MONACO qui avance un haut niveau vers -45 m. La partie de la courbe qui va de 18.000 ans B.P. à nos jours paraît plus certaine : elle signale une oscillation positive vers -65 m, il y a 17.000 ans (interstade W_3-W_4), à laquelle nous rattachons, avec réserves, le beach-rock des Bouches de Bonifacio. Elle montre ensuite une phase régressive qui aboutit à -90 m (Würm IV, 15.000 ans B.P.) et qui est bien connue sur le pourtour méditerranéen et à laquelle nous rattachons, entre autres, le cordon littoral submergé entre -90 et -100 m, bien conservé au nord-est de la Sardaigne. E. BONIFAY caractérise la fin de la transgression versilienne par une série de paliers localisés vers -60 m, -40 m et -20 m.

Quant à la courbe de A. MONACO (1973), elle ne concerne que le Roussillon. Elle présente le maximum régressif du Würm à -110 m il y a 18.000 ans. Cet auteur ne signale pas la phase régressive du Würm IV et, de plus, il ne semble pas tenir compte d'un littoral situé à -90 m daté de 18.300 ans B.P. qu'il a découvert en ce secteur.

En conclusion, si toutes les courbes montrent au moins une phase régressive à la fin du Würm précédant une ultime régression, si toutes concordent aussi pour faire aboutir ce maximum régressif entre -90 et -130 m, on ne peut qu'être frappé par les nombreuses divergences entre elles.

Ces divergences sont dues, sans doute, à des facteurs locaux, aussi ne doit-on attribuer à ces courbes qu'une valeur régionale. D'autre part, certaines courbes ont été dressées au départ de quelques datations absolues seulement, ce qui est, à notre avis, bien hardi. Il est vrai que les recherches en ce domaine ne font que débiter et que les datations absolues fiables commencent seulement à s'accumuler.

Aussi, proposer un âge pour les niveaux marins submergés de la Sardaigne septentrionale en les corrélant avec une des courbes proposées, nous paraît, dans l'état actuel des connaissances, prématuré.

T A B L E D E S M A T I E R E S

IIe Partie

La morphologie de la plate-forme continentale. Les Bouches de Bonifacio et le Golfe de l'Asinara.

I. INTRODUCTION	page 1
II. HISTORIQUE	4
III. LES PROFILS SISMIQUES	7
1. Secteur sud-est des Bouches de Bonifacio	7
a) Interprétation des profils	9
b) Synthèse	24
2. Le Golfe de l'Asinara	29
a) Interprétation des profils	31
b) Synthèse	45
3. Profils de Porto-Torrès	50
4. Secteur occidental des Bouches de Bonifacio	53
a) Interprétation des profils	53
b) Synthèse	77
IV. LES DRAGAGES	82
V. CAROTTAGE	99
VI. RELEVÉ SOUS-MARIN	102
VII. CONCLUSION	103
VIII. CORRELATIONS AVEC LES AUTRES SECTEURS DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE	105
A) L'Italie	105
B) La France	107
C) La Corse	110
D) L'Espagne	112
E) L'Afrique du Nord	112
F) Conclusions	113
IX. COMPARAISON AVEC LES DONNEES MONDIALES	119

UNIVERSITE DE LIEGE
FACULTE DES SCIENCES

André OZER

**GEOMORPHOLOGIE DU VERSANT SEPTENTRIONAL
DE LA SARDAIGNE**

*Etude des fonds sous-marins, de la morphologie côtière
et des terrasses fluviales*

**IIIe Partie
Les terrasses fluviales
Conclusions**

EPREUVE DE DOCTORAT EN
SCIENCES GEOGRAPHIQUES

1976

ENCODÉ

A. 1976

I N T R O D U C T I O N

Cette troisième partie de notre thèse est consacrée aux terrasses fluviales du versant septentrional de la Sardaigne. Au cours de nos recherches sur la géomorphologie côtière nous avons ressenti le besoin de raccorder nos observations avec la morphologie de l'intérieur de l'île. A cette fin, nous nous sommes attaché à étudier les terrasses fluviales du Coghinas qui est un des cours d'eau les plus importants de Sardaigne.

Tout d'abord, les terrasses du Coghinas interne ont retenu notre attention car, c'est en ce secteur, qu'elles sont les mieux développées (1er chapitre). Ensuite, nous avons envisagé le secteur du Bas-Coghinas où s'entrecroisent terrasses ? climatiques (glaciaires) et terrasses eustatiques (liées aux hauts niveaux marins)(2e chapitre).

Une série de huit niveaux a été observée pour laquelle nous proposons (3° chapitre) une datation qui s'appuiera surtout sur la stratigraphie proposée pour les terrasses de Corse orientale. En effet, nous avons eu l'occasion de parcourir les terrasses corses sous la conduite de F. OTTMANN et O. CONCHON, lors du Congrès de l'I.N.Q.U.A. en 1969. C'est également sur les terrasses de Corse septentrionale, régions de Calvi, St Florent et Cap Corse, que nous avons eu l'occasion de commencer nos recherches dans le monde méditerranéen.

Dans les autres chapitres, nous nous sommes intéressé aux replats et cailloutis littoraux afin de différencier les terrasses fluviales des marines. Cela nous a permis de reconstituer, en Gallura (ch. IV et V) et en Nurra (ch. VII), des réseaux hydrographiques abandonnés aujourd'hui et d'âge tertiaire.

Nos recherches nous ont permis aussi de découvrir une terrasse d'âge historique que nous avons pu observer dans de nombreux cours d'eau du Sassarese et de l'Anglona.

En l'absence quasi totale de travaux antérieurs sur les formations fluviatiles tertiaires et quaternaires en ce secteur de l'île, nous nous sommes contraint à décrire un maximum d'affleurements.

CHAPITRE I

LES TERRASSES DU COGHINAS MOYEN

Au sud du massif du Monte Ruiu (fig.3.1.3.), s'ouvre une très large dépression orientée approximativement est-ouest et caractérisée par un grand développement des terrasses fluviales formées par le Coghinas. Le massif du Monte Ruiu (530 m) est constitué par des granites porphyriques rouges en bordure desquels affleurent des phyllades quartzifères du Silurien. Au contact des granites s'observe une auréole de métamorphisme formée par des gneiss, des schistes tachetés et des cornéennes. Au nord du Monte Ruiu, affleurent aussi des porphyres quartzifères de couleur rouge-brun ou noir attribués à une phase éruptive du Permien (fig.3.1.2)

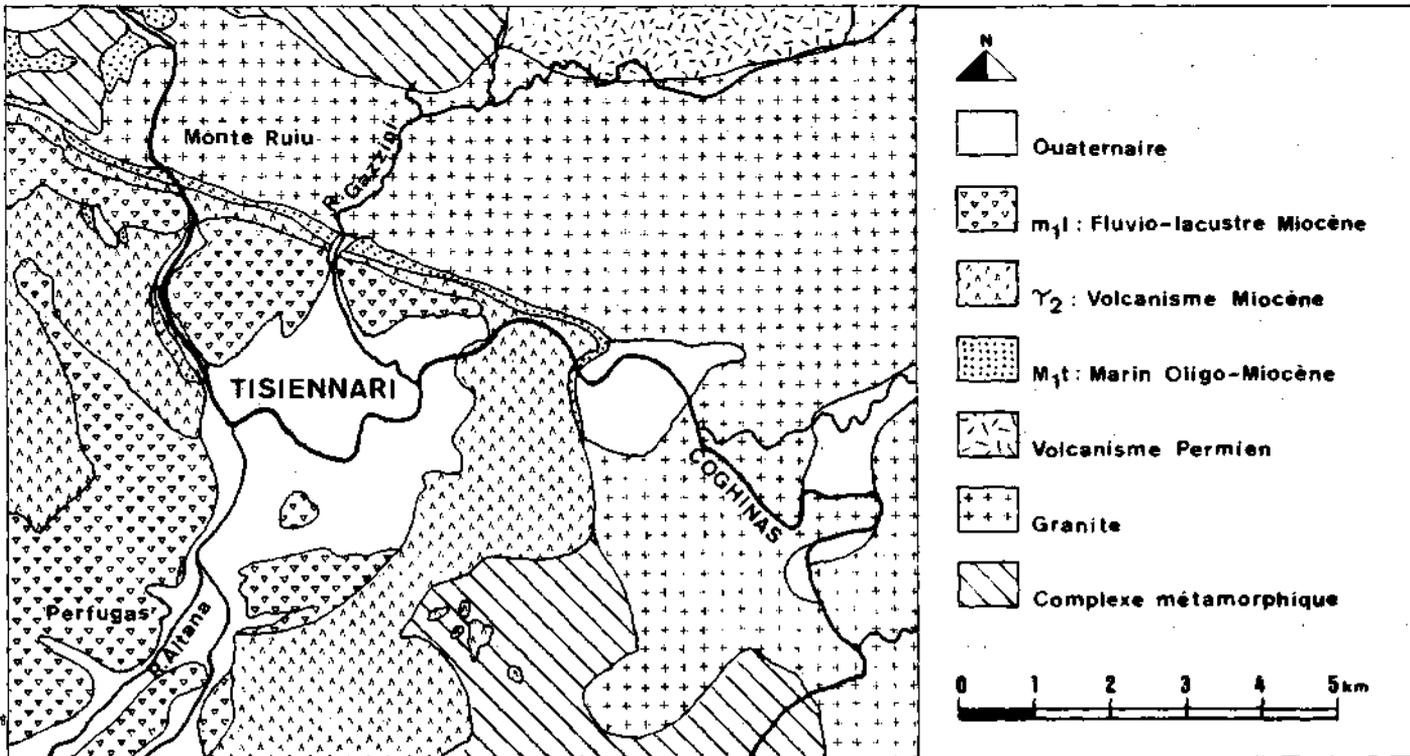


Fig.3.1.2. Schéma géologique du Bassin du Coghinas Interne (d'après Moretti, 1959)

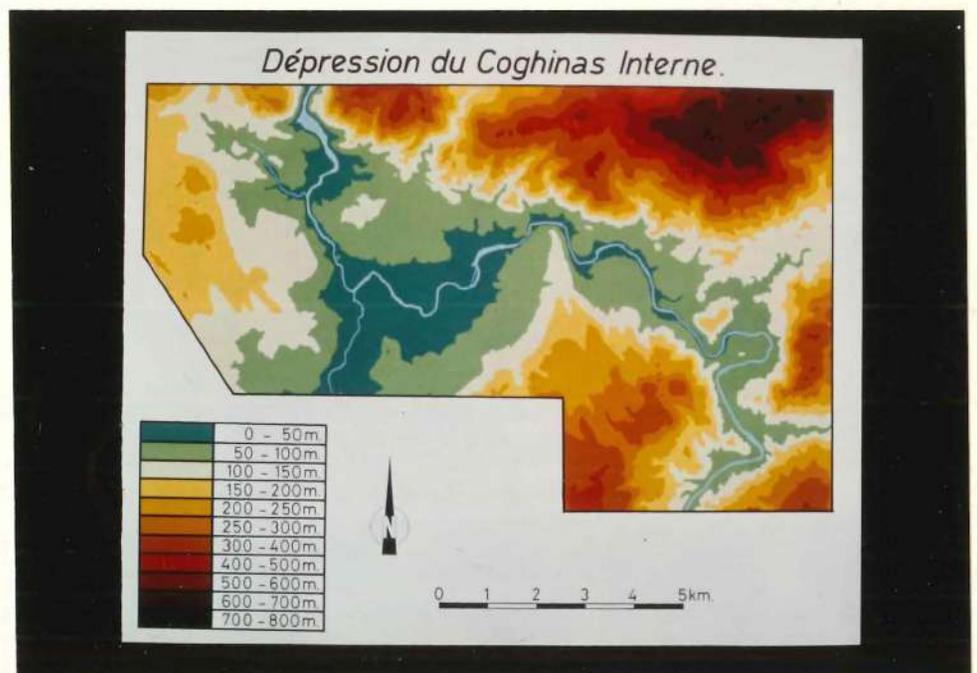


Fig. 3.1.3. - Carte oro hydrographique de la dépression du Coghinas interne.

Cette carte couvre le même territoire que la carte hors texte 3.1.1. (voir aussi carte de situation 1B page 9 du 1er volume).

La dépression développée au sud du Monte Ruiu est en partie comblée par des sédiments tertiaires d'âge miocène (MORETTI, 1959). Leur origine est variée, elle peut être:

- marine (M_1t),
- volcanique (coulées de trachyte {T2})
- ou continentale (formation fluvio-lacustre $\{m_1l\}$).

Ces sédiments tertiaires ont subi vraisemblablement au Pliocène supérieur et peut-être même au début du Quaternaire une phase tectonique intense. C'est ainsi que, sur les flancs nord et est de la dépression, les coulées de trachyte, subhorizontales dans leur ensemble, ont été soulevées, et l'érosion ultérieure les a dégagées en créant des cuestas impressionnantes. Le Coghinas et les torrents provenant du Monte Ruiu les ont traversées en gorges profondes et les ont découpées en lambeaux triangulaires (fig.3.1.4) dénommés: "flatirons" (P.MACAR, 1946, p.240)



Fig.3.1.4.

Tisiennari: Flatirons découpés dans des coulées de trachyte redressées. A l'arrière-plan le Monte Ruiu.

Parmi les formations tertiaires, on note des sédiments conglomératiques pré-et post-volcaniques qui ont également été affectés par ces mouvements. Ainsi, en de nombreux endroits, on peut observer des couches de cailloux redressées parfois jusqu'à la verticale. Afin de différencier ces accumulations caillouteuses des terrasses quaternaires, voyons ce qui les caractérise:

I. Les formations conglomératiques pré-volcaniques (M_1t).

A) Au col du Middinu (fig.3.1.5), les couches de galets sont orientées N 90°E et leur pendage est de 28° vers le sud. La coloration de la matrice est de 10 R 4/6 (rouge). Ce dépôt est

constitué de galets de schiste, de granite, de porphyre et de quartz. Granites et schistes sont généralement pulvérulents ou très altérés; par contre, quartz et porphyres sont résistants.

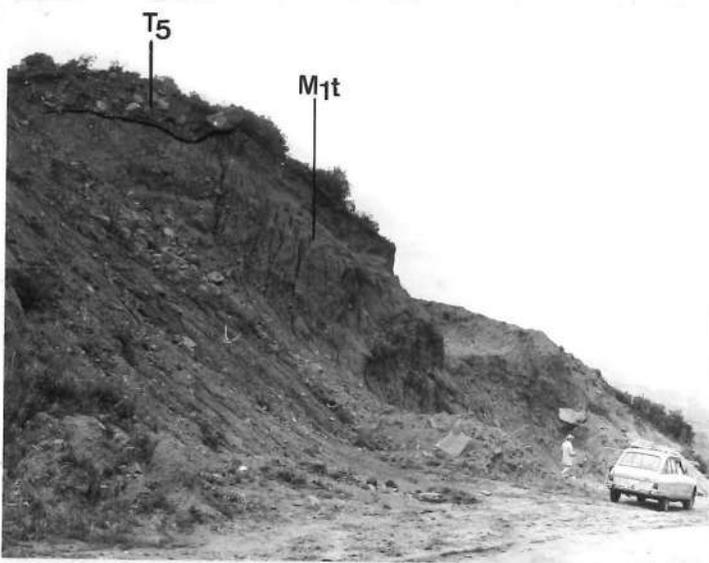


Fig. 3.1.5.

Col de Middinu. Formation M_1t surmontée par la terrasse T_5 .

Ce dépôt conglomératique redressé se poursuit le long de l'entaille de l'ancienne route Sassari-Tempio, depuis le km 62 jusqu'au pont sur le Coghinas.

B) A l'est de la Cantoniera-Coghinas, sur la rive gauche du fleuve, à proximité du pont précité, on observe aussi des couches de cailloux inclinées de 15 à 25°. La coloration de ce dépôt varie entre 2,5 YR 4/8 (rouge brun) et 2,5 YR 3/6 (rouge brun sombre). Cet affleurement s'observe de part et d'autre du km 63 et est localement masqué par des dépôts de pente constitués de blocs de trachyte provenant des couches supérieures.

C) Au sol de Sa Contra, à 117 m, cette formation caillouteuse, englobée dans une matrice argileuse, affleure également sous les coulées de trachyte. La coloration est de 2,5 YR 4/6 (brun-rouge).

D) Entre la cuesta trachytique d'Isolana et le mont d'Ortigu (granite porphyrique du Monte Ruiu) affleurent le long de la nouvelle route Santa Maria Coghinas-Perfugas, plusieurs passées caillouteuses subverticales.

En résumé, les dépôts conglomératiques tertiaires pré-volcaniques sont généralement caractérisés par une intense rubéfaction (10 R à 2,5 YR).

II. Les formations post-volcaniques (m_1)

Cette formation fluvio-lacustre a également été soumise à des mouvements tectoniques.

Entre le hameau de Sas Contreddas et le riu de Pedri Alvu dans l'entaille de la nouvelle route Sassari-Tempio, s'observe un cailloutis redressé à la verticale et affecté par des failles (fig.3.1.6).



Fig.3.1.6.

Cailloutis miocène (m_1)
redressé à la verticale.
Route Sassari-Tempio.

Ce dépôt continental miocène est localement fossilifère: ainsi, à La Freigata (Tisiennari), nous avons découvert, dans les fondations d'un puits, sous les alluvions d'un cône-terrasse d'un petit torrent, une formation argileuse vert-olive riche en fossiles tant végétaux qu'animaux. Mêlés à des morceaux de troncs d'arbre en partie silicifiés, nous avons recueilli, grâce à l'amabilité du propriétaire, des débris d'ossements et des dents d'herbivores, vraisemblablement de girafidés et de reptiles (crocodilien). Cette première détermination a été réalisée par le professeur L.THALER de l'Université de Montpellier qui a étudié le matériel récolté et qui, ultérieurement, a poursuivi les fouilles en compagnie du professeur G.PECORINI de l'Université de Cagliari.

Ces formations conglomératiques tertiaires sont, sans doute, en relation avec le Coghinas miocène. D'autres témoins de ces formations se retrouvent en outre dans la dépression côtière

du Coghinas au nord du massif du Monte Ruiu à proximité des villages de Santa Maria et de Viddalba.

III. Les terrasses quaternaires

La dépression interne du Coghinas est comblée par des dépôts quaternaires fluviatiles répartis en huit niveaux de terrasses qui impriment au paysage une morphologie peu commune en Sardaigne septentrionale. C'est, par ailleurs, la première fois qu'une série aussi complète de dépôts fluviatiles est décrite, non seulement dans cette zone, mais aussi en Sardaigne.

La carte géologique de Sassari, dressée à l'échelle du 1/100.000 par MORETTI en 1959, ne distinguait, dans cette dépression, que deux grands épisodes fluviatiles:

- a) les alluvions récentes et actuelles rangées dans l'Holocène;
- b) les épisodes du Pléistocène comprenant des dépôts fluviatiles essentiellement caillouteux; certaines terrasses pouvant même être antérieures au Quaternaire.

L'auteur de cette carte était évidemment limité par les impératifs de la légende et par l'échelle de sa carte. Il a néanmoins eu le mérite de cartographier un certain nombre de lambeaux de terrasses.

Par après, PIETRACAPRINA (1967) apporta quelques précisions à l'étude de ces dépôts. Il y reconnut trois unités morphologiques bien distinctes:

- "a) les alluvions actuelles dont la puissance ne dépasse pas quelques mètres et dont l'extension peut varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Leur altitude est pratiquement celle du Coghinas.
- b) les alluvions "anciennes" mais déposées pendant la période "historique", de nature limono-sableuse, avec de rares cailloux. Elles s'étendent sur la plaine de Vena Longa et de Monteneru. La cote moyenne de cette seconde unité morphologique est supérieure de 5 à 7 m à la précédente.
- c) les alluvions caillouteuses de la plus ancienne plaine alluviale du Coghinas (Plio-Pléistocène). Elles s'étendent sur la rive gauche depuis le lieu-dit TIVERI jusqu'à PUPULIOSA et se développent en une belle terrasse au TISIENNARI sur la rive droite. L'abrupt montre une dénivellation de 20-25 mètres. Les incisions transversales montrent la nature variée du cailloutis, dont certains éléments proviennent de bassins très lointains (par ex.: les cailloux très arrondis de quartzite...)"

Nos observations (études sur le terrain et recherches sur photos aériennes et cartes topographiques) nous ont amenés à repérer, dans le tronçon du Coghinas compris entre les gorges de Castel Doria à l'aval et le méandre de Budas à l'amont, huit niveaux de terrasses fluviales. Nous les avons désignés en les numérotant de T_1 pour le plus récent à T_8 pour le plus ancien. A cette série, nous avons ajouté un niveau T_0 qui correspond au lit majeur du Coghinas actuel. Pour la situation des divers lambeaux de terrasse, nous invitons le lecteur à utiliser la figure 3.1.1 h.t.

Le niveau T_0

Ce niveau est constitué par les dépôts actuels ou récents du Coghinas. Il correspond aux zones inondées lors des crues du fleuve. Son extension est généralement faible, quelques mètres, mais elle peut atteindre des largeurs considérables, notamment à l'aval du confluent du Riu Gazzini où elle est de l'ordre de 250 m ou bien encore dans le méandre de Vena Longa - 200 m de largeur - dans celui de Monterenu, près de 100 m, ou face à Scala Ruia où le niveau T_0 isole un lambeau de terrasse T_1 (7), petit exemple de terrasse en inversion de relief.

D'autre part, le niveau T_0 se rétrécit considérablement dans les gorges étroites taillées dans le trachyte comme à l'aval du pont sur le Coghinas, à proximité de la Cantoniera Coghinas, ainsi qu'à l'aval de Ponti Ezzu ou bien encore dans les gorges de Castel Doria, taillées dans le granite du Monte Ruiu (fig.3.1.1).

L'altitude du lit majeur ne dépasse généralement pas 1 à 2 m par rapport au niveau normal du fleuve. La nature du sédiment est essentiellement caillouteuse ou graveleuse, comme nous avons pu l'observer dans les gravières situées au confluent du Riu Gazzini et à Scala Ruia. L'absence d'altération des galets caractérise cette nappe.

Il faut cependant signaler que, dans la région d'Isolana-Scopaggiu, jusqu'au confluent du Riu Giobaduras, le lac de retenue du barrage de Castel Doria masque le lit majeur ainsi que les basses terrasses T_1 et T_2 . Heureusement, lors d'un assèchement partiel et momentané du lac de retenue, nous avons eu la chance d'observer la zone ordinairement submergée. De plus, une carte au

1/10.000e dressée avant la construction du barrage pour le Consorzio di Bonifica: "Basse Valle Coghinas" ⁽¹⁾, nous a donné une idée précise des zones envahies par l'eau. Grâce à ces informations et celles fournies par la photo-interprétation, nous avons pu retrouver de nouveaux lambeaux du niveau T_0 , notamment au pied de Crabileddu (Altitude: 20 m + 1 m d'altitude relative), ainsi qu'à l'amont d'Isolana où une île du niveau T_1 (n°16) est bordée vers l'ouest par un chenal assez large, qui ne devait être fonctionnel qu'au moment des crues.

On peut donc considérer ce niveau T_0 comme la plaine alluviale actuelle, plaine qui est beaucoup plus restreinte que les plaines alluviales antérieures développées lors du Quaternaire comme le montre la largeur des terrasses. Le niveau T_0 correspond à la première entité décrite par A.PIETRACAPRINA (1967).

Le niveau T_1

Le niveau T_1 est particulièrement développé dans la dépression du Tisiennari où on peut le suivre sans discontinuité (fig.3.1.1) depuis Ponti Ezzu jusqu'au pont de chemin de fer situé à proximité de la Cantoniera Coghinas, soit sur près de 3500 m à vol d'oiseau. On l'observe successivement à:

1. ⁽²⁾ Monterenu (rive gauche)

Sa largeur maximale y est de 1.100 m et son altitude comprise entre 25 et 28 mètres (altitude relative + 4 m).

La couleur de la matrice de la terrasse est gris-brun.

2. Vena Longa (rive droite)

La terrasse est large de 900 m maximum. Elle est située à une altitude allant de 25 m (+ 3 m altitude relative) à plus de 35 m (+ 8 m). Le relèvement anormal de cette terrasse vers l'amont est progressif et est dû aux apports du Riu Gazzini, torrent qui descend du massif du Monte Ruiu. La partie amont du lambeau de Vena Longa correspond donc à un cône-terrasse de l'affluent du Coghinas contemporain du niveau T_1 . Une excavation artificielle réalisée dans ce cône-terrasse au pied de la ferme La Fronti nous a permis de réaliser le spectre pétrographique suivant (50 galets compris entre 40 et 80 μ m).

(1) Carte aimablement fournie par le professeur A.PIETRACAPRINA de l'Université de Sassari.

(2) Le numéro de chaque lambeau est repris sur la carte des terrasses, Fig.3.1.1 et sur le profil longitudinal Fig.3.3.1 (figures hors texte).

Gneiss	8%	}	22%	Trachyte	2%	Granite	8%	
Micasch.	8%		}	30%	Granite		Microgranite	4%
Schiste	2%				"Monte Ruiu"	6%	Aplite	4%
Quartzoph.	4%				Porphyre		Filon basique	2%
Quartz					permien	22%		

Ce spectre révèle un apport considérable du bassin du riu Gazzini puisqu'on y retrouve 28 % de galets provenant avec certitude de ce bassin (porphyre permien et granite Monte Ruiu). Par contre, les roches schisteuses (22%) et les quartz (30%) sont, dans cette région, pratiquement ubiquistes: ils peuvent provenir tant du bassin amont du Coghinas que du bassin du Riu Gazzini.

Quant à l'altération des galets, elle est très faible car nous n'avons relevé qu'un seul micaschiste peu altéré et un granite peu altéré qui peuvent d'ailleurs avoir été remaniés de terrasses ou cônes-terrasses plus anciennes.

La matrice de cette formation possède une coloration brun-gris.

3. Calteri (rive droite)

En amont du confluent du riu Gazzini, le niveau T₁ se retrouve entre 30 et 35 m, soit à une altitude plus faible que le lambeau aval. Sa largeur n'est ici que de 160 mètres.

4. Pedru Alvu (rive gauche)

Sur la rive gauche, en amont de Monterenu, le niveau T₁ est interrompu à Pupuliosa. Mais entre ce lieu-dit et l'embouchure du riu Pedru Alvu, il s'étale de nouveau sur près de 500 mètres de largeur et à 5 m au-dessus du lit du Coghinas. La matrice de ce lambeau est à nouveau brun-gris. On y trouve un très faible pourcentage de galets de schiste et de granite altérés qui pourraient aussi être repris de terrasses plus anciennes.

5. Sa Colonia (rive gauche)

Face à la ferme de Sa Colonia, vers 35 m d'altitude, s'étire un autre lambeau de 250 m de largeur et dont la matrice possède également la couleur brun-gris.

6. Middinu (rive droite)

Plus vers l'amont, cette terrasse s'interrompt lors de la traversée des gorges de la Cantoniera et se retrouve à l'aval du pont routier sur le Coghinas, réduite à une mince bande de quelques mètres de large, coincée entre le lit de la rivière et le niveau T₂.

7, 7', 8 et 9. Fontaine Sélema (rive gauche)

En amont du pont sur le Coghinas, le niveau T₁ se retrouve d'abord à Fontaine Sélema où il occupe un large méandre (7) développé vers le sud. Ensuite, face à Scala Ruia, il forme une île (7') située à 46 m (+ 6 m) et entourée du niveau T₀. Il s'agit donc d'une terrasse en inversion de relief. Par après, d'une façon continue, il borde le versant sur quelques mètres de largeur jusqu'au nouveau pont du Coghinas (8). Toujours plus à l'amont, il occupe à Donnigazza un méandre abandonné (9).

10, 11, 12, 13.

Sur la rive droite, à l'est de Middinu, et jusqu'à Scala Ruia, T_1 retrouve une certaine largeur (150 m). Ensuite, au pied du Mont¹ Diminigu, il forme une bande caillouteuse à matrice grise, située entre le chemin et la rivière à une altitude de 47 m (+ 5 m).

Dans le méandre de Budas, T_1 s'observe aussi sur quelques dizaines de mètres de largeur. Plus à l'amont encore, au pied de la Punta Mucciosa, T_1 s'étale de nouveau sur 60 m de largeur.

Comme pour le niveau T_0 , le niveau T_1 a aussi été submergé par les eaux du lac de Castel Doria (fig.3.1.7). A la faveur d'un assèchement, nous avons pu observer divers lambeaux (fig. 3.1.8).



Fig.3.1.7.

Isolana.
Lac de Castel Doria.



Fig.3.1.8

Isolana. Ilot T_1 (16) généralement submergé par les eaux du lac, dont on voit la limite. A l'arrière-plan: la coulée de trachyte redressée et traversée par le Coghinas en cluse. A l'horizon, les porphyres du Monte Ruiu.

14. Scopaggiu (rive droite)

Au sud de Scopaggiu, il forme une bande de 15 à 20 m de large et est constitué par une forte proportion de sable et de limon toujours de couleur brun-gris.

15. Gavineddu (rive gauche)

Au pied du Gavineddu, à l'aval du confluent du Riu Sa Raminaios, T_1 borde à 17 mètres, un large méandre de T_2 .

16. Isolana (rive gauche)

Plus à l'aval, au sud d'Isolana, il forme une île bordée d'une part par le Coghinas et d'autre part par T_0 .

Le niveau de terrasse T_1 remarquable par sa continuité, domine le cours actuel du Coghinas de 3 à 6 mètres. Ses alluvions sont généralement caillouteuses, même si, par endroit, elles sont recouvertes de limons de crue. L'ensemble des cailloux qui compose T_1 est sain, malgré la présence çà et là de quelques galets peu altérés à altérés. La matrice de ce dépôt est brun-gris.

Moretti (1959) classe les deux niveaux T_0 et T_1 dans les dépôts fluviatiles de l'Holocène, alors que pour Pietracaprina (1967), T_1 correspond aux alluvions récentes ou historiques. Une datation de ce niveau sera envisagée plus loin lorsque toute la série des terrasses sera décrite.

Le niveau T_2

Le niveau de terrasse T_2 est moins développé que le précédent niveau. Cependant il est très bien représenté, notamment dans la dépression de Tisiennari.

17. Ponti-Ezzu (rive droite)

Au sud-est de Ponti-Ezzu, ce niveau forme un replat de près de 200 m de large qui domine le cours actuel du fleuve de 9-10 m. Vers l'est, cette terrasse a été découpée par un petit ruisseau qui en a isolé ainsi un lambeau et a permis le dégagement d'une belle coupe (fig.3.1.9).

La base de cette terrasse est située vers 4-5 mètres de haut et son soubassement est constitué par de la marne lacustre miocène (m_1) qui se délite particulièrement bien. Cette terrasse est constituée par un cailloutis présentant un net "graded-bedding". (Fig.3.1.10).



Figures 3.1.9 et 3.1.10: Terrasse n°17, Ponti Ezzu.

La composition pétrographique donne:

Schiste	2%	Trachyte	3%	Granite	13%
Quartzoph.	11%	Porphyre		Microgranite	22%
Quartzite	5%	permien	23%	Aplite	1%
Quartz	11%	Granite			
Marne miocène	8%	Monte Ruiu	1%		

L'abondance de porphyre permien témoigne des apports du riu Gazzini et des autres torrents drainant le massif du Monte Ruiu. La présence de quartzite confirme les observations de Pietracaprina (communication orale) qui leur attribue une origine lointaine: le Goceano.

D'autre part, la grande majorité des galets sont sains, sauf que sur dix granites l'un est altéré et un autre peu altéré. La coloration de la matrice varie entre 10 YR 6/3 (orange-jaune sombre), 2,5 Y 5/4 (brun jaunâtre) et 2,5 Y 7/4 (jaune clair) ce qui indique une migration limitée des sels de fer.

Les mesures du centile ont donné les valeurs suivantes: 30, 50 et 51 cm.

En ce qui concerne la morphométrie des galets, nous avons utilisé 100 cailloux de porphyre compris entre 40 et 60 mm. L'indice d'émoissé (médiane) est de 186. L'histogramme (fig.3.1.11) d'émoissé présente deux modes: le principal compris entre 100 et 150 et le secondaire entre 250 et 300.

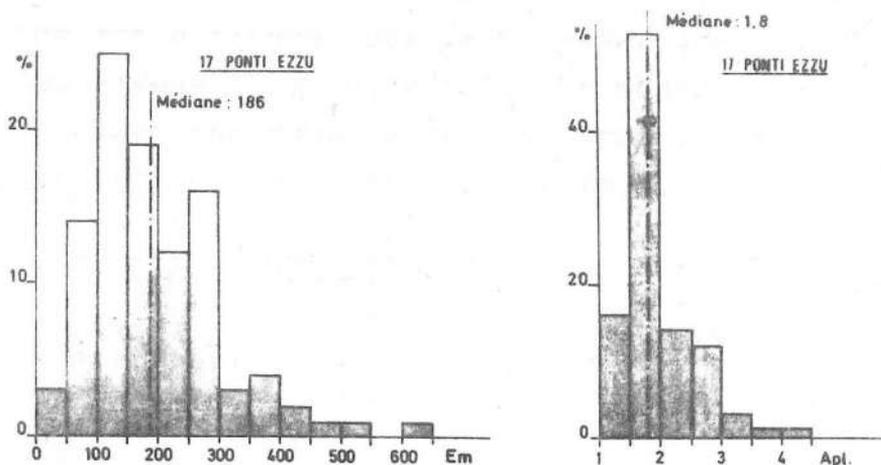


Fig.3.1.11
Histogrammes
d'émoussé et
d'aplatissement.

Cette courbe bimodale peut s'expliquer en invoquant le mélange de deux familles de cailloux: une première, torrentielle, originaire du riu Gazzini, ayant subi un très faible transport par le Coghinas et, une seconde, fluviatile et donc plus émoussée, du Fiume Coghinas. De plus, il est probable que certains galets aient pu être remaniés de terrasses plus anciennes.

Quant à l'indice d'aplatissement, sa médiane est située à 1,8 et le mode, très bien marqué entre 1,5 et 2, valeur normale pour ce type de roche soumis à un transport fluviatile (fig.3.1.11). La rose d'orientation (fig.3.1.12) des cailloux montre une majorité de galets orientée N 20°E et pendant vers l'est, ce qui indique que la rivière s'écoulait vers l'ouest (N 290°E). La présence de deux pics secondaires témoigne peut-être de chenaux mineurs.

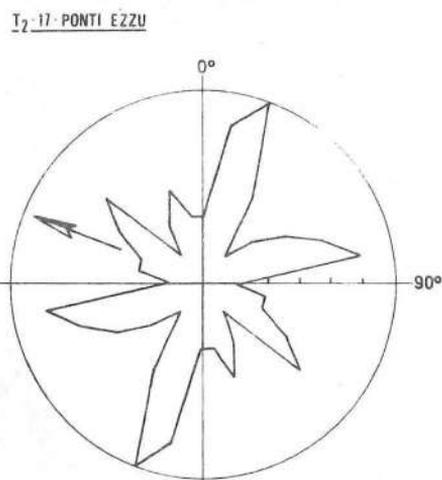


Fig.3.1.12

Rose d'orientation.
Ponti Ezzu.

18. Pupuliosa (rive gauche)

Au lieu-dit Pupuliosa, une très grande terrasse s'étire depuis la route nationale "septentrionale-sarde" jusqu'au fleuve. Le sommet de la terrasse est situé à 37 m, c'est-à-dire à 12 m

au-dessus du lit du Coghinas. L'augmentation latérale (vers le sud) de son altitude nous fait penser que l'on passerait progressivement du niveau T₂ au niveau T₃. Le méandre actuel du fleuve a permis de dégager une coupe où repose, sur le Miocène lacustre subhorizontal et faillé, le dépôt fluviatile T₂.

Composition pétrographique:

Schiste	7%	Marne miocène	2%
Quartzophyllade	6%	Porphyre permien	56%
Quartzite	4%	Trachyte	9%
Quartz	6%	Granite	9%
Grès (?)	1%		

Ici aussi, on note une proportion importante de porphyre, ce qui s'explique par la proximité du cône du Riu Gazzini. Si la plupart des galets sont sains, il n'en est pas de même pour les granites (2/5 sont altérés et 3/5 sont peu altérés) ni pour les schistes (3/4 sont altérés et 1/4 est sain). La matrice de cette formation est brune: 7,5 YR 4/6 (brun), 7,5 YR 5/6 (brun vif) à 10 YR 4/6 (brun), ce qui indique une rubéfaction plus intense qu'à Ponti-Ezzu (17).

L'altération des galets et la coloration de la matrice sont donc beaucoup plus élevés que dans le lambeau précédent (Ponti Ezzu, n°17). Aussi peut-on se demander si nous sommes encore sur la terrasse T₂ et non pas sur T₃. Cependant, dans l'affleurement de Ponti Ezzu, les observations ont été faites à proximité de la base du cailloutis; par contre, à Pupuliosa, elles l'ont été au sommet de la formation: or, si l'on admet que la pédogenèse rubéfiante atteint surtout les couches supérieures, cela peut expliquer facilement les différences locales de coloration. O.CONCHON (1972) observe des faits similaires dans les terrasses fluviatiles en Corse.

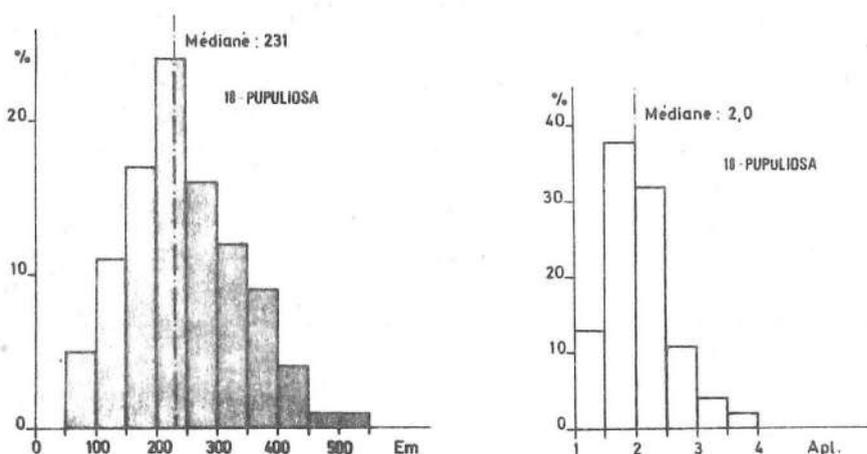


Fig.3.1.13

Histogrammes
d'émoussé et
d'aplatissement.
Pupuliosa.

Les galets de porphyre de la terrasse de Pupuliosa ont une médiane d'émoussé de 231. L'histogramme d'émoussé (fig.3.1.13) est unimodal, le mode étant compris entre 200 et 250; ces valeurs sont normales pour les dépôts fluviatiles. L'indice d'aplatissement est de 2,0, le mode (fig.3.1.13) étant compris entre 1,5 et 2.

Quant à la valeur du centile, elle est de 55 cm. La rose d'orientation (fig.3.1.14) des galets montre un pic indiquant un écoulement vers le sud-ouest

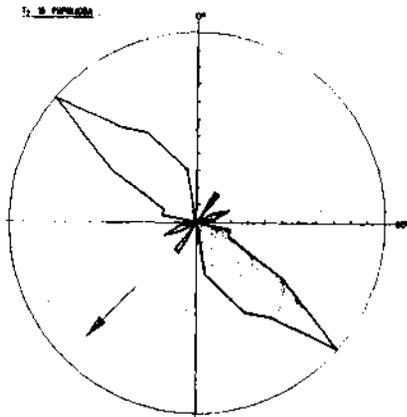


Fig.3.1.14

Rose d'orientation.
Pupuliosa.

19. Sa Colonia (rive gauche)

En amont de Pupuliosa, la terrasse T_2 se prolonge et forme une bande beaucoup plus étroite, car elle a été entamée par un large méandre de T_1 . Cette terrasse se situe entre le Riu Pedru Alvu et le ruisseau de Sa Contra, à une altitude de 40 mètres (+ 12 m) pour se terminer en biseau à l'amont.

20. Middinu (rive droite)

Sur la rive droite, le niveau T_2 ne s'observe qu'au-delà des gorges de la Cantoniera: dans le méandre situé à l'aval de Middinu, où il domine d'environ 10 mètres le cours du fleuve. Le lambeau occupe un ancien méandre et la surface de cette terrasse est encore marquée par des dépressions allongées disposées en arc de cercle, traces d'anciens chenaux.

21. Lu Mirianu (rive gauche)

Sur la rive gauche, à proximité de Lu Miriagu, s'observe une terrasse située à une altitude absolue allant de 50 à 55 m (+ 11 à + 15 m).

22. Monte Diminigu (rive droite)

Vers 58 m (+ 15 m, par altimètre) au pied du Monte Diminigu, une petite terrasse est développée et contient notamment des galets de granite altérés mais non pulvérulents. La matrice de cette formation est brune.

Zones généralement submergées par le lac

23. Gaveniddu (rive gauche)

Comme pour les terrasses T_0 et T_1 , le niveau T_2 a également été submergé dans les régions de Scopaggiu et d'Isolana. Au pied de Gavineddu, est développé un large méandre situé à la cote de 20 m (+ 8).

23'. Isolana (rive gauche)

A l'aval d'Isolana, T_2 se retrouve à l'altitude absolue de 19 m (+ 10 m environ).

24. Scopaggiu (rive droite)

Au sud du village de Scopaggiu, T_2 forme également, à l'altitude de 20 m, une longue bande de 150² m de large, à environ 10 m au-dessus du lit du fleuve, coincée entre un niveau T_1 ici très étroit et la terrasse T_3 bien développée.

En résumé, le niveau de terrasse T_2 du Coghinas est constitué de lambeaux dont le sommet est situé entre 8 et 15 m au-dessus du lit actuel. Les galets de ces alluvions ont un émoussé fluviatile typique (186-231) et un aplatissement normal pour ce type de dépôt (1,8 à 2,0); quant au centile, il est de l'ordre de 50 cm. La gangue de ces alluvions est brune (10 YR 4/6) mais elle peut osciller entre 7,5 YR et 2,5 Y. L'altération des galets est variable suivant leur position dans la coupe étudiée et liée à la nature du cailloutis: en effet, seuls les galets de granite et de schiste peuvent être altérés sans toutefois être pulvérulents.

Le niveau T_3

Les terrasses du niveau T_3 sont généralement assez restreintes en largeur. Leur altitude relative de plus de 20 m les met à l'abri des eaux du lac de Castel Doria. Nous observons des terrasses de ce niveau dès l'amont des gorges d'Isolana, dans la région de Scopaggiu (fig.3.1.1).

25. Scopaggiu (rive droite)

Au sud du village de Scopaggiu, la terrasse T_3 forme un large croissant développé vers l'est et dominant d'un abrupt souvent bien marqué, le niveau T_2 (n°24). Son altitude est de 28 à 33 mètres, soit une altitude relative de + 20 mètres environ.

26, 27. Gavineddu (rive gauche)

Sur le versant nord du large méandre T_2 (n°23) développé au pied de Gavineddu, s'observe un étroit replat situé vers 30 mètres et recouvert de cailloux roulés épars.

A la même altitude, sur le versant actuel du Coghinas, au pied de la terrasse T_4 (n°39), subsiste un autre lambeau très étroit qui domine le fleuve d'environ 20 mètres.

28. Ponti-Ezzu (rive droite)

A l'est de Ponti-Ezzu, T₃ forme une bande étroite comprise entre les deux chemins orientés est-ouest, qui se dirigent tous deux vers Alvarizzu. Cette terrasse se marque par une légère dénivellation recouverte de cailloux. Son sommet est situé vers 40 m. (+ 20 m). La partie en amont de cette terrasse, de même que pour la terrasse T₂ (n°17) qu'elle domine, est découpée par un petit ruisseau qui a isolé un lambeau et dégagé une coupe:

La composition pétrographique de cette formation est la suivante:

Schiste	3%	Trachyte	5%
Phyllade	5%	Porphyre permien	3%
Gneiss	5%	Granite	14%
Quartz	24%	Aplite	14%
Microgranite	22%	Roche basique	5%

Ce spectre pétrographique est assez varié mais il est à remarquer qu'il se différencie du niveau T₂ sous-jacent par une diminution importante des porphyres permien^s, par l'absence de granite porphyroïde du Monte Ruiu, ainsi que des quartzites, quartzophyllades et des marnes miocènes. L'influence du riu Gazzini se fait ici à peine sentir.

L'altération des galets est assez faible et varie suivant le matériel. Sur 37 galets examinés, nous relevons:

Gneiss: 1/2 altéré Granite: 1/5 peu altéré, 1/5 altéré
Aplite: 2/5 altérés Microgranite: 1/8 altéré, 1/8 peu altéré.

Soit 7 galets altérés sur 37. La colorimétrie de la gangue donne des valeurs comprises entre 7,5 YR 3/4 (brun), 10 YR 4/6 (brun) et 10 YR 5/4 (brun-jaune mat).

Le centile de cette formation est de 50 cm.

Signalons que la coupe étudiée se situe à la base de la terrasse.

29. Calteri (rive droite)

A proximité de la ferme Calteri, dans l'entaille du petit chemin enfoncé qui relie La Freigata au Riu Gazzini, affleure la terrasse T₃ dont le sommet est situé vers 45 m (+ 18 m). La matrice de cette formation caillouteuse possède une coloration de 7,5 YR 4/6 (brun). La composition lithologique des galets donne:

Schiste	11%	Trachyte	8%
Quartzophyllade	7%	Porphyre permien	50%
Quartzite	4%	Granite	7%
Grès	2%	Quartz	11%

On y remarque la prédominance des galets de porphyre permien. L'altération est assez élevée pour les granites: 1/4 altéré, un autre quart est pourri et la moitié restante est pulvérulente. Pour les schistes, la moitié est altérée.

Le centile est de 38 cm. Quant à l'émoissé, sa valeur médiane est de 222, le mode principal étant situé entre 150 et 200. Un petit mode secondaire est aussi observé entre 400 et 450 (remaniement de formations marines tertiaires ?). Quant à l'indice d'aplatissement, il est de 1,9.

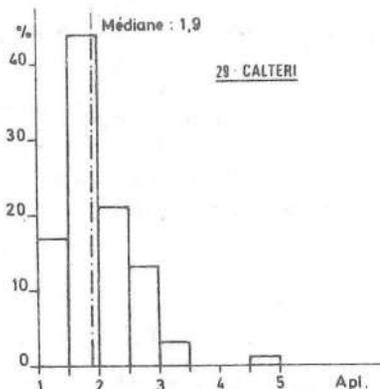
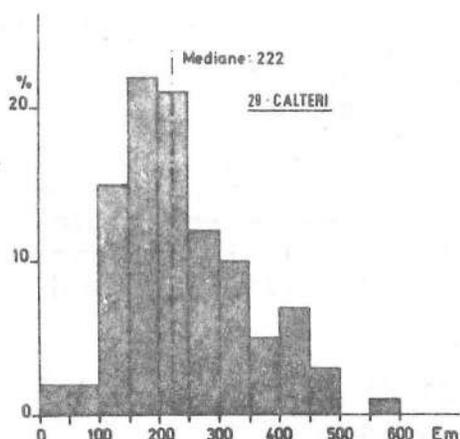


Fig.3.1.15

Histogrammes d'émoissé et d'aplatissement Calteri.

La rose d'orientation indique un courant s'écoulant vers le sud-ouest.

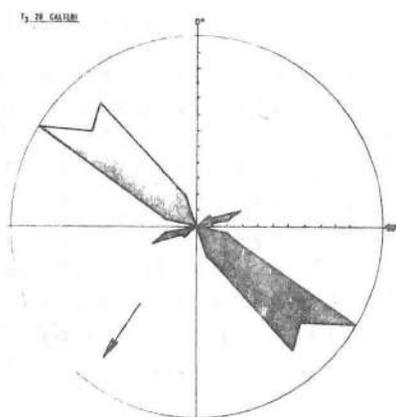


Fig.3.1.16

Rose d'orientation Calteri.

30. Pupuliosa (rive gauche)

A Pupuliosa, de part et d'autre du chemin de fer et de la route nationale, se développe un replat recouvert de galets roulés et situé à la même altitude que celui de Calteri.

31 a-b. Sa Colonia (rive gauche)

Au sud-ouest et au nord de Sa Colonia (50 m, altitude relative + 22 m) existent deux replats de même altitude, couverts de cailloux. Cette terrasse repose directement sur la roche trachytique. On retrouve cependant des galets roulés dans les champs jusque 45 m d'altitude.

32. Sa Contra (rive gauche)

Vers l'amont, entre le ruisseau de Sa Contra et la Cantoniera Coghinas, un autre replat, compris entre 50 et 55 m (+ 21 m) est recouvert de nombreux galets, à émousé fluvial, parmi lesquels dominent les quartz et les granites.

33. Pont de chemin de fer (rive droite) face à la Cantoniera

Face à la Cantoniera Coghinas, s'étend une large terrasse qui est traversée par le chemin de fer. Son altitude est située entre 45 et 50 m (vers 20 m d'altitude relative). Comme sur le versant opposé, le bed-rock est recouvert d'une mince couche de galets.

34. Lu Miriagu (rive gauche)

A Lu Miriagu, en amont du pont, un autre lambeau situé à + 20 m peut aussi être raccordé à T₃. Il est bien marqué dans le paysage et est reconnaissable par une petite ferme isolée qui s'y trouve. Les alluvions y sont fort sableuses, mais on y remarque aussi de gros galets à émousé fluvial parmi lesquels des granites pourris.

35. Budas (rive droite)

A 2 km à l'amont, près de Budas, des dépôts caillouteux, dessinant un large méandre vers le nord, affleurent dans les champs vers 70-75 m (+ 20 m). Nous y avons noté des galets de granite fort altérés mais non pulvérulents. La coloration de la matrice est de 7,5 YR. Au nord de cet ancien méandre du Coghinas, on observe à 78 m un col bien marqué par où le riu Puddina pouvait s'écouler au moment où se formaient les terrasses T₃ ou T₄. Ce col est notamment recouvert de quelques galets. C'est donc postérieurement que le riu Puddina aurait été capturé et aurait acquis son tracé actuel.

36. Donnigazza (rive droite)

Au sud du large méandre du Donnigazza, vers 75 m (+ 22 m) s'étire un long replat où nous avons recueilli quelques galets épars à émousé fluvial.

37. Badu Mesina (rive droite)

Ce même niveau se retrouve plus à l'amont, au pied de la Casa Piredu, au confluent du Badu Mesina.

38. Montigghiu Mannu (rive droite)

Sur la rive gauche, à Montigghiu Mannu, un large amphithéâtre s'étend vers le nord-ouest. On y observe des dépôts de pente importants, mais aussi des cailloux à émousé fluvial certain, parmi lesquels des quartz et quelques schistes et granites très altérés. Il s'agit donc d'un ancien méandre du

Coghinas développé vers 85-87 m. Son altitude relative (+ 27 m) est trop basse pour que ce lambeau appartienne à T₄. Il est plus vraisemblable de le rattacher à T₃ et d'admettre une augmentation de la pente longitudinale du fleuve entre 37 et 38 (Profils: fig. 3.3.1).

Le cône-terrasse T₃ du Riu Gazzini

Le riu Gazzini a formé un cône-terrasse très important que l'on peut rattacher au niveau T₃ et qui s'étire depuis Lu Torrino (96 m) vers l'église de Spiritu Santu (65 m) pour brusquement se terminer aux fermes de La Fronti (53 m) où il a été érodé vers l'aval par le niveau T₁ (n°2) du Coghinas. A La Fronti, le dépôt caillouteux est plus bas que la terrasse T₄ développée à Alvarizzu (60 m, n°42). Deux coupes ont été étudiées dans ce cône.

a) Aval de Lu Torrino (altitude 86 m)

A quelques mètres au nord du carrefour des chemins de Lu Scopaggiu et de Lu Torrino, une coupe importante longe le chemin de Lu Torrino. Les galets que l'on y rencontre sont les suivants:

Schiste	10%	Quartz	9%	Granite	19%
Micaschiste	4%	Porphyre	45%	Microgranite	1%
Quartzophyllade	4%	Trachyte	2%	Aplite	1%
Quartzite	1%	Porphyre	2	Roche basique	2%
Gneiss	1%	Monte Ruiu	1%		

Cette composition montre une forte prédominance de cailloux de porphyre permien, ce qui explique leur présence parfois importante dans les dépôts fluviatiles du Coghinas. L'é-moussé de ces galets de porphyre est de 182 et le mode (fig. 3.1.17) unique est compris entre 100 et 200. L'aplatissement est de 1,8. La valeur obtenue pour l'é-moussé est légèrement inférieure à celles observées pour les autres dépôts du Coghinas.

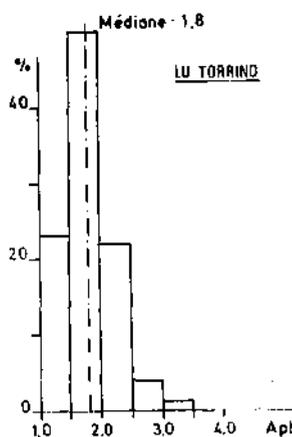
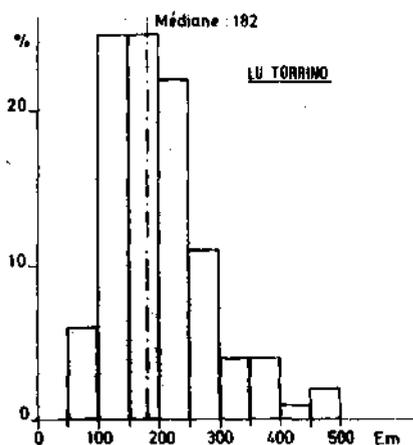


Fig.3.1.17

Histogrammes
d'é-moussé et
d'aplatissement.
Lu Torrino.

Le centile donne des valeurs plus importantes: 53, 69 et 94 cm. La rose d'orientation (fig.3.1.18) est très bien marquée et indique un écoulement vers le sud.

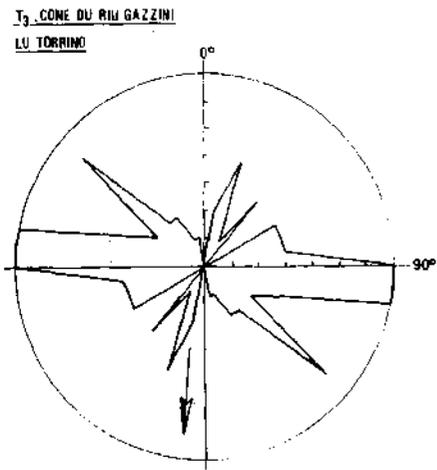


Fig. 3.1.18
Rose d'orientation.
Lu Torrino.

L'altération des galets est assez intense, pour les granites notamment où, sur 20 galets, 4 sont altérés, 6 pourris et 6 autres pulvérulents, alors que 4 sont encore sains. Pour les schistes, l'altération est forte (4/10 sains, 3/10 altérés, 1/10 très altéré, 2/10 pourris). Quant aux nombreux porphyres permien, ils possèdent pour la plupart un cortex d'altération blanc.

La coloration de la gangue varie entre 7,5 YR 4/6 (brun) et 7,5 YR 5/4 (brun mat).

b) Coupe de Spiritu-Santu

Le chemin qui va du Riu Gazzini vers Alvarizzu, recoupe au nord de l'église du Spiritu Santu, le rebord du même cône-terrasse. La coupe montre une formation très caillouteuse dont le centile est de 57 cm. Elle est composée de galets de

Schiste et micaschiste:	8%	Porphyre permien:	55%
Quartzophyllade:	8%	Trachyte:	2%
Quartzite:	2%	Granite:	16%
Quartz:	9%		

Ce spectre pétrographique est fort semblable en nature et en proportion à celui de la coupe de Lu Torrino.

L'altération pour les granites est forte (1/10 sain, 3/10 altérés, 6/10 pourris), ainsi que pour les schistes (tous sont altérés). Par contre, les porphyres permien sont uniquement recouverts d'un cortex d'altération blanchâtre. La coloration de la matrice est cependant légèrement supérieure à celle de Lu Torrino, elle oscille entre 5 YR 5/8 (brun-rouge vif) et 7,5 YR 5/8 (brun vif).

L'émoissé (214) est assez élevé pour un affluent du Coghinas. Le mode est situé entre 200 et 250. La forte valeur de l'émoissé pourrait être due au remaniement par le riu Gazzini de terrasses plus anciennes du Coghinas.

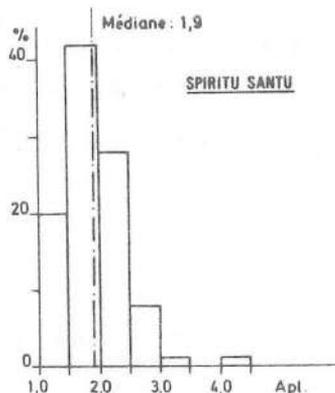
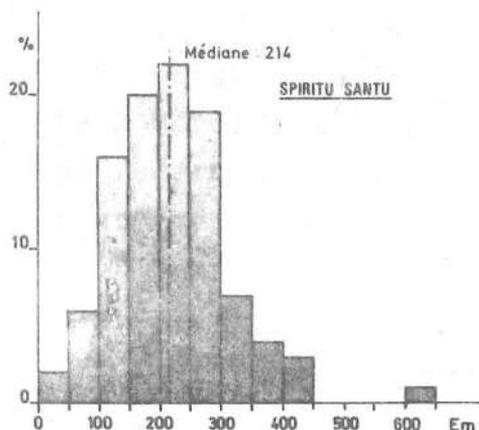


Fig. 3.1.19

Histogrammes
d'émoissé et
d'aplatissement.
Spiritu Santu.

L'aplatissement est de 1,9. La rose d'orientation (fig. 3.1.20) indique clairement un courant vers le sud-ouest.

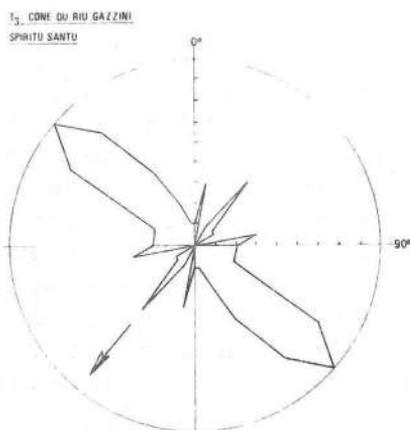


Fig. 3.1.20

Rose d'orientation.
Spiritu Santu.

c) Crête entre Lu Scopaggiu et Lu Torrino

Sur l'interfluve entre Lu Scopaggiu et Lu Torrino, on peut observer un beau replat situé vers 92 m sur lequel on retrouve çà et là des cailloux de porphyre permien, des porphyres rouges du Monte Ruiu, quelques trachytes, des quartz blancs et des granites.

La composition lithologique indique une origine vraisemblable du riu Gazzini. Cependant, le problème reste ici posé de savoir si nous sommes sur le cône-terrasse lié au niveau T_3 ou au niveau T_4 .

Le niveau T_3 est situé en moyenne à 20 m au-dessus du Coghinas actuel. Les galets de 40 à 60 mm ont un émoissé fluviatile typique (222). Le centile varie entre 38 cm et 50 cm. La coloration de la gangue est brune (7,5 YR 4/6) mais peut varier entre 5 YR 5/8 et 10 YR 4/6. L'altération dans les granites est importante mais les cailloux pulvérulents sont très rares. Il en est de même pour les schistes: la majorité des cailloux est altérée mais aucun galet n'est pulvérulent. De plus, dès ce niveau, les porphyres noirs permien ont un cortex blanc d'altération.

Le niveau T₄

De tous les anciens niveaux, le niveau T₄ est, de loin, le mieux développé et plus particulièrement dans le Tisiennari où il est remarquable. Il pourrait, étant donné son ampleur, être appelé "terrasse principale".

39. Isolana (rive gauche)

Au sud d'Isolana, le niveau T₄ est représenté par un large replat, situé aux altitudes de 48-49 m (+ 35 m), qui domine la terrasse T₃ (n° 26, 27) et le large méandre T₂ (n°23). Ce replat correspond à un vaste méandre sur lequel on retrouve, épars, des galets roulés de quartz, de porphyre, etc

L'épaisseur du dépôt paraît considérable, cependant le maquis empêche d'apporter des données précises sur la puissance exacte et sur l'altitude de la base de la terrasse.

A l'ouest de ce méandre, entre Isolana et Gavineddu (fig. 3.1.21) s'observe une vallée sèche assez large, en tout cas nettement disproportionnée par rapport au cours d'eau intermittent qui y coule. Elle aboutit à un col qui surmonte un coude du riu Raminaios, lequel est aujourd'hui encaissé dans des couches sub-horizontales de trachytes. Dans le prolongement de cette vallée sèche, une autre vallée également trop large est occupée seulement par un petit ruisseau. Cette vallée aboutit à un col au-delà duquel s'observe un coude brusque du riu Buroni. Le ruisseau Raminaios aurait donc capturé le riu Buroni en deux endroits:

1. Au nord de Tuvina, par tangence, pendant ou directement après T₄.

Plus à l'ouest, où un petit affluent du Riu Raminaios serait venu capturer le cours supérieur du Riu Buroni. (fig.3.1.21)

La couverture végétale dense et les cultures ne nous ont pas permis de retrouver des cailloutis sur les cols de capture. Les faits géomorphologiques sont cependant suffisants pour justifier cette hypothèse.

40. Isolana (rive gauche)

Au nord d'Isolana, est développé un petit replat situé vers 47 m (altimètre), mais aucun caillou n'y est visible. S'il s'agit d'une terrasse du Coghinas, celui-ci aurait dû effectuer une large méandre vers l'ouest.

41. Gavineddu (rive gauche)

Au sud de Gavineddu, dominant de 35 m le confluent du riu Raminaios et du Coghinas, un autre lambeau caillouteux de T₄ est bien marqué dans le paysage. On y trouve assez bien de galets de porphyre permien ainsi que des plaquettes de marne lacustre miocène d'origine locale.

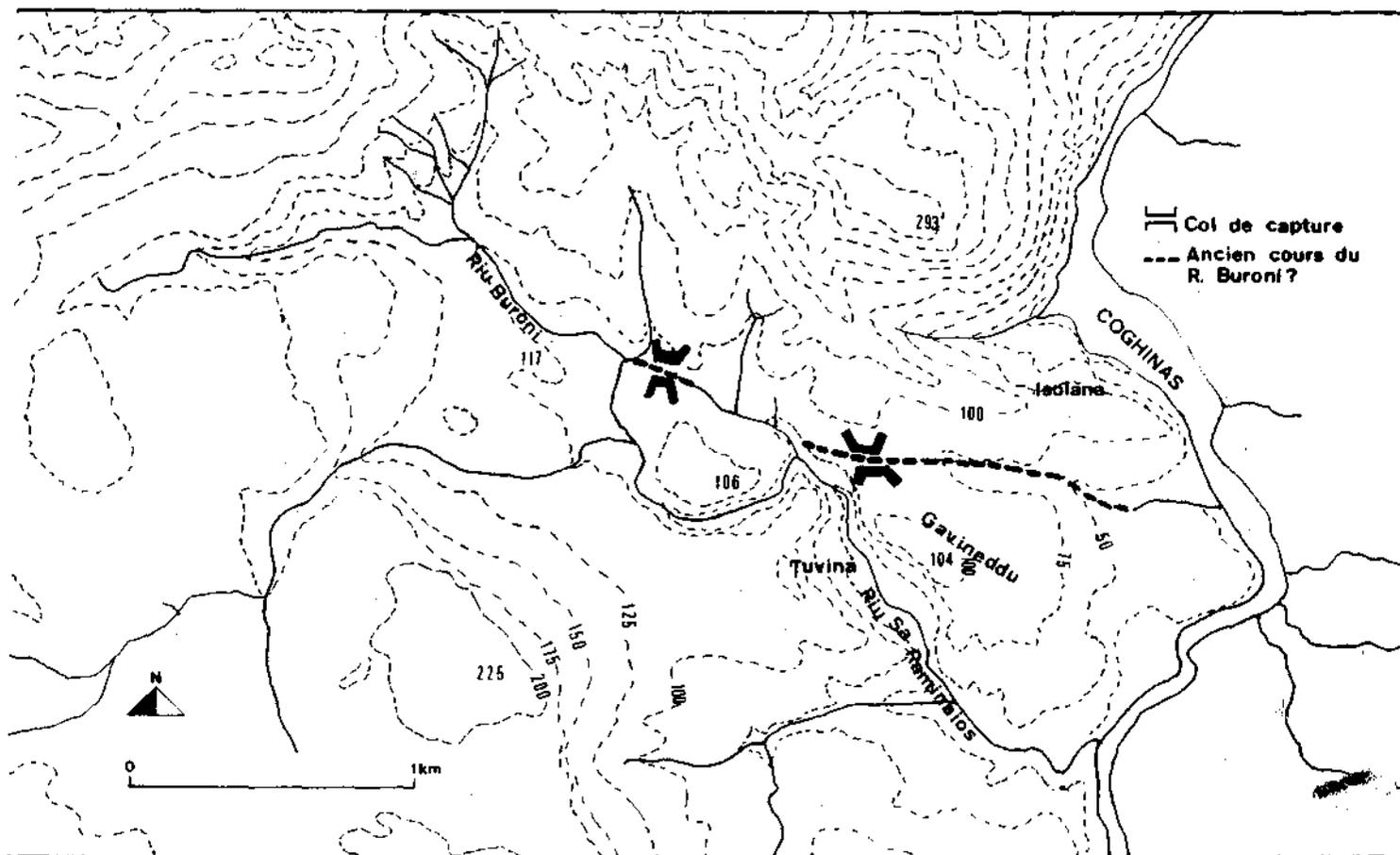


Fig.3.1.21. Captures du Riu Buroni
(en pointillés: les vallées sèches)

41'. Valle Nieddesi

Entre Crabileddu et le Coghinas, un long replat est très bien développé. Il porte le nom de Valle Nieddesi. Son sommet est situé vers 55-57 mètres, mais vers le versant, ce replat est surmonté de nombreux dépôts de pente constitués de blocs de trachyte détachés de la paroi de Crabileddu. Çà et là, cependant, on retrouve quelques galets roulés de quartz, de porphyre permien, de microgranite et de granite du Monte Ruiu qui sont en place ou qui proviennent de la terrasse de Crabileddu (103 m, T₇, n°64) (fig. 3.1.22). Cependant la morphologie et l'altitude nous font penser à une terrasse du niveau T₄ qui serait le raccord entre le lambeau d'Isolana (n°39) et celui d'Alvarizzu (n°42). Notons au passage, l'abondance à Valle Nieddesi de restes préhistoriques: silex et obsidiennes taillées (couteau, pointes de flèches...) et débris de poterie grossière de couleur noire (Néolithique ?).



Fig.3.1.22

Valle Nieddesi

T₄ surmontée par T₇

42. Alvarizzu (rive droite)

Le plus important lambeau de T₄ se situe à Alvarizzu, entre 60 et 65 m (+ 40 m), sur plus d'un km de long et 500 m de large au maximum. Une coupe le long de la route Alvarizzu-Ponti Ezzu fait affleurer une formation caillouteuse dont la composition est la suivante:

Schiste	10%	Porphyre permien	52%	Granite	8%
Phyllade	2%	Granite porphy-		Microgranite	4%
Quartzophyllade	2%	roïde du		Aplite	4%
Quartzite	4%	Monte Ruiu	6%	Roche	
Quartz	7%			basique	2%

L'importance des porphyres permien et la présence des roches du Monte Ruiu montre, dans cette terrasse, l'importance des apports du Riu Gazzini: ce qui est tout à fait normal car cette terrasse se raccorde à un large cône-terrasse de cet affluent (fig.3.1.1). Dans les champs situés entre Alvarizzu et Lu Torrino, nous avons retrouvé des cailloux roulés témoins de cet ancien cône.

L'altération des galets de cette terrasse est forte, notamment pour les granites: aucun cailloux n'est sain, 3/9 sont altérés, 5/9 sont pourris et 1/9 est pulvérulent. Il en est à peu près de même pour les schistes: 1/11 sain, 6/11 altérés et 4/11 pourris. Tous les porphyres sont recouverts d'un cortex blanc d'altération et, de plus, deux d'entre eux (sur cinquante sept) sont altérés en profondeur. Sur six porphyres du Monte Ruiu, deux sont altérés ainsi que trois aplites sur quatre.

Parallèlement à cette intense altération, la matrice de cette terrasse a subi une forte rubéfaction: sa teinte oscille entre 5 YR 5/8 (brun-rouge vif), 5 YR 6/6 (orange) et 7,5 YR 5/6 (brun vif).

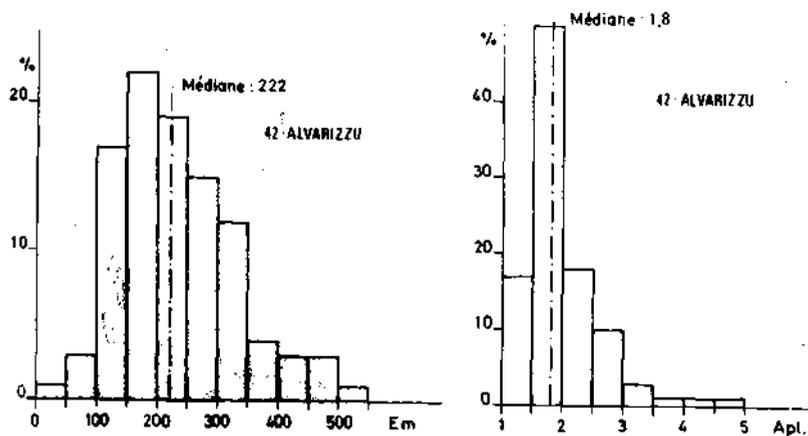


Fig.3.1.23

Histogrammes
d'émoussé et
d'aplatissement.
Alvarizzu.

L'émoussé des galets de porphyre est de 222, l'histogramme d'émoussé présente un mode compris entre 150 et 200 (fig.3.1.23). L'aplatissement est de 1,8. Les mesures de centile donnent des valeurs parfois plus faibles que dans les coupes envisagées jusqu'à présent: 20, 30, 38 et 52 cm. La disposition des galets fournit une rose d'orientation (fig.3.1.24) avec un maximum bien net indiquant, sans doute possible, un courant vers l'ouest.

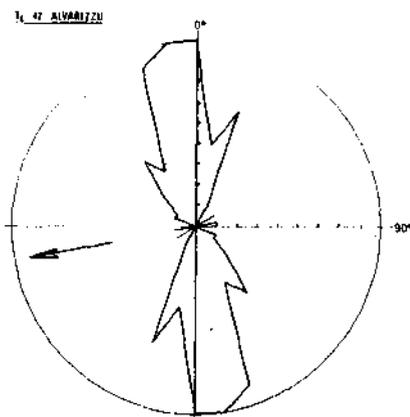


Fig.3.1.24

Rose d'orientation.
Alvarizzu.

43. Sa Colonia (rive gauche)

A proximité de la ferme de Sa Colonia, un beau replat recouvert d'un cailloutis fluviatile s'étire de 60 à 65 m (+ 35 m). Il repose sur des bancs de trachyte.

44. Face à la Cantoniera (rive droite)

Sur la rive droite, face à la Cantoniera, et dominant la large terrasse T_3 (n°33), la tranchée de chemin de fer montre une couche superficielle de galets reposant sur le trachyte. L'altitude relative de cet étroit lambeau n'est que de 30 m, peut-être s'agit-il de la base de T_4 .

45. Miriagu (rive gauche)

A l'amont du pont sur le Coghinas, à Miriagu, les lambeaux de T_4 forment un large méandre vers le sud, s'écartant de plus de 1.100 m du cours actuel. Ces lambeaux sont dominés en partie par la terrasse T_5 (n°56).

Une coupe dans un lambeau donne la composition lithologique suivante:

Schiste	4%	Quartz	12%	Microgranite	24%
Micaschiste	12%	Trachyte	4%	Rhyolite	4%
Gneiss	4%	Granite	36%		

Ce lambeau est caractérisé par l'absence des porphyres permien et des granites du Monte Ruiu car cet affleurement est situé à l'amont des affluents drainant le massif du Monte Ruiu. La présence de trachyte s'explique aisément car ils proviennent de la rive gauche du Coghinas. Quant à l'altération, elle est fort semblable à celle observée à Alvarizzu (42):

	sain	peu alt.	altér.	très alt.	pourri	pulv.	Tot.
Granite	2	5	8	2	-	3	18
Microgranite	7	3	2	-	-	-	12
Schiste	-	-	-	2	-	-	2
Micaschiste	-	2	1	3	-	-	6

De même, la coloration de la matrice oscille entre 5 YR 4/4 (brun-rouge mat), 7,5 YR 4/4 (brun), 7,5 YR 5/4 (brun mat) et 7,5 YR 5/6 (brun vif) valeurs sensiblement égales à celles observées à Alvarizzu.

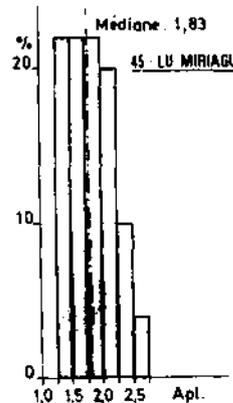
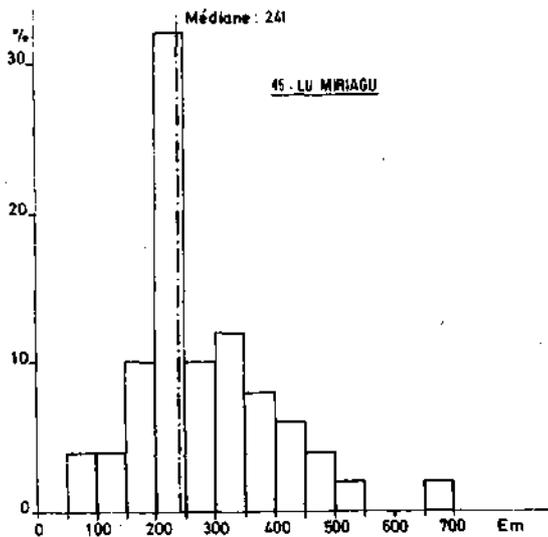


Fig.3.1.24
Histogrammes
d'émoissé et
d'aplatissement.
Lu Miriagu.

Pour les mesures d'émoissé des cailloux, les porphyres permien étant absents, nous avons utilisé les microgranites qui, dans leur ensemble, sont peu ou pas altérés, et dont le comportement est fort semblable à celui des porphyres. L'émoissé obtenu est de 241, l'histogramme présente un mode unique compris entre 200 et 250. Cette valeur d'émoissé plus élevée que celles obtenues sur les porphyres permien doit être due au fait que les microgranites ont subi un transport beaucoup plus long que les porphyres qui sont d'origine locale. L'indice d'aplatissement est de 1,83, le mode étant compris entre 1,5 et 2. Quant au centile, il atteint respectivement 58 cm pour les trachytes, 60 cm pour les micaschistes et 62 cm pour les granites, valeurs nettement plus élevées qu'à Alvarizzu et qui s'expliquent sans

doute par une compétence plus forte du fleuve liée au profil longitudinal plus redressé.

L'allongement des galets suggère un écoulement vers le S.O. ce qui s'accorde avec le développement vers le sud de cet ancien méandre (fig.3.1.25).

A Miriagu, T_4 est réparti en quatre lambeaux, le premier (a) et le second (b) sont situés à + 80 m (+ 40 m), le troisième (c) vers 75 m et le quatrième (d) culmine à 72 m. Le lambeau d est constitué par la butte isolée, située au sud de la Fontaine Selena. Cette colline est recouverte de débris de trachytes provenant de la corniche de Sa Contra, mêlés à des cailloux roulés de granite, microgranite et micaschiste.

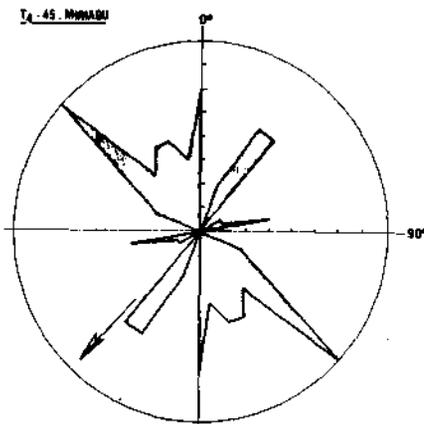


Fig. 3.1.25

Rose d'orientation.
Lu Miriagu (b).

46. Budas (rive droite)

A l'est de Budas, à plus de 80 mètres (+ 30 mètres) (altimètre) dominant le méandre T_3 (n°35), un petit affleurement de cailloutis fluviatile est surmonté par des dépôts de pente. Sans doute s'agit-il d'un minuscule lambeau de T_4 .

En conclusion, le niveau T_4 domine généralement de 35-40 m le Coghinas. Ce niveau de terrasse semble le mieux conservé et le plus étendu des terrasses anciennes. Sa coloration varie entre 5 YR et 7,5 YR et est généralement de couleur orange-brun. L'altération des galets y est considérable: 90 à 100% des cailloux de granites et schistes sont altérés. Certains granites sont même pulvérulents. Tous les porphyres permians sont entourés d'un cortex blanc.

Le niveau T_5

Dominant les terrasses T_4 de seulement 5 à 10 m, le niveau T_5 s'en distingue parfois difficilement. Cependant, de nombreuses terrasses témoignent de cet ancien parcours du Coghinas qui, comme nous allons le voir, était assez différent de celui des niveaux inférieurs.

47. Scopaggiu (rive droite)

Au sud du hameau de Scopaggiu s'étire, vers le Coghinas, un long replat étroit. Son altitude est de 60 mètres au maximum (+ 45 m d'altitude relative). Après l'avoir longuement parcouru, nous n'y avons pas retrouvé de cailloux roulés, seulement des débris anguleux de marne blanche miocène, roche qui constitue ici le soubassement, ainsi que, çà et là, des cailloux à peine émoussés de trachyte et de porphyre rouge du Monte Ruiu. Ces galets, d'origine locale, peuvent provenir du démantèlement d'un nuraghe installé sur cette avancée (ce nuraghe n'est pas signalé sur la carte topographique). Ce replat correspond peut-être à une ancienne terrasse dénudée de T₅ (?).

48. Serra Sa Linna (rive droite)

Au nord de la Serra Sa Linna, à 1.100 m au SSO de Scopaggiu, un petit replat est développé à l'altitude approximative de 62 m (+ 45 m). Il est recouvert de cailloux à émoussé fluviatile, mêlés à des débris anguleux blanchâtres, provenant du démantèlement du soubassement miocène. De plus, des galets émoussés se retrouvent dans l'assise du chemin et dans les murs de clôture.

Les deux replats (47 et 48) et la dépression en amphithéâtre de Trumatu semblent indiquer un large méandre développé vers l'est.

Le secteur de Sas Contreddas (rive gauche)

Cette région, située au sud de la route nationale "septentrionale sarde" n°127 et donc au sud du Coghinas, est comprise entre le riu Anzos (affluent du Riu Giobaduras) à l'ouest et le riu Sa Contra à l'est. Elle est caractérisée par une série de replats situés aux environs de 70 m (+ 45 m). D'ouest en est, se rencontrent successivement:

49. Monteneru

La butte isolée de Monteneru (70 m) est occupée par une ferme et ses dépendances. Nous n'y avons pas retrouvé de cailloux roulés en place, mais bien sur les murs ou dans l'assise du chemin. L'occupation intense de cette colline par l'homme et l'absence de coupe ou d'affleurement nous empêchent d'affirmer que ce replat représente un lambeau de terrasse.

50. Tiveri

Au sud de Monteneru, à Tiveri, un large replat est développé à 73 m. Ce sommet est en partie recouvert par des cailloux roulés à émoussé fluviatile (coupe réalisée lors de la construction de la nouvelle route). Il s'agit donc bien d'une terrasse.

51. Su Crabione

Encore plus au sud, un autre replat situé à 75 m est surmonté par le nuraghe "Su Crabione". Ici aussi, il s'agit d'une terrasse comme l'atteste la présence de cailloux de quartz et de granite à émoussé fluvial.

52. (a, b, c, d) Concas

Entre Concas et Su Sulianu, quatre autres replats situés à une altitude de 70 m sont particulièrement étendus. La carte géologique au 1/100.000e dressée par MORETTI (1957) y renseigne contrairement aux points précédents, des cailloutis fluviaux pléistocènes.

53. (a, b) Sas Contreddas

a) Une butte isolée (71 m), surmontée par une bergerie et située à l'ouest de Sas Contreddas est recouverte de galets d'origine fluviale.

b) Au nord du village, à proximité des fermes de Sinnadzu, on repère çà et là dans les pâturages et dans le maquis des galets émoussés.

54. Sa Colonia

Enfin, à l'est de la ferme de Sa Colonia, et au sud du ruisseau de Sa Contra, est développé vers 70 m un autre replat recouvert également de galets émoussés.

Dans cette série de terrasses de Sas Contreddas (49 à 54), aucune coupe n'a malheureusement pu être étudiée. Cependant, ce chapelet de terrasses décrit un large méandre du Coghinas vers le sud. Cet ancien cours débute à Sa Colonia et s'écarte au maximum du tracé actuel à hauteur de Sas Consas. Ces terrasses sont également les plus méridionales de la dépression de Tisiennari qu'elles délimitent vers le sud.

55. (a, b) Col de Middinu

A Middinu, une butte (98 m) se détache du versant nord de la dépression dont elle est reliée par un col situé à une altitude de 80-85 m. Ce col a été entaillé par une gravière abandonnée et par le passage de la route du Tisiennari. Ce col ainsi divisé comporte deux parties: la première est située au nord de la route la coupe de la gravière (fig. 3.1.26) y montre des dépôts de terrasse reposant en discordance sur une formation conglomératique redressée, très rubéfiée et d'âge tertiaire (cf. p. 5, Ia). Le dépôt

horizontal est constitué de galets de granite, porphyre, schiste et quartzite à émoussé fluviatile. Les schistes et granites sont soit très altérés, soit pulvérulents. La coloration de la matrice varie entre 5 YR et 7,5 YR. Le centile y est particulièrement élevé: 1,50 m. La puissance de ce dépôt est d'environ 1 m.



Fig. 3.1.26

Terrasse T_5 reposant sur la formation $M_1 t.$

Col du Middinu.

La seconde partie du col, située au sud de la route, est constituée par un replat extrêmement restreint. Nous n'y avons pas retrouvé de cailloux roulés en place, mais ils existent en contrebas dans les dépôts de pente.

Sur le flanc ouest de la colline de Middinu, un autre replat est développé vers 85 m, mais il n'est recouvert que de trachytes anguleux. Peut-être s'agit-il de la trace d'une ancienne terrasse dénudée du niveau T_5 , étant donné son altitude sensiblement égale à celle du col.

La disposition du col et du replat de Middinu nous fait penser à un méandre recoupé dont le mamelon central aurait été constitué par la colline de 98 m. Cependant, l'érosion considérable des versants nous empêche d'être plus affirmatif.

Les lambeaux de Miriagu et de Codinas

Développées de part et d'autre du nouveau pont sur le Coghinas et entaillées par la voie rapide Sassari-Tempio, s'étendent deux belles terrasses:

56. Miriagu (rive gauche) (fig.3.1.27)

Dominant la terrasse T_4 de quelques mètres, le niveau de Miriagu est de coloration orange (5 YR). Les granites y sont pourris et pulvérulents. L'entaille de la nouvelle route montre

seulement une mince pellicule de galets surmontant le bed-rock granitique vers 85 m. Cette couverture va en augmentant vers le sud puisqu'on retrouve des galets jusqu'à 90 mètres. La puissance maximale de ce cailloutis serait donc de 5 mètres.

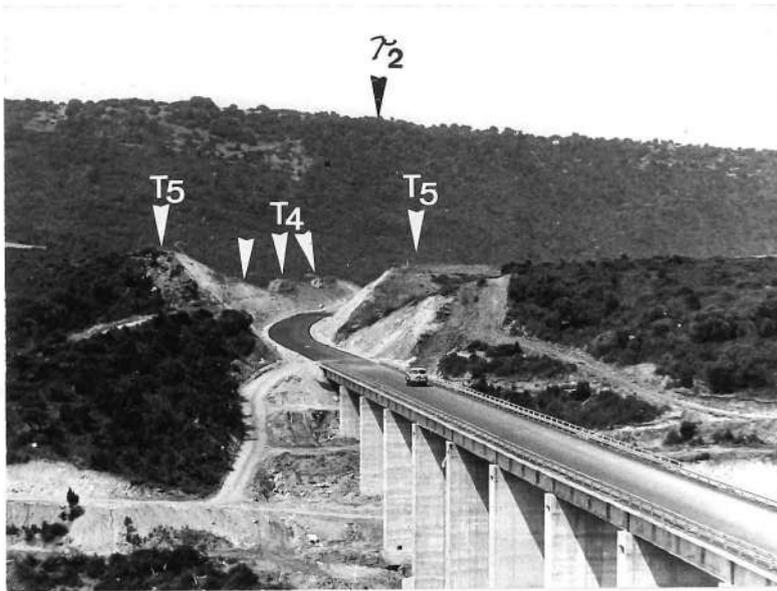


Fig. 3.1.27

Vue de Miriagu
(T₄ et T₅)

prise de la terrasse
de Codinas.

A l'arrière-plan, la
coulée de trachyte de
Sa Contra.

57. Codinas (rive droite)

La terrasse de Codinas (altitude relative: + 50 m), que nous avons déjà repérée avant les travaux routiers, est constituée notamment de granites pourris à pulvérulents ainsi que par de nombreux quartz et quartzites. L'épaisseur de ce dépôt atteint 4 à 5 m. Ce cailloutis repose sur le granite rose qu'il a entaillé en forme de cuvette, trace d'un ancien chenal.

Quant à la matrice du dépôt, sa teinte varie entre 5 YR et 7,5 YR 6/6 (orange). Certaines parties sont moins rubéfiées mais toujours de couleur orange (10 YR 7/4) (jaune-orange mat).

En résumé, l'ensemble des terrasses T₅ est situé à une altitude relative de 45-50 m, ne dominant les terrasses T₄ que de quelques mètres. L'altération y est forte. Granites et schistes y sont pourris et pulvérulents, le pourcentage de galets de granite pulvérulents pouvant être élevé. La coloration de la matrice est orange: variant entre 5 YR et 7,5 YR avec, cependant, localement, des passées moins rubéfiées.

De plus, le tracé de T₅ se différencie franchement de celui adopté par la suite par le Coghinas. Ce niveau est enfin le dernier représenté par de nombreux témoins.

Le niveau T₆

Le niveau T₆ ne subsiste qu'en trois endroits bien distincts:
a) à Gavineddu; b) au Tisiennari et c) à Middinu.

58. Gavineddu (rive gauche)

La nouvelle route reliant Perfugas à Santa Maria Coghinas a mis en évidence deux lambeaux de terrasses dans une région qui était d'accès malaisé et recouverte d'un maquis assez dense. A Gavineddu, l'entaille de la route a dégagé une coupe située vers 80 m (+ 65 m). Celle-ci traverse une terrasse composée de galets à émoussé relativement élevé: 291. Quoique le mode principal soit situé entre 150 et 200, ce qui atteste une origine fluviatile certaine, on remarque un mode secondaire moins marqué entre 300 et 400. Cette allure bimodale étonne en cet endroit, peut-être est-elle due au remaniement de galets mieux roulés, d'origine marine et d'âge tertiaire, ces derniers affleurent notamment au nord d'Isolana (cf. p.6, Id.). Cette augmentation de l'émoussé est peut-être due aussi au choix de la nature des galets: en l'occurrence les microgranites à cause de l'absence de porphyre permien. Ainsi à Miriagu (T₄, 45) l'émoussé (fig.3.1.28) également calculé uniquement sur des microgranites donnait 241 (niveau T₄), valeur supérieure à celle obtenue généralement pour les porphyres dans les autres affleurements. Quant à l'indice d'aplatissement, il est de 1,66, valeur normale pour ce type de dépôt.

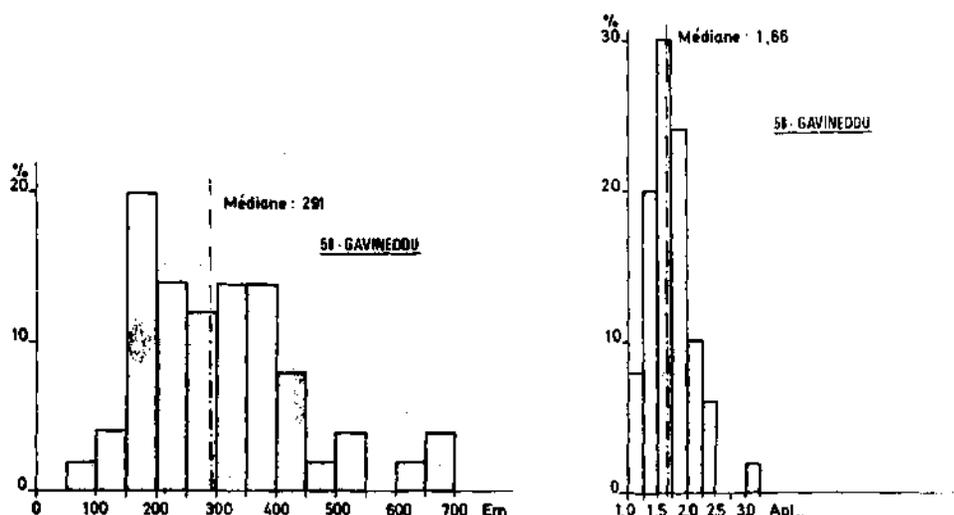


Fig.3.1.28

Histogrammes
d'émoussé et
d'aplatissement.
Gavineddu.

La composition lithologique de cette terrasse donne:

Schiste	2	Trachyte	6	Granite	16
Micaschiste	8	Granite Monte Ruiu	2	Micro-	
Gneiss	4	Indéterminé	6	granite	22
Quartzophyllade	2	(à cause de l'alté-		Aplite	8
Quartz	18	ration intense)		Roche basique	6

La composition est très variée mais les porphyres permien y sont absents. Par contre, on remarque des granites porphyroïdes du Monte Ruiu et des trachytes.

L'altération de ces roches est assez élevée pour les granites et les roches schisteuses:

	Sain	Peu alt.	Alt.	Très alt.	Pulv.	Tot.
Granite	0	1	4	3	-	8
Microgranite	8	-	1	1	-	10
Aplite	1	-	-	2	1	4
Trachyte	2	-	1	0	-	3
Schiste et Micaschiste	0	-	5	2	-	7

Par contre, les microgranites plus homogènes résistent mieux, de même que les trachytes qui constituent ici le soubassement. La coloration de la matrice est de 7,5 YR 5/6 à 5/8 (brun clair) à 7,5 YR 6/6 (orange).

Le centile est assez élevé: 102 cm. Il est constitué par un gros bloc de trachyte. De nombreux blocs de cette nature se retrouvent aussi dans ce dépôt, ce qui s'explique aisément puisque les flancs de cette vallée étaient taillés dans les coulées trachytiques du Miocène inférieur. Par contre, si l'on se limite aux galets de microgranite, on arrive à des valeurs du centile de 35 et 42 cm, valeurs normales et comparables à celles notées précédemment dans les autres terrasses. L'orientation des galets (fig.3.1.29) semble montrer trois directions d'écoulement: une principale vers N 70°E et deux secondaires vers N 30°E et N 10°E.

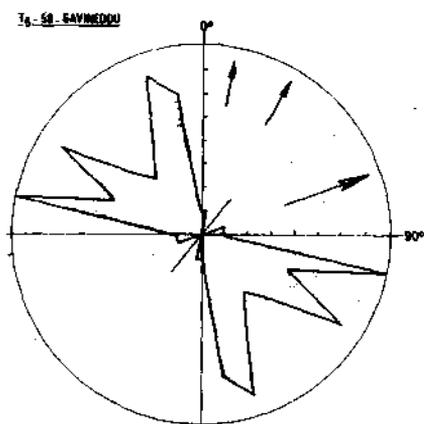


Fig.3.1.29

Rose d'orientation.
Gavineddu.

59. Gavineddu (rive gauche)

Toujours dans le même secteur, un peu plus au nord, nous avons trouvé un autre petit replat recouvert de galets roulés parmi lesquels des granites altérés, des trachytes et des porphyres. La présence de porphyres dans ce lambeau montre que leur absence dans le lambeau 58 était un fait occasionnel. Cette terrasse, perdue dans le maquis, fut positionnée par visées à la boussole. Elle devrait correspondre au replat situé vers 80 m au nord de Gavineddu (carte I.G.M.) et donc appartenir aussi au niveau T₆.

60. Isolana (rive gauche)

Au sud d'Isolana, aux altitudes de 75-80 m (altimètre), nous avons repéré le long d'un nouveau chemin, quelques cailloux roulés épars qui proviennent peut-être d'une terrasse du même

niveau. Cependant aucun fait morphologique n'est venu confirmer cette hypothèse.

60'. Scopaggiu

A l'est de Scopaggiu s'étend un replat vers 75 mètres, au bord duquel reposent de nombreux galets roulés à émoussé fluviale; parmi ceux-ci, on remarque des granites (20 %), des microgranites (30 %), des trachytes (22 %), des porphyres permien (9 %), des granites porphyroïdes du Monte Ruiu (6 %) et quelques aplites, rhyolites et quartzites (5 %).

Cette composition lithologique variée empêche ce dépôt d'être en relation avec un torrent descendant du Monte Ruiu et donc seul le Coghinas peut en être responsable. Cette terrasse est, d'autre part, surmontée à 81 m d'altitude de cailloux à peine émoussés de trachyte qui représentent un dépôt de pente provenant d'une cuesta trachytique bordant la dépression du Tisiennari. Signalons également que les champs situés entre la route et ce lambeau de terrasse sont remplis de cailloux roulés fluviaux non en place provenant de cette terrasse.

L'altitude relative de ce lambeau (+ 60 m) nous permet de le raccorder au niveau T_6 . D'autre part, sa position oblige le Coghinas à réaliser un large méandre vers l'est.

En liaison avec ce niveau, on observe entre 70 et 75 m, au SE de Scopaggiu, le long de la route, un autre petit lambeau de terrasse dans lequel nous avons trouvé entre autres quelques galets de porphyre permien émoussés. La position de ce lambeau rend donc plausible l'hypothèse d'un long méandre développé vers l'est.

61. Tisiennari (rive droite)

Un lambeau assez allongé se retrouve aussi dans le Tisiennari, aux environs de 80 m (+ 55-60 m), le long du chemin qui relie Ponti-Ezzu à Lu Torrino. On y trouve de nombreux galets roulés.

62. Middinu (a, b) (rive droite)

a) A Middinu, un replat très bien marqué est recouvert de nombreux galets roulés. Son altitude est de 106 m, altitude relative + 66 m. Il domine le col de Middinu (terrasse T_5).

b) La butte isolée de Middinu, située à 98 m (+ 58 m) et surmontée par un nuraghe, constitue un très beau replat taillé dans le trachyte où l'on ne retrouve aucun caillou roulé. Cette butte est peut-être une terrasse dénudée.

Le niveau T_6 est donc situé à une altitude variant entre 55 et 66 m par rapport au lit du Coghinas. De cet ancien tracé ne subsistent que quelques témoins.

L'altération des galets, étudiée en un seul endroit, est très forte pour les granites et les roches schisteuses. Quant à la coloration de la matrice, elle est orange (7,5 YR 6/6).

Le niveau T₇

Du niveau T₇ ne subsistent que deux témoins situés dans le secteur aval de la zone étudiée.

63. Les gorges de Castel Doria (rive droite) (fig.3.1.30)

Des gorges impressionnantes marquent la traversée du massif des granites porphyroïdes du Monte Ruiu. A hauteur du barrage-centrale hydroélectrique de Castel Doria, sur la rive droite, deux replats sont très bien marqués. Le premier, qui nous intéresse ici, est situé à une altitude de 100 m (+ 85 m). Ça et là, sur la bordure externe de ce replat, on observe quelques cailloux roulés de microgranite peu altéré, de quartz et de trachyte. La majeure partie du replat est cependant recouverte par une couche de un à plusieurs mètres de dépôts de pente constitués de blocs anguleux de porphyre rouge.



Fig. 3.1.30

Replats T₇ et T₈ de Castel Doria à hauteur du Barrage.

64. Monte Mesu - Crabilledu (a et b) (rive gauche)

Cette longue terrasse est séparée en deux lambeaux bien distincts.

64 a) Monte Mesu

La nouvelle route Santa Maria-Perfugas a dégagé une coupe dans un cailloutis. Celui-ci est situé entre 100 et 106 m et repose directement sur le trachyte miocène. Sa composition lithologique est la suivante (50 galets entre 40 et 80 mm),

Schiste	1	} 6	Trachyte	1	Granite	6
Phyllade	2		Miocène lacustre	2	Microgranite	7
Micaschiste	3		Porphyre permien	6	Roche basique	4
Quartz	10		Granite Monte Ruiu	6	Aplite	2

ce qui est la composition normale du Coghinas en cet endroit.

L'altération, comme on peut le voir dans le tableau suivant, varie fort d'une classe lithologique à l'autre.

	Sain	Peu alt.	Alt.	Très alt.	Pourri	Pulv.	Tot.
Granite porphyroïde du Monte Ruiu	2	0	3	1	0	0	6
Granite	0	0	4	1	0	1	6
Microgranite	6	1	0	0	0	0	7
Micaschiste et schiste	0	2	2	0	1	0	6

Comme pour les autres terrasses anciennes déjà envisagées, aucune roche schisteuse ni aucun granite n'est sain mais tous sont altérés à des degrés divers. L'ensemble des prophyres noirs permien, qui n'est pas repris dans ce tableau, est résistant avec un cortex blanchâtre.

La coloration de la gangue ne se distingue guère des autres niveaux anciens: 7,5 YR 5/8 (brun vif) à 7,5 YR 6/8 (orange).

Plusieurs mesures de centile ont été réalisées, elles donnent respectivement 39,55 et 60 cm.

Quant à l'épaisseur de cette terrasse qui repose directement sur le trachyte, elle est relativement faible: 1 à 2 mètres.

64 b. Crabilledu

Prolongement de la terrasse précédente, dont elle n'est séparée que par l'entaille d'un ruisseau, la terrasse de Crabilledu avait été partiellement cartographiée sur la carte géologique (MORETTI, 1959).

Ici aussi, le cailloutis repose directement sur le trachyte et s'étire depuis le hameau de Crabilledu, au sud, jusqu'au riu de Monte Mesu, au nord. La vigne située au nord du hameau est entièrement située sur cette terrasse. Son altitude est comprise entre 102 et 106 mètres (+ 80-85 m).

En conclusion, le niveau T₇ ne se différencie guère du précédent que par l'altitude (+ 80-85 m). Le centile, la composition lithologique, l'altération et la coloration de la matrice sont pratiquement semblables sur les deux niveaux T₆ et T₇.

En liaison avec ce niveau, nous avons repéré plusieurs replats situés à la même altitude relative de + 85 mètres.

65. Isolana

Sur la crête de la cuesta d'Isolana est taillé, dans le trachyte, un étroit replat, situé à 100 m (+ 85 m). Rappelons cependant que nous avons déjà signalé plus haut la présence de cailloux roulés non en place au pied d'Isolana (T₆, n°60) à une cote de 75-80. Ils doivent vraisemblablement provenir de plus haut.

66. Gaveniddu

A Gaveniddu, un large replat, culminant à 104 m, taillé dans les trachytes, est particulièrement remarquable. Il domine les terrasses T₆ n°58 et 59. Cependant, aucun caillou roulé n'y a été trouvé.

67. Serra Sa Linna

Sur la rive droite, à l'ouest de Serra sa Linna, un autre très beau replat est situé à 98 m et est taillé dans une formation blanchâtre lacustre (m₁). Ici aussi, aucune trace de cailloutis n'a été repérée.

Le niveau T₈

Le niveau de terrasse le plus élevé est situé à + 105-110 m par rapport au lit du Coghinas et n'est marqué que par quatre témoins.

68. Gorges de Castel Doria (rive droite) (fig.3.1.31)

Le second replat des gorges de Castel Doria est situé à une altitude de 125 m (+ 115 m) et domine celui de 100 m (T₇, n°63). Ici aussi, quelques très rares cailloux roulés s'observent en bordure du replat surmonté par de nombreux dépôts de pente constitués de blocs de porphyre.



Fig.3.1.31

Vue de la terrasse
T₈ prise de T₇

69. Tanchitta (rive droite)

La terrasse de Tanchitta, située entre Scopaggiu et Alvarizzu, domine de ses 129 m (+ 114) l'ensemble de la dépression du Tisiennari. Sa base semble se situer aux alentours de 120 m. Cette terrasse, la plus élevée, est particulièrement étendue et est recouverte de nombreux galets à émoussé fluvial. La carte géologique de 1959 n'y renseigne que la formation "m₁" qui en fait constitue le soubassement de cette terrasse.

70. Le replat de Monte Mesu (rive gauche)

A Monte Mesu, un très large replat taillé aussi dans le trachyte est situé à 125 m (+ 110 m) et se situe à la même altitude que le niveau T_8 . On n'y retrouve cependant aucun caillou roulé. S'agit-il d'une terrasse dénudée ?

71. Le méandre de Li Paduli (rive gauche)

Dans la zone de Li Paduli et de Frati Agli, nous avons relevé par photos aériennes d'abord et sur le terrain ensuite, des éléments qui seraient favorables à un méandre recoupé très ancien. Il se situerait vers 195 m (altitude relative: + 135 m).

Au col de Li Paduli, quelques cailloux roulés ont été observés mais ils sont souvent enfouis sous des dépôts de pente fortement rubéfiés (5 YR à 2,5 YR). Le mamelon de ce méandre se situe aux environs de 210 m.

Plus vers le nord, des aplanissements situés vers 197 m, taillés dans des schistes métamorphiques, sont peut-être des terrasses dénudées de cet ancien tracé du Coghinas.

Ce sont peut-être là les restes d'un méandre que l'on pourrait raccorder soit à T_8 en imaginant un relèvement du profil longitudinal vers l'amont, soit à un niveau plus ancien encore (?).

Le niveau T_8 n'est donc conservé que très localement, en effet, seule la terrasse étendue de Tanchitta est un repère certain du plus ancien cours du Coghinas. Si l'on admet les quatre témoins envisagés plus haut, le fleuve s'écoulait, dans la région de Scopaggiu, vers 110-115 m par rapport au cours actuel; par contre, plus à l'amont, il se situait vers 135 m, ce qui implique un relèvement du profil longitudinal de ce cours d'eau.

C H A P I T R E I I

LES TERRASSES DU BAS COGHINAS

La dépression côtière du Coghinas (fig.1.2.1 et 3.2.2) est bordée au nord-ouest par la mer, à l'est par les monts de la Gallura constitués:

1. de granite mis en place lors du Carbonifère.
2. de granite porphyroïde de Monte Ruiu et de porphyres noir et rouge-brun liés au volcanisme permien.
3. de phyllades quartzifères du Silurien métamorphisés au contact des granites.

Au sud-ouest, elle est dominée par les collines de l'Anglona: formations marines tertiaires (M_1t) (tufs, conglomérat, sable, marne, molasse...) avec, intercalés, des laves d'éruption sous-marine (M_1T), le tout surmonté de coulées trachiandésitiques du Miocène inférieur (T_2), et puis par les dépôts marins de l'Helvétien (Miocène moyen, M_2c) caractérisés d'abord par un conglomérat de transgression et enfin par un calcaire fossilifère (coraux, échidnés...)

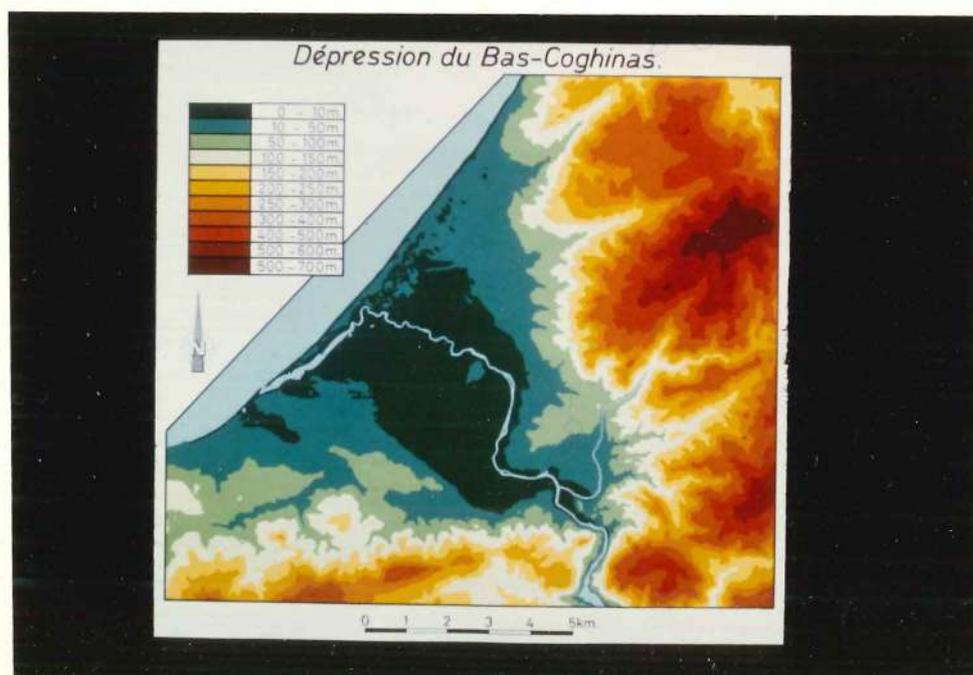


Fig.3.2.2

Carte oro-
hydrographique
de la
dépression
côtière du
Coghinas

Cette dépression est comblée de dépôts quaternaires importants qui masquent les roches du soubassement: les origines de ces accumulations quaternaires (voir aussi lère partie, ch.2) sont nombreuses et diversifiées puisqu'on y trouve des dépôts, actuels et fossiles, d'origine éolienne, fluviale, torrentielle, marine, ainsi que des dépôts de pente.

Dans ce chapitre, nous nous limiterons aux dépôts fluviaux du Bas-Coghinas, c'est-à-dire aux zones qui s'étirent depuis le débouché des gorges de Castel Doria jusqu'à l'embouchure du fleuve à San Pietro a Mare.

I. Les études préliminaires

Plusieurs auteurs ont évoqué plus ou moins brièvement la plaine côtière du Coghinas soit lors d'une description générale de la Sardaigne, soit à l'occasion d'études locales particulières. Ainsi, G.RUGIU (1935), dans sa publication sur la basse vallée du Coghinas et de son peuplement, traite des anciens tracés de ce fleuve au cours de la période historique.

Par après, SPANO (1956), dans une recherche approfondie sur l'évolution actuelle des côtes sardes, consacre quelques paragraphes aux modifications récentes du Coghinas tant à l'endroit de son embouchure que dans les derniers kilomètres de son cours.

Il faut cependant attendre la première carte géologique au 1/100.000e dressée par A.MORETTI en 1959 pour voir figurer la répartition des dépôts fluviaux. Ceux-ci sont répartis en deux groupes:

1. Les dépôts d'âge holocène: alluvions récentes ou actuelles.

2. Les dépôts d'âge pléistocène: dépôts fluviaux continentaux, essentiellement caillouteux, peut-être en partie plus anciens que le Quaternaire.

PELLETIER (1960, p.416-417) dans son monumental ouvrage intitulé: "Le relief de la Sardaigne" ne s'attarde guère à cette zone:

"... Au-delà de ce défilé, le fleuve n'a plus d'obstacles rocheux à franchir avant de parvenir à la Méditerranée. Il coule dans une large plaine triangulaire dont la base est sur la mer. Dans cette vaste dépression, on trouve de longs plans inclinés essentiellement rocheux du côté de la Gallura, des buttes de tufs et de trachytes (le stazzo de Su Monte à 25 m) et surtout de vastes accumulations de cailloux et de sables où l'on ne peut reconnaître aucun niveau étant donné la forte pente des formations alluviales. Le Coghinas ne peut arriver à la mer que plus loin vers le sud-ouest, vers San Pietro a Mare, car il en est séparé par un grand cordon littoral..."

BRANDIS, DETTORI et PIETRACAPRINA (1967) dans un premier mémoire consacré à la géo-hydrologie de la Sardaigne septentrionale distinguent trois épisodes dans les dépôts fluviatiles de la plaine côtière du Coghinas:

"1. Alluvions actuelles: bordure étroite parallèle au cours du fleuve, essentiellement sablo-limoneuse, remaniée par des travaux agricoles intenses, dont la cote moyenne varie entre 1 et 3 m par rapport au niveau de la mer.

2. Alluvions récentes et antiques, sableuses et localement à petits cailloux disposés en terrasses qui se détachent légèrement de la surface actuelle. A "l'oeil nu", la différence n'est pas observable mais le talus ressort clairement à l'examen des photos aériennes. Cette surface domine la précédente de quelques mètres seulement (2 à 3 mètres). Le territoire intéressé le plus par ces dépôts est la plaine développée sur la rive gauche du Coghinas et appelée Campo Coghinas.

3. Alluvions caillouteuses fluviatiles du plus vieil alluvionnement du Coghinas. Cette surface peut être rattachée à la plus haute surface présente dans la plaine de confluence de l'Altana et du Coghinas (Tisiennari). Elle est actuellement visible au sud et à l'ouest de St. Maria Coghinas, ainsi qu'en de petits lambeaux à Lu Razzoni (cours amont du Rio Muntiggioni, localité Paduledda). L'altitude moyenne de cette vieille surface voisine 90-95 mètres dans les zones internes et descend vers 35-40 mètres vers la mer."

Tout récemment, G. PIAMONTI FORTELEONI (1973) dans une première note dédiée à la basse vallée du Coghinas, présente une carte géologique de ce secteur au 1/100.000e. Celle-ci est fort semblable à celle de MORETTI (1959) et, comme lui, elle y distingue deux épisodes fluviatiles:

1. Alluvions récentes et actuelles d'âge holocène.
2. Dépôts continentaux fluviatiles essentiellement caillouteux d'âge pléistocène.

D'autre part, sur sa carte ne figurent plus (par rapport à celle de MORETTI) notamment les dépôts caillouteux pléistocènes de Serra, de Monte di Campo et du sud de Viddalba.

II. Les terrasses (fig.3.2.1, h.t.)

L'étude des terrasses du Bas-Coghinas est complexe car aux dépôts de ce fleuve viennent s'ajouter d'une part des cônes provenant des affluents de rive droite qui drainent la Gallura occidentale et d'autre part des accumulations éoliennes (1ère partie, ch.2). De plus, contrairement aux terrasses du Coghinas interne où les lambeaux sont assez nombreux et où la succession des niveaux apparaît clairement, ici, par contre, on est frappé par l'importance du niveau inférieur (campo di Coghinas) et par la faible étendue et le nombre restreint des terrasses anciennes, sauf à proximité du village de Santa Maria Coghinas où leur extension est assez notable.

D'autre part, alors que dans le Coghinas interne, nous nous sommes permis de classer les terrasses en nous basant essentiellement sur leur altitude par rapport au lit actuel; dans le secteur du Coghinas côtier, un classement altimétrique rencontre immédiatement une objection théorique de taille: la présence de deux catégories de terrasses liées aux fluctuations du niveau marin pendant le Quaternaire:

1) les terrasses climatiques contemporaines des épisodes froids du Quaternaire. Il s'agit des terrasses des plaines alluviales qui se poursuivaient vers le large au moment où le niveau marin était déprimé.

2) les terrasses eustatiques liées à de hauts niveaux marins et donc interglaciaires. Il s'agit de terrasses de remblaiement localisées à proximité du littoral.

Dans la dépression côtière du Coghinas, nous envisagerons, par secteur, chaque lambeau de terrasse en particulier et tenterons de distinguer les terrasses eustatiques des autres. Des corrélations seront ensuite proposées (ch.III) avec les profils longitudinaux du Coghinas interne.

A. La plaine alluviale

1. La plaine du Campo di Coghinas

La dépression du Coghinas côtier est marquée par l'ampleur peu commune de la plaine du Campo di Coghinas (fig.3.2.1 et 3.2.2). Cette plaine est large au maximum de 3.500 m (à hauteur du Monte di Campo) et s'étire sur 8 km depuis les thermes de Castel Doria jusqu'à la côte. A Santa-Maria-Coghinas, son altitude est d'environ 7 m et à l'embouchure de près d'un mètre. Elle domine le cours actuel du fleuve de 1 à 2 m, parfois 2,50 m. L'analyse du microrelief, qui est possible uniquement sur les cartes détaillées au 1/10.000e dressées par l'E.I.R.A. (1956), montre une topographie assez irrégulière constituée de larges dos allongés et de creux. Ce léger relief doit être mis en relation avec les anciens bras du Coghinas dont certains existaient encore au début du siècle, comme le montre la première édition de la carte topographique (1897) (carte 3.2.3).

Sur cette carte, on remarque que le fleuve se divisait en trois bras à l'aval de la butte de Monte di Campo: à l'ouest, le bras de Lu Piuaru, au centre le cours principal et à l'est le Brazzu Ecciu, ce qui signifie en sarde Vieux Bras. Selon la tradition, à la fin du XVIIIe siècle, le Vieux Bras constituait le cours principal du fleuve (RUGIU, 1935). La trace de ces anciens bras est par ailleurs visible sur les photos aériennes. La stabilisation actuelle du Coghinas est liée à la construction de deux digues protectrices parallèles au cours d'eau, réalisées en vue de la mise en valeur de la plaine du Coghinas.

Une série de sondages a été réalisée dans cette plaine à proximité de Santa Maria, en vue de l'installation d'un aqueduc industriel; dans un de ces carottages, des dépôts sableux riches en débris ligneux ont été récoltés à 4 m de profondeur. Ils contenaient notamment de grands morceaux de troncs d'arbres. Un de ces débris ligneux a été daté par C14 par le Dr GILLOT de l'Université de Louvain, que nous remercions vivement pour son aimable contribution. La mesure, effectuée deux fois, donne un âge très récent de 500 ans B.P. (1950) \pm 75. Cela implique donc un alluvionnement d'une puissance minimale de 4 mètres pendant les 5 derniers siècles. Comme nous le verrons plus loin (ch.VII),

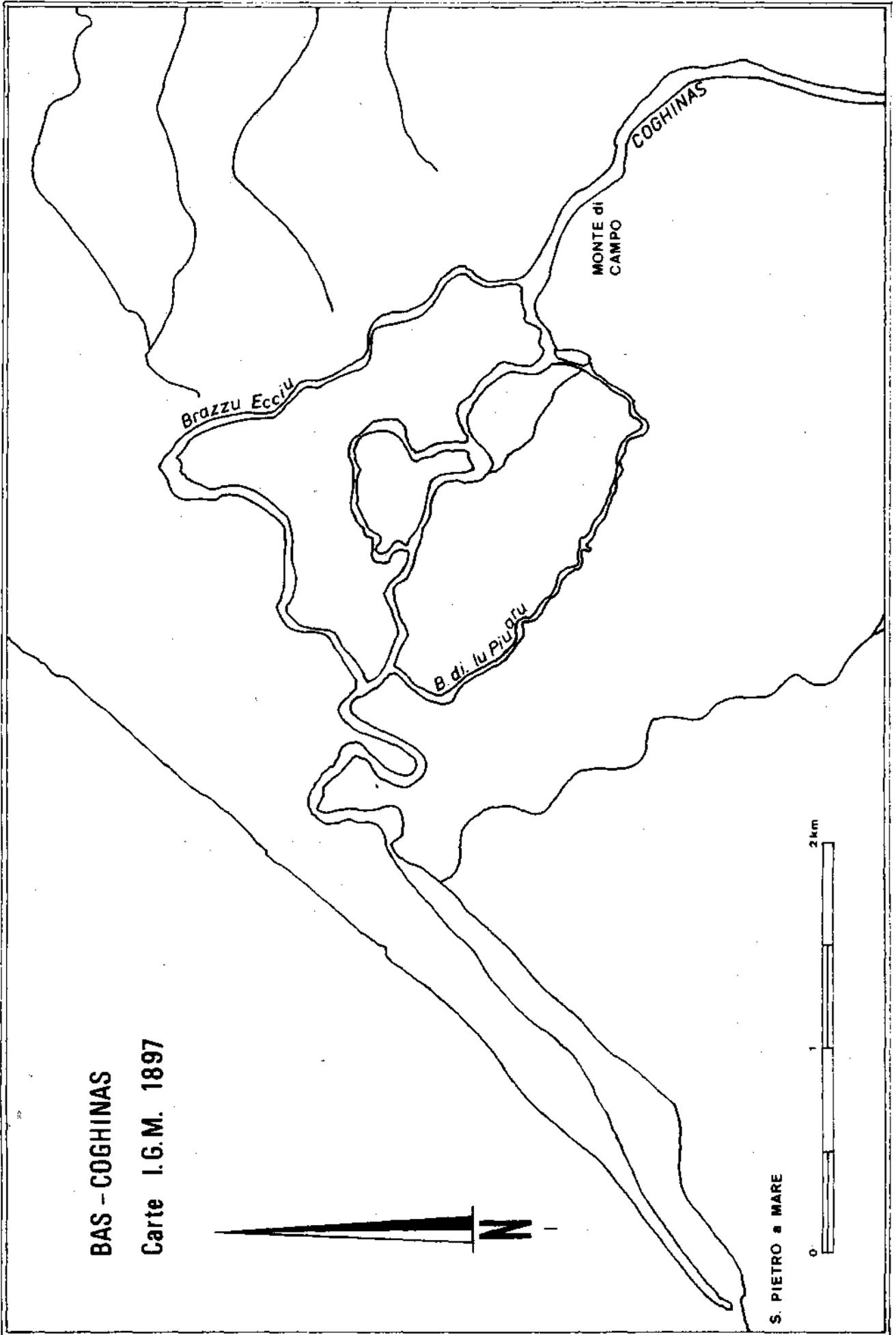


Figure 3.2.3 : Le cours inférieur du Coghinias d'après la carte IGM (1897).

tous les cours d'eau de cette région sont caractérisés par un alluvionnement historique important.

Les sondages de Santa Maria Coghinas montrent également la présence de dépôts fluviatiles sur 15,50 m de puissance au moins, le bed-rock n'étant pas encore atteint. Ces dépôts sont généralement constitués de sable, limon ou argile dans leur partie supérieure pour devenir, plus bas, beaucoup plus grossiers: d'abord graveleux puis caillouteux. L'altitude absolue de la base de ce cailloutis oscille entre -6 m et -2,20 m alors que la cote de la plaine varie, à l'emplacement des sondages, entre 6,60 m et 7,50 m. Dans ce cailloutis, nous avons repéré des galets à émoussé franchement fluviatile, de trachyte, de porphyre, de granite et de micaschiste. Un seul galet de granite était légèrement altéré, peut-être était-il remanié d'une terrasse plus ancienne voisine. La coloration de la matrice se situe dans des tons gris-jaune ou brun (2,5 Y).

Dans certains sondages, sous ce cailloutis, on retrouve de nouveau du matériel plus fin qui repose à son tour sur des galets. L'altitude de cette seconde génération de galets est de -8 m par rapport au niveau de la mer. La coloration de la matrice de ces sédiments fluviatiles se situe également dans les jaunes-gris (2,5 Y). Cependant, pour quelques sables, nous avons relevé des valeurs plus élevées: 10 YR 7/3 (jaune-orange) ce qui témoignerait d'une légère rubéfaction.

Nous observons donc dans ces sondages la superposition de deux nappes caillouteuses qui devaient nécessairement, vu leur altitude, se raccorder à un bas niveau marin. On peut donc affirmer qu'il s'agit, suivant le schéma proposé plus haut, de cailloutis mis en place pendant des périodes froides. De tels recouvrements de nappes ont été aussi observés en Corse orientale, notamment par O.CONCHON (1973).

Par contre, la brusque diminution de taille des alluvions supérieures doit être parallélisée avec une hausse récente du niveau de la mer (transgression versilienne) à laquelle aurait succédé une phase d'apports d'âge historique; apports qui, selon RUGIU (1935), seraient dus surtout à une intense exploitation de la forêt au XIXe siècle.

Cet alluvionnement est aujourd'hui arrêté suite à la création récente, à l'amont, de deux barrages. De plus, la construction de deux digues en bordure du Coghinas a régularisé le lit de ce fleuve qui s'est encaissé dans ses alluvions. La plaine du Campo Coghinas est donc une plaine alluviale qui, suite à l'action de l'homme, a été transformée en terrasse.

B. Secteur de Santa Maria

2. Terrasse de Santa-Maria-Coghinas. Cimetière (rive gauche) (13m70)

Cette terrasse est située à proximité du cimetière de Santa Maria, à une altitude de 13m70 (altitude du sommet des alluvions) et constitue un très beau replat. Deux coupes l'ont éventrée: d'abord la tranchée réalisée pour la mise en place de l'aqueduc industriel Castel Doria-Porto Torrès et ensuite l'entaille de la nouvelle route Santa Maria Perfugas.

Dans la tranchée de l'aqueduc, les cailloux de porphyre ont un émoissé de 222. L'histogramme d'émoissé (fig.3.2.4) présente un mode unique compris entre 100 et 150, ce qui implique un apport de galets ayant subi un transport limité, vraisemblablement en provenance des torrents qui aboutissent à Viddalba et qui drainent la Gallura occidentale. L'aplatissement de ces cailloux est de 1,9. Quant au centile de cette formation, il est de 35 cm.

La composition lithologique donne une majorité de porphyres, micaschistes et quartz, ainsi que quelques cailloux de gneiss, aplite, ignimbrite, granite, trachyte et grès tertiaire. L'altération est moyenne: les granites, quelques schistes et la moitié des gneiss sont altérés. La coloration de la matrice est de 7,5 YR 5/6 (brun vif). La disposition des galets indique un écoulement vers le nord-ouest (N 310°E)(fig. 3.2.5).

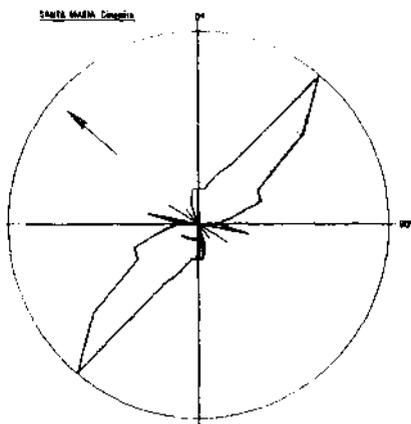


Fig.3.2.5

Rose d'orientation.
Santa Maria - Cimetière .

La seconde coupe, située non loin de la première, montre un cailloutis fort semblable: l'émoissé est de 182 et l'histogramme est unimodal (fig.3.2.6)(150 à 200). L'aplatissement atteint 1,84. Les valeurs du centile sont aussi du même ordre de grandeur: 18 et 24 cm. Le spectre pétrographique fournit:

Porphyre:	22 %	Micaschistes:	10 %	Trachyte:	16 %
Microgranite:	14 %	Quartz	16 %	Silex:	2 %
Granite	20 %	Gneiss:	4 %		

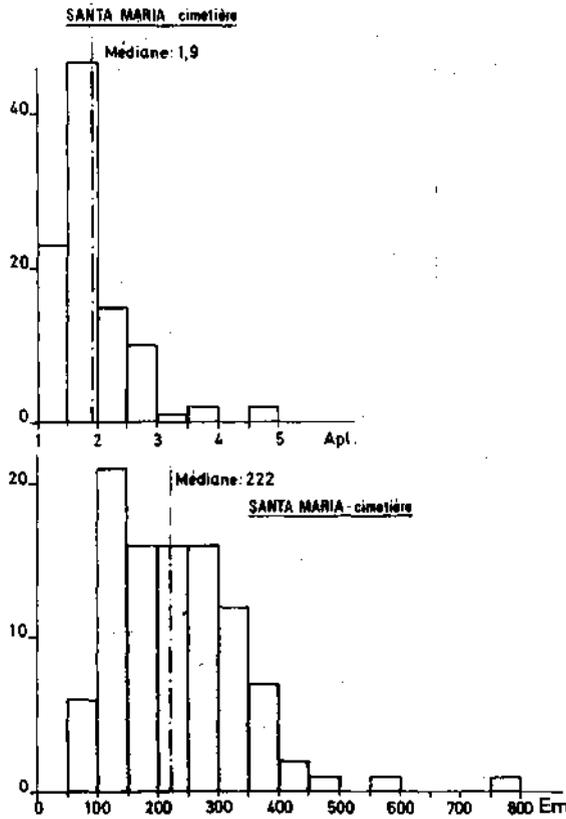


Fig. 3.2.4

Histogrammes d'émoissé
et d'aplatissement.
(Santa-Maria - Cimetière)

Quant à l'altération, elle donne sur 10 granites:
2 sains, 3 peu altérés, 1 altéré, 3 très altérés et 1 pulvérulent;
et sur 10 micaschistes: 2 sains, 6 altérés et 2 très altérés.

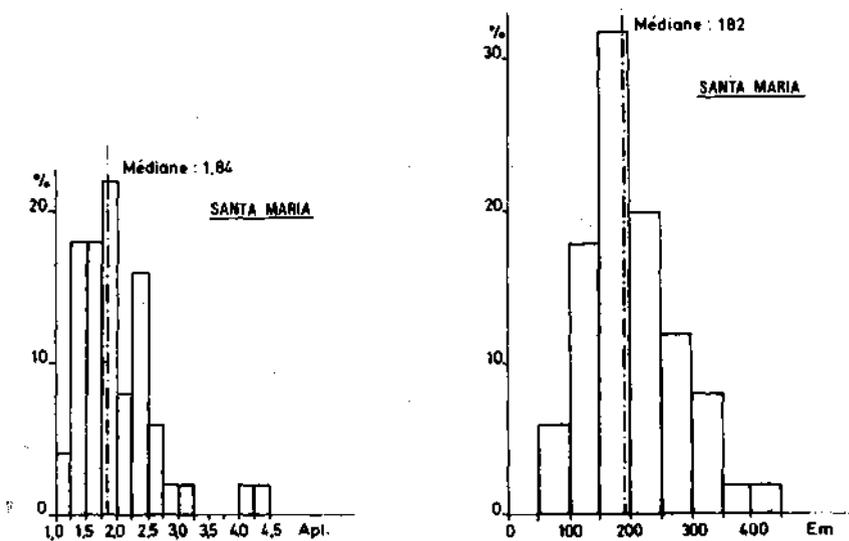


Fig. 3.2.6

Histogrammes d'aplatissement
et d'émoissé.
(Santa-Maria. Cimetière)

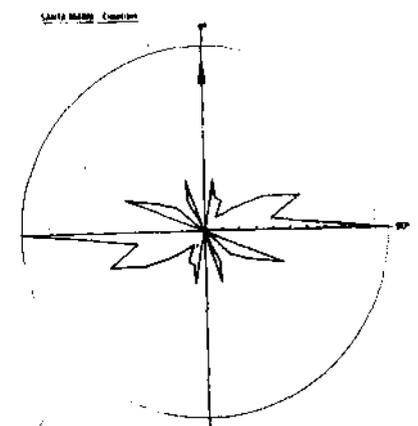


Fig. 3.2.7

Rose d'orientation.
Santa-Maria.

La matrice de ce cailloutis possède une coloration brune (7,5 YR 4/6) valeur sensiblement égale à celle renseignée plus haut.

Dans cette coupe, seule la rose d'orientation diffère légèrement de celle obtenue plus haut, car ici l'écoulement paraît se faire vers le nord (fig.3.2.7).

3. Terrasse de Santa Maria Coghinas, rive gauche (25 m)

A l'est du village, soit à 230 m à l'est du cimetière, un replat allongé, occupé par quelques habitations, est situé à 16 m et est recouvert de galets.

4. Santa Maria Coghinas, rive gauche (22 m)

A l'extrémité ouest du village, une petite butte isolée culmine à 22m40. Elle est aussi occupée par des habitations. Peut-être s'agit-il ici aussi d'une terrasse.

5. Terrasse Marco Manzoni, rive gauche (29 m)

Au sud-ouest du village de Santa Maria, on retrouve deux lambeaux de terrasses entaillés par une nouvelle route parallèle à la route principale. La coupe, dans le lambeau oriental, montre un cailloutis surmonté par un dépôt sableux. Cette accumulation de sédiments culmine à 29 m. La majorité des galets est allongée N-S et leur inclinaison indique clairement un sens d'écoulement du fleuve vers l'ouest (fig.3.2.8).

La composition lithologique donne 30 % de schistes métamorphiques, 55 % de porphyres, 8 % d'ignimbrites et 7 % de granites. Ce spectre pétrographique montre que cette terrasse appartient au système du Coghinas.

L'é moussé, calculé sur 100 galets de porphyre, donne une valeur de 160. Les valeurs mesurées se présentent suivant un histogramme bimodal (fig.3.2.9) avec un mode bien marqué entre 100 et 150 et un autre, secondaire, entre 250 et 300. La nature même du matériel utilisé pour cette mesure explique cette diversité dans la répartition des galets: en effet, certains porphyres proviennent du Coghinas interne et ont, par conséquent, subi un transport assez long. Par contre, une grande partie des galets peut provenir des monts très proches de la Gallura, région où affleurent des roches liées au volcanisme permien. Les nombreux torrents qui drainent la bordure occidentale de la Gallura seraient responsables de cet apport principal de galets de porphyre. (Fig.3.2.8 et 3.2.9, p.59)

L'aplatissement de ces galets est de 1,8 et le centile de 70 cm (valeur assez élevée qui s'accorde avec l'apport torrentiel local).

Quant à l'altération des galets, elle est moyenne: 9/15 des schistes sont altérés, les autres sont sains; d'autre part, le tiers des granites est pulvérulent alors que les autres sont faiblement à modérément altérés. La majeure partie des porphyres

possède un cortex d'altération. La coloration de la matrice est brune (7,5 YR 4/6).

Cette accumulation caillouteuse est surmontée d'un dépôt sableux d'une puissance de 2 à 3 m.

6. Route des Thermes (Est de Santa Maria Coghinas) rive gauche (35 mètres)

A l'est de Santa Maria Coghinas, à 550 m à l'E.S.E. du cimetière du village, la route qui mène aux thermes de Castel Doria, traverse un replat situé vers 35 m et qui est constitué par une terrasse du Coghinas, comme le montrent d'abord les flancs d'une petite ravine affluente du Coghinas et ensuite l'entaille de la route.

Parmi les galets retrouvés, on note une majorité de granites (30 %), de roches à structure porphyrique (28 %), des micaschistes et des phyllades (20 %), des quartzites et quartzophyllades (14 %), des quartz, quelques gneiss, des trachytes et des grès tertiaires. L'altération de ces galets peut être intense: les granites sont généralement altérés, pourris ou pulvérulents; les micaschistes et les phyllades sont altérés à pourris; dans la plupart des cas, les porphyres et micro-granites possèdent un cortex blanc d'altération. La coloration de la matrice est de 7,5 YR.

Le centile de cette formation est particulièrement élevé: 137 et 180 cm, ce qui peut s'expliquer soit par un apport torrentiel en provenance des collines toutes proches soit par une diminution de la pente du profil longitudinal du Coghinas au débouché du défilé de Castel Doria, ce qui aurait entraîné une diminution de la compétence de ce fleuve.

L'émoissé des galets de porphyre est de 200, valeur commune pour les dépôts fluviatiles du Coghinas. Par contre, les éléments phylladeux sont faiblement émoissés, ce qui est dû à la proximité des affleurements et donc à un transport limité.

D'autre part, l'épaisseur des dépôts de cette terrasse est considérable: à 15 m, sous le replat, on ne rencontre pas encore le soubassement rocheux. En effet, en longeant le versant du Coghinas emprunté par l'aqueduc d'irrigation (alt.: 22 m), on note que des galets fluviatiles. La végétation empêche de faire des observations plus bas.

La puissance de ce cailloutis pose un problème. S'agit-il d'un dépôt unique ou de plusieurs terrasses fluviatiles superposées ou d'un remblaiement ?

C. Secteur de San Leonardo

7. San Leonardo, rive droite (12-15 m)

Cette terrasse se situe approximativement à 1500 m à l'est de Viddalba. D'une largeur approximative de 130 m, d'une longueur de 400 m, cette terrasse se situe à une altitude de 12-15 m. Aucune coupe ne nous a permis d'avoir plus de détail sur cette terrasse. Cependant, des cailloux roulés se retrouvent çà et là dans les prairies.

8. San Leonardo, rive droite (25 m)

1) Au lieu-dit San Leonardo, à 870 m à l'ouest du village de Viddalba, s'étale un beau replat recouvert de galets à émousé fluviatile. Son altitude absolue est de 25 m.

2) Toujours à San Leonardo, à proximité du cimetière et du terrain de football, la route emprunte un col développé à une altitude approximative de 25-27 m. On y retrouve aussi des cailloux roulés épars, notamment à proximité du chemin.

La position de ces deux lambeaux indique que le Coghinas devait réaliser un large méandre vers le nord, le pépin de ce méandre étant constitué par une colline isolée qui culmine à 43 m (n°11).

9. San Leonardo, rive droite (33 m)

Dominant d'une légère rupture de pente la terrasse n°8, la terrasse n°9 s'étire vers 33 m. Quelques excavations réalisées pour la mise en place de poteaux électriques nous ont permis d'observer le cailloutis. Il est constitué par une majorité de porphyre, entourés d'un cortex blanc d'altération et par diverses roches dont, notamment, des granites pulvérulents. La coloration de la matrice est brun vif (7,5 YR 5/8). Cette terrasse est localement surmontée de placages sableux peut-être d'origine éolienne.

10. San Leonardo, rive droite (1100 m à l'ouest de Viddalba) (45 m)

Dans cette terrasse, dont le sommet se situe à 45 m, une petite excavation réalisée dans la partie occidentale de ce lambeau nous a permis d'y observer des cailloux de porphyre, à émousé fluviatile et à cortex blanc. Ils sont accompagnés de granites altérés à pourris, de microgranites résistants, également avec cortex blanc, ainsi que de quelques quartz.

Par contre, sur la partie orientale de ce replat, les excavations ne montrent plus que des galets de porphyre avec cortex blanc. Il semble donc que cette terrasse soit située au confluent du Coghinas et du ruisseau de Viddalba qui est responsable de l'apport de la plupart des porphyres.

11. La butte isolée de San Leonardo (43 m)

Face à la terrasse précédente (10) s'étire la butte de San Leonardo. Elle a été isolée par un ancien méandre du Coghinas (n°8). Son sommet atteint la cote de 43 m. Une carrière a largement entamé la partie méridionale de cette butte. La coupe montre de bas en haut, une ignimbrite surmontée par des galets à émousé fluviatile.

D. Sud de Viddalba

12. Viddalba, rive droite (20 m)

A 1.000 m au S.S.E. de Viddalba, on observe une butte isolée (13) par le Coghinas au sud, par le ruisseau de Viddalba au nord, par la plaine alluviale à l'ouest et, à l'est, par une dépression allongée. Cette dépression atteint à peine l'altitude de 20 m dans sa partie nord, alors que la partie sud est entamée par un petit torrent. Dans le tronçon nord, nous avons retrouvé, vers 20 m, des galets roulés épars dans les champs. Il est vraisemblable qu'un affluent du Coghinas empruntait ce chemin. Un passage du Coghinas semble exclu étant donné l'étroitesse de cette dépression par rapport à la vallée actuelle du fleuve.

13. La terrasse de Viddalba, rive droite (61 m)

Entre le Coghinas et le ruisseau de Viddalba, s'observe une colline isolée taillée dans des formations miocènes et surmontée par un cailloutis fluviatile. Il s'agit d'une terrasse dont le sommet du cailloutis se trouve à 61 m. Cette terrasse a déjà été signalée sur la carte au 1/100.000e du Service Géologique d'Italie (MORETTI, 1959).

14. Les replats de Castel Doria, rive droite (50 m)

Face aux thermes de Castel Doria, sur la rive droite du fleuve, on note deux replats situés vers 50 m et taillés dans le granite porphyroïde du Monte Ruiu. Aucun galet n'y a été décelé.

E. Li Reni

15. La terrasse de Li Reni, rive droite (55 m)

A près d'un km, à l'ouest de Li Reni, sur la rive gauche du ruisseau Canale Naragheddu, se trouve une autre terrasse dont le sommet se situe à la cote de 55 m (1ère partie, ch.2).

Le spectre pétrographique présente des galets de

granite:	28 %	porphyre permien:	4 %
microgranite:	13 %	micaschiste:	7 %
granite porphyroïde		gneiss:	6 %
du Monte Ruiu:	20 %	quartz:	22 %

La composition lithologique de cette terrasse montre une grande variété, ce qui est l'indice d'un apport certain du fleuve Coghinas et non du Canale Naragheddu. En effet, ce torrent, drainant la bordure occidentale de la Gallura, ne charrie presque exclusivement que des porphyres permien qui, dans cette terrasse, sont peu nombreux.

Cette formation est rubéfiée: 7,5 YR 5/4 (brun jaunâtre) à 7,5 YR 5/6 (brun vif) et l'altération y est, pour certains galets, intense:

	sain	peu alt.	alt.	pourri	pulvérulent
Granite	7 %	7 %	26 %	33 %	27 %
Microgranite	43 %	57 %			
Granite porphyroïde du Monte Ruiu	9 %	18 %	73 %		
Micaschiste				25 %	75 %
Gneiss		67 %	33 %		

Les porphyres permien possèdent une croûte blanche importante.

Le degré d'altération des galets de granite et le nombre restreint de porphyre nous a obligé à prendre des galets de quartz pour effectuer la morphométrie des cailloux de cette formation. Cependant, par expérience en Sardaigne septentrionale, nous savons que les indices morphométriques des quartz sont fort semblables à ceux mesurés sur les galets de porphyre. Les résultats seront donc comparables.

Ainsi l'émoissé, mesuré sur 50 galets de quartz compris entre 38 et 58 mm, est de 205. L'histogramme d'émoissé est unimodal, 32 % des galets ont un émoissé compris entre 151 et 200. Il s'agit là d'une valeur courante pour les formations fluviales. Il en est de même pour l'indice d'aplatissement qui est de 1,70. L'histogramme est aussi unimodal, 30 % des galets ayant un aplatissement compris entre 1,51 et 1,75.

Le centile de cette formation est peu élevé: 38 cm. Il faut cependant remarquer que l'exigüité de la coupe nous limite dans cette mesure.

Ce dépôt de terrasse d'environ 4 m d'épaisseur repose sur une autre formation détritique sablo-graveleuse (16) qui est également rubéfiée (7,5 YR 5/8 à 6/6) et dont tous les indices granulométriques s'accordent pour indiquer une origine fluviale: par ex.: le mauvais classement (Q de ϕ 1,06). La morphoscopie des grains de quartz montre une majorité d'anguleux ou de subanguleux luisants ou picotés-luisants. Ce qui s'accorde aussi avec un transport fluviale.

Quelle est alors l'origine de cette formation sablo-graveleuse ? L'allure du dépôt et l'absence de gros blocs nous fait rejeter l'hypothèse d'un cône de déjection issu d'un des torrents de la Gallura toute proche. L'intensité de la rubéfaction nous montre que ce dépôt est moins rubéfié (7,5 YR) que les cailloutis tertiaires observés dans la région (10 R à 2,5 YR).

Ce dépôt, qui a une origine fluviale, appartiendrait au Coghinas et serait donc antérieur à la terrasse 15 dont le cailloutis le protégerait de toute érosion.

En cet endroit, nous observons donc la superposition de deux épisodes fluviaux, le plus récent reposant sur le plus ancien. Des phénomènes semblables ont déjà été décrits par OTTMAN (1958) et CONCHON (1975) dans la plaine orientale corse et, plus haut, dans la plaine du Campo di Coghinas (1) nous avons décrit une succession semblable.

F. La bordure occidentale de la dépression du Coghinas

Les replats de Sugliana (rive gauche)

17) A Sugliana (rive gauche) s'observe un petit replat situé à 45 m. Nous n'y avons pas retrouvé de caillou roulé. Il peut s'agir d'une terrasse érodée ou d'un niveau d'aplanissement.

18) Au nord du St. Pirastone, un autre replat s'étire vers 37 m, mais nous n'y avons observé aucun galet à émousé fluviatile. Ici aussi on peut imaginer une terrasse érodée.

Les replats de Serra (rive gauche)

19) La bordure occidentale de la dépression côtière du Coghinas est caractérisée par la présence de replats. L'un d'entre eux, dénommé le Monte Juanni, est très bien marqué dans le paysage. Il se situe à la cote de 61 m. La carte géologique y signale des dépôts fluviatiles pléistocènes; cependant, nous n'y avons trouvé aucun caillou roulé (le cailloutis était peut-être masqué par la végétation au moment de nos investigations).

20) De même, au nord-ouest du replat précédent et pratiquement à même altitude (62 m), s'étire un autre aplanissement sans couverture caillouteuse où affleure seulement le Miocène.

21. 22. 23) Toujours à Serra, trois autres replats sont situés respectivement à 74 m, à 84-85 m (Mte Lizzu) et à 93 m.

Suivant la carte géologique, seul le replat de 80-85 m (Monte Lizzu) serait recouvert de cailloutis fluviatile pléistocène. Cependant, après avoir parcouru tout le plateau, nous n'avons trouvé aucun caillou roulé, seulement quelques blocs de trachyte provenant, sans doute, du démantèlement d'un nuraghe.

Il est possible que ces replats, privés de couverture caillouteuse, soient liés à de très anciens tracés du Coghinas dont on ne retrouve pas la trace actuellement, ou peut-être à des niveaux marins très élevés. Rappelons que des niveaux de terrasses fluviatiles, également très élevés, ont déjà été repérés dans la dépression interne du Coghinas.

G. Monte di Campo

24. Monte di Campo (rive gauche) (28 m)

A proximité du pont sur le Coghinas, emprunté par la route Castel Doria-Santa Teresa, s'élève une colline atteignant la cote de 28 m. Il s'agit du Monte di Campo qui domine l'ensemble de la plaine du Campo di Coghinas.

Cette colline est constituée par la formation marine tertiaire M₁t et est surmontée de dépôts caillouteux d'origine fluviatile. La base de la terrasse est située vers 21-22 m. Les galets qui la composent sont de nature très variée et correspondent aux ensembles lithologiques affleurant dans le bassin du Coghinas:

Gneiss:	2	Porphyre permien:	37	Granite:	18
Micaschiste:	2	Granite porphyroïde		Microgranite:	4
Phyllade:	3	du Monte Ruiu:	1	Aplite:	10
Quartzophyllade:	2	Marne (M ₁ l):	1	Roche basique:	4
Quartz:	12	Trachyte (T ₂):	2	Grès (M ₁ t) de	
				Castel Doria:	2

L'altération de ces cailloux est étroitement liée à leur nature lithologique, elle est intense. En effet, les porphyres permien, résistants, possèdent tous un cortex blanc d'altération. Les granites ont des comportements variables car sur 16 granites dénombrés, 2 sont sains, 4 peu altérés, 5 altérés, 2 très altérés ou pourris et 3 pulvérulents. Par contre, les microgranites comme les aplites sont soit résistants, soit peu altérés, mais possèdent toujours un cortex d'altération. Parmi les micaschistes et les phyllades, on ne trouve aucun cailloux sain, ils sont soit peu altérés (2/8), altérés (2/8), pourris (1/8) ou pulvérulents (3/8).

La coloration de la gangue varie entre 5 YR 5/8 (brun vif), 7,5 YR 5/8 (brun vif) et 7,5 YR 4/6 (brun).

Quant au centile, nous avons mesuré 16, 19 et 56 cm.

L'émoissé des galets est assez élevé: 300. L'histogramme d'émoissé (fig.3.2.10) montre un mode principal bien marqué situé entre 200 et 250 (18,6 %) et un mode secondaire compris entre 350 et 400 (14,3 %). Une mesure ultérieure, au départ d'un autre échantillonnage, donne une valeur identique pour l'émoissé: 298 et également un histogramme bimodal (3.2.11) bien net avec cette fois un mode principal entre 150 et 200 (22 %) et un secondaire entre 450 et 500 (10 %). Il apparaît que ce cailloutis résulte du mélange de deux familles de galets: une première à émoissé typiquement fluviale (150 à 250) et une autre fort émoissée (350 à 500) qui correspondrait à un façonnement marin.

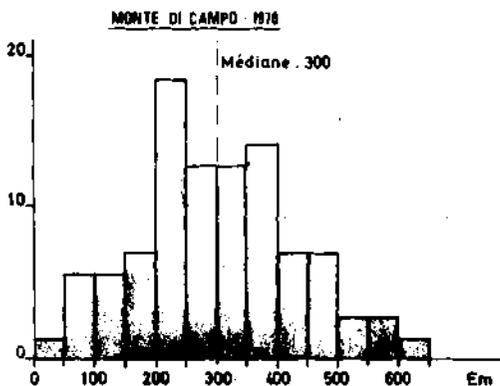


Fig.3.2.10

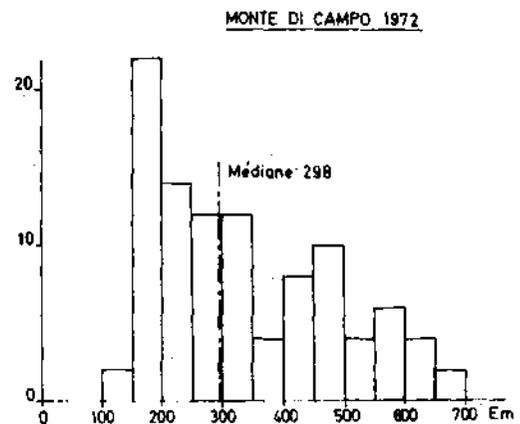
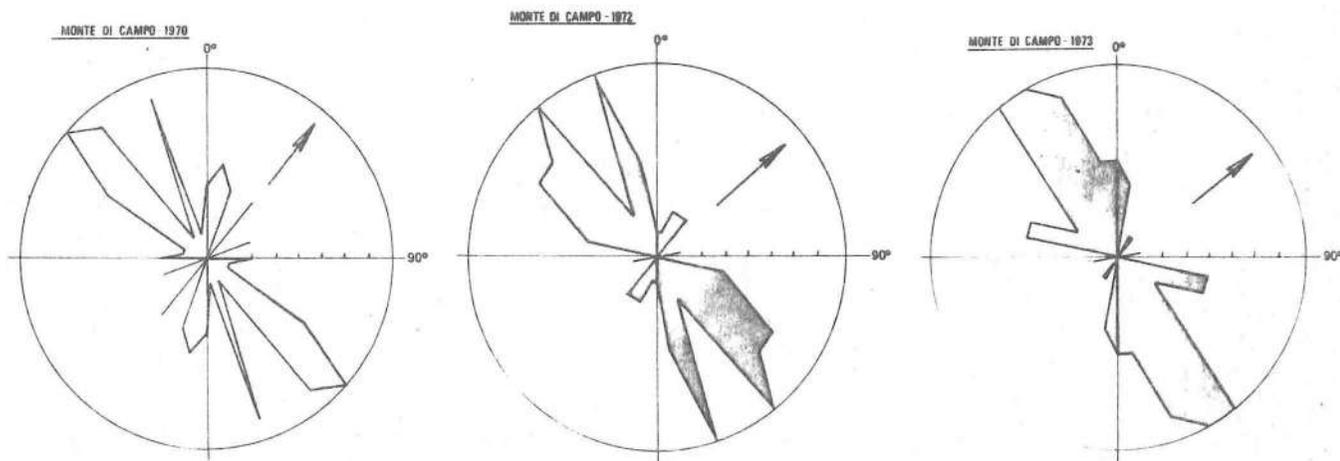


Fig.3.2.11

Histogrammes d'émoissé.
Monte di Campo.

La disposition des galets indique clairement une orientation prédominante NO-SE. De plus, la majorité des galets est inclinée vers le S.O., ce qui signifie soit un sens d'écoulement vers le N.E., s'il s'agit d'une rivière, soit une ligne de rivage orientée NO-SE, dans le cas d'un niveau marin.

La station de Monte di Campo a été choisie comme station de référence afin de tester si notre façon d'étudier les galets (émoissé et orientation) ne s'était pas modifiée au cours du temps. C'est ainsi que l'émoissé a été mesuré deux fois à deux ans d'intervalle et a fourni des résultats similaires. De même, trois mesures d'orientation des galets nous ont fourni des roses fort semblables (3.2.13/14/15).



Roses d'orientation. Monte di Campo.

1970
Fig. 3.2.13

1972
3.2.14

1973
3.2.15

En conséquence, la valeur relativement élevée de l'émoissé médian et l'allure bimodale de l'histogramme d'émoissé nous permettent de déceler une influence marine.

S'agit-il de dépôts marins plus anciens remaniés ou d'une terrasse marine située à proximité de l'embouchure du Coghinas ? La première hypothèse ne semble pas devoir être retenue car si cela était, les émoissés des terrasses fluviales voisines (secteur de Santa Maria, par exemple) devraient aussi être plus élevés. La seconde hypothèse paraît plus probable: dans ce cas la terrasse de Monte di Campo aurait une importance primordiale pour la compréhension du Quaternaire de la Sardaigne septentrionale: d'abord comme témoin du niveau marin de 20-25 mètres que nous avons trouvé en divers points du littoral: entre autres à la Costa Paradiso (Gallura), sur l'île de l'Asinara et en Nurra (ch.VII de la 1ère partie) et que nous avons rangé dans le Tyrrhénien I (interglaciaire Mindel-Riss).

Si cet âge est adopté, cela nous permettra de dater d'une façon relative les niveaux de terrasses de tout le bassin du Coghinas en nous basant sur le degré de l'altération du cailloutis et sur l'intensité de la coloration de la matrice.

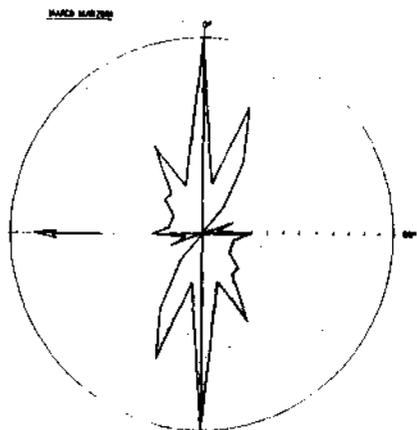


Fig.3.2.8. Rose d'orientation (Marco Manzoni)

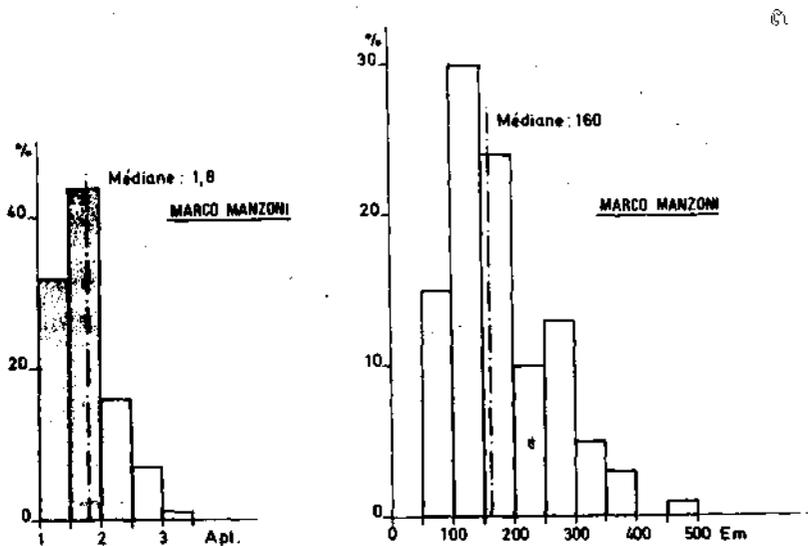


Fig.3.2.9. Histogrammes d'aplatissement et d'émoussé. Marco Manzoni.

III. Synthèse des terrasses du Bas-Coghinas.

Toutes les observations que nous avons rassemblées ne permettent pas de conclure aisément et de raccorder entre elles sans hésitation les terrasses que nous avons observées. Les raccords sont évidemment plus difficiles et plus hypothétiques encore lorsqu'il s'agit de proposer des corrélations entre les dépôts alluviaux que nous venons de décrire et les terrasses du cours supérieur du Coghinas.

Tout d'abord, la vaste plaine du Campo di Coghinas résulte d'une sédimentation consécutive à la transgression versilienne et son alluvionnement s'est certainement poursuivi jusqu'au siècle passé. La construction de barrages à l'amont et l'endiguement du fleuve ont modifié totalement la charge transportée par le Coghinas, le régime et l'action morphologique du fleuve dans cette région.

Des sondages ont révélé, à 8 km du littoral actuel, sous l'accumulation récente d'alluvions, l'existence de deux nappes de galets dont l'altitude est d'une part de -2 à -6m (base de la 1^{ère} nappe) et d'autre part, de - 8 m (sommet de la seconde nappe).

Il paraît évident que ces nappes caillouteuses, dont l'aspect frais des éléments autorise un âge récent, devaient se raccorder à des bas niveaux marins qu'il est difficile de situer. Ces deux nappes sont vraisemblablement des dépôts mis en place au cours de la dernière glaciation. La nappe caillouteuse supérieure témoignerait d'une période de remblaiement qui a été provoquée par la hausse du niveau marin.

D'autre part, nous avons vu que la terrasse de Monte di Campo (n° 24) est sans doute, d'après l'éroussé des éléments qui la constituent, une terrasse marine. Son altitude nous a permis de la considérer comme contemporaine de l'interglaciaire Mindel-Riss.

TABLEAU 3.2.1. Caractères des terrasses du Bas-Coghinas.

N° des terrasses	Localité	Altitude	Coloration de lamatrice	Altération	Centile	Emousse
1 1' 1"	Campo di Coghinas	7 -2à-6 -8	noir-gris 2,5 Y 2,5 Y-10 YR	Nulle Nulle Nulle		
2 3 4 5 6	Cimetière Est Cimetière Ouest Sta Maria Marco Manzoni Thermes	14 26 22 29 35	7,5 YR 5/6	Altéré	18.24.35	182-222
7 8 9 10 11	San Leonardo " " " (butte isolée)	12-15 25 33 45 43	7,5 YR 5/8	Altéré à pourri Cortex Altéré à pourri Cortex	137-180	160 200
12 13 14	Sud Viddalba " (butte isolée) Face à Castel Doria. Replat	20 61 50		Cortex. Altéré-pulv. Cortex. Altéré-pulv.		
15 15	Li Reni Li Reni	55 50	7,5 YR 5/4 à 5/6 7,5 YR 5/8 à 6/6	Pourri-pulv.	38	205
17 18	replat replat	45 37				
19 20 21 22 23	replat replat replat replat replat	51 52 74 84-85 93			5	
24	Monte di Campo	28	7,5 YR 4/6 à 5/8 5 YR 5/8	Cortex Pulvé- rulent à altéré	16 19 56	298 -300

Pour les autres terrasses, les données en notre possession sont bien maigres et rien ne permet de préciser quel était l'altitude du niveau marin au moment de leur mise en place. Cependant, la terrasse de la route des Thermes (35 m, n° 6) possède semble-t-il, plus de 15 m de puissance. Dans ce cas, on pourrait penser à l'existence d'un remblaiement suite à l'élévation du niveau marin. Comme d'autre part le degré d'altération du cailloutis est comparable à celui de la terrasse de Monte di Campo, on peut se risquer à un raccord altimétrique qui, comme le montre le profil longitudinal, paraît aisé. La terrasse des Thermes serait donc eustatique.

De même, la terrasse de Li Reni (55 m, n° 15) est formée de la superposition de formations caillouteuses sur des dépôts sableux. Les conditions d'observation très médiocres ne nous ont pas permis d'observer comment s'effectuait le passage entre ces deux matériaux. Si la transition sable-cailloutis était progressive, l'ensemble témoignerait, sans doute, d'un niveau marin élevé : le dépôt étant remplacé par un dépôt caillouteux lorsque le remblaiement a donné au cours de la rivière une pente suffisante. La datation de ce niveau marin élevé est cependant malaisée. Le seul niveau marin que nous connaissons en Sardaigne septentrionale à une altitude proche est celui de Rugginosu (Nurra)-Punta Capone (Asinara) situé à 65 m. Il y a donc un décalage de 10 m qui pose un problème pour réaliser un raccord. On peut aussi imaginer que le sommet de cette terrasse était auparavant plus élevé de quelques mètres.

Dans les autres cas, toute interprétation est purement hypothétique dans l'état actuel des connaissances. Les données d'observation sont résumées dans le tableau 3.2.1. D'après ces données, nous proposons la chronologie partielle suivante :

N° terrasse	Caractère	Age
1	eustatique	Maximum Versilien Historique
1'	climatique	Versilien ?
1''	climatique	Versilien Würm ?
2	?	?
5 6 9	eustatique	Mindel Riss
10	?	?
15	eustatique ?	Gunz Mindel
16	climatique ?	?

Pour les autres terrasses et replats, il demeure seulement un critère : leur altitude qui pourrait permettre des raccords de proche en proche (voir profil longitudinal figure 3.3.1.) ainsi que des liaisons avec les divers niveaux du Coghinas interne. Les problèmes que posent ces raccords seront envisagés dans le chapitre suivant.

IV. Le passage du Coghinas par la vallée du Cuggiani ?

Plusieurs éléments semblent indiquer que le Coghinas s'est écoulé temporairement vers le cours inférieur du Cuggiani. Ces éléments sont les suivants : (fig. 3.2.1.h.t.) :

1. Au sud de Serra, s'étire une dépression large de 300 mètres environ et qui relie la plaine côtière du Coghinas (Santa Maria), à l'est, au coude de Cuggiani, à l'ouest. Cette dépression n'est parcourue par pratiquement aucun cours d'eau.

2. Au débouché occidental de cette dépression sèche, le Cuggiani change brusquement de direction formant un méandre en "épingle à cheveux". Il passe en effet d'une direction OSO-ENE à une direction ESE-ONO.

3. A l'aval de ce coude, la vallée s'élargit considérablement, elle passe de 150 mètres à 300 mètres.

4.a. Dans la basse vallée du Cuggiani, se dégage une butte isolée à sommet plat (30 m) (n° 25 sur la carte) où nous avons repéré quelques galets roulés parmi lesquels des cailloux de granite, roche qui n'affleure pas dans le bassin du Cuggiani (voir carte géologique, figure 1.2.1.).

4.b. au pied de cette butte, dans la basse terrasse, nous avons récolté quelques galets de trachyte, un de quartz et un de porphyre noir, tous à émoussé fluviatile. Or quartz et porphyre n'affleurent pas dans le bassin du Cuggiani.

4.c. Dans la dépression que relie le coude du Cuggiani, à Santa Maria, en trois endroits, nous avons, grâce à l'entaille de l'aqueduc, relevé des lentilles fluviatiles contenant essentiellement des roches locales : trachyte, tufs, grès, marne, mais aussi 5% de galets allochtones parmi lesquels des porphyres noirs d'âge permien, des porphyres rouges du Monte Ruiu, des schistes

métamorphiques et des granites. La présence de galets appartenant au bassin du Coghinas est un élément en faveur du passage du Coghinas en cet endroit.

Par contre :

1. Il est malaisé de comprendre pourquoi le Coghinas aurait abandonné la plaine côtière pour s'écouler dans le Cuggiani. En effet, comme le montre la localisation de la terrasse de Li Reni (15 et 16), le Coghinas s'écoulait d'abord vers le nord, dans un tracé voisin du cours actuel. Comment aussi expliquer le retour ultérieur du fleuve dans la plaine côtière?

2. La présence des galets allochtones est peut-être liée au remaniement d'une ancienne terrasse du Coghinas. En effet, à Serra, au nord de la dépression, plusieurs replats sont développés et certains sont repris comme terrasses sur la carte géologique.

En conséquence, l'hypothèse d'un ancien cours du Coghinas par le Cuggiani est possible mais pas certaine.

CHAPITRE III

ESSAI DE RACCORDS ENTRE LES TERRASSES

DU COGHINAS INTERNE ET DU BAS-COGHINAS

PROPOSITION DE CHRONOLOGIE

Dans cet essai nous traiterons d'abord des terrasses du Coghinas interne qui, vraisemblablement, sont toutes des terrasses climatiques, c'est-à-dire, contemporaines des épisodes froids, ainsi que nous l'avons proposé au chapitre II. Par contre, dans la dépression côtière se mêlent terrasses climatiques (liées à des régressions marines) et terrasses eustatiques (contemporaines de niveaux marins élevés). Cependant, la distinction est souvent malaisée. Aussi, dans la seconde partie de ce chapitre, tenterons-nous des raccords entre les terrasses climatiques du secteur côtier avec les terrasses de l'intérieur et d'autre part, des raccords entre les terrasses eustatiques et les hauts niveaux marins.

I. Les terrasses du Coghinas interne

Les profils longitudinaux des terrasses du Coghinas interne présentent (fig. 3.3.1) 9 nappes alluviales numérotées de 0 à 8, le niveau 8 étant le plus ancien. Ces divers profils, relativement parallèles, se situent fort constamment aux altitudes respectives de 1-2 m, 4-5 m, 10 m, 20 m, 35-40 m, 45 m, 55-60 m, 80 m et 100 m par rapport au lit actuel du fleuve.

Chaque nappe est aussi caractérisée par l'altération de son cailloutis; celle-ci décroît de la terrasse la plus élevée à la plus basse. Cette altération affecte particulièrement les galets de granite et de schiste (données résumées sur les figures 3.3.2 et 3.3.3). Les galets de porphyre noir permien, plus résistants, présentent aussi un cortex blanchâtre dont l'épaisseur varie avec

COGHINAS INTERNE
GRANITES

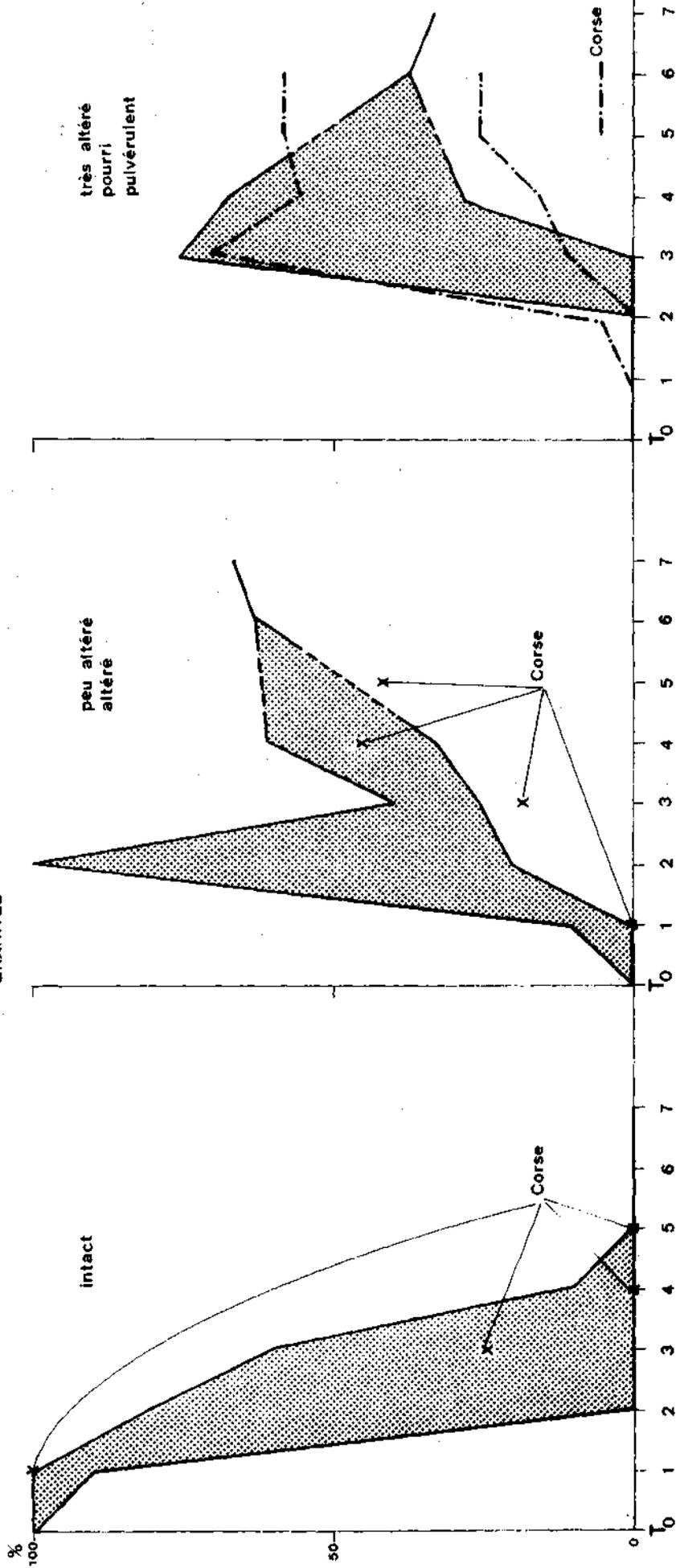


Figure 3.3.2 : Coghinas interne. Altération des galets de granite.
(En ordonnée le pourcentage de galets, en abscisse le numéro de la terrasse).
(Données de Corse, d'après O. CONCHON, 1972).

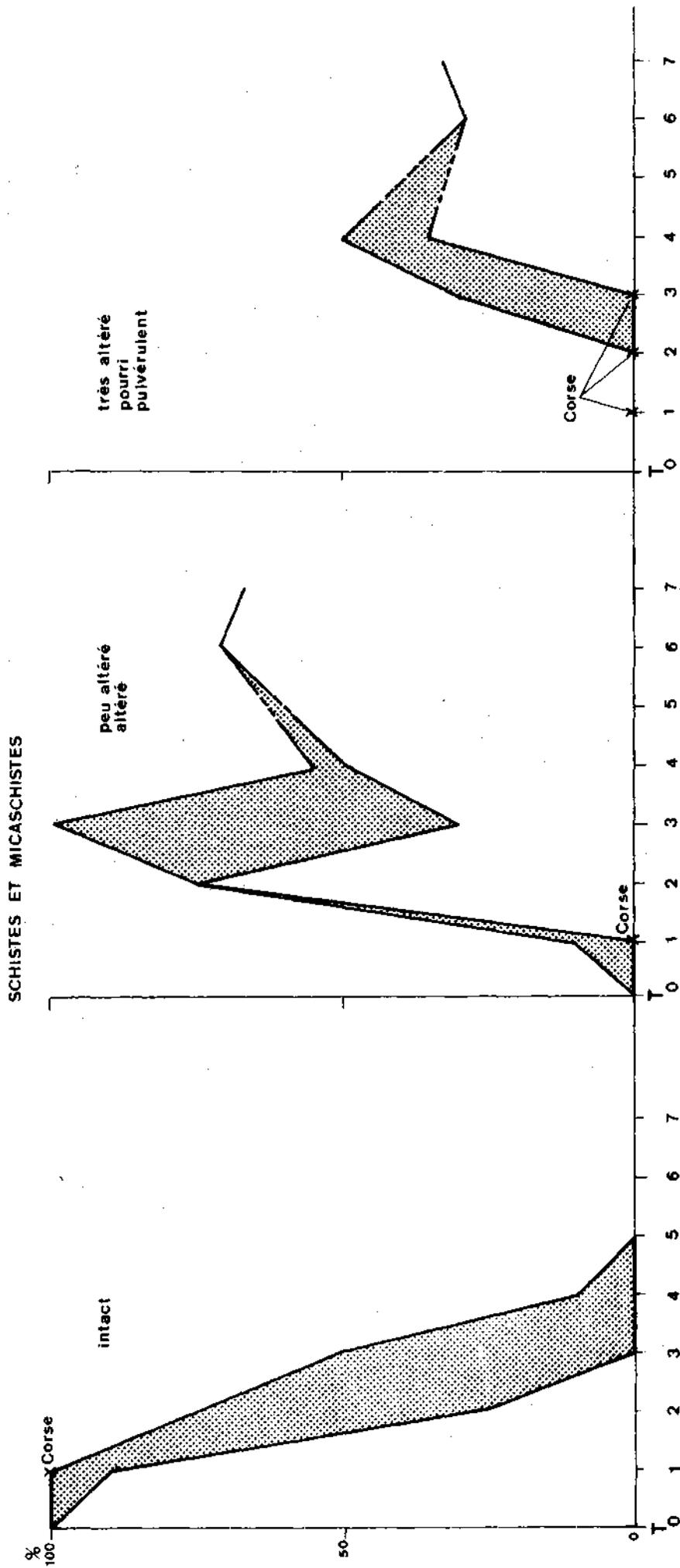


Figure 3.3.3 : Coghinas interne. Altération des galets de schiste et de micaschiste.
 (En ordonnée le pourcentage de galets, en abscisse le numéro de la terrasse).
 (Données de Corse, d'après O. CONCHON, 1972).

TABLEAU 3.3.1. : Caractères des terrasses du Coghinas interne
 Comparaison avec les vallées de la Corse Orientale.

COGHINAS INTERNE		VALLEES DE CORSE ORIENTALE O. Conchon 1972-1975.					
Niveau	Altitude relative	Coloration	Emoussé	Aplatissement	Centile (en cm)	Niveau	Coloration
T0	1-2 m	Gris				N7	gris
T1	4-5 m	Gris				N6	10 YR 5/2
T2	10 m	Brun-jaune 2,5Y 5/4 7/4 10YR 5/3 4/6 5/5 7,5YR 4/6	185/231	1,8/2,0	30.50 51-55	N5	Brun-jaune 10 YR 5/4
T3	20 m	Brun 10YR 4/6 5/4 7,5YR 4/4 5/4 4/6 5/8 5YR 4/4	214/222	1,9	38.50 57	N4	Brun 10YR 6/5 7/4 5YR 4/4 6/4
T4	35-40 m	Brun-vif 7,5YR 4/4 5/4 5/6 Orange 5YR 4/4 5/8 6/6	222/241	1,8/1,83	20.30.38 52.58.60 62.150	N3	Brun-vif 10YR 6/6 5/6 4/6 Orange 7,5YR 5/6 6/6 5YR 5/6
T5	45 m	Orange 7,5YR 6/6				N2	Orange 10YR 6/4 7,5YR 6/6
T6	55-60 m	Brun-vif 7,5YR 5/5 5/8 6/6 Orange	345 ?	1,66	35.42.102	N1	Brun-rouge 10YR 4/5 vif 5YR 5/6
T7	80 m	Brun vif 7,5 YR 5/8 6/8 Orange			30.55.60		
T8	100 m						
Tertiaire (Miocène)	/	Rouge 10R 4/6 2,5YR 3/6 4/6 4/8					

l'importance de l'altération.

De même, la coloration de la matrice est différente suivant les diverses nappes (tableau 3.3.1). Ainsi, les niveaux T₀ et T₁ n'ont subi aucune rubéfaction et sont de couleur grise; la matrice de la terrasse T₂ est de couleur jaune-brun, quant à celle de T₃ elle est franchement brune. La couleur de T₄ va de l'orange au brun-rouge alors que celle de T₅ est orange de même que T₆ et T₇. La coloration de T₈ n'a pu être mesurée car nous n'avons jamais observé de coupe dans ces dépôts.

Il apparaît donc que les nappes les plus élevées T₅, T₆, T₇ et sans doute T₈ ont subi une forte pédogenèse rubéfiante. Or, il est généralement admis que le grand interglaciaire Mindel-Riss aurait été une période d'intense altération. Celle-ci aurait été responsable notamment des sols rubéfiés appelés "Ferretto" par PENCK (1907) dans les Alpes*. Cela implique donc que les niveaux de terrasses 5 à 8 étaient déjà en place lors du grand interglaciaire. Le niveau T₄ pourrait, par son altération et sa coloration, être inclus éventuellement dans ce groupe.

Pour les divers niveaux de terrasses, l'étude de la forme des galets a été effectuée (tableau 3.3.1). Les indices d'émoussé et d'aplatissement présentent, à chaque niveau, des valeurs comparables. Ils indiquent un transport fluviatile, et leurs caractéristiques se sont peu modifiées au cours du temps. D'autre part, les valeurs de centile mesurées sont généralement du même ordre de grandeur. Parfois, nous avons noté quelques valeurs élevées qui paraissent dues à des conditions locales (proximité d'un versant ou d'un torrent affluent). Cependant, ces blocs de grande dimension ont été observés uniquement dans les terrasses élevées comme T₄ (centile maximum : 150 cm) ou T₆ (centile maximum : 102 cm).

* : En mai 1975, nous avons eu l'occasion d'observer ce "ferretto" dans une moraine "mindel" de l'amphithéâtre d'Ivrea (Piémont italien) sous la conduite du professeur G.C. CORTEMIGLIA.

TABLEAU 3.3.2. - Corrélation entre les datations proposées pour les terrasses fluviales de Corse et les terrasses du Coghinas interne.

C O R S E										Ozer Coghinas 1976	
OTTMANN 1958	CONCHON 1966	OTTMANN 1969	CONCHON (GoIo)1969	CONCHON (Bravone) 1970	GUIRAUD (Bravone) 1970	CONCHON (Bravone) 1973	CONCHON 1975				
WURM ou FLANDRIEN		Récent à historique	WURM	POST- WURM N7	NEO-WURM	HOLOCENE	HOLOCENE fin TARDI GLACIAIRE	HOLOCENE fin TARDI GLACIAIRE		HOLOCENE fin TARDI GLACIAIRE	T0
				WURM RECENT N6	WURM	TARDI - GLACIAIRE	DRYAS I	DRYAS I		DRYAS I	T1
RISS		WURM III WURM II WURM I	RISS	WURM ancien N5	WURM	WURM récent	WURM III	WURM III		WURM III	T2
	Ferreto "MINDEL RISS"			RISS N4	RISS	WURM ancien		WURM ancien		WURM ancien	T3
MINDEL	MINDEL	RISS	MINDEL	MINDEL N3	MINDEL	RISS				RISS	T4
		Ferreto "MINDEL RISS"							Ferreto "MINDEL RISS"		
VILLA- FRANCHIEN	GUNZ	MINDEL	GUNZ	GUNZ N2	GUNZ	MINDEL				MINDEL	T5
FINI- PLIOCENE	DONAU	VILLA- FRANCHIEN		DONAU N1	DONAU	GUNZ				GUNZ?	T6
										DONAU?	T7
										BI BER ?	T8

Nous venons d'envisager les facteurs qui différencient ces diverses nappes. Leur position topographique permet une chronologie relative et la rubéfaction nous amène à émettre l'hypothèse que les terrasses T₅ à T₈ (peut-être T₄) seraient antérieures à l'interglaciaire Mindel-Riss. Des comparaisons avec les secteurs du Coghinas supérieur ou avec d'autres cours d'eau sardes sont malheureusement impossibles, aucune recherche de ce type n'ayant été effectuée à ce jour en Sardaigne. Cependant, comme de nombreuses analogies existent entre la Sardaigne septentrionale et la Corse, tant dans le domaine lithologique que climatique et étant donné la proximité de ces deux régions soeurs, nous avons fait des comparaisons avec les travaux récents effectués sur les dépôts fluviatiles de Corse. En effet, OTTMANN (1957-1969), GRELOU-ORSINI (1969), GUIRAUD (1970) mais surtout CONCHON (1966, 1969, 1970, 1971, 1972, 1973, 1975) se sont voués à l'étude du Quaternaire de cette île et ont proposé des datations aux diverses nappes alluviales corses. Le tableau 3.3.2 propose une synthèse des diverses hypothèses émises.

Un maximum de 7 nappes alluviales a ainsi été découvert en Corse. Une chronologie relative a été établie en se basant sur l'étagement de ces alluvions, leur altération et leur rubéfaction. Dans la dernière colonne du tableau 3.3.1, nous les comparons aux 9 niveaux du Coghinas en nous basant sur des critères semblables. Les auteurs précités ont, en outre, pu raccorder les niveaux de terrasses récents aux dépôts glaciaires développés dans les montagnes de Corse. Nous adopterons la chronologie proposée par O. CONCHON (1973, 1975), chronologie qui se base sur des données nouvelles, telles que datations par C₁₄, analyse pollinique et découvertes archéologiques.

Ainsi, la nappe N₅ (= T₂ ?) recouvre dans la région d'Urbino (Corse orientale) un dépôt lagunaire daté de 23-28.000 B.P. par la méthode du C₁₄, ce qui correspond à la transgression néorthotyrrhénienne (W_{II}-W_{III}) ou à l'interstade de la Salpêtrière (Arcy-Stillfried B). La nappe N₅ serait donc contemporaine du Würm III.

Ce même auteur a pu établir une corrélation entre d'une part les alluvions fluviatiles grises N6 (= T₁) et N7 (= T₀) et d'autre part les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires des massifs du Monte Cinto et du Monte Rotondo, corrélation étayée par des analyses polliniques et plusieurs datations au C₁₄ (7 mesures). Cela lui permet d'affirmer que les alluvions N7 correspondent à l'Holocène et à la fin du Tardiglaciaire et les alluvions N6 au Dryas I (Würm IV).

De plus, au sud de Bastia, des alluvions fluviatiles grises N7 (= T₀) recouvrent des vestiges romains datés de 2.000 ans et 1.600 ans B.P. La partie superficielle de cette nappe date donc de l'époque historique.

En conséquence, si nous acceptons la chronologie proposée pour les terrasses de Corse orientale, et si nous l'adoptons pour les terrasses du Coghinas, on obtient :

Corse	Coghinas interne	Age
N7	T ₀	Holocène (fin du Tardiglaciaire Historique)
N6	T ₁	Dryas I ou Würm IV
N5	T ₂	Würm III
N4	T ₃	Würm ancien
N3	T ₄	Riss
N2	T ₅	Mindel
N1	T ₆	Gunz ?
	T ₇	Donau ?
	T ₈	Biber ?

II. Le Coghinas côtier

Proposer une datation pour les lambeaux de terrasses répartis dans la dépression côtière du Coghinas est malaisé comme nous l'avons déjà dit plus haut. En effet, les raccords avec les terrasses du Coghinas interne sont incertains et, d'autre part, l'intense érosion de ce secteur, liée sans doute aux changements de niveau de la mer, n'a laissé subsister que quelques rares lambeaux de terrasses. Aussi, nos observations concernant l'altération, la coloration de la matrice et la morphométrie des galets sont-elles souvent fragmentaires. Par contre nous pouvons nous baser, d'une part, sur une donnée radiochronologique qui montre un alluvionnement historique et, d'autre part, sur la terrasse de Monte di Campo qui, sans doute, est une terrasse marine qui, au cours de l'interglaciaire Mindel-Riss, se situait à proximité de l'embouchure du Coghinas.

Ainsi, s'il n'y a pas eu de contaminations postérieures, les alluvions situées à 4 mètres sous la plaine de Campo di Coghinas (n° 1) datent de 500 ans B.P. ±75. Ces dépôts sont donc historiques et cette phase d'alluvionnement s'est poursuivie jusqu'à notre siècle, moment où des barrages et des digues ont modifié le transport fluvial et le cours du Coghinas. La plaine du Campo di Coghinas est donc la plaine alluviale du Coghinas taillée en terrasse, suite aux actions anthropiques. Cette plaine peut donc aisément être corrélée avec le niveau N7 décrit par O. CONCHON, en Corse orientale, au sud de Bastia. En cet endroit, les alluvions recouvrent les fondations d'une basilique paléochrétienne, ainsi qu'une chaussée datant du premier siècle avant J.C. (O. CONCHON, 1973). Nous pouvons également raccorder ce niveau avec le niveau T₀ du Coghinas interne qui correspond à un lit majeur.

D'autre part, la découverte, sous la plaine du Campo di Coghinas, de deux nappes de cailloutis superposées et situées respectivement à l'altitude de -2/-6 m (base de la première nappe) et -8 m (sommet de la seconde) nous autorise à les corréler à des épisodes froids du Würm.

On pourrait proposer de raccorder la première nappe au niveau T_1 du Coghinas interne : elle serait donc contemporaine du Dryas I ou Würm IV. Pour la seconde nappe (n° 1", -8 m), nous observons pour la première fois, localement, une coloration de l'ordre de 10 YR. Une constatation semblable a été faite sur les terrasses T_2 du Coghinas interne (tableau 3.3.1). Elle autorise donc un raccord avec ce niveau. Nous proposons donc pour le cailloutis un âge Würm III, ce qui correspondrait au maximum régressif du dernier glaciaire.

Nous envisagerons maintenant les terrasses pour lesquelles nous possédons des observations sédimentologiques, les autres seront raccordées en utilisant le critère altimétrique.

Ainsi, si l'on considère la terrasse n° 2 (tableau 3.2.1) (Santa Maria Coghinas - Cimetière) caractérisée par une altération des granites et des schistes, et par une rubéfaction notoire (7,5 YR 4/6), il faut remonter au niveau T_3 du Coghinas interne (tableau 3.3.1) pour lui trouver une terrasse à altération comparable; elle daterait donc du Würm ancien.

Sur base du critère altimétrique (voir profil, fig. 3.3.1), nous pouvons aussi raccorder les terrasses 7 et 12 à ce niveau. Mais nous savons (Ière partie, ch. II) que la terrasse marine du Tyrrhénien II (Riss-Würm) est développée vers 7-8 m à l'embouchure du Coghinas. Comme le montre l'allure du profil, il ne serait pas impossible non plus que la terrasse n° 7 se raccorde à la terrasse marine du dernier interglaciaire et soit donc eustatique.

Nous avons aussi envisagé plus haut le problème du raccord de la terrasse marine du Monte di Campo (28 m). En effet, la terrasse n° 6 (route des Thermes) paraît être une terrasse de remblaiement et, comme elle présente une altération comparable à celle de Monte di Campo, nous pouvons donc lui attribuer un âge interglaciaire Mindel-Riss. Le profil longitudinal montre aussi que les terrasses n° 9 (San Leonardo, 33 m) et peut-être 5 (Marco Manzoni, 29 m), qui présentent une altération comparable à celle de Monte di Campo ou à celle du n° 6, sont vraisemblablement contemporaines.

Un raisonnement semblable peut aussi être adopté pour la terrasse n° 15 (Li Reni, +55 m) pour laquelle, avec réserves, nous proposons un âge Gunz-Mindel auquel cas les dépôts fluviatiles sur lesquels elle repose (n° 16), seraient d'âge Gunz et donc contemporains du niveau T₆ du Coghinas interne. Ce raccord nous fait envisager la datation de la terrasse n° 13 (sud Viddalba) qui paraît être contemporaine du Gunz, comme nous l'avons indiqué sur le profil mais qui peut être aussi de l'interglaciaire Gunz-Mindel.

Pour les autres terrasses du Bas-Coghinas, nous ne possédons que des données altimétriques et donc, toute datation ou tout raccord avec le Coghinas interne est, par conséquent, plus aléatoire encore.

Un raccord altimétrique limité est peut-être possible entre les terrasses 3, 4 et 8. Comme elles sont situées plus bas que le niveau Mindel-Riss, et plus haut que le niveau du Würm "ancien" ou du Riss-Würm, on peut envisager un âge Riss auquel cas un raccord avec le niveau T₄ du Coghinas interne serait possible.

De même, le raccord altimétrique entre les terrasses et replats 18, 10, 11 et 14 semble former un niveau qui est antérieur à l'interglaciaire Mindel-Riss et postérieur à l'interglaciaire Gunz-Mindel. En conséquence, avec réserves, nous proposons pour ce niveau un âge Mindel, ce qui permettrait un raccord avec le niveau T₅ du Coghinas interne.

En conclusion, la dépression côtière du Coghinas est marquée par une série de terrasses fluviatiles dont certaines sont d'origine eustatique et d'autres vraisemblablement d'origine climatique (glaciaire).

En conséquence la chronologie suivante peut être proposée, mais avec des réserves :

N° des terrasses	Age proposé	Corrélation avec le Coghinas interne
1	Versilien Actuel	T ₀
1'	Würm IV	T ₁
1"	Würm III	T ₂
7. 2. 12	Würm ancien ou Tyrrhénien II	T ₃
4. 8. 3	Riss	T ₄
24. 5. 9. 6	Mindel-Riss	-
18. 10. 11. 14	Mindel	T ₅
15 et 13 ?	Gunz-Mindel	-
16. 13. ? 17 ?	Gunz	T ₆

réserves qui pourront être levées par l'observation de nouvelles coupes. Nous posons seulement ici un premier jalon.

LES FORMATIONS ALLUVIALES DE LA
GALLURA OCCIDENTALE

I. INTRODUCTION

Entre Isola Rossa et Torre Vignola, s'étire une dépression longue d'environ 20 kilomètres et large de près de 2000 mètres (Figures 3.4.1, 3.4.2 et 3.4.3). Cette dépression est orientée SO-NE et est donc parallèle à la côte dont elle est séparée par les monts granitiques de Tinnari (214 m), de la Costa Paradiso (Punta Cruzitta: 266 m) et de Sarra Tamburu (217 m). La bordure méridionale est aussi constituée par des monts très déchiquetés de granite avec le Monte Ruiu (254 m), la Punta Colombo (276 m) et la Serra di Cinqu Denti (387 m).



Fig. 3.4.4.

La dépression de la
Gallura occidentale,
vue de Communagliu
vers le nord.

Cette dépression, développée dans le granite, est remarquable par ses larges épandages d'ignimbrites. La présence de ces ignimbrites a été signalée pour la première fois par S.Vardabasso (1942) qui leur attribua un âge oligocène. Peu après, ce même auteur, dans sa carte géologique de la Sardaigne (1966) (éch.: 1/750.000e) proposait une extension peu précise et trop réduite de cette formation. Ensuite, G.PECORINI (1971) dans sa carte au 1/1.000.000e parue dans l'"Atlante della Sardegna" signalait aussi quelques lambeaux de cette formation volcanique.

Les limites proposées manquaient de précision et leur extension était trop faible. Par comparaison avec des formations semblables en Sardaigne centrale et septentrionale, il datait ces coulées de la fin du Miocène inférieur (Langhien), époque qui a connu les derniers épisodes de volcanisme oligo-miocène en Sardaigne.

T.Cocozza (1972) dans sa carte au 1/500.000e d'Isola "Schema Stratigrafico-Strutturale della Sardegna" proposait une répartition légèrement différente de ces ignimbrites, répartition aussi trop schématique.

Il faut attendre la carte géologique au 1/100.000e d'Isola Rossa-La Maddalena (1974), pour voir apparaître une extension précise de cette coulée. G.Armari, auteur de cette carte, avançait pour cette formation un âge miocène (Postlanghien).

Tout récemment enfin, P.Brotzu et al.(1975) ont daté ces roches par la méthode du K/Ar. Un âge de $14,9$ à $17,1.10^6$ ans a été trouvé ce qui permet de ranger cette formation dans le Miocène.

Lorsqu'en 1970, j'ai découvert cette formation, aucune de ces cartes n'était éditée, exception faite de celle de Vardabasso.

D'autre part, après deux saisons de recherches sur le terrain, je me suis rendu au Service Géologique d'Italie* et j'ai pu y prendre connaissance des épreuves de la carte au 1/100.000e dont le levé avait été affectué en 1966-68. La carte que nous proposons ci-joint (Fig.3.4.1, hors texte) a donc été dressée au départ de nos observations de terrain et des données de la carte géologique levée par Armari.

Cette ignimbrite se présente avec une couleur blanc mat ou gris luisant. Elle contient fréquemment des inclusions diverses tels des débris de granite,... Elle s'altère en une argile blanche qui est localement exploitée (à l'ouest de l'entrée de la Costa Paradiso). Surmontant cette coulée, on trouve fréquemment des dépôts mis en place par des coulées de boue syngénétiques, de couleur blanchâtre (observation commune de W.Alvarez et A.Ozer en 1972).

* Nous remercions vivement le directeur du Serv.Géol.d'Italie, le professeur Moretti, pour son aimable accueil en ses services à Rome.

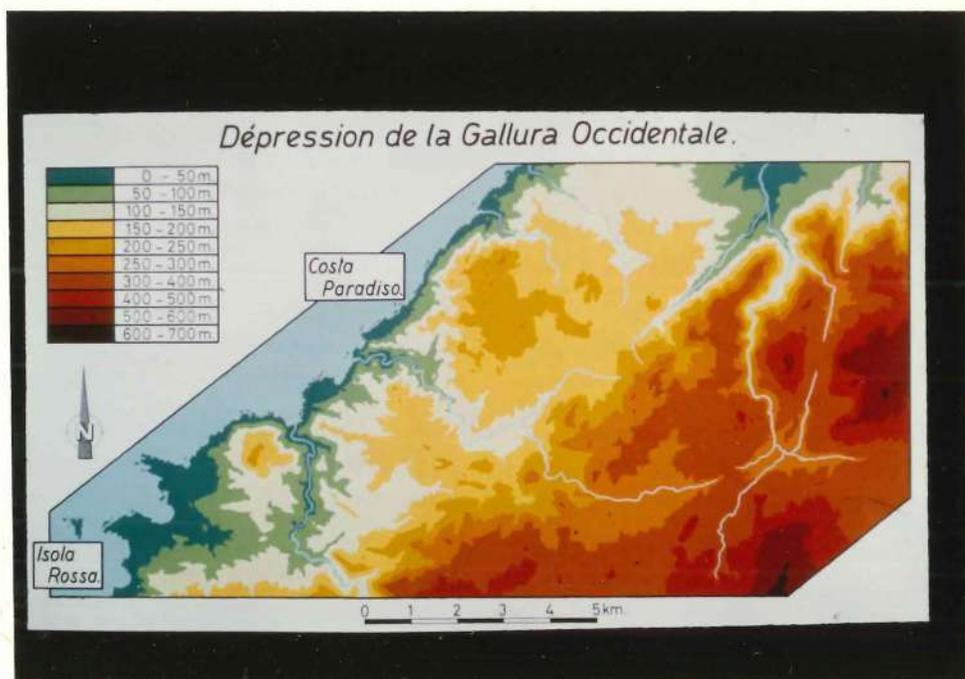


Fig. 3.4.3. - Carte oro-hydrographique de la dépression de Gallura occidentale.
 Cette carte couvre le même territoire que la carte 3.3.1. (hors texte) voir fig. 1B, p. 9 (1er volume).

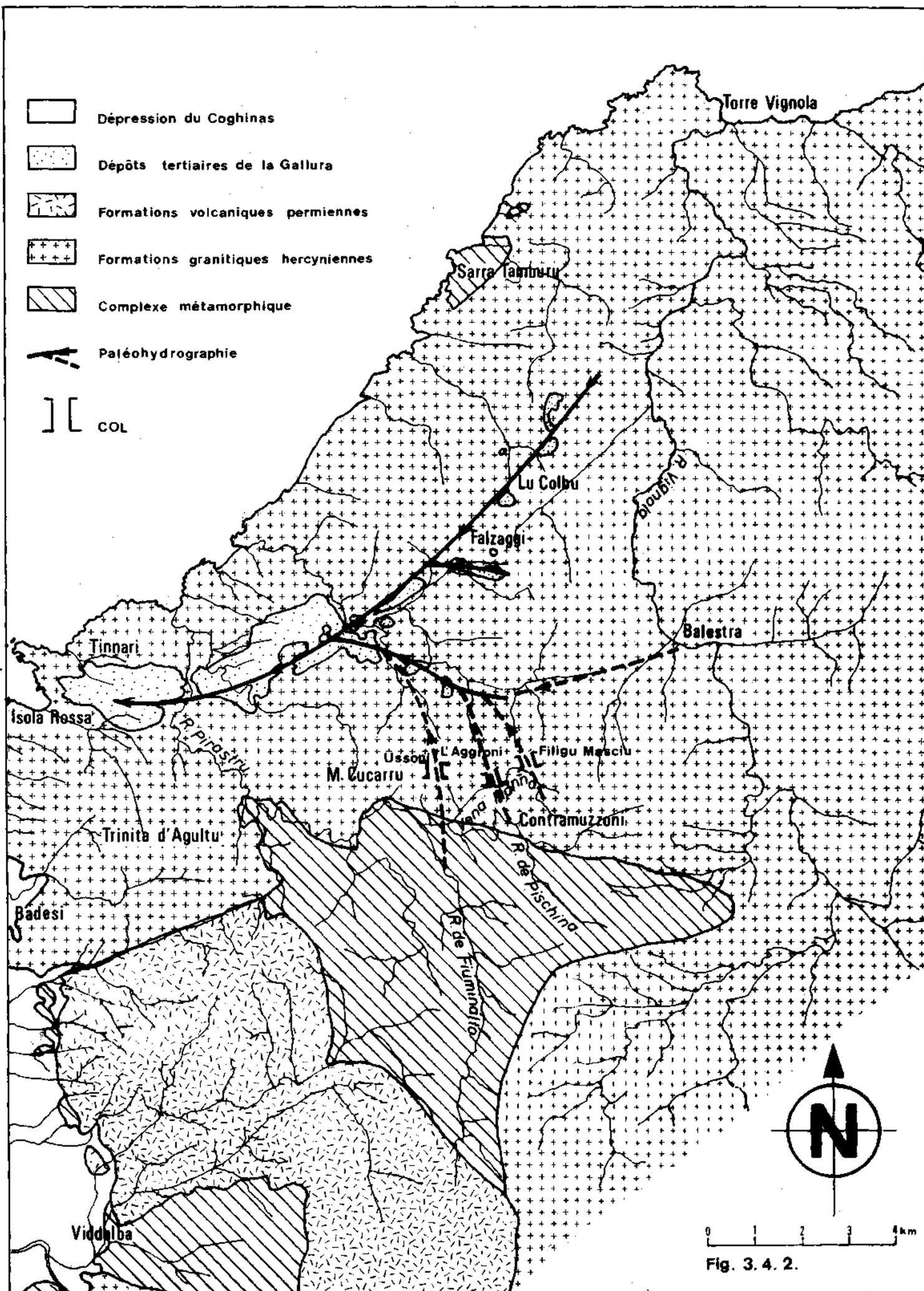


Fig. 3. 4. 2.

Cette formation est aussi fossilifère (S.Vardabasso, 1942 et G.Armari, 1974). En effet, le mont Littu di Colbu (306 m) contient une couche riche en de nombreux débris de bois en partie silicifié ou transformés en lignite*. A notre demande, le Dr A.Gandin (Université de Cagliari) a réalisé une analyse pollinique de la matrice de ce dépôt fossilifère mais celle-ci s'est malheureusement révélée stérile.

Cette ignimbrite s'est mise en place dans une vallée pré-existante. Cela est confirmé par le fait qu'en plusieurs endroits les coulées reposent sur une formation caillouteuse. En outre, nos observations sur photos aériennes ont montré, sur la bordure sud de la dépression, une linéation très nette soulignée, entre autres, par les tracés rectilignes des ruisseaux: Riu li Teuladori (affluent du Rio Vignola), Vena di li Buddi et Vena di li Canni. Cette linéation peut correspondre à une faille. Le flanc nord, continu et rectiligne, du massif de Concu Denti, pourrait ainsi être considéré comme un abrupt de faille (Fig.3.4.1., hors texte). La présence d'une faille à cet endroit est aussi signalée par les auteurs contemporains, mais nous ne connaissons pas les observations qui étayaient leur opinion (carte géologique au 1/100.000e, 1974; Cocozza ed altri, 1974, ainsi que Cocozza, 1971, avec un tracé légèrement déplacé vers le nord).

D'autre part, on ne peut manquer d'être frappé par le tracé "rectiligne en grand" (Fig.3.4.1. et 3.4.2) du littoral de ce secteur. Celui-ci est pareil à la dépression et est constitué par un versant abrupt plongeant dans la mer. Ce tracé rectiligne et le parallélisme avec la dépression et la faille évoquée plus haut nous amènent à considérer cette bordure littorale comme due également à une faille. Comme le versant septentrional de la dépression que nous étudions est en pente douce vers le sud, on peut donc imaginer qu'elle correspond à un bloc effondré et basculé comme nous le montrons sur la figure 3.4.5.

* Ces fossiles végétaux n'ont pas encore été déterminés à notre connaissance; nous en avons récolté des exemplaires que nous tenons à la disposition des paléontologues.

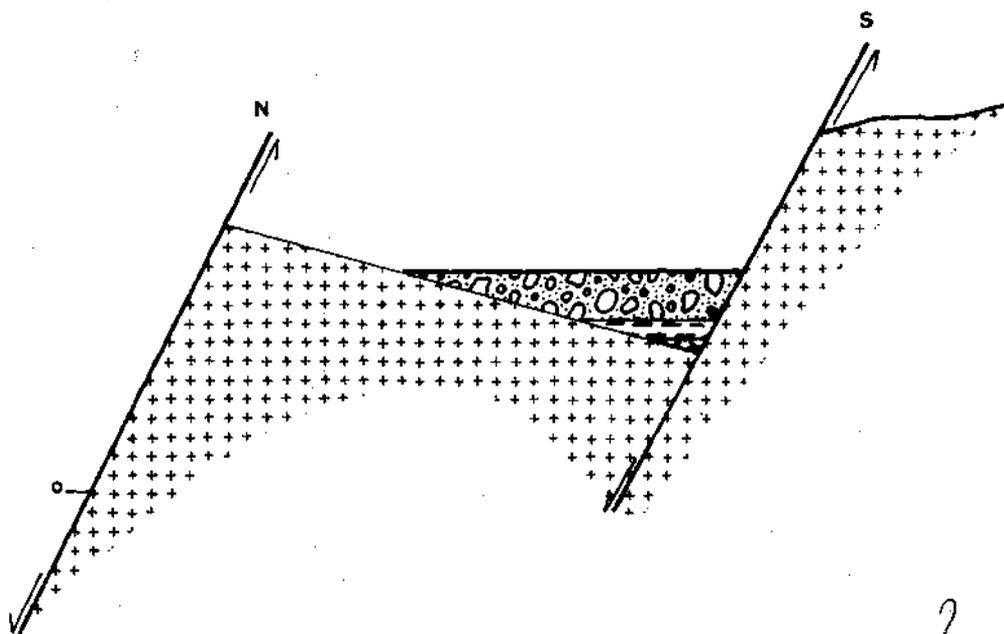


Fig.3.4.5. Coupe schématique N-S au travers de la dépression occidentale de la Gallura.

Cette vallée ainsi créée a ensuite été parcourue par un cours d'eau responsable d'un premier dépôt conglomératique, puis à la fin du Miocène inférieur, des coulées d'ignimbrite se sont mises en place dans la dépression. A Falzaggi, nous avons dénombré deux coulées d'ignimbrite superposées. Enfin, par après, cette vallée a été comblée par des dépôts conglomératiques localement très puissants. L'horizontalité du sommet de ces accumulations, la proximité de la mer et surtout leur importance pour la compréhension de la morphologie de ce secteur littoral nous ont obligés à étudier de plus près ce cailloutis.

II. LES AFFLEUREMENTS

Nous présenterons les affleurements observés de cette formation conglomératique en les considérant successivement d'est en ouest. Nous les caractériserons comme nous l'avons fait pour les terrasses du Coghinas par leur composition lithologique, l'altération des galets, la coloration de la matrice, la valeur du centile, les indices morphométriques des galets (émoussé, aplatissement et dissymétrie), la disposition des galets, ainsi que par

l'altitude du dépôt et par sa position par rapport à la coulée d'ignimbrite.

1. Nord-est de Lu Colbu

Au lieu dit "l'Abbaitoggia", à l'est de Lu Colbu, le talus de la route est creusé dans une coulée d'ignimbrite peu épaisse comprise entre deux épisodes conglomératiques.

A. Formation inférieure

La formation conglomératique située sous la coulée d'ignimbrite semble avoir peu de puissance. Elle est comprise dans une matrice gris-vert avec localement des passées légèrement rubéfiées (10 YR). Le centile de ce cailloutis varie de 70 à 78 cm.

La composition lithologique (réalisée au départ de 50 galets compris entre 40 et 80 mm) montre 36 % de galets de microgranite, 34 % de granite, 16 % d'aplite et 14 % de quartz. En ce qui concerne leur altération, ces roches présentent un comportement assez variable. Tous les microgranites et les quartz sont sains de même que 75 % des aplites (25 % des aplites sont altérées). Par contre, parmi les granites, 59 % sont pulvérulents, 6 % très altérés, 29 % altérés et seulement 6 % non altérés.

La morphométrie des galets a été effectuée sur les cailloux de microgranite (50 galets de 40 à 60 mm), les plus nombreux et les plus résistants: la médiane d'émoissé est de 172 ce qui indique clairement une origine fluviatile, ainsi que l'histogramme d'émoissé qui est unimodal (mode compris entre 150 et 200).

L'aplatissement est de 1,82 et la dissymétrie de 640

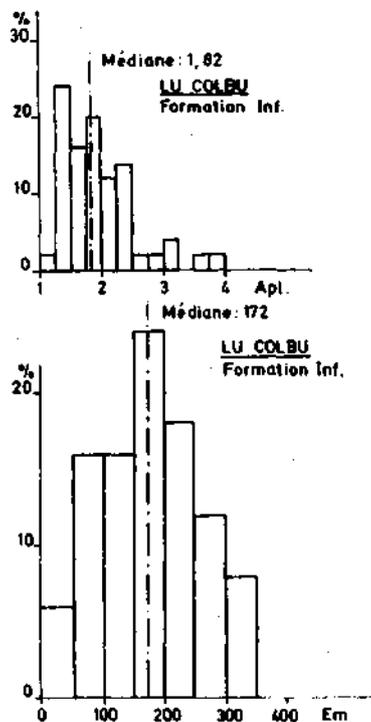
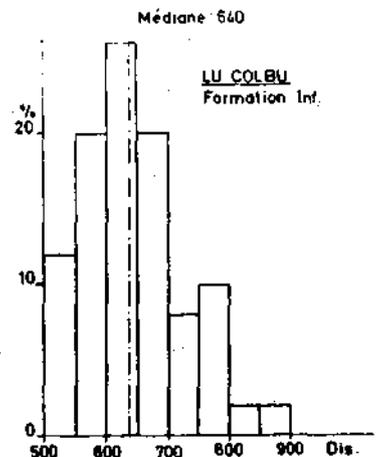


Fig.3.4.6.
Histogrammes d'émoissé, d'aplatissement et de dissymétrie.



La disposition des galets montre deux directions préférentielles orientées respectivement à 110°E et à 150°E . Comme les galets sont en majorité relevant vers l'est, l'ensemble des mesures indique deux courants dirigés respectivement vers $\text{N}160^{\circ}\text{W}$ et vers $\text{N}120^{\circ}\text{W}$.

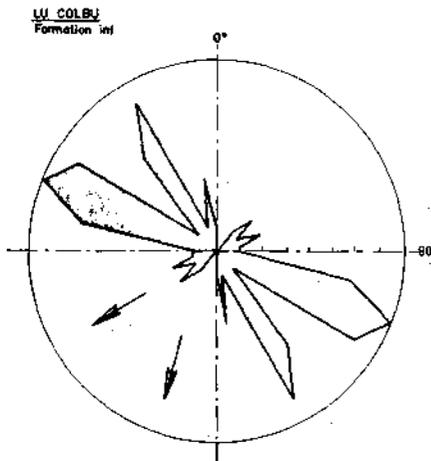


Fig.3.4.7.

Rose d'orientation.

Signalons également que ce cailloutis constitue le seul affleurement conglomératique important situé sous la coulée d'ignimbrite.

B. La formation supérieure

Un autre épisode caillouteux repose sur l'ignimbrite. Le centile de cette formation est de 52 cm. Le spectre pétrographique (réalisé au départ de 103 galets compris entre 40 et 80 mm) est fort semblable à celui décrit plus haut. Il est, en effet, composé des mêmes roches: 43 % de granite, 32 % de microgranite, 13 % d'aprites, 10 % de quartz et 2 % de roche basique. Cette composition lithologique suppose un bassin-versant fort semblable à celui de la formation pré-ignimbritique.

L'altération des galets (réalisée sur ces 103 mêmes galets) se présente comme suit en pourcentage.

	Résistants	Peu altérés	Altérés	Très altérés	Pulvérulents
Granite	22	4	52	9	13
Microgranite	71	18	6	6	-
Aplite	72	-	14	14	-
Quartz	100	-	-	-	-
Roche basique	100	-	-	-	-

Cette altération est aussi comparable à celle observée sur les cailloux de la formation inférieure.

Dans cette formation, la morphométrie des galets n'a pas été mesurée, mais leur origine fluviatile paraît évidente.

Quant à la rose d'orientation des galets, elle présente deux pics bien marqués: le principal orienté $\text{N } 90^{\circ}\text{-}100^{\circ}\text{E}$ et le second à $\text{N}140^{\circ}\text{E}$. La majorité des cailloux qui constituent le pic principal pendent vers le nord, ce qui indique un courant vers le sud. Quant au pendage des galets de la pointe secondaire, il témoigne d'un courant dirigé vers le sud-ouest, direction qui est identique à

celle du flanc de cette paléovallée: en effet, le contact entre ces dépôts caillouteux et le granite, dégagé par les talus de la chaussée, est orienté N 50°E. (fig.3.4.8)

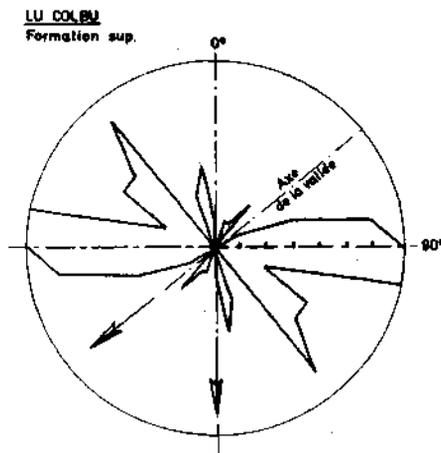


Fig. 3.4.8.

Rose d'orientation.

2. Falzaggi

a) A la ferme de Falzaggi, l'entaille de la route montre deux coulées d'ignimbrite superposées.

b) A 800 m à l'O.S.O. de Falzaggi, au nord de la Vena di li Budi, un affleurement de la formation caillouteuse supérieure a été étudié le long de la route St Teresa Castel Sardo. Cette coupe se situe vers 162 m d'altitude.

Pour cet affleurement, la morphométrie des galets n'a pas été effectuée, l'origine fluviatile de ce dépôt étant certaine.

Les mesures du centile pour cette formation sont respectivement de 16, 20 et 23 cm.

Les galets que nous y avons observés (52 galets compris entre 40 et 80 mm) sont constitués par des granites (41 %), des microgranites (35 %), des aplites (14 %) et des quartz (10 %). Cette composition est identique à celle de la formation supérieure de Lu Colbu.

La matrice de ce cailloutis est, localement, intensément rubéfiée: brun-rouge (2,5 YR 4/8).

Quant à l'altération des galets, évaluée sur le même échantillon, elle se présente comme suit:

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulents
Granite	-	10	43	14	33
Microgranite	67	5	28	-	-
Aplite	57	-	29	-	14
Quartz	100	-	-	-	-

L'altération des granites et des aplites paraît plus intense qu'à Lu Colbu.

Quant à l'orientation des galets, elle présente un pic bien marqué à N 150°E qui indique, par le pendage des cailloux, un écoulement vers l'est (N 60°E). (fig.3.4.9)

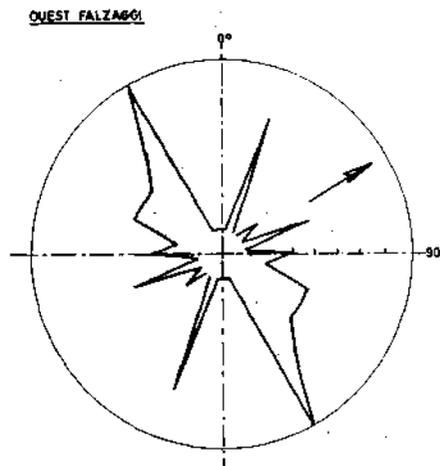


Fig. 3.4.9.

Rose d'orientation.

3. Entrée du complexe touristique de la Costa Paradiso

La coupe située à proximité de l'entrée de la Costa Paradiso, non loin du confluent de la Vena di li Budi et de la Vena di li Canni, montre une coulée d'ignimbrite surmontée par des dépôts dus à des coulées de boue et enfin par plusieurs mètres de cailloutis (altitude: 150 m).

Dans cette formation, nous avons observé surtout des microgranites et des granites ainsi que quelques quartz. La morphométrie des microgranites a été étudiée.

L'é moussé est de 208 et l'histogramme unimodal; l'origine fluviatile du dépôt est donc, encore une fois, confirmée. L'indice d'aplatissement est de 1,85, valeur courante pour un dépôt de ce type mais l'histogramme présente deux modes bien distincts, l'un situé entre 1,50 et 1,75 et l'autre entre 2,00 et 2,25, ce qui semble indiquer le mélange de deux microgranites l'un étant, au départ, beaucoup plus diaclasé que l'autre. Cette impression est également fournie par l'histogramme de dissymétrie, celui-ci présente aussi une allure bimodale avec un maximum entre 500 et 550 et un autre entre 600 et 650.

La valeur élevée du centile, 170 cm, semble témoigner d'un apport torrentiel capable de transporter de très gros blocs.

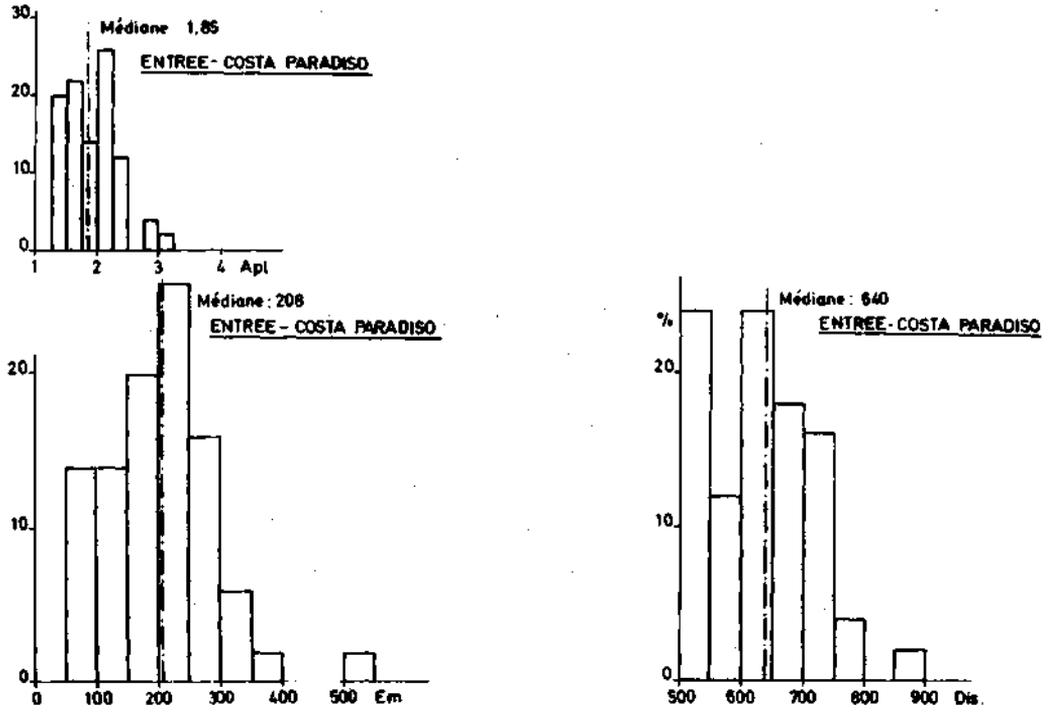


Fig.3.4.10

Histogrammes d'émoissé, d'aplatissement et de dissymétrie.

Quant à l'allure de la rose d'orientation, elle est particulière: elle montre trois orientations préférentielles: 130-310°, 150-330°, et nord-sud. Comme la majorité des galets pend vers l'est, cela indique un sens d'écoulement vers l'ouest ou le sud-ouest.

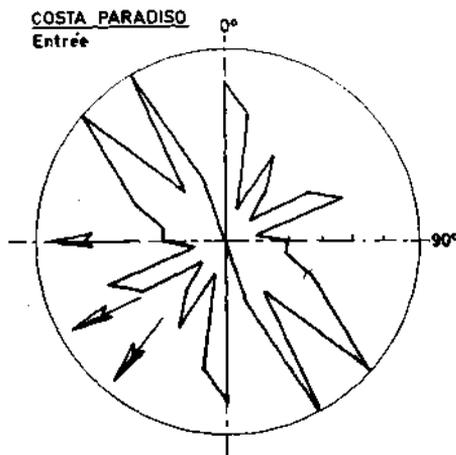


Fig.3.4.11

Rose d'orientation.

La gangue de ce dépôt possède une coloration de 2,5 YR 4/8 (brun rouge).

4. Carrière de l'Azza di li Cossi

A l'ouest de la Costa Paradiso, s'ouvre sur un sommet situé vers 210 m, une exploitation d'argile, résultat de l'altération de l'ignimbrite. Dominant cette argile, repose une formation caillouteuse que nous avons étudiée.

La matrice de cailloutis est fortement rubéfiée: 10 R 4/8 (rouge); en outre, certains galets sont recouverts d'un encroûtement noirâtre, vraisemblablement du manganèse.

Le spectre pétrographique (mesuré sur 83 galets entre 40 et 80 mm) est, pour la première fois, particulièrement varié:

Granite:	38 %	Porphyre permien:	10 %
Microgranite:	12 %	Gneiss:	8 %
Roche basique:	14 %	Micaschistes:	4 %
Quartz:	6 %	Schiste:	8 %

On y note surtout la présence de galets allochtones: gneiss, schistes, micaschistes, et surtout porphyre permien. Ces derniers, surtout, ne peuvent provenir que du massif endogène d'âge permien bordant le Coghinas inférieur (région de Badesi-Viddalba). Cela suppose la présence d'un bassin versant très étendu vers le sud-ouest ou d'un autre affleurement aujourd'hui disparu.

Paradoxalement, l'altération des galets paraît moins développée que précédemment (évaluation réalisée sur le même échantillon):

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	84	11	5	-	-
Microgranite	100	-	-	-	-
Roche basique	100	-	-	-	-
Porphyre permien	100	-	-	-	-
Gneiss	50	50	-	-	-
Micaschiste	-	50	-	-	50
Schiste	-	-	50	-	50

La rose d'orientation est très bien marquée (160-340°). Comme les galets pendent pour la plupart vers le sud ou l'ouest, cela indique un écoulement vers N 70°E.

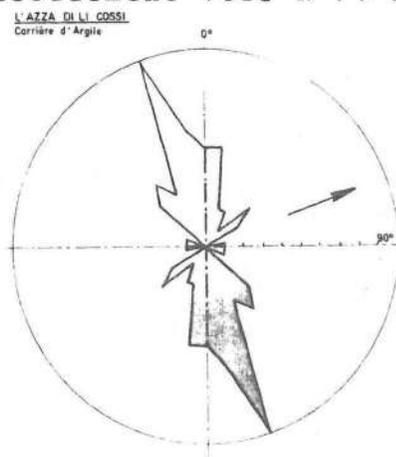


Fig.3.4.12

Rose d'orientation.

Cette formation possède un centile de 78 cm, valeur assez élevée.

Les indices morphométriques des galets ont été mesurés sur 50 cailloux de microgranite compris entre 40 et 60 mm. La médiane d'éroulé est de 154, valeur qui indique un écoulement sur une distance relativement courte et sans doute d'un torrent local. En outre, l'histogramme présente deux modes, un bien marqué entre 100 et 150 et l'autre, compris entre 200 et 250. Ce dernier mode correspond mieux à un écoulement fluvial comparable par exemple à celui que nous avons mesuré dans les terrasses du Coghinas. Il semble donc qu'il y ait un mélange de deux familles de galets, ayant subi un transport différent.

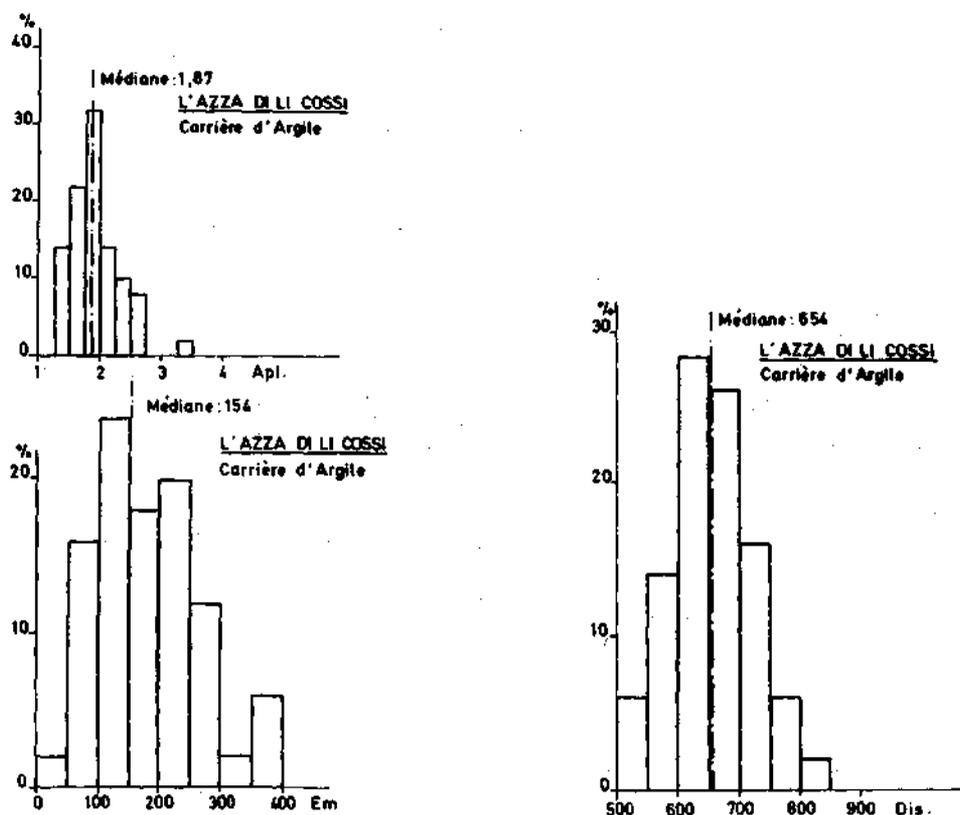


Fig.3.4.13

Histogrammes d'éroulé, d'aplatissement et de dissymétrie.

L'indice d'aplatissement est de 1,87 et l'histogramme unimodal 1,75-2,00. L'indice de dissymétrie est de 654, l'histogramme étant aussi unimodal. Ces valeurs confirment l'origine fluviale de ce sédiment.

5. Crête de l'Azza di li Cossi

Deux stations, situées entre 190 et 200 m, ont été étudiées au sommet du dépôt, à l'ouest de la carrière précitée.

A. Une première station se situe à l'entrée d'un lotissement touristique, à une altitude de 190 m. Le spectre lithologique-

observé est assez large: on y note des granites, des microgranites, quelques aplites et roches basiques mais aussi des porphyres permieniens. Ce dépôt connaît un centile peu élevé (32 cm). La coloration de la matrice est de 2,5 YR 5/8 (brun vif).

La rose d'orientation, mesurée sur 50 galets, donne une orientation préférentielle vers N 60°E. Comme la majorité des galets pendent vers le sud, cela nous donne un écoulement prédominant dirigé vers l'ouest (N 30°W). (fig.3.4.14)

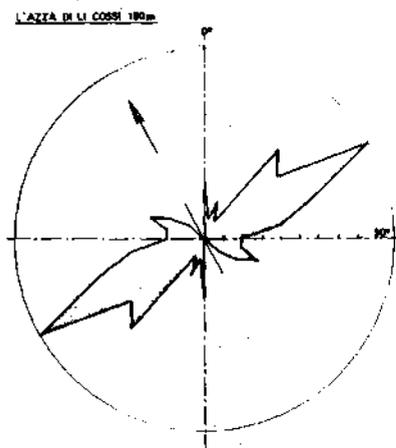


Fig.3.4.14

Rose d'orientation.

B. A quelques centaines de mètres à l'ouest de la dernière station à l'entrée principale de la "Côte des Belges" - nouveau complexe touristique prévu à l'ouest de la Costa Paradiso - une coupe montre la même formation. Le centile est de 37 cm, valeur comparable à celle de la station précédente.

Le spectre pétrographique donne (53 galets compris entre 40 et 80 mm):

Granite	30 %	Quartz:	6 %
Microgranite:	39 %	Porphyre permien:	1 %
Aplite:	10 %	Gneiss:	4 %
Roche basique:	10 %		

On remarquera donc, encore une fois, outre les galets autochtones, la présence de galets étrangers en faible proportion (gneiss, porphyre permien).

L'altération de ces cailloux est comparable aux autres stations.

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	13	-	34	13	40
Microgranite	68	11	11	10	-
Aplite	40	20	40	-	-
Gneiss	-	-	50	-	50

La matrice est également intensément rubéfiée: 10 R 4/8 (rouge).

L'orientation des galets témoigne d'un écoulement prédominant vers 10°W, direction fort semblable à celle observée dans la station voisine. (fig.3.4.15)

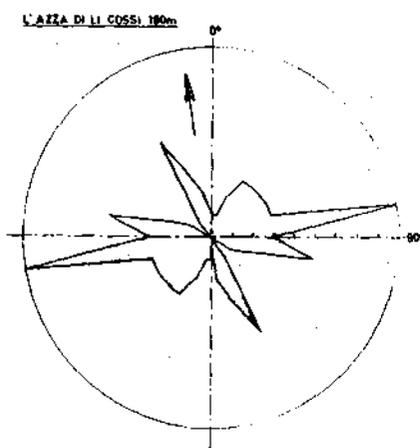


Fig.3.4.15
Rose d'orientation

6. Littu di Zoccaru

Au départ de la station précédente, un chemin se dirigeant vers la mer, vers Porto Leccio, traverse la même formation caillouteuse où alternent localement des passées sablo-graveleuses également rubéfiées de couleur rose-rouge et parfois même violacée (10 YR 5/4 = brun rouge).

Nous avons suivi cette formation jusqu'à une altitude de 154 m (mesure à l'altimètre), endroit du contact entre le cailloutis et le granite. Le paléo-versant taillé dans un granite altéré est orienté perpendiculairement à un petit torrent qui se dirige vers la côte de Tinnari. Entre cet ancien versant et le cailloutis, on note un dépôt de pente constitué par des éléments granitiques anguleux et pourris dans une matrice fort rubéfiée.

Au sud de ce contact, une coupe le long de ce chemin nous a permis d'étudier une nouvelle fois la formation caillouteuse.

On y rencontre des galets de

Granite:	26 %	Feldspath:	2 %
Microgranite:	40 %	Quartz:	2 %
Aplite:	2 %	Gneiss:	6 %
Roche basique:	22 %		

Cette composition lithologique est fort semblable à celle de la station précédente. Ici aussi, seuls quelques gneiss sont allochtones.

L'altération des galets est comparable à la station du sommet.

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite:	14	14	58	7	7
Microgranite:	73	4	23	-	-
Roche basique:	8	33	33	8	18
Aplite:	50	-	-	-	50
Gneiss:	-	-	-	33	67

Seuls les quartz et les feldspaths sont tous résistants.

Le centile dans cette coupe est de 47 cm, valeur peu élevée et comparable avec les stations de la crête.

L'orientation des galets montre un écoulement ancien dirigé vers N 80-90°W, direction qui concorde avec l'extension du remplissage caillouteux.

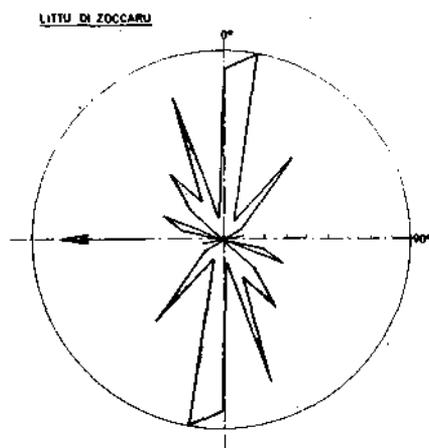


Fig. 3.4.16

Rose d'orientation

7. Campo di li Trigu

Après avoir quitté le plateau de l'Azza di li Cossi, la route Santa-Teresa-Castel-Sardo, descend vers le Campo di li Trigu et passe d'une altitude de 180-200 m à la cote de 125 m, à proximité du Riu Pischinoni où affleure l'ignimbrite.

Sur les flancs de cette route, on observe une série de coupes qui nous permettent d'observer la formation caillouteuse supérieure et qui nous donnent une idée de la puissance de cet ensemble; cette puissance serait d'au moins 60 m.

Des observations ont été faites vers 175 m, 160 m et 150 m.

A. A 175 m.

Comme pour les autres observations du sommet (L'Azza di li Cossi), la formation caillouteuse est caractérisée par un centile assez faible: 39 cm.

La composition lithologique des galets montre une grande majorité de microgranites des granites, des roches basiques, de rares quartz mais aussi quelques porphyres noirs, allochtones. Tous les granites sont altérés à pulvérulents; par contre, les microgranites et les porphyres permien sont tous résistants mais entourés d'un cortex blanchâtre. La coloration de la matrice est brun-rouge (2,5 YR 4/8).

La morphométrie des galets de microgranite, compris entre 40 et 60 mm, donne un indice d'émoissé de 204, valeur franchement fluviatile. Le mode unique de l'histogramme d'émoissé est compris entre 150 et 250. L'indice d'aplatissement, 1,93, est légèrement plus élevé que de coutume. Mais l'histogramme pour cet indice est bimodal: un premier mode est compris entre 1,25 et 1,50 et le second entre 1,75 et 2,00. Cela signifie peut-être deux origines différentes pour les galets de microgranites.

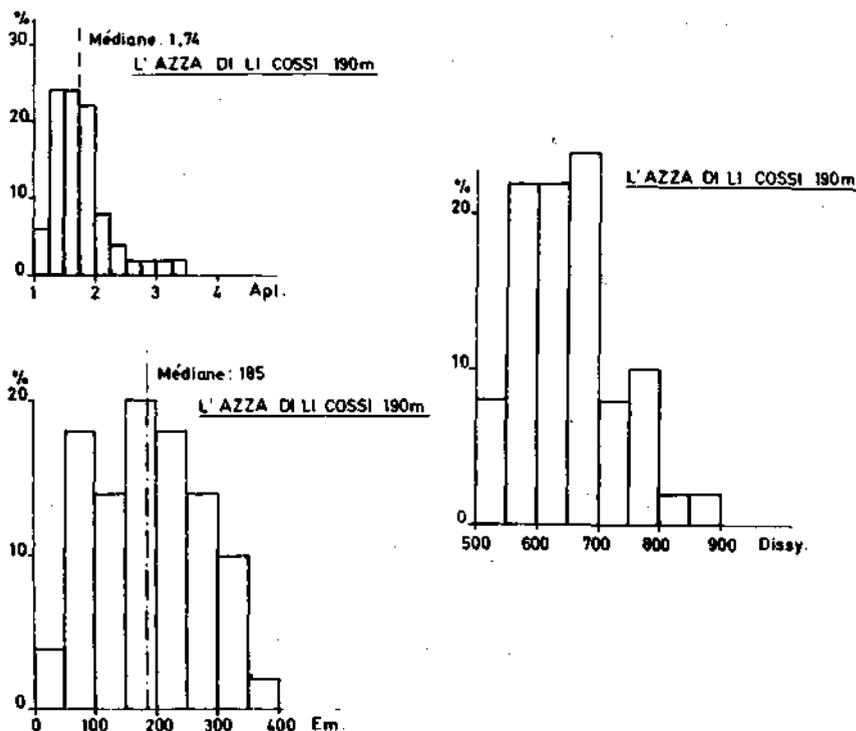


Fig. 3.4.17

Histogrammes d'émoissé, d'aplatissement et de dissymétrie (p.90).

L'indice de dissymétrie atteint 700, valeur la plus élevée de cette formation conglomératique, ce qui peut témoigner d'un transport fluviatile assez long. L'histogramme pour la dissymétrie présente un mode unique bien net compris entre 700 et 750 (34 %).

Les quelques quartz mesurés possèdent les indices suivants: Emoissé 2,17, aplatissement 1,91, dissymétrie 7,14, valeurs comparables aux indices des microgranites.

Le rose d'orientation des galets témoigne de deux directions préférentielles dans le courant: un écoulement vers N 120°W et un autre vers N 160°W.

CAMPO DI LI TRIGU
175m

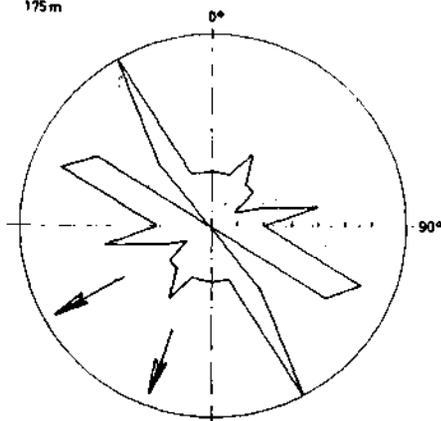


Fig. 3.4.18

Rose d'orientation.

B. Station de 160 m

A l'altitude de 160 m, s'étire un replat développé dans la formation caillouteuse et entaillée par la route. La coupe étudiée se situe sous un pylône électrique.

Le cailloutis est aussi caractérisé par un centile assez modeste: 34 cm. Cependant, nous avons noté la présence de quelques blocs plus importants.

La coloration de la matrice a une valeur 5 YR 5/8 (brun-rouge vif), mais dans les lentilles sablo-graveleuses, la coloration atteint localement la valeur de 2,5 YR 4/8 (brun-rouge).

Le spectre lithologique observé est assez varié (50 galets entre 40 et 80 mm).

Granite: 35	Quartz: 4
Microgranite: 25	Porphyre permien: 14
Aplite: 4	Gneiss: 2
Roche basique: 14	Micaschiste: 4

et nous y notons une proportion non négligeable de galets allochtones (20 %).

L'altération de ces galets, réalisée sur le même échantillon, est étroitement liée à leur nature lithologique.

	Non altéré	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	6	22	11	28	33
Microgranite	76	8	8	8	-
Aplite	50	-	50	-	-
Roche basique	72	-	14	14	-
Porphyre permien	100	-	-	-	-
Gneiss	-	-	100	-	-
Micaschiste	-	-	-	-	100

Signalons aussi que la plupart des galets et particulièrement les porphyres permien possèdent une croûte blanche d'altération.

C. Station de 150 m

Cette coupe fait face à une étable. La formation est ici remarquable par la présence de très gros blocs, parmi lesquels on remarque des micaschistes altérés. Le centile est de l'ordre de 1,50 m.

La composition lithologique est ici aussi très variée (50 galets de 40 à 80 mm):

Granite:	30 %	Quartz:	2 %
Microgranite:	28 %	Porphyre permien:	20 %
Aplite:	2 %	Micaschiste:	2 %
Roche basique:	16 %		

Ce spectre est comparable à celui décrit dans la station de 160 mètres.

L'altération de certains galets, notamment les granites et micaschistes, y est aussi très intense comme dans toutes les stations décrites jusqu'à présent.

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	33	14	33	-	30
Microgranite	79	14	7	-	-
Aplite	100	-	-	-	-
Roche basique	50	13	25	12	-
Porphyre permien	100	-	-	-	-
Micaschiste	-	-	50	50	-

La coloration de la matrice est de 2,5 YR 4/8 (brun-rouge) et est donc identique aux autres colorations relevées dans le même secteur.

L'orientation des galets témoigne de deux courants importants: l'un dirigé vers N 170°W et l'autre vers N 40-50°W.

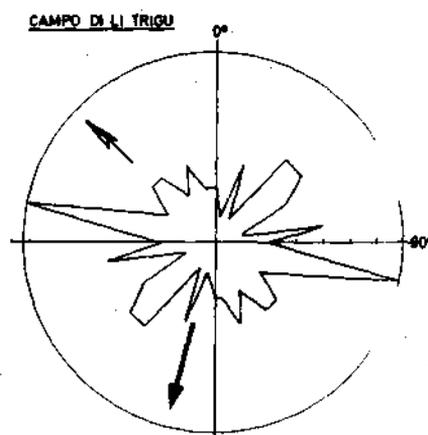


Fig. 3.4.19

Rose d'orientation.

La morphométrie des cailloux de microgranite (nombreux et résistants) donne une médiane d'émoissé de 238. Cette valeur est assez élevée et le caractère fluviatile de ces galets est beaucoup plus affirmé que dans la plupart des autres stations où l'influence d'apports torrentiels se fait sentir. Le mode unique, compris entre 250 et 300, confirme cette hypothèse.

L'indice d'aplatissement est de 1,77. L'histogramme pour cet indice est unimodal et compris entre 1,50 et 2,00. Quant à l'indice de dissymétrie, il est de 628. Ces nouvelles données confirment une origine fluviatile du dépôt.

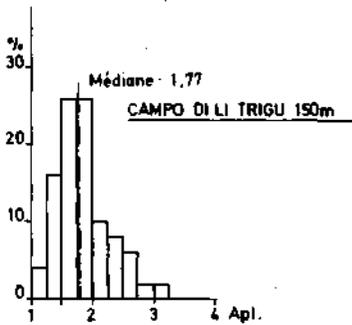
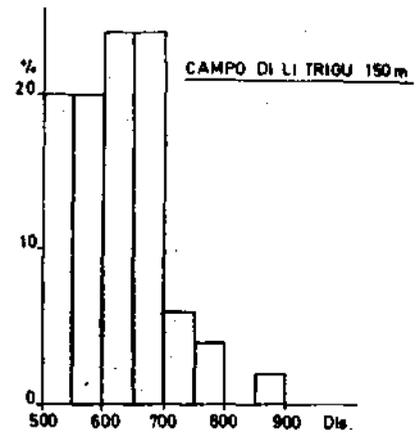
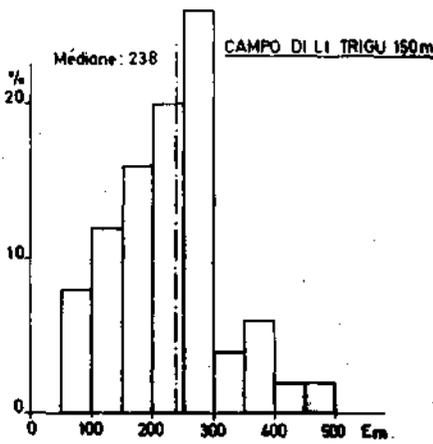


Fig.3.4.20

Histogrammes
d'émoussé,
d'aplatissement
et de dissymétrie



8. Interfluve entre le Riu Pirastru et le Riu Pischinoni

Entre le Riu Pirastru et le Riu Pischinoni s'étire une étroite et longue crête d'interfluve dont le sommet est aplani (altitude 157 m). Cet interfluve est parcouru par un chemin SE-NW qui traverse toute la paléovallée et rencontre successivement toutes les formations géologiques qui nous intéressent.

Tout d'abord, au sud, affleure le substrat granitique localement altéré en arène. Ce granite arénisé a été, par ailleurs, exploité dans une carrière située à proximité de la route. Ensuite, reposant sur le granite, dans une légère dépression, affleure l'ignimbrite altérée en argile blanche ce qui donne lieu à de petites zones marécageuses. Par après, sur la montée du chemin accédant à la crête proprement dite, on rencontre l'ignimbrite résistante mais diaclasée. Enfin, surmontant cette coulée et formant toute la crête, on retrouve la formation caillouteuse supérieure. Celle-ci est constituée par des porphyres permien, des microgranites résistants, des granites généralement très altérés et par quelques quartz.

Sur le flanc occidental de cet interfluve, après le cailloutis, on observe des chicots granitiques qui dépassent le

maquis. Cependant, au centre de l'interfluve, à mi-pente sur le versant occidental, s'étale un petit replat taillé dans le granite. A proximité, dans l'entaille creusée par une ravine affluente du Riu Pirastru, on trouve des débris anguleux d'ignimbrite mêlés à des cailloux roulés. Ces roches en place surmontent un autre cailloutis et ensuite le granite. Cela suppose donc d'une part la présence d'un affleurement d'ignimbrite que nous n'avons pas pu repérer à cause de la densité du maquis et d'autre part d'un autre épisode caillouteux sous l'ignimbrite. Il s'agirait de la formation fluviatile inférieure déjà signalée à Lu Colbu.

Sur le flanc oriental de l'interfluve, la carte géologique signale, sous le cailloutis et dans le fond de la vallée du Riu Pischinoni des affleurements d'ignimbrite.

A la terminaison nord-ouest de la crête d'interfluve, la formation caillouteuse repose directement sur le granite à une altitude de 90-95 m. Il n'existe donc pas, en cet endroit, d'intermédiaire ignimbritique.

9. Route vers Tinnari

Au sud du mont Tinnari, la formation caillouteuse s'étale sur 1500 m de large et est découpée en trois replats bien distincts, situés respectivement à 102 m, 119 m et 140-147 m. Ces replats sont traversés et localement entaillés par un chemin qui relie le complexe touristique de Tinnari à la route principale.

A. Le niveau de 140 m

a) Le replat de 140-147 m se situe au nord de la dépression. La route de Tinnari y a dégagé quelques coupes de faible hauteur. Dans une de celle-ci, le centile mesuré est de 23 cm, mais étant donné l'exiguité de la coupe et la présence de plus gros blocs non en place, déplacés lors de la construction de la route, cela nous fait supposer que ce centile pourrait être plus élevé. En effet, si on effectue cette mesure à la surface de la terrasse et non sur la coupe, on atteint la valeur de 80 cm.

La composition lithologique montre (100 galets entre 40 et 80 mm):

Granite:	48 %	Porphyre permien:	12 %
Microgranite:	21 %	Gneiss:	2 %
Roche basique:	12 %		
Quartz:	5 %		

Ici aussi, un pourcentage non négligeable de roches allochtones est présent.

La coloration de la matrice oscille entre 2,5 YR 4/8 (rouge-brun) et 10 R 4/8 (rouge), valeurs fréquemment notées dans les autres stations. L'altération des galets présente les caractéristiques suivantes (en pourcentage):

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	44	24	12	8	12
Microgranite	73	18	-	-	9
Roche basique	83	-	17	-	-
Porphyre permien	100	-	-	-	-
Gneiss	-	100	-	-	-

On peut remarquer que l'altération des roches granitiques est moins intense que dans les autres stations.

La rose d'orientation des galets est assez complexe, trois directions prédominantes s'en dégagent et témoignent, d'après l'inclinaison des galets, de paléocourants dirigés respectivement vers N 60°W, N 30°W et vers le nord.

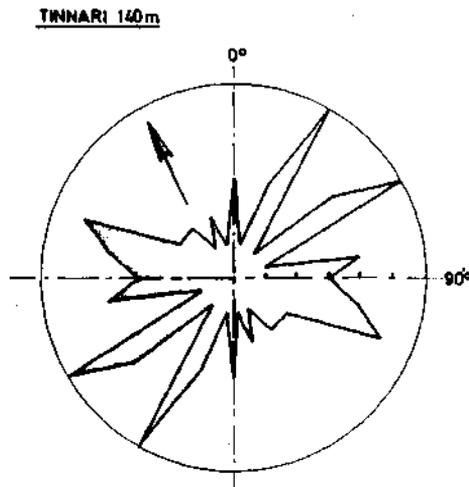


Fig. 3.4.21

Rose d'orientation.

La morphométrie des galets réalisée sur les microgranites donne 196 comme indice d'émoissé. Le caractère fluviatile est, ici aussi, bien net. L'indice d'aplatissement est de 1,77, le mode unique étant compris entre 1,75 et 2,00. Quant à l'indice de dissymétrie il est de 650, valeur comparable à la majorité des stations précédentes. Ces mêmes mesures réalisées sur quelques quartz ont fourni des valeurs comparables: Emoissé: 184; Aplatissement: 1,93; Dissymétrie: 628. (fig. 3.4.22)

b) Sur ce même replat, une autre station éloignée de 200 m environ de la précédente, nous donne un même centile: 80 cm. La composition lithologique y est presque identique de même que l'altération. Les indices morphométriques donnent des valeurs semblables: Emoissé: 211; Aplatissement: 1,82 et dissymétrie: 644. (fig.3.4.23)

Quant à l'orientation des galets, elle est fort mal définie. Un pic assez grossier se dégage cependant et indique un écoulement prédominant vers le sud-ouest: N 140°W. (fig. 3.4.24)

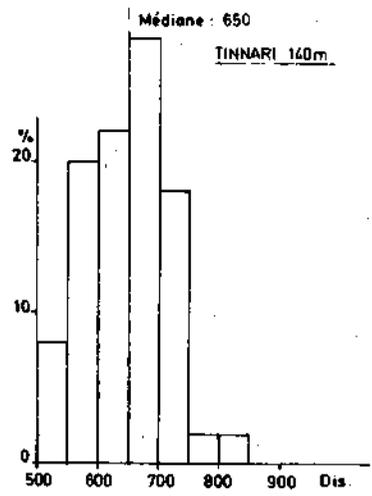
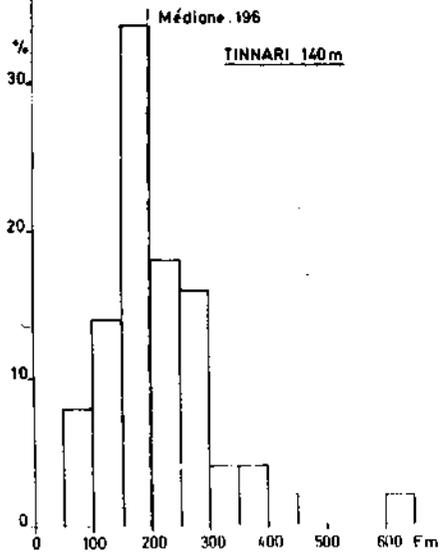
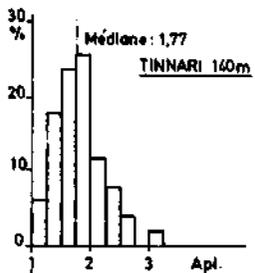


Fig. 3.4.22

Histogrammes d'émoussé, d'aplatissement et de dissymétrie.

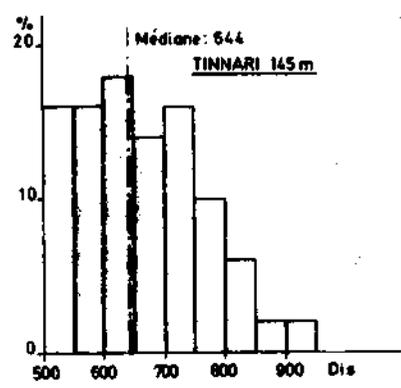
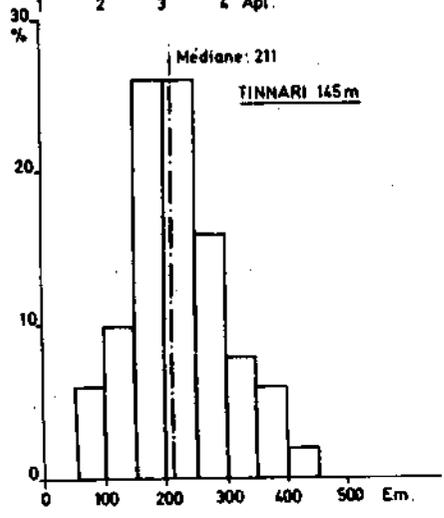
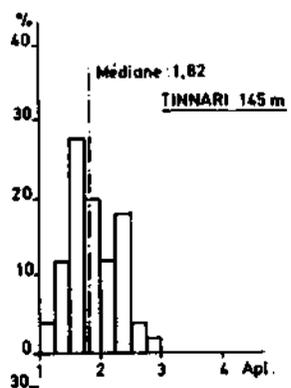


Fig. 3.4.23

Histogrammes d'émoussé, d'aplatissement et de dissymétrie.

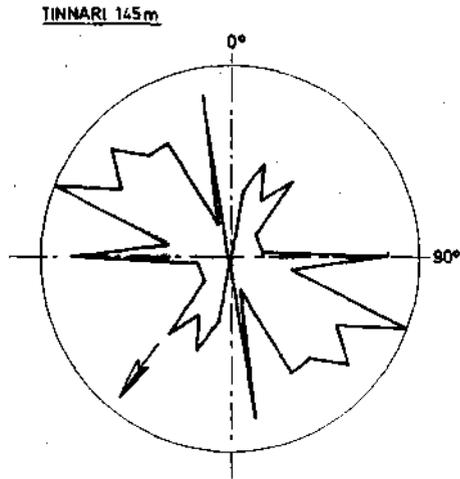


Fig. 3.4.24

Rose d'orientation

B. Le replat de 119 m

Non étudié , faute de coupe satisfaisante.

C. Le niveau de 100-102 m

Une coupe située en contre-bas d'une ferme nous a permis d'étudier le dépôt caillouteux qui constitue le replat de 100 m.

Le centile de cette formation a été également malaisé à mesurer étant donné l'exiguité de la coupe. La valeur de 73 cm est cependant proposée.

La coloration de la matrice est aussi de 2,5 YR 4/8.

La composition lithologique présente une forte proportion de galets autochtones:

Granite: 20 %	Quartz: 17 %
Microgranite: 14 %	Porphyre permien: 20 %
Aplite: 2 %	Gneiss: 6 %
Roche basique: 12 %	

Le pourcentage élevé des quartz est remarquable. Cependant ce fait paraît exceptionnel et local, aussi nous ne lui attribuons aucune signification spéciale.

L'altération des galets est, curieusement, assez faible en pourcentage.

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	33	27	40	-	-
Microgranite	71	14	-	15	-
Roche basique	100	-	-	-	-
Porphyre permien	100	-	-	-	-
Gneiss	100	-	-	-	-

Tous les galets de quartz et d'aplite sont résistants. Le fait remarquable est qu'aucun galet ne soit pulvérulent. Doit-on en tirer comme conclusion que ce cailloutis est moins ancien que les autres ou qu'il a été recouvert de formations qui l'ont soustrait à une forte altération ?

D'autre part, les cailloux de microgranite ont un émoissé de 200, valeur fréquemment observée dans ce dépôt. Le mode, peu marqué, se situe entre 150 et 200. Pour l'aplatissement, il est de 1,77, valeur courante dans les autres stations. Le mode est ici compris entre 1,75 et 2,00. Ces deux indices concordent donc pour donner à ce sédiment une origine fluviatile certaine.

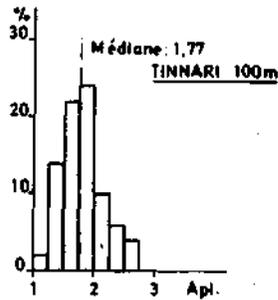
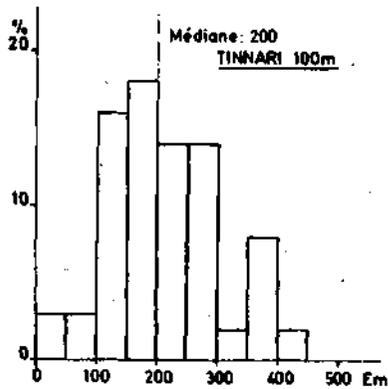


Fig. 3.4.25

Histogrammes d'émoissé et d'aplatissement



Les affluents de la paléo-vallée

=====

Plusieurs placages d'ignimbrite associés à des cailloutis fluviatiles se situent en dehors de la vallée principale. Il s'agit d'abord du placage de Falzaggi (information donnée par la carte du Service Géologique d'Italie) où l'ignimbrite est recouverte d'une nappe caillouteuse. C'est en cette localité que nous avons repéré deux coulées d'ignimbrite superposées.

Ce sont également les placages de Littu di Colbu et de Communagliu (Fig. 3.4.1.h.t.).

A. Littu di Colbu

Au lieu-dit "Littu di Colbu", parmi les nombreux éperons granitiques à l'aspect déchiqueté, se dégage une colline (alt. 306 m) chapeauté par une couverture blanchâtre subhorizontale. C'est une coulée d'ignimbrite découpée par l'érosion en deux flots. Le premier placage assez restreint, débute à 255 m à l'emplacement

où le petit chemin traverse un mur de pierres sèches et il se poursuit jusqu'à la cote de 270 m. Cette coulée repose directement sur le granite ou parfois sur l'arène granitique.

Après une interruption due à l'érosion régressive de quelques ravines, cette coulée se retrouve à 270 m et couvre le reste de la colline jusqu'à son sommet, 306 m. A la base de ce lambeau, on note des passées argileuses blanchâtres associées à de nombreux débris de troncs d'arbres en partie silicifiés ou fréquemment transformés en lignite.

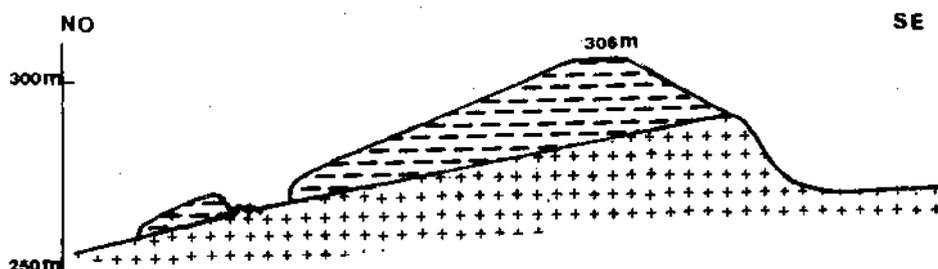


Fig. 3.4.26

Coupe NO-SE au travers des placages de Littu di Colbu.

Au sud-est de la colline, le contact granite-ignimbrite se situe vers 290 m. De part et d'autre du placage (au NE et au SO), reposant sur le contact granitique dégagé, s'observent de nombreux cailloux et blocs émoussés de granite, de porphyre permien et même de gneiss. Plusieurs blocs ont un mètre de diamètre et même jusque près de 2 mètres pour un fragment de porphyre permien.

D'autre part, au centre de ce placage, il semble que l'ignimbrite soit plus puissante. Sans doute s'agit-il d'une ancienne vallée comblée par la coulée volcanique. Cette coulée aurait ensuite été partiellement érodée par un cours d'eau qui aurait aussi dégagé le soubassement granitique. Ce cours d'eau aurait été dévié par la coulée, ce qui expliquerait la présence de cailloutis de part et d'autre de l'ignimbrite (fig.3.4.27).

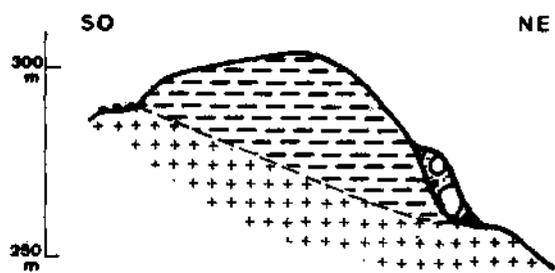


Fig. 3.4.27

Coupe SO-NE dans le placage de Littu di Colbu.

Il est à signaler que, localement, sous l'ignimbrite, nous avons observé de l'argile contenant aussi des cailloux de granite, de porphyre... En tenant compte de cette information, on peut aussi imaginer que les cailloux envisagés plus haut appartiennent tous à une phase pré-ignimbritique (Fig. 3.4.28). Les observations suivantes nous amèneront à ne pas retenir cette dernière hypothèse.

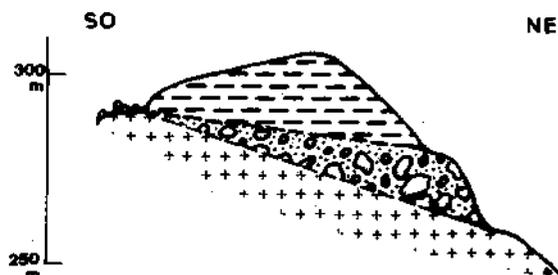


Fig. 3.4.28

Coupe SO-NE dans le placage de Littu di Colbu.
(2e hypothèse)

B. Communagliu

Dans le prolongement de ces lambeaux, on retrouve une colline dont le sommet se situe à 278 m. Celle-ci est constituée par une formation caillouteuse assez puissante (puissance variable pouvant atteindre 28 m) surmontant une coulée d'ignimbrite qui repose à son tour sur le substrat granitique.

Lorsqu'on vient du hameau de Communagliu vers la butte de même nom, on note d'abord sur le flanc oriental de cette butte un replat situé à 231 m, il s'agit du contact entre le granite et l'ignimbrite. Non loin de là, compris entre le granite et l'ignimbrite, s'observe un dépôt argileux contenant des cailloux roulés parmi lesquels des porphyres permien. Il s'agit donc ici du premier épisode fluviatile, caractérisé par une faible puissance, et que l'on retrouve en deux endroits dans la vallée principale ainsi qu'à Littu di li Colbu.

La formation caillouteuse qui domine l'ignimbrite est constituée par une majorité de granites parfois altérés, des microgranites, de nombreux porphyres permien et également des quartz. Le caractère particulier de cette formation est la taille des éléments. Ainsi, le centile est de l'ordre de 2,50 m. Parmi les porphyres permien, nous avons mesuré des blocs de 34 cm et 59 cm.

Le contact granite-ignimbrite se marque fréquemment par un replat où affleure le granite. Par contre, le front de l'ignimbrite se présente souvent comme une large concavité. Les affleurements de cette formation volcanique sont généralement marqués par des sources ou des aires marécageuses.

Sur la bordure orientale de la colline, le contact granite-ignimbrite se dirige vers le nord-ouest, s'écartant ainsi de la vallée actuelle de Vena di li Canni (Fig. 3.4.1.)

L'altitude de contact est très variable ainsi que la puissance de la coulée ignimbritique: ainsi, à l'ouest et au sud-ouest de la colline, le contact se situe vers 235 m à proximité d'un mur de pierres sèches. La puissance de la coulée est ici de 15 mètres environ. Au sud-est, par contre, la base de cette formation se situe à 253 mètres et son sommet à 260 mètres. Plus loin encore, elle est comprise entre 244 et 253 m, puis entre 240 et 255 m, pour plonger enfin jusqu'à 228 m, altitude minimale du dépôt (à proximité du chemin situé entre les deux collines).

III. CARACTERISTIQUES DU CAILLOUTIS ET

CONSEQUENCES PALEOGEOGRAPHIQUES

Par leur position, on peut scinder les formations caillouteuses de la dépression interne de la Gallura occidentale en deux parties bien distinctes: a) un premier cailloutis, peu important, qui précède la coulée d'ignimbrite. Nous l'avons retrouvé en quatre endroits à l'est de Lu Colbu, sur le versant droit du riu Pirastru, à Comunagliu et à Littu di li Colbu.*

* Vu l'exiguité des affleurements rencontrés, le premier cailloutis ne sera pas cartographié.

TABLEAU 3.4.1. : Caractères du cailloutis de la dépression de Gallura Occidentale.

Localité	Altitude	Coloration (standard soil color chart)	Centile (en cm)	Emoussé	Aplatis- sement	Dissymétrie	Orientation du courant
Est Lu Colbu Form.inférieure Form.supérieure	162 m	gris-vert+10YR 4/8	70-78 cm	172	1,82	640	N160°W /N120°W Sud/N130°W N 60°E
			52 cm				
Falzaggi	150 m	2,5YR 4/8	16-20-23 cm	208	1,85	640	N90°W N120°W
Entrée Costa Paradiso	150 m	2,5YR 4/8	170 cm	154	1,87	654	N 140°W N 70°E N 30°W N10°W
			78 cm				
L'Azza di li Cossi	190 m	10R 4/8	32 cm	185	1,74	638	N80°-90°W
			37 cm				
Carrière argile Crête A	210 m	10R 5/4	47 cm	204	1,93	700	N120°W-N/60°W
Littu di Zoccaru	154 m	10 R 5/4	39 cm	238	1,77	628	N170°W N40-50°W
			34 cm				
Campo di li Trigu	175 m	2,5YR 4/8	23 cm(80 cm)	196	1,77	650	N/N60°W /N30°W
			150 m				
Tinnari	140 m	2,5YR 4/8- 10R 4/8	80 cm	211	1,82	644	N 140°W
			145 m				
	100 m	2,5YR 4/8	73 cm	200	1,77		

b) un second, localement très puissant, qui recouvre la coulée volcanique et dont l'extension est considérable.

1. Morphométrie des galets

Un des caractères communs à ces deux formations caillouteuses est leur origine: toutes deux sont liées à un transport fluviatile. En effet, la mesure d'émoissé réalisée à Lu Colbu dans la formation inférieure, donne un indice de 172 alors que pour toutes les stations de la formation supérieure l'émoissé varie entre 154 et 238. Quant à l'aplatissement, à Lu Colbu, il est de 1,82 et, dans les autres stations, il oscille entre 1,77 et 2,05. Pour l'indice de dissymétrie, il est de 640, alors qu'il est compris entre 629 et 700 pour l'épisode post-ignimbrétique.

(Tableau 3.4.1.)

Si l'on envisage l'évolution de l'indice d'émoissé dans la formation supérieure, lorsqu'on se dirige de l'est vers l'ouest, on note d'abord une valeur de 213 (Costa Paradiso) puis, à la carrière d'argile de l'Azza de Li Cossi, une brusque diminution à 154. Ce changement brutal peut s'expliquer par les apports d'un affluent torrentiel provenant de Communagliu-Littu di Colbu, ce qui est confirmé par l'allure bimodale de l'histogramme d'émoissé (Fig.3.4.13). A l'ouest de ce point, la puissance du cailloutis est telle qu'il faut dissocier les observations provenant de la partie basse du conglomérat des mesures prises au sommet de cet ensemble. Ainsi à Campo di li Trigu (150 m), l'émoissé est de nouveau relativement élevé: 238 et à Tinnari (affleurement de 100 m), il atteint une valeur fort comparable: 200. Dans ces deux dernières stations, l'influence des apports locaux est considérablement diminuée et l'émoissé indique un caractère franchement fluviatile du dépôt.

Dans la partie supérieure de la formation, l'émoissé va de 185 à 204 au sommet de l'Azza di li Cossi (180 à 200 m) et passe à des valeurs comprises entre 196 et 211 à Tinnari (145 m). Ici aussi, le caractère fluviatile est bien marqué et on note une légère augmentation de l'émoissé vers l'ouest.

L'évolution de l'indice d'aplatissement n'est pas significative. Ces valeurs sont généralement bien groupées. Cependant, l'histogramme d'aplatissement, ainsi d'ailleurs que celui de l'indice de dissymétrie, sont bimodaux à la station Costa Paradiso.

TABLEAU 3.4.2. : Composition lithologique du cailloutis de la Dépression de la Gallura occidentale.

Localité	Altitude	Aplite	Micro-granite	Granite	R. Basique	Quartz	Feldspath	Gneiss	Micaschiste	"Porphyre permien"
Est Lu Colbu Form. inférieure Form. supérieure		16 13	36 32	34 43	- 2	14 10	- -	- -	- -	- -
Falzaggi	162 m	14	35	41	-	10	-	-	-	-
Entrée Costa Paradiso	150 m	-	*	*	-	*	-	-	-	-
L'Azza di li Cossi		-	12*	38*	14*	6*	-	8	12	10*
Carrière argile Crête A	210 m 190 m	* 10	39	30	10	6	-	-	-	1
B	190 m		40	26	22	2	2	5	-	-
Littu di Zoccaru	154 m	2	*	*	*	*	-	-	-	*
Campo di li Trigu	175 m 160 m 150 m	- 4 2	25 28	35 30	14 15	4 2	- -	2 -	4 2	14 20
Tinnari	140 m 100 m	- 2	21 14	48 29	12 12	5 17	- -	2 6	- -	12 20

Cela semble indiquer des origines diverses pour les microgranites, ceux-ci pouvant provenir de zones plus ou moins diaclasées.

De même, au sommet de Campo di li Trigu, une station présente un histogramme d'aplatissement bimodal, ce qui peut signifier aussi une origine localement diversifiée pour le microgranite. Ces allures bimodales ne se retrouvent pas aux autres stations, notamment à Tinnari. Ces variations semblent donc liées à des facteurs locaux.

Les valeurs de l'indice de dissymétrie sont toutes bien groupées, à l'exception d'une seule, entre 628 et 654. Seule, la station de Campo di li Trigu présente une valeur assez élevée: 700. C'est peut-être en relation avec l'aplatissement dont la valeur est aussi plus élevée en cette station. Ces deux valeurs paraissent cependant exceptionnelles.

2. La composition lithologique (Tableau 3.4.2. et fig. 3.4.2.)

La composition lithologique permet aussi de différencier cette formation en deux grands groupes suivant la présence ou non de galets allochtones. Si pour toutes les stations on retrouve, dans des proportions plus ou moins variables, des galets de granite, microgranite, aplite, "roche basique" et quartz, roches qui constituent l'essentiel du substrat de la Gallura occidentale, par contre, la présence de cailloux de porphyre d'âge permien indique une origine plus lointaine. Ceux-ci ne peuvent provenir que des confins de la Gallura occidentale dans la région de Badesi-Trinita d'Agulta-Viddalba. Aux galets de porphyre sont généralement associés des gneiss, des micaschistes et, plus rarement, des schistes. Ces roches affleurent également dans la même région. Il importe cependant de signaler un affleurement limité de gneiss à Sara Tamburu, au nord de la dépression, non loin de Lu Colbu. Cependant, comme les porphyres sont toujours, ou du moins souvent, associés aux gneiss et micaschistes, on peut supposer que l'origine principale de ces gneiss est la région de Trinita d'Agultu ou un autre affleurement aujourd'hui érodé.

D'autre part, seules les stations situées à l'ouest de l'entrée de la Costa Paradiso contiennent des galets allochtones. Or, c'est à cet endroit, à l'Azza di li Cossi, que la paléo-

vallée reçoit un affluent qui transportait des porphyres permien en grand nombre ainsi que nous l'avons relevé à Communagliu et à Littu di Colbu. Cet affluent avait donc un bassin-versant très étendu vers le sud-ouest puisqu'il atteignait le massif volcanique permien (situé entre 6 et 10 km au sud).

Ces galets nous donnent aussi une indication précieuse quant au sens du courant de la paléo-vallée. Le cours d'eau ne pouvait s'écouler que vers le sud-ouest, c'est-à-dire vers Tinnari et Isola Rossa.

De plus, il est à noter que, dans les stations occidentales où ont été trouvés ces galets, la proportion des allochtones diminue avec l'augmentation de l'altitude.

Ainsi, à la carrière de l'Azza di li Cossi (Fig.3.4.1), située à proximité de la confluence, on note 30 % d'allochtones; le cailloutis repose ici directement sur l'ignimbrite.

A Campo di li Trigu et l'Azza di li Cossi, la proportion des allochtones passe de 22 % (150 m) à 20 % (160 m) puis à 6 % (route vers Porto Lecchio) et enfin à 5 % (sommet vers 200 m).

Une évolution similaire se note à Tinnari où nous comptons 26 % d'allochtones au niveau de 100 m et seulement 14 % à 140 m.

Signalons aussi que la carrière de l'Azza di li Cossi est la seule station où s'observent quelques schistes. Ceux-ci ont sans doute été désagrégés avant d'atteindre les stations situées à l'aval.

3. Le centile (Tableau 3.4.1)

La mesure du centile est aussi fort intéressante car elle nous donne une idée de la compétence du cours d'eau. Si, à Lu Colbu, cette valeur était assez moyenne tant pour la formation inférieure que pour la supérieure - 70 et 78 cm d'une part et 52 cm d'autre part - cette valeur diminue fortement à Falzaggi (16 à 23 cm). Par contre, à la Costa Paradiso, le centile passe à 170 cm. Il est vrai que cette station se situe à proximité du contact avec la coulée d'ignimbrite, contrairement à celle de Falzaggi qui se situe au sommet de la formation caillouteuse. Cette valeur très élevée du centile peut être mise en relation

avec un apport torrentiel provenant du premier affluent qui débouche à Falzaggi. Les apports de cet affluent pourraient également expliquer l'allure bimodale des histogrammes d'aplatissement et de dissymétrie de cette station.

A la carrière de l'Azza di li Cossi et à la base de Campo di li Trigu (150 m), les valeurs du centile sont élevées, 78 cm et 170 cm. On observe en outre de gros blocs de micaschistes et de porphyre. Ceci est à mettre en relation avec l'affluent de Communagliu où le centile est de l'ordre de 250 cm et où les blocs de porphyre ont jusque 59 cm alors qu'à Littu di Colbu il n'est pas rare de voir des blocs de porphyre permien dont la longueur dépasse un mètre.

A Campo di li Trigu, le centile diminue si l'on monte dans le dépôt: à 150 m il est de 150 cm, à 160 m de 34 cm; sur la route de Porto Lecchio il atteint 47 cm et au sommet les valeurs oscillent entre 32 et 39 cm.

A Tinnari, cette évolution ne se retrouve pas: à 100 m, 73 cm et à 140 m, 80 cm.

La valeur du centile nous permet donc de dissocier, dans la formation supérieure, deux ensembles superposés. Ces variations vont généralement dans le même sens que celles observées pour la proportion des galets allochtones.

Le centile nous permet aussi de voir l'influence des affluents sur la grosseur des éléments transportés et nous donne, indirectement, le sens du courant qui devait se diriger vers le sud-ouest.

4. Les roses d'orientation (Tableau 3.4.1)

Pour mieux exprimer la direction de ce paléo-courant, nous avons mesuré, dans la plupart des stations, la disposition des galets. C'est ainsi que de l'interprétation de la majorité des roses d'orientation, il résulte un écoulement souvent bien marqué vers l'ouest. Seules deux mesures (sur 13) ne concordent pas avec l'ensemble des résultats et indiquent un courant dirigé franchement vers l'est: il s'agit des stations de Falzaggi et de la carrière de l'Azza di li Cossi. Ces résultats divergents peuvent s'expliquer en imaginant des méandres où le courant s'écoulerait

localement dans le sens inverse du courant général. Cela expliquerait en outre, que nombre de mesures ne sont pas parallèles à la vallée mais oscillent entre N 10°W et N 160°W. Une autre explication serait d'imaginer que les mouvements tectoniques dont il sera question plus loin seraient responsables de modifications du pendage de ces galets.

Si toutes les orientations de courant observées sont réunies sur une rose d'orientation, on s'aperçoit qu'une majorité de mesures est parallèle à l'allongement de cette vallée et dirigé vers l'ouest.

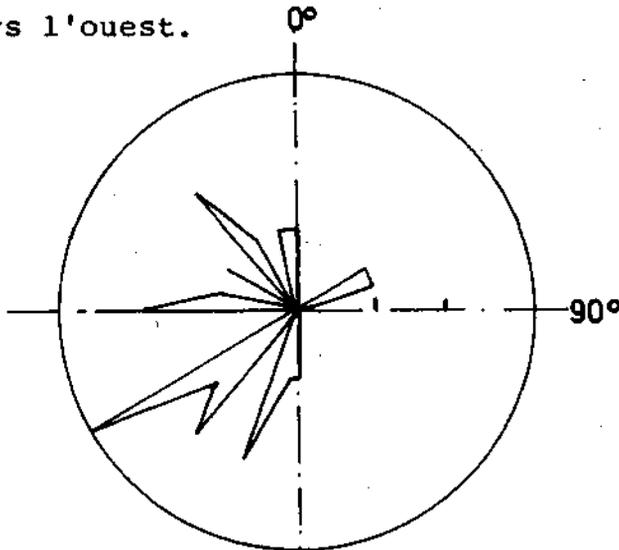


Fig. 3.4.29

Rose d'orientation générale

5. La coloration de la matrice (Tableau 3.4.1)

La teinte de la matrice ne montre pas de différenciation particulière dans la formation supérieure. La matrice y est partout rubéfiée et sa coloration oscille entre 5 YR et 10 R. La valeur de 2,5 YR 4/8 (brun rouge) est cependant la coloration la plus fréquemment observée (7 mesures sur 13).

Par contre, la formation inférieure possède une coloration blanchâtre, parfois verdâtre et rarement légèrement rubéfiée (10 YR) comme au nord-est de Lu Colbu.

La coloration de la matrice est donc un critère supplémentaire pour dissocier les deux formations caillouteuses.

6. L'altération du cailloutis

Pour la formation inférieure, nous ne possédons que peu de données sur l'altération des galets. Seule la station de Lu Colbu, où elle a été envisagée, nous donne une proportion importante de granites altérés.

Dans la formation supérieure les granites et, dans une moindre mesure, les aplites, les roches basiques et parfois quelques microgranites, présentent des indices d'altération. De même, parmi les allochtones, les gneiss, micaschistes et schistes peuvent avoir subi une altération intense.

Dans la plupart des stations l'altération est comparable. Cependant, dans la carrière de l'Azza di li Cossi, les cailloux sont assez peu altérés. Cela est peut-être lié à une couverture caillouteuse relativement importante aujourd'hui érodée, qui aurait freiné l'altération en profondeur et protégé les cailloux étudiés.

A Tinnari (100 m), l'altération est moindre qu'aux autres stations, mais ici aussi on peut penser qu'un dépôt important recouvrirait ce cailloutis, le protégeant de toute altération ultérieure.

Le tableau suivant donne les valeurs de l'altération (exprimées en % de galets) pour l'ensemble des stations. Les chiffres qui précèdent la barre oblique concernent la formation inférieure.

Tableau 3.4.3. - Altération du cailloutis

	Résist.	Peu alt.	Altéré	Très alt.	Pulver.
Granite	6/0-84	0/0-24	29/5-58	6/0-28	59/0-40
Microgr.	100/67-100	0/0-18	0/0-28	0/0-15	0/0-9
Aplite	75/50-100	0/0-20	25/0-50	0/0-14	0/0-14
Roche bas.	-/8-100	-/0-33	-/0-33	-/0-14	-/0-18
Quartz	100/100	-	-	-	-
Porph.perm.	-/100	-	-	-	-
Gneiss	-/0-100	-/0-100	-/0-100	-/0-33	-/0-67
Micasch.	-	-/0-50	-/0/50	-/0-50	-/50-100
Schiste	-	-	-/50	-	-/50

7. Géomorphologie des zones affectées par ces remplissages récents

neg. S. val.
La présence, au sein de la Gallura, de coulées d'ignimbrites associées à des dépôts fluviatiles, a modifié considérablement le paysage granitique qui caractérise de nord-est de la Sardaigne.

A. Les zones de contact

Ces dépôts, relativement récents, reposent dans une dépression taillée dans le granite. Le contact latéral "granite-formation caillouteuse" se marque généralement par une ravine parallèle à la paléo-vallée ce qui s'explique aisément, car ainsi que P.BIROT l'a déjà signalé, les granites en région méditerranéenne, subissent une intense décomposition chimique. Ces vallées de contact sont donc causées par une érosion différentielle.

Ainsi, par exemple, à l'est de Tinnari, sur le versant gauche du riu Pirastru, une vallée, incisée dans le granite, se situe au contact entre les deux ensembles. En témoignent par ailleurs sur le versant sud de cette petite vallée, des dépôts de pente où se mêlent éléments granitiques anguleux et cailloux roulés (Fig.3.4.30)

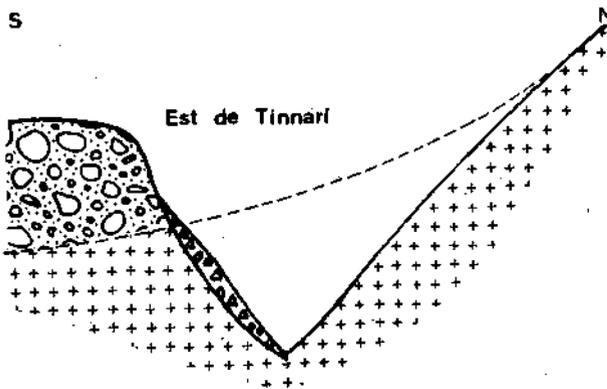


Fig. 3.4.30

Vallée située au contact cailloutis-granite.

A l'ouest de Tinnari, un autre petit cours d'eau se situe aussi presque au contact entre ces deux formations: un des flancs est taillé dans le cailloutis et l'autre dans le cailloutis et le granite.

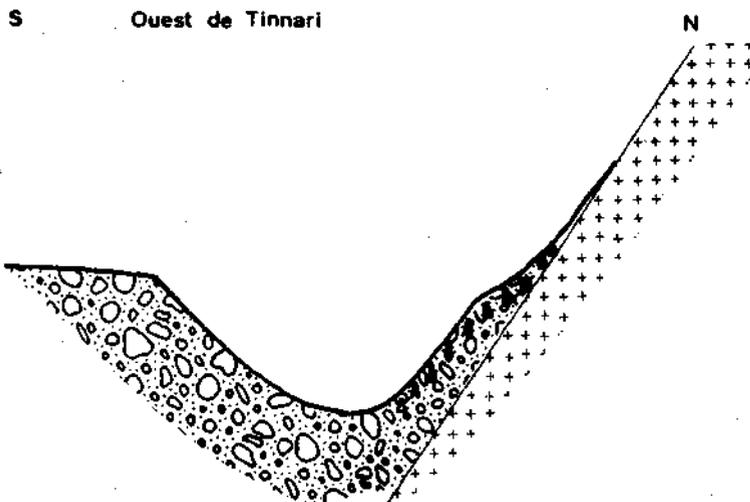


Fig.3.4.31

Vallée située à l'ouest de la route vers Tinnari.

Au sud de Tinnari, deux autres ravines, affluentes soit du riu Lu Rinaggiu, soit du riu Pirastru, sont situées au contact entre les deux formations.

Entre le riu Pirastru et le riu Pischinoni, une étroite dépression délimite la formation caillouteuse vers le sud. Ce creux fait cependant apparaître l'ignimbrite intercalée entre le cailloutis et le granite. Cette ignimbrite, en partie altérée, est responsable d'une zone marécageuse.

Au nord de cet interfluve, la formation caillouteuse est bordée par une autre dépression taillée dans le granite.

Ces vallées de contact s'observent presque partout; également à Campo di li Trigu, à l'Azza di li Cossi. Rares sont les endroits où le contact n'a pas encore été dégagé comme à Littu di Zoccaru ou encore à l'est de Lu Colbu. Ces observations montrent donc clairement une altération profonde du granite en marge du remplissage caillouteux.

Le cailloutis, l'ignimbrite et même le granite sous-jacent sont, d'autre part, entaillés par des cours d'eau à caractère torrentiel qui s'écoulent perpendiculairement à la paléo-vallée et qui sont orientés grosso-modo SE-NO. Le réseau hydrographique actuel est donc fondamentalement différent de celui qui fut responsable des accumulations caillouteuses observées.

Le contact ignimbrite-granite se présente généralement comme un replat, taillé dans le granite et surmonté par une concavité prononcée développée dans l'ignimbrite. Ce replat a été observé en maints endroits:

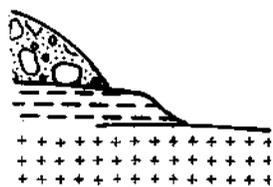


Fig. 3.4.32

Contacts granite-ignimbrite et ignimbrite-cailloutis

Littu di Colbu, Communagliu, versant oriental de l'Azza di li Cossi, versant de rive gauche du riu Pirastru... Le contact se marque aussi par des zones marécageuses ou des sources, ce qui doit être mis en parallèle avec l'altération de la formation ignimbritique (Communagliu, sud-ouest du Campo di li Trigu, rive

gauche du riu Pirastru et proximité de la Punta Cannedi). La puissance de l'ignimbrite est très variable: ainsi, à Lu Colbu, elle est de l'ordre de 2-3 mètres; par contre, à Communagliu elle oscille entre 7 et 15 mètres et à Littu di Colbu, elle atteint au moins 16 mètres.

Sur le versant ouest du riu Pirastru plusieurs observations ont été faites à ce sujet.

a) Du côté nord, la puissance de l'ignimbrite ne dépasse pas un mètre. Cette roche est surmontée par un mètre d'argile jaune-olive puis par deux mètres de dépôts dus à des mud-flows et enfin par la formation caillouteuse.

b) au centre de la paléo-vallée, sous une maison (alors en construction), la couche d'ignimbrite possède au moins 6 mètres de puissance.

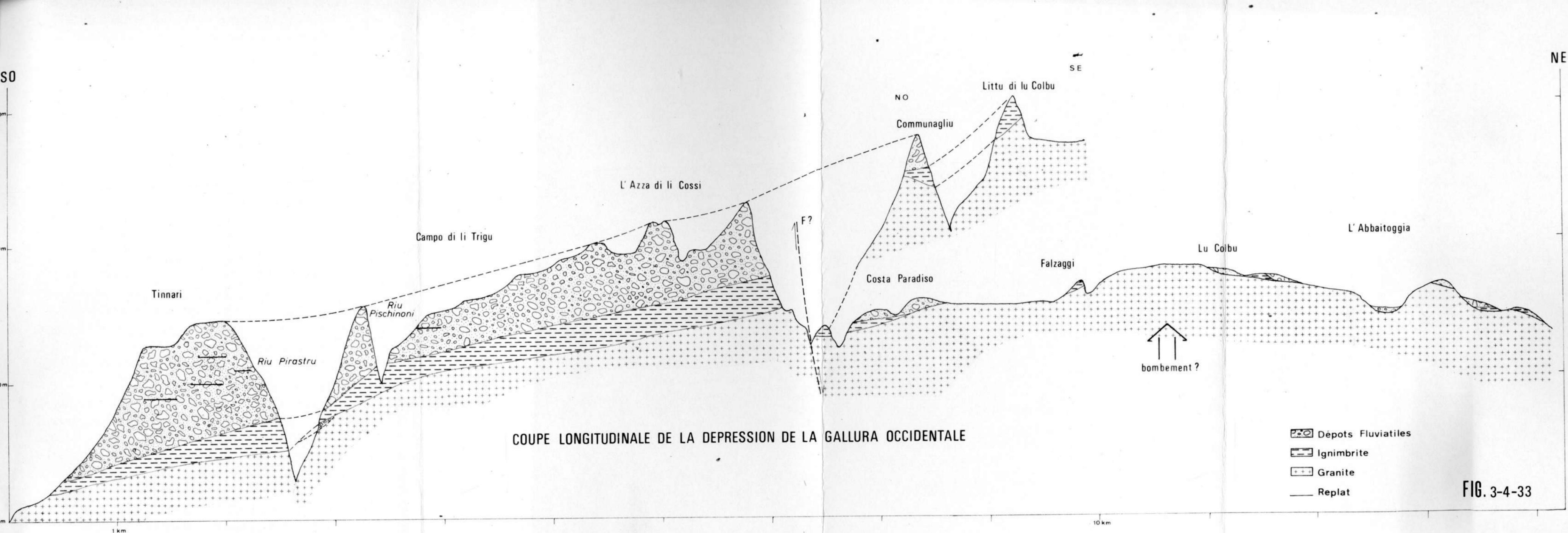
c) au sud de l'affleurement précédent, la coulée atteint la puissance maximale de 30 mètres.

Le contact ignimbrite-cailloutis se marque parfois par un replat (fig.3.4.32). Celui-ci a été observé à Communagliu ainsi qu'à la terminaison occidentale du dépôt, non loin de la Punta Cannedi où l'altitude de ce contact se situe vers 25 mètres.

B. Les replats sommitaux (fig.3.4.33)

La topographie du sommet de la formation caillouteuse est caractérisée par une série de surfaces subhorizontales dont les rebords sont convexes. Il n'est pas rare de rencontrer dans une même localité divers niveaux de ces surfaces planes. Ainsi, à Tinnari, trois surfaces horizontales sont développées respectivement à 140-145 mètres, 115-120 mètres et vers 100 mètres. Par contre, entre les rius Pirastru et Pischioni, on n'en rencontre qu'un seul situé à 150-155 mètres. De nouveau à Campo di li Trigu, se retrouvent 3 niveaux: 140 m, 155-160 m et 180 m. Alors qu'à l'Azza di li Cossi, la formation fluviatile culmine vers 200 m, 215 et 230 m. A l'entrée de la Costa Paradiso, deux niveaux peuvent être délimités à 150 et à 162 m. La butte de Communagliu possède un sommet aplani qui se situe à 278 m.

Reportés sur une coupe longitudinale traversant d'est en ouest cette paléovallée, les replats que nous venons d'évoquer ne peuvent tous se raccorder. Seuls les replats les plus élevés: 140 m (Tinnari), 155 m (Interfluve Riu Pirastru-Riu Pischinoni),



COUPE LONGITUDINALE DE LA DEPRESSION DE LA GALLURA OCCIDENTALE

-  Dépôts Fluviatiles
-  Ignimbrite
-  Granite
-  Replat

FIG. 3-4-33

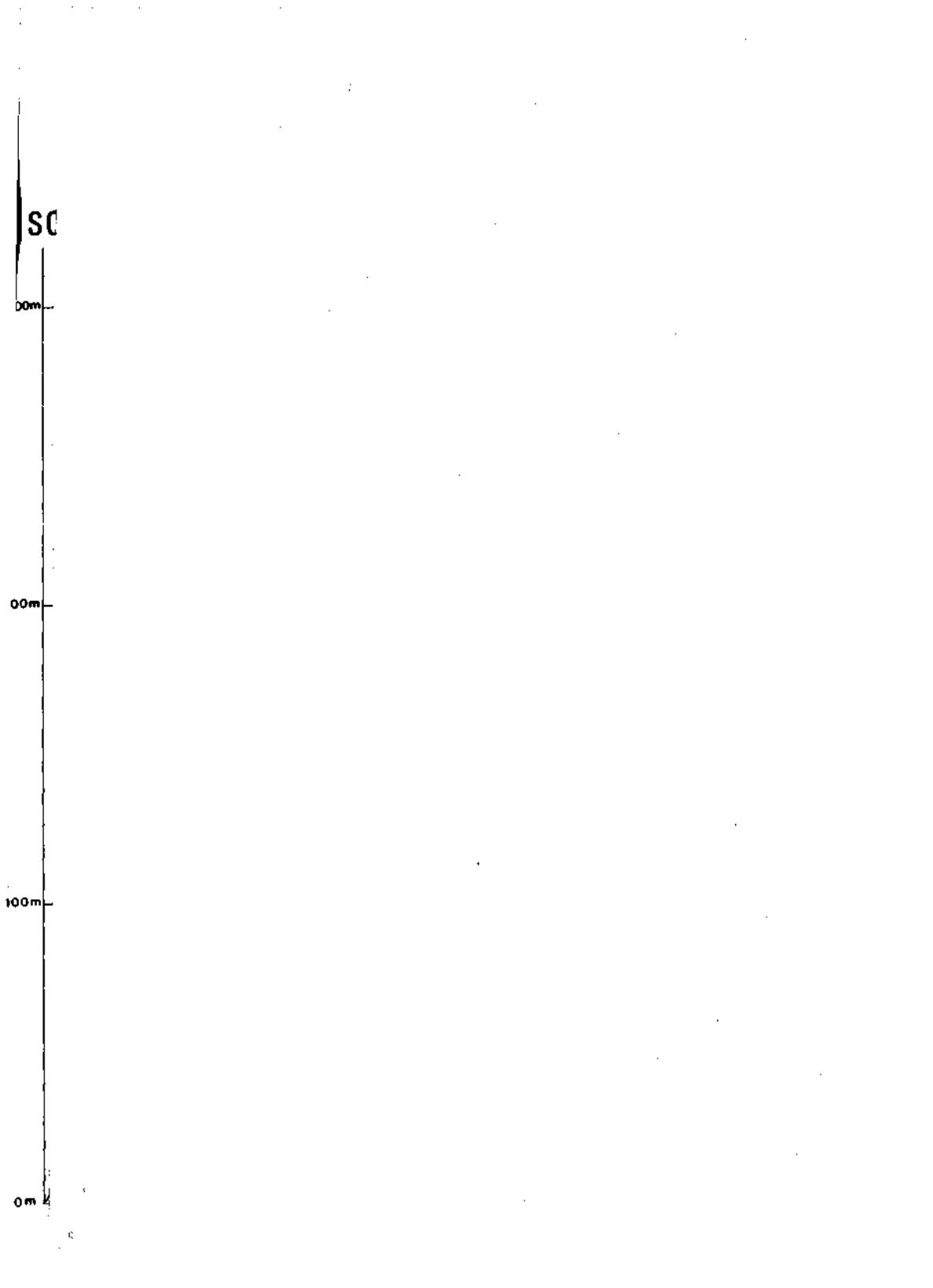


Fig.3.4.33. - Coupe longitudinale SO-NE au travers de la dépression de la Gallura orientale.

200 m, 215, 230 m (l'Azza di li Cossi), 278 m (Communagliu) peuvent être réunis en un profil longitudinal parallèle, dans les grandes lignes, à celui de l'ignimbrite. Dans ce cas, les surfaces horizontales peuvent être considérées comme la partie sommitale du dépôt fluviatile et donc comme le sommet du remblaiement de la vallée.

Mais les autres replats posent des problèmes. Quelle est leur origine ? En effet, il est impossible de les relier par un profil longitudinal car l'interfluve Pirastru-Pischinoni empêche tout raccord entre les replats de Tinnari et ceux de Campo di li Trigu. En conséquence, nous pensons que ces morphologies planes sont des formes d'érosion: des aplanissements locaux liés aux deux rivières qui ont traversé perpendiculairement cette ancienne vallée. En faveur de cette hypothèse, nous observons sur le versant ouest de la vallée du riu Pirastru un beau replat situé à 110 m et taillé dans la formation fluviatile.

D'autre part, les coupes situées à la base du dépôt laissent apparaître une composition lithologique légèrement différente - la proportion de galets allochtones - de celle observée dans la partie supérieure. Cette composition différente se retrouve dans tous les replats inférieurs. L'érosion liée à ces cours d'eau aurait donc dégagé la partie sommitale de l'accumulation caillouteuse.

D'un autre côté, l'allure de la coupe longitudinale à l'est de l'Azza di li Cossi est assez particulière. En effet, à l'entrée de la Costa Paradiso, on ne peut qu'être frappé par la faible puissance du cailloutis par rapport à celle observée à l'Azza di li Cossi. Des failles orientées SE-NO et donc perpendiculaires à la paléovallée pourraient peut-être expliquer l'existence de cette véritable "falaise" dans le cailloutis (fig.3.4.33). Quant à la faible épaisseur du dépôt caillouteux, elle peut aussi être liée à l'érosion du ruisseau Vena di Li Canni dont le bassin versant est considérable. Cette intense érosion expliquerait aussi l'isolement des buttes de Littu di Colbu et de Communagliu qui, aujourd'hui, sont en inversion de relief (fig.3.4.1. et 3.4.33).

Les dépôts d'ignimbrite et les cailloutis de la partie orientale de la paléovallée (est de Lu Colbu) semblent appartenir à un autre bassin versant dirigé vers le nord-est comme le montre une coupe longitudinale. Cependant, les deux seules mesures de courant réalisées à Abbaitoggia dans les deux formations fluviales indiquent un écoulement vers le sud-ouest. On peut donc émettre l'hypothèse qu'un bombement, peut-être lié au rejeu de certaines failles, déjà responsables de la paléovallée, serait la cause des dépôts en contre-pente. Ce soulèvement se situerait aux environs de Lu Colbu et pourrait être contemporain de la phase tectonique fini-pliocène (fig.3.4.33).

8. Les apports de galets allochtones (Fig.3.4.2.)

Comme nous l'avons vu, l'affluent du Communagliu-Littu di Colbu est responsable des apports de galets allochtones, porphyre permien, gneiss et micaschiste) dans la paléovallée.

Comme le suggère le réseau hydrographique actuel, ce cours d'eau pourrait être alimenté par le rio Vignola dont le tracé aurait été est-ouest au départ de Balestra (Fig.3.4.2). Ce cours possible du Rio Vignola expliquerait, entre autres, la large dépression occupée seulement par la Vena di li Canni.

D'autres cours d'eau pouvaient aussi faire partie du bassin versant de l'"affluent Communagliu", il s'agit de trois torrents aujourd'hui affluents du riu Pirastru.

1) Le Vena Manna . Ce petit cours d'eau d'abord dirigé du sud vers le nord, forme ensuite une large boucle pour se diriger vers le sud-ouest et se jeter dans le riu de Pischina.

2) Le riu de Pischina, dont les sources sont situées dans les micaschistes, est également dirigé sud-nord et, à hauteur de Contramuzzoni, ce cours d'eau tourne vers l'ouest pour se jeter dans le riu de Fiuminetto.

3) Le riu Fiuminetto, beaucoup plus important, traverse tout le micaschiste et atteint même le permien. Son tracé est aussi sud-nord et, au sud de Monte Cuccaru, il tourne brusquement vers le sud-ouest pour former de riu Pirastru qui va traverser la paléovallée.

Dans le prolongement des tronçons sud-nord de ces trois cours d'eau, la crête granitique qui borde, au sud, la dépression de Littu di Colbu-Vena di li Canni est traversée par des cols situés respectivement à Filigu Masciu vers 366 et 375 m, à l'Aggioni à 373 m et à Ussoni à 383 m (fig.3.4.1 et 3.4.2.). Peut-être s'agit-il là de traces du passage de ces cours d'eau dont certains pouvaient être responsables des apports de ces galets allochtones.

9. Age de la formation fluviatile supérieure

Comme nous l'avons avancé dans l'introduction de ce chapitre, la formation de cette paléo-vallée est sans doute étroitement liée à la tectonique oligocène dont les effets se sont faits sentir dans toute la Sardaigne. D'autre part, les coulées d'ignimbrite peuvent être considérées comme contemporaines du Miocène, ce qui a été confirmé par les récentes datations absolues par la

méthode du K/Ar (P.BROTZU, 1975). On peut donc en déduire aisément que la première formation caillouteuse s'est mise en place à la fin de l'Oligocène ou au Miocène inférieur.

Quant à la formation fluviatile supérieure, les seuls arguments stratigraphiques sont qu'elle repose sur des coulées volcaniques du Miocène inférieur et que, localement, elle est recouverte de placages éoliens sans doute d'âge Würm.

ARMARI (1974) donne, dans la légende de la carte géologique, un âge pléistocène à ce dépôt fluviatile. Cependant, si nous comparons cette formation avec les terrasses les plus élevées du bassin interne du Coghinas, un point important les différencie: il s'agit de la coloration de la matrice.

En effet, la coloration la plus forte observée sur une terrasse du Coghinas est de 5 YR. Or, la matrice du cailloutis de la Gallura occidentale possède une coloration de l'ordre de 10 R-2,5 YR. De plus, une telle coloration ne s'observe, dans le bassin du Coghinas, que dans les dépôts conglomératiques tertiaires déjà décrits plus haut (3e partie, chapitre 1).

Un autre élément important pour la datation de cette formation est l'influence de la tectonique. En effet, lors de l'étude du profil en long des dépôts de la dépression galluraise, nous avons envisagé un soulèvement local qui aurait entraîné le basculement vers le nord-est des placages orientaux. Cette phase tectonique se serait déroulée à la fin du Pliocène et serait aussi responsable des failles qui ont affecté, entre autres, les formations tertiaires du bassin du Coghinas et de l'Anglona.

Par contre, l'allure régulière des bassins longitudinaux des terrasses du Coghinas semble indiquer, du moins dans cette partie de la Sardaigne, l'absence de mouvements tectoniques notables au Quaternaire.

En conséquence, nous pensons que cette accumulation conglomératique de la Gallura s'est mise en place entre le Miocène inférieur et le Pliocène supérieur et qu'elle résulte de l'intense érosion liée aux soulèvements de la Gallura pendant l'orogénèse alpine.

D'autre part, l'épisode tectonique fin-pliocène aurait aussi désorganisé considérablement le réseau hydrographique de la Gallura occidentale, entraînant la fin du cours d'eau responsable des accumulations fluviatiles envisagées. Ensuite, pendant tout le Quaternaire, le nouveau réseau hydrographique a guidé des phases érosives intenses qui ont abouti au démembrement partiel des formations tertiaires de cette

IV. CONCLUSIONS

En conclusion, nous pouvons admettre avec VARDABASSO (1952) et ARMARI (1974) que ces dépôts caillouteux sont d'origine fluviatile et que, par conséquent, les replats qui apparaissent comme des terrasses littorales, à proximité de Tinnari (voir fig.3.4.33) ne sont pas marins. Si le profil longitudinal de ce cours d'eau devait être prolongé, il aurait atteint la mer entre 80 et 120 m. Or, nous ne connaissons aucune trace de rivage à cette altitude sur cette portion du littoral. Mais, comme toute la région a été soumise à la fin du Pliocène à une dernière phase tectonique, il est normal de ne pas retrouver cet ancien littoral.

Rappelons aussi que cet ancien fleuve, interrompu dans son histoire par des coulées d'ignimbrite se dirigeait vers le sud-ouest, vers Isola-Rossa et qu'il était alimenté par deux affluents dont le plus important, celui du Communagliu, avait un bassin versant très important qui atteignait la frontière occidentale de la Gallura.

Quant à l'épaisseur considérable de ce cailloutis, elle ne peut s'expliquer que par un affaissement de cette région, contemporaine de la sédimentation.

LES AUTRES FORMATIONS CAILLOUTEUSES FLUVIATILES
DE GALLURA OCCIDENTALE

La bordure littorale de la Gallura occidentale compte, outre les dépôts importants de la paléovallée de Tinnari-Lu Colbu (3e partie, ch.IV), d'autres accumulations caillouteuses également d'origine fluviatile et qui, localement, peuvent aussi avoir une extension assez considérable. Il s'agit des terrasses du Rio Vignola et de ses affluents qui, sans doute, sont partiellement développées dans un lambeau oriental de la formation continentale tertiaire décrite au chapitre précédent. D'autres terrasses de la bordure littorale seront également évoquées et leur origine fluviatile sera démontrée. Enfin, un cailloutis trouvé à 635 m d'altitude, en bordure de la Gallura occidentale sera décrit.

A. Les terrasses du Rio Vignola

Les terrasses du Rio Vignola connaissent leur développement maximum au nord de la faille SO-NE qui limite, au sud, la dépression de Tinnari-Lu Colbu (fig.3.4.1, h.t.). En effet, à l'aval, soit au nord-est, du confluent du Riu Li Tauladori et du Rio Vignola des dépôts caillouteux ont été observés (fig.3.5.1.). Ces cailloutis ont d'ailleurs été cartographiés de façon remarquable sur la carte géologique au 1/100.000e (G.ARMARI, 1974). Nous y avons distingué, essentiellement par l'étude des altitudes relatives, plusieurs niveaux qui dominent une basse terrasse souvent très large.

Ainsi, face au Stazzo Pietro Scano, vers 74 m, on observe une terrasse bien nette dont l'altitude relative est de + 32 m.

A Santa Maria, des replats se notent à + 33 m (73 m) et à + 10 m (50 m).

Plus à l'aval, à proximité du Stazzo Patru, des terrasses se retrouvent vers (+ 10 m) 35-40 m, (+ 25 m) 50-55 m et enfin certains placages culminent à (+ 45 m) 70-75 m.

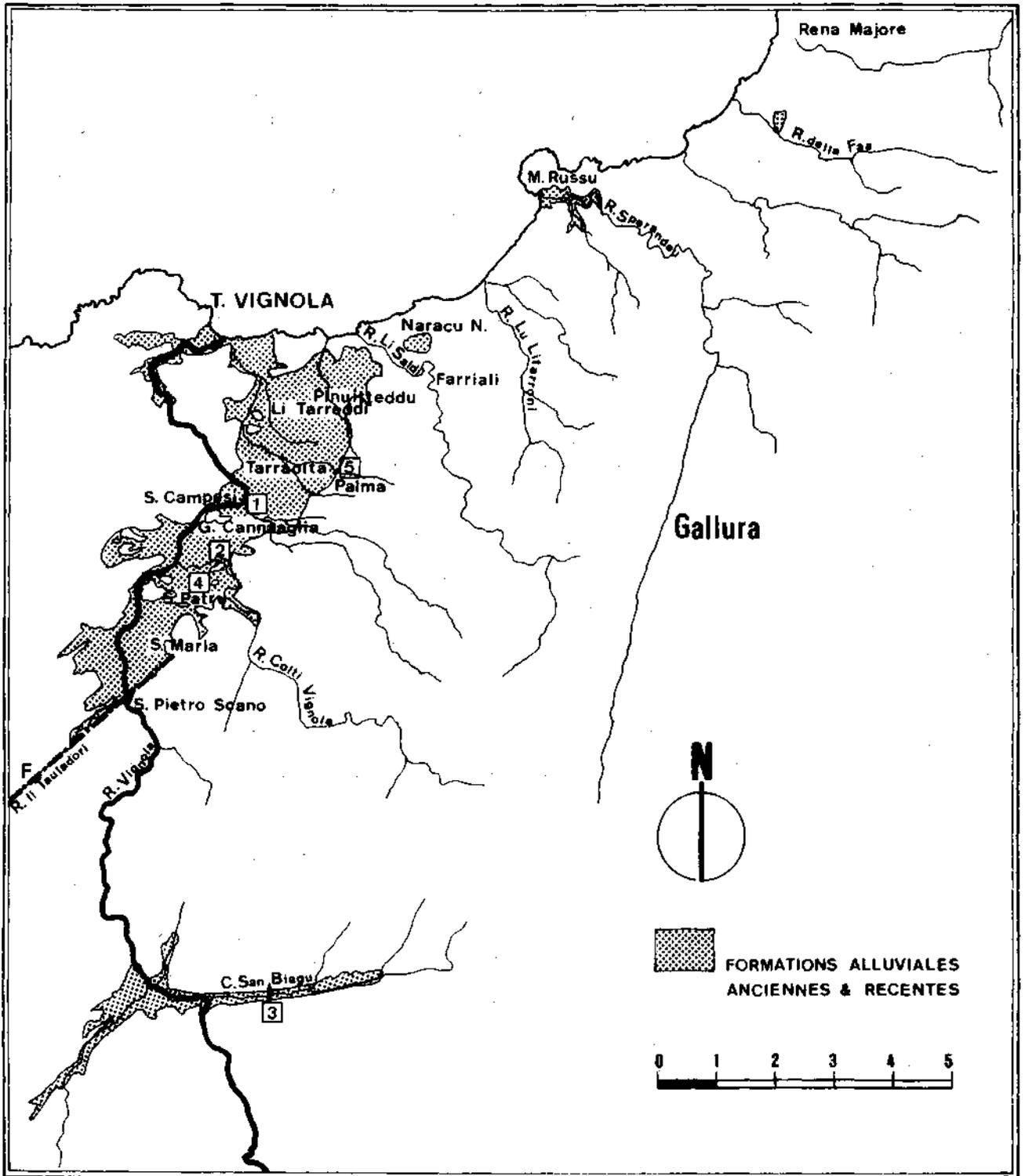


Fig. 3.5.1.

Carte de répartition des formations alluviales de la région de Torre Vignola - Rena Maggiore d'après G.ARMARI (1974) modifié.

A Guado Cannaglia existe encore une très belle terrasse à + 10 m et située entre 36 et 38 m.

Cependant, à Tarraolta, le Vignola quitte son tracé SSO-NNE pour s'écouler vers le nord-ouest dans des gorges étroites taillées dans des roches granitiques. Les dépôts caillouteux, par contre, continuent à s'étaler vers le nord-est mais à des altitudes parfois plus élevées. A Tarraolta, le cailloutis est à au moins 50 mètres de puissance comme on peut l'observer à l'est du pont sur le riu Vignola dans l'entaille de la nouvelle route, et il est recoupé par un replat situé à l'altitude de 90-95 m (+ 70-75 m.).

Plus à l'est, le cailloutis culmine à 126 m et à 123 m, au lieu-dit Palma. Ces dépôts s'étirent ainsi jusqu'à proximité de l'embouchure du Riu de li Saldi. Dans ce secteur oriental, outre les niveaux très élevés que nous venons de signaler, on observe aussi des replats développés dans le cailloutis à 70-75 m, 62 m et 35 m à Li Tarreddi et à 57 m et 53 m à Pinuitteddu.

En conséquence, dans ces dépôts, on peut définir deux zones: une première liée directement au tracé actuel du Rio Vignola et une seconde développée vers le nord-est et sans aucune relation avec le réseau hydrographique actuel.

Dans la première zone, on note 5 niveaux de terrasses dont nous avons noté l'altitude au-dessus de la plaine alluviale:

1. une basse terrasse située à + 2 m.
2. un niveau situé à + 10 m.
3. un niveau situé à + 22 m.
4. un niveau que l'on retrouve à + 32-33 m.
5. enfin un niveau plus élevé à 45 m.

Dans la deuxième zone, c'est-à-dire la partie nord-orientale, les replats peuvent se grouper en plusieurs niveaux situés aux altitudes respectives par rapport au niveau de la mer de:

1. 35 m.
2. 53 m, 57 m, 62 m.
3. 70-75 m.
4. 90-110 m.
5. 123-126 m.

La rareté des coupes et la densité du maquis ne nous a cependant pas permis de mieux définir ces nombreux niveaux. Seuls, quelques affleurements nous ont apporté des données intéressantes:

1. Tarraolta

Au pied de Tarraolta, face au Stazzo Campesi, une coupe entaille le niveau de + 10 m. Cette coupe est située le long du chemin qui se dirige vers Santa Maria, au sud du nouveau pont sur le rio Vignola. Le spectre pétrographique révèle une grosse majorité de galets de microgranites, également des granites de rares cailloux d'aplite, de roches basiques et de quartz. Tous les galets de granite sont altérés et la coloration de la matrice est de l'ordre de 7,5 YR. Le centile est de 25 cm. La rose d'orientation des galets indique clairement deux orientations de cailloux: une principale orientée N 80°E et une seconde, N 60° E (fig.3.5.2). Du pendage des galets, on ne peut définir avec certitude le sens de l'écoulement. Il est cependant vraisemblable que le Vignola se dirigeait vers N 10°W.

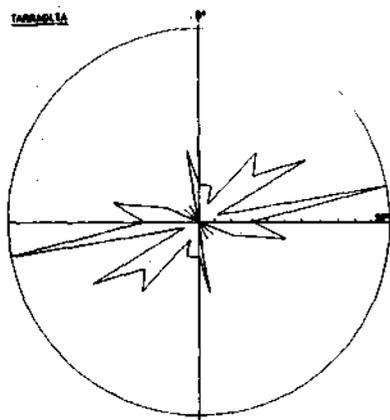


Fig. 3.5.2

Rose d'orientation
Tarraolta

2. Guado Cannaaglia

Une seconde coupe située aussi dans le niveau de 10 m, a été étudiée à Guado Cannaaglia. Elle se trouve à quelques mètres au nord du petit pont sur le rio Colti Vignola, le long du chemin, à l'altitude de 35 m environ.

Comme dans l'affleurement précédent, on note une grande majorité de microgranites, accompagnés de granites, d'aprites et de quelques quartz. Le centile mesuré dans cette coupe est de 41 cm.

La coloration de la matrice est de 7,5 YR 5/6 et l'altération est variable, suivant la nature des galets: tous les quartz et les microgranites sont résistants ainsi que la plupart des aprites, tandis que la majorité des granites est altérée.

Comme les microgranites sont les plus sains et les plus nombreux, ils ont été choisis pour la morphométrie des galets. La médiane d'éroulé est de 184 et l'histogramme est unimodal, ce qui indique un transport fluvial sur une distance modérée. L'indice d'aplatissement est de 2,00.

Quant à la rose d'orientation, elle indique clairement une majorité de galets allongés entre 110 et 140°E, et dont l'inclinaison montre un écoulement dirigé vers N 40°E, ce qui correspond à la direction de la vallée. (fig.3.5.3)

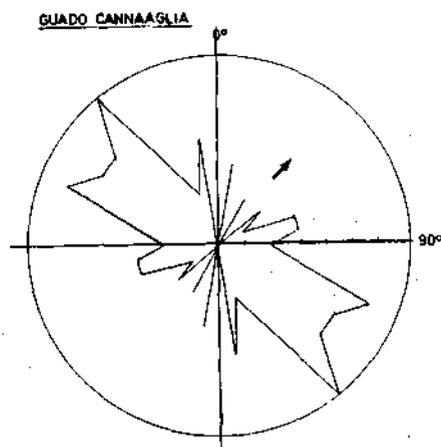


Fig. 3.5.3
Rose d'orientation.
Guado Cannaglia.

3. Terrasse du Canale di San Biagu

A l'intérieur des terres, dans la vallée du Canale di San Biagu, affluent de rive droite du Rio Vignola, nous avons repéré une terrasse située à l'altitude relative de 10 m (altitude: 300 m). Ce dépôt est constitué par une majorité de galets de microgranite auxquels s'ajoutent quelques aplites, des granites et de rares cailloux endogènes basiques.

L'altération atteint tous les granites alors que les microgranites et les aplites demeurent résistants mais ils sont entourés d'un léger cortex. La rubéfaction de la matrice est de l'ordre de 7,5 YR 5/8.

Par la rubéfaction et l'altitude relative on peut rattacher cette terrasse au niveau de 10 m observé à Cannaglia et à Tarraolta.

4. Stazzo Patru

Cette coupe se situe à la cote de 50 m, dans le niveau de + 22 m. Elle se trouve le long du chemin de Santa Maria, non loin du Stazzo Patru, au sud du rio Colti Vignola.

La composition lithologique du cailloutis est identique à celle observée dans le niveau précédent: de nombreux microgranites, des granites et des aplites, quelques quartz et aussi une roche provenant d'un filon basique.

L'altération, cependant, est légèrement plus importante que dans la terrasse précédente:

La majorité des granites est altérée, la plupart des microgranites sont peu altérés alors qu'on relève quelques microgranites un peu altérés.

A cette augmentation de l'altération, se joint une rubéfaction plus intense de la matrice: 5 YR 5/8. Signalons aussi que tous les galets de microgranite possèdent un cortex blanc.

Le centile est du même ordre de grandeur: 43 et 47 cm. La rose d'orientation montre une majorité de galets orientés N 100°E, direction perpendiculaire à l'axe de la vallée (fig.3.5.4)

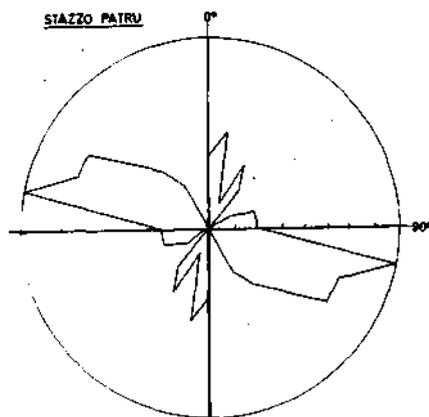


Fig. 3.5.4.

Rose d'orientation

Stazzo Patru

L'émoussé donne une valeur assez faible de 167; cependant, l'examen de l'histogramme révèle que le cailloutis est composé de deux familles de galets: une dont le mode se situe entre 100 et 150 et l'autre qui est comprise entre 200 et 250. Cette terrasse contient peut-être des galets originaires du Rio Vignola d'une part et du Rio Colti Vignola d'autre part. Une distinction lithologique entre les apports de ces deux cours d'eau est impossible à observer, la géologie des bassins versants étant identique.

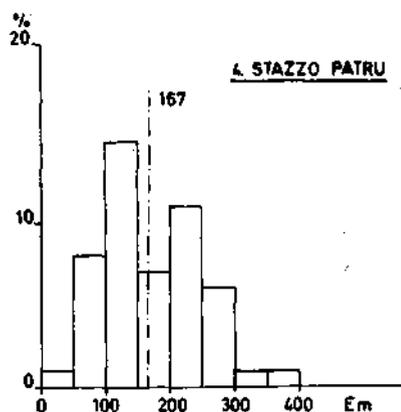


Fig. 3.5.5

Histogramme d'émoussé

Stazzo Patru

Ce mélange de familles de galets se marque également dans l'histogramme d'aplatissement où un mode se situe entre 1,75 et 2,00 et un autre entre 2,25 et 2,50, la médiane d'aplatissement étant assez élevée: 2,29. De même, l'histogramme présente aussi deux modes bien nets, un situé entre 500 et 550 et l'autre entre 600 et 700.

5. Palma

Au lieu dit Palma, le long de la route Torre Vignola-San Francesco d'Aglientu, une coupe nous a permis d'observer la formation caillouteuse à une altitude d'environ 120 m. à proximité du contact avec le granite.

Le cailloutis est toujours composé d'une majorité de microgranites, de quelques aplites et granites, mais aussi de nombreuses roches basiques.

Les granites sont tous altérés à pulvérulents.

Quant à la morphométrie des galets réalisée sur 50 cailloux de microgranite, elle montre un émoussé de 171, un aplatissement de 1,84 et un indice de dissymétrie de 625, tous les histogrammes étant unimodaux. Ce sédiment a donc une origine fluviale.

La rose d'orientation présente deux dispositions préférentielles pour les galets qui témoignent d'écoulements dirigés vers N 30°W et N 90°W (fig.3.5.6).

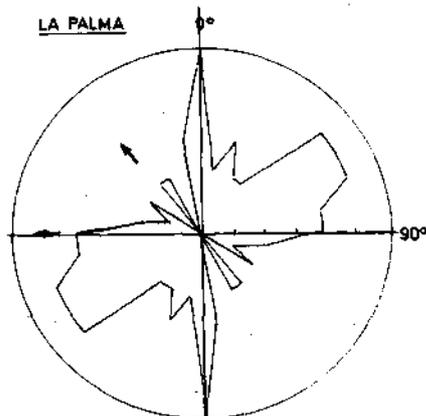


Fig.3.5.6

Rose d'orientation
La Palma

Les directions d'écoulement montrent que ce dépôt n'a pas été mis en place par le Vignola. Cette observation, ajoutée à la forte altération des granites et à l'altitude élevée nous fait envisager l'appartenance de ce cailloutis à la formation fluviale de la paléovallée de Tinnari-Lu Colbu dont il serait le lambeau le plus oriental.

En conclusion, le bassin du Rio Vignola est caractérisé par une série de niveaux de terrasses. On peut, avec des réserves, les corréler avec celles du Coghinas.

Ainsi, par l'altitude et l'absence de rubéfaction, on peut associer le niveau de + 2 m, au niveau T₀ du Coghinas côtier et, par conséquent, lui attribuer un âge holocène.

Le niveau de 10 m peut se comparer au niveau T₃ du Coghinas interne car il possède une même coloration de la matrice et une altération des galets semblable.

De même, le niveau de + 25 m peut se raccorder au niveau T₄ pour les mêmes raisons.

Par contre, nous manquons d'informations pour corréler les niveaux plus élevés à ceux déjà décrits dans le bassin du Coghinas.

L'extension du cailloutis vers le nord-est au départ de Tarraolta demeure un problème important car elle ne concorde pas avec le tracé actuel du Rio Vignola. Cependant, la puissance de cette formation (50 m à Tarraolta), l'altitude élevée de son sommet (126 m à Palma), l'importance de l'altération et le sens de l'écoulement sont autant d'indices qui nous font envisager l'appartenance de ces cailloutis à la paléovallée de la Gallura occidentale (ch.IV). Quant aux replats que l'on y observe, ils ont pu être découpés par le Vignola ou certains de ses affluents.

En synthèse, il y aurait donc dans le secteur de Torre Vignola, deux cailloutis différents: un premier constitué par les terrasses du Vignola et développé de part et d'autre de cette rivière et un second qui témoignerait d'une extension plus grande vers l'ouest de la paléovallée de la Gallura occidentale.

B. Les autres formations fluviatiles

Outre les formations du Rio Vignola, nous avons aussi repéré d'autres accumulations caillouteuses. Elles sont généralement peu étendues.

1. Riu de li Saldi (fig.3.5.1)

La nouvelle route nationale Castel-Sardo-Santa Teresa recoupe, au lieu dit Naracu Nieddu entre le Riu de li Saldi et le Riu lu Litarroni, un placage caillouteux assez étendu qui culmine à 73 m (altitude relative 47 m). Ce cailloutis se trouve dans le prolongement du riu de li Saldi dont il domine le coude situé au Stazzo Farriali (26 m).

La tranchée de la route montre que ce cailloutis a au moins 5 m de puissance. Le spectre lithologique des galets est fort semblable à celui observé dans le bassin du Rio Vignola: une faible majorité de microgranites, des granites, des roches endogènes basiques, des aplites et de rares quartz.

La morphométrie des galets de microgranite donne une médiane d'éroulé de 98. Cette valeur très faible témoigne d'un transport sur une courte distance qui n'a guère permis aux galets d'être façonnés. Un transport torrentiel explique aussi la valeur élevée du centile (85 cm) et est confirmé par la pente de ce dépôt qui est de l'ordre de 4 %.

On ne peut manquer d'être frappé par l'aspect éroulé des blocs de granite. Cette forme arrondie ne paraît pas liée au transport mais doit provenir de l'altération de cette roche au

départ des diaclases (boules granitiques) (P.MACAR, 1946, p.50). Il semble d'autre part que cette couverture caillouteuse ait protégé, de façon efficace, le granite sous-jacent qui, ailleurs, peut être très altéré comme nous l'avons observé dans des affleurements voisins.

Signalons aussi que la plupart des cailloux de granite sont altérés à très altérés et que la matrice de ce dépôt est rubéfiée (la coloration est malaisée à évaluer à cause d'un lessivage intense qui n'a laissé que des petites taches fort rouges).

L'étude de la disposition des galets montre que la majorité d'entre eux est orientée parallèlement à la direction du riu de Li Saldi (fig.3.5.7). Cette disposition est contraire à celle observée généralement dans les courants fluviatiles; cependant, TRICART et CAILLEUX (1959, p.299) signalent que, dans les torrents, la pente a une influence dans la mise en place des galets: "A pente forte, c'est évidemment l'effet de la pesanteur qui tend à augmenter le pourcentage des parallèles". Remarquons, d'autre part, que la majorité des galets mesurés sont baissants, c'est-à-dire plus inclinés que la pente, ce qui peut être aussi lié à un torrent en forte pente.

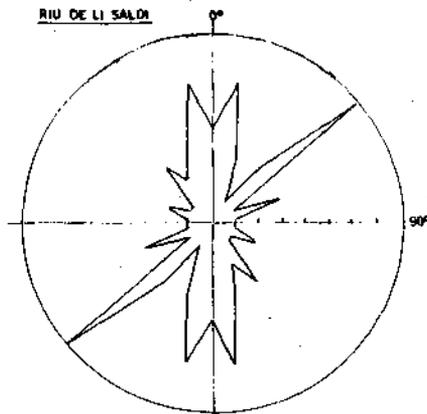


Fig. 3.5.7.

Rose d'orientation
Riu di li Saldi

En résumé, nous sommes devant une terrasse torrentielle du riu di li Saldi, qui est en inversion de relief et qui est malaisément datable.

Signalons que ce lambeau n'a pas été signalé sur la carte géologique de 1974.

2. Riu Sperandeu (fig.3.5.1)

Entre le Monte Russu et la nouvelle route littorale, nous avons observé une basse terrasse qui s'étale de part et d'autre du Riu Sperandeu. Cette basse terrasse est aussi cartographiée sur la carte géologique et un âge holocène lui est attribué.

A la faveur de la construction de la route littorale, une entreprise a momentanément exploité cette basse terrasse comme

gravière. Deux coupes y ont été dégagées:

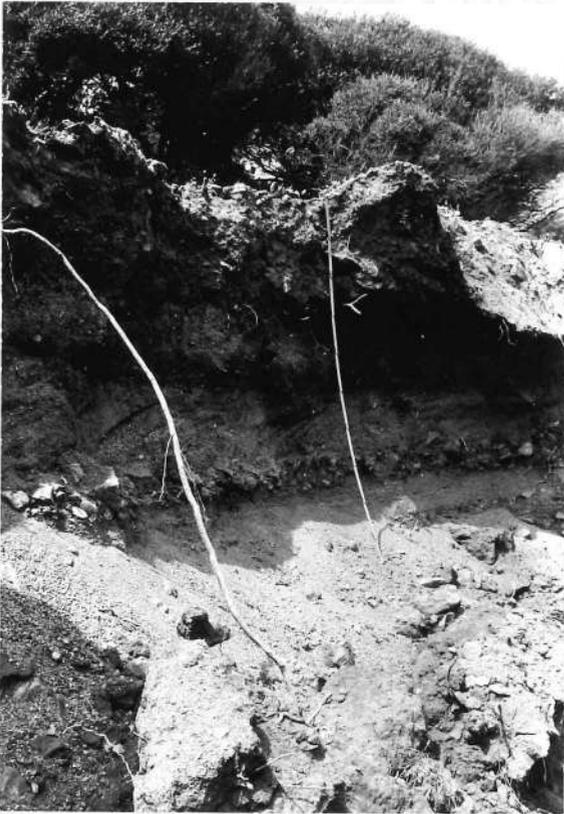


Fig. 3.5.8.

Coupe dans la basse terrasse
du Riu Sperandeu

1ère coupe:

- 0-40 cm: niveau argilo-sableux de couleur noirâtre à faible charge caillouteuse. Les quelques galets sont tous anguleux.
- 40-60 cm: niveau sablo-graveleux de couleur brun-jaune.
- 60-80 cm: niveau graveleux de couleur noirâtre avec, épars, des éléments anguleux.
- 80-115 cm: zone graveleuse de couleur grise, constituée de lits inclinés, parallèle et composés de gravier variant entre 1 et 15 mm (voir photo, fig.3.5.8). L'inclinaison de ces lits peut être assez forte: de 20° à 32° . Ils sont, en outre, orientés suivant une direction préférentielle ($N 140^{\circ}E$) perpendiculaire à la vallée.
- 115-130 cm: Zone caillouteuse à matrice grisâtre. L'émoissé mesuré sur des galets de microgranite est de 185, valeur typiquement fluviale. L'histogramme d'émoissé présente un mode très bien marqué entre 100 et 150 et un second mode situé entre 300 et 350, ce qui laisse supposer un mélange de deux familles de galets, certains auraient subi un transport plus long que d'autres. La disposition des galets montre en outre que ceux-ci ont la même orientation que celle des lits inclinés, relevée dans le banc précédent: $N 140^{\circ}E$ (fig.3.5.9).
- 130-150 cm: Zone essentiellement graveleuse bien litée horizontalement.

150-190 cm: niveau caillouteux contenant des galets à émoussé fluviatile orientés de façon nette suivant la direction N 120°E (fig.3.5.10).

190-260 cm: Accumulation caillouteuse. Les galets sont entourés d'une patine violacée. L'émoussé de ces cailloux est de 203, valeur comparable à la mesure précédente. L'histogramme d'émoussé est, ici aussi, bimodal. Un maximum de galets se situe entre 100 et 150 et un mode secondaire se trouve entre 200 et 250. La disposition des galets est cependant moins nette que dans les bancs précédents car on note trois directions préférentielles: 180°, 140° et 100° (fig.3.5.11).

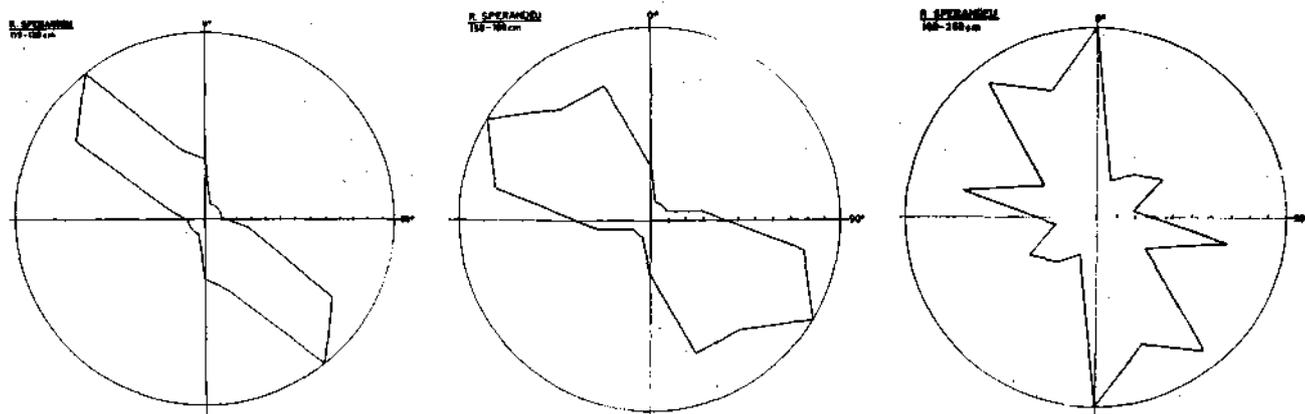


Fig. 3.5.9, 10 et 11: Roses d'orientation. Coupe du Riu Sperandeu (basse terrasse)

2^e coupe:

Non loin de la première coupe, une seconde coupe présente une succession comparable:

0-40 cm: Niveau sableux noirâtre à faible charge caillouteuse. Les quelques galets repérés sont tous anguleux.

40-50 cm: Niveau graveleux contenant quelques galets émoussés.

50-75 cm: Niveau sableux semblable au premier ensemble.

75-175 cm : Alternance de bancs graveleux et de lentilles caillouteuses.

175-255 cm: zone sablo-graveleuse dans laquelle des débris ligneux ont été repérés.

Cette basse terrasse est donc composée d'éléments caillouteux sains contenus dans une matrice non rubéfiée. Il s'agit donc d'une terrasse récente datant soit de l'Holocène, soit du Würm récent. Son allure nous permet de la comparer à la terrasse T₁ du Coghinas.

3. Riu della Faa

Au sud du placage sableux d'origine éolienne de Rena Majore, il existe, dominant le riu della Faa, une terrasse étendue sur 250 m de long et 200 m de large environ. Cette terrasse a été aussi cartographiée par le Servizio Geologico d'Italia.

Le centile de cette formation est de 60 cm, et le cailloutis possède un émoissé fluviatile bien net: 208. L'histogramme d'émoissé est, encore une fois, bimodal: le mode secondaire entre 100 et 150. La valeur de l'émoissé et l'allure de l'histogramme montrent donc une similitude parfaite avec la terrasse récente du Riu Sperandeu. L'aplatissement est de 1,93, valeur commune dans les dépôts fluviatiles.

La coloration de la matrice de ce dépôt est localement très forte puisqu'elle atteint 2,5 YR 4/8. De même, les cailloux de granite sont tous très altérés à pourris. Il n'est donc pas impossible que cette terrasse date du Quaternaire ancien, ou peut-être même du Tertiaire. Il semble cependant étrange qu'un torrent de l'importance actuelle du Riu della Faa ait pu engendrer un tel dépôt.

4. Dépôt fluviatile de San Guiseppe di Cugurenza

(carte h.t., fig.3.2.1)

A l'extrémité occidentale de la Gallura, à l'ouest du monte Littigheddu (693 m), non loin de la chapelle de San Giuseppe di Cugurenza, s'étire, à une altitude de 640 m, un replat long de près de 200 m et large de 150 m environ. Ce replat est taillé dans les roches volcaniques du Permien, en l'occurrence des porphyres quartzifères (A.MORETTI, 1959; G.TRAVERSA, 1966) et n'est surmonté d'aucun dépôt.

Cependant, à proximité, à la cote de 635-640 m, nous avons repéré, épars, dans le maquis, des cailloux émoissés. Ce cailloutis se situe à quelques mètres à l'est d'une station de captage d'eau potable. Nous avons ainsi recueilli 21 galets de nature assez variée: 3 de porphyre permien, 3 de granite porphyroïde du Monte Ruiu, 5 de granite, 4 de microgranite, 1 d'aplite, 1 de quartz et 4 de trachyte. Cette composition lithologique est pour le moins curieuse: alors que nous nous trouvons pratiquement sur le point

culminant de ce secteur, au coeur de la zone où affleure le porphyre permien, seulement 14 % des galets sont autochtones. Ce spectre ressemble plus à celui que l'on rencontre généralement dans le bassin du Coghinas (3e partie, ch.1 et 2).

Nous avons effectué la morphométrie de ces galets: ils sont cependant trop peu nombreux pour que leurs indices aient une réelle valeur statistique, ces mesures seront cependant utiles pour déterminer le mode de dépôt.

Ainsi, pour les porphyres permien, les émoussés mesurés sont les suivants: 77, 140 et 264; pour les porphyres de Monte Ruiu, ils sont de 192, 232 et 312; pour les granites, de 44, 171, 186, 234 et 462; pour les microgranites de 125, 294, 308 et 400; celui de l'aplite est de 400, celui du quartz, de 126 et ceux de trachyte sont de 231, 235, 278 et 458.

Les indices ainsi relevés semblent dans leur grande majorité correspondre à un mode de dépôt fluviatile. Cette interprétation n'est pas infirmée par les mesures d'aplatissement qui vont de 1,15 à 2,53 pour l'ensemble des galets (médiane: 1,62).

S'agit-il alors de la trace du passage du Coghinas comme le suggère la composition lithologique ? Si oui, comment se trouve-t-il à cette altitude et quand a-t-il été mis en place ?

L'âge de ce cailloutis pose des problèmes. Par son altitude et sa position, il ne peut être rattaché au système des terrasses quaternaires du Coghinas. D'autre part, la présence dans ce cailloutis de galets de trachyte prouve qu'il est postérieur à l'Oligocène-Miocène inférieur. De plus, son altitude peut s'expliquer en faisant intervenir un soulèvement tectonique sans doute d'âge Fini-pliocène. Cette phase tectonique aurait aussi été responsable des modifications subies par d'autres dépôts alluviaux tertiaires du bassin du Coghinas (ch.I et II).

Ce cailloutis peut donc être raisonnablement daté de la fin du Miocène ou du Pliocène. Il témoignerait sans doute d'un ancien tracé du Coghinas.

D'autres replats ont été examinés dans le secteur: aucun d'eux n'était recouvert de galets.

LES ALLUVIONNEMENTS DE LA NURRA SEPTENTRIONALE

La géologie de la Nurra est caractérisée par trois ensembles bien distincts (fig.3.6.1.):

1) d'abord par le substratum qui est constitué par des schistes, phyllades, micaschistes et quartzites du Cambro-Silurien et qui est traversé par des filons de quartz; ces formations affleurent dans la partie occidentale de la Nurra, s'étirent depuis Porto Ferro au sud jusqu'à la presqu'île de Stintino au nord et forment la majeure partie de l'île de l'Asinara.

2) ensuite, par un ensemble essentiellement calcaro-dolomitique d'âge mésozoïque qui recouvre les roches du Paléozoïque. Ces roches sédimentaires affleurent d'une part dans la Nurra orientale (Mte S.Giusta, Mte Alvaro, Mte Elva,...) et d'autre part dans le secteur méridional (Capo Caccia, Fertilia et Alghero). Selon l'opinion généralement admise, la Nurra orientale aurait été soumise à un affaissement tectonique, ce qui aurait favorisé la conservation des calcaires secondaires et, en contrepartie, aurait entraîné dans la bordure occidentale, la mise à nu du socle paléozoïque. Les coulées de trachyte d'âge oligo-miocène qui affleurent à la limite orientale de la Nurra peuvent aussi être mises en relation avec ces dislocations tectoniques tertiaires (S.BONICELLI-VARDABASSO, 1960).

3) enfin, par des accumulations qui comprennent, outre les dépôts éoliens, les terrasses marines et les éboulis ordonnés, d'importantes accumulations alluviales. Ces dernières sont surtout constituées par des cailloux de quartz plongés dans une matrice sablo-argileuse rubéfiée et proviennent du démantèlement du substrat paléozoïque. Ces accumulations s'étirent d'une part vers le sud (région de Fertilia et d'Alghero) et d'autre part vers le nord, de Canaglia vers le golfe de l'Asinara (Etang Pilo-Saline).

SCHEMA GEOLOGIQUE DE LA NURRA SEPTENTRIONALE

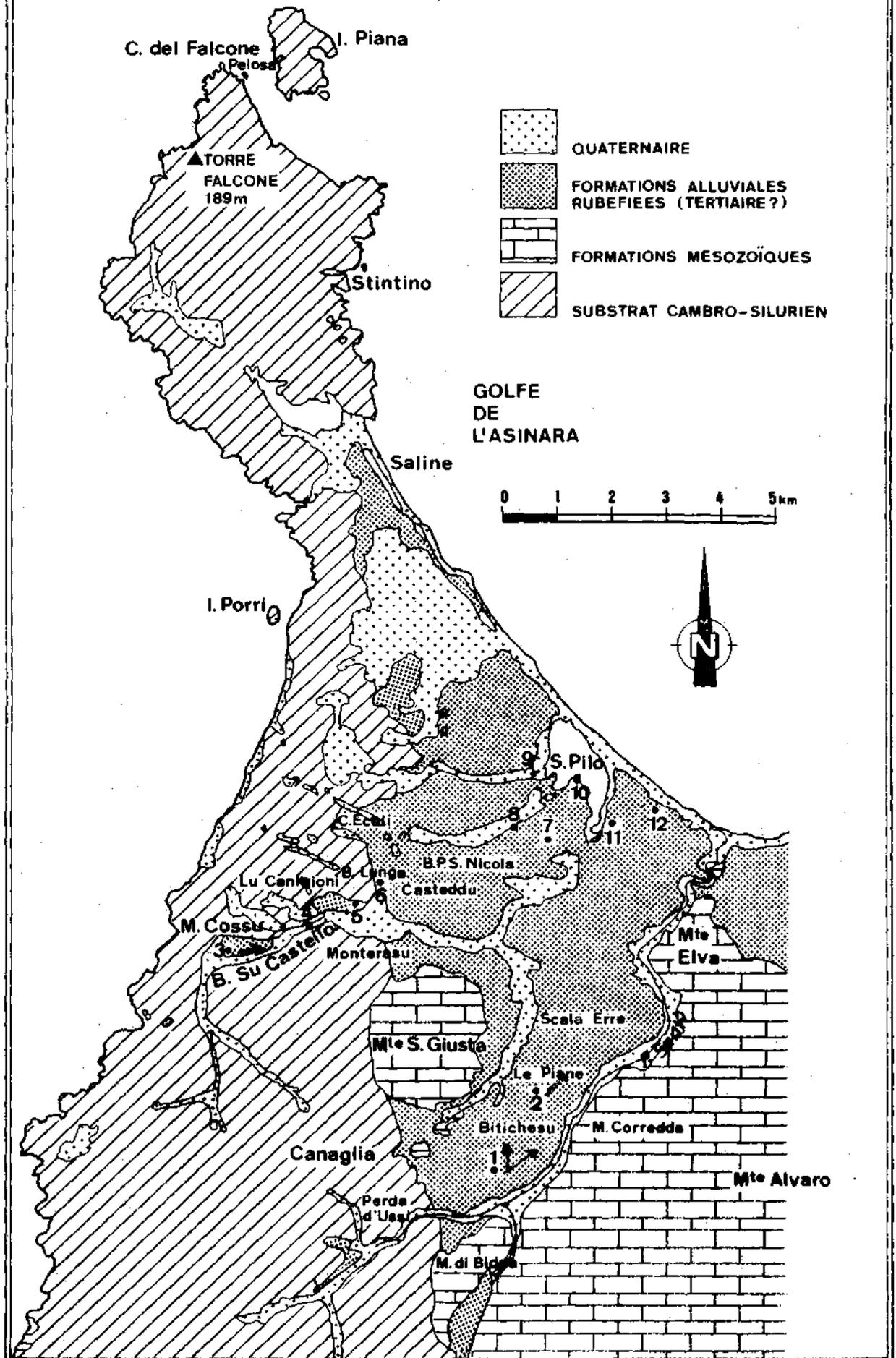


Fig.3.6.1

Dès 1910, FRANCHI était frappé par ces accumulations alluviales auxquelles il donnait un âge quaternaire. Il les décrivait comme de l'argile rouge avec des cailloux roulés de quartz, cailloux qui proviennent des veines de quartz très fréquentes dans les phyllades.

MORETTI (1953) donne à cette formation une origine probablement fluvio-lacustre; il signale qu'elle est constituée de galets généralement bien roulés. Il lui attribue un âge quaternaire en insistant sur l'incertitude de cette datation, étant donné l'absence totale de fossile. L'unique repère géologique est formé par les sables éoliens post-tyrrhéniens qui la recouvrent. MALATESTA (1953), envisageant ces dépôts alluviaux en Nurra méridionale et en les comparant avec ceux de la Nurra septentrionale, arrive à des conclusions semblables. Cette datation quaternaire a été, par la suite, reprise par MARTELLI (1953) et VARDABASSO-BONICELLI (1960).

Par après, PECORINI (1963) étudiant cette formation en Nurra méridionale, la décrit comme une couverture continue de cailloux de quartz, quartzites et schistes cristallins, d'argile et de sable très rubéfiés riches en oxyde de fer, le tout d'une épaisseur moyenne de 10 à 20 mètres. Ce même auteur remarque que cette couche plonge sous le niveau de la mer. PECORINI suppose qu'il s'agit de la formation la plus ancienne postérieure au Miocène et qu'elle représente le Pliocène et, en partie, le Pléistocène inférieur (Villafranchien ?) car ces alluvions reposent directement sur du Miocène et sont recouvertes de dépôts quaternaires dont les plus anciens sont considérés comme Mindel.

Cette datation est aussi retenue par A.PIETRACAPRINA (1971) et par B.DETTORI (1972).

Il importe aussi de signaler l'analyse micropaléontologique d'échantillons prélevés dans des sondages qui traversent cette formation à l'est de l'étang Pilo. Cette analyse effectuée par A.GANDIN de l'Université de Cagliari pour le compte de la Société GEOSONDA (rapport inédit, 1971) aboutit aux résultats suivants:

- 1) ces dépôts résultent d'une sédimentation en milieu lacustre.

- 2) pour leur datation, on ne possède aucune indication précise: dans les échantillons examinés, des fossiles remaniés ont été retrouvés et les plus récents d'entre eux sont d'âge crétacé. On peut donc affirmer que ces dépôts sont postérieurs au Crétacé et donc, probablement, d'âge tertiaire.

Nous nous sommes aussi occupés de cette formation particulière qui recouvre la majeure partie du territoire de la Nurra septentrionale et qui est associée à un relief de bas-plateaux qui se présente comme de longs glacis. La morphologie de ce secteur sera envisagée à la fin de ce chapitre.

A. Dépression de Scala Erre-Canaglia (Fig.3.6.1)

Au nord-est de Canaglia s'étire une dépression large de 2 km 800 environ, bordée au nord-ouest par les monts de Santa Giusta (251 m, calcaire du Trias) et au sud-est par les Monti di Bidda (158 m) et la crête de M. Correda (168 m) (calcaires du Jurassique). Cette dépression se termine en cul-de-sac vers le sud-ouest par la zone de Canaglia où affleurent des formations schisteuses du Cambro-Silurien (Perda d'Ussi, 140 m).

Le remplissage de cette large vallée est constitué par des dépôts alluviaux essentiellement caillouteux et d'une puissance atteignant au moins 30 mètres comme le montrent les coupes des chemins qui traversent cette formation.

Cette dépression a un fond plat qui pend doucement vers le nord-est, c'est-à-dire en direction du golfe de l'Asinara. Cette surface subhorizontale se situe à une altitude de 80 m au km 4 de la route Scala Erre-Canaglia qui la traverse dans le sens de la longueur, à 76 m au km 3, à 68 m au km 2, à 60 m à Sant' Osanneddu et à 55 m à Scala Erre, localité où elle rejoint le bas-plateau littoral qui se poursuit sans discontinuité jusqu'à la falaise de Cabu Aspru (30 m). Cette surface plane est entaillée sur les côtés par deux cours d'eau: au nord-ouest par le Canale de Chirigu Cossu, affluent du Rio S. Nicola qui se jette dans l'étang côtier de Pilo et au sud-est par le cours supérieur du Fiume Santo.

9

Cette dépression, aux limites rectilignes, est sans doute liée à une faille comme le supposent d'ailleurs les cartes géologiques de MORETTI (1959) et de COCOZZA (1972).

Deux coupes ont retenu notre attention dans ce secteur:
(les numéros des stations sont repris sur la fig.3.6.1)

1. Bitichesu

A Bitichesu, une route secondaire se dirige vers le sud et entaille le bas-plateau vers 80 mètres. Dans la coupe ainsi dégagée, on observe un cailloutis constitué par une majorité de galets de quartz et aussi par quelques galets de minerai de fer: en effet, la dépression aboutit dans la région de Canaglia où affleure ce minerai et où il a été intensément exploité.

Les cailloux de quartz qui sont les plus nombreux et les plus résistants ont été choisis pour réaliser la morphométrie ici, comme dans les autres stations (50 galets compris entre 40 et 60 mm).

Nous avons mesuré un émoissé assez modeste: 111. L'histogramme d'émoissé est nettement unimodal (100 à 150)(fig.3.6.2.). L'aplatissement est de 2,17. Quant à l'indice de dissymétrie, il atteint 621.

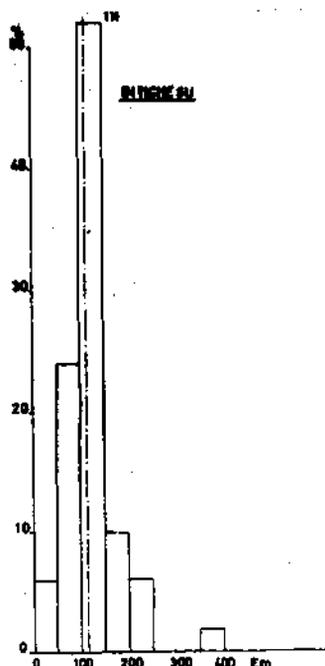


Fig. 3.6.2.

Histogramme d'émoissé de
Bitichesu (50 galets de quartz)

Le centile de cette formation atteint 38 cm.

Quant à la coloration de la matrice, elle est brune (7,5 YR 4/6).

La rose d'orientation de Lundquist (fig.3.6.3) présente deux directions préférentielles, une première orientée N 90-100° E et une autre, moins importante, orientée N 150° E. La majorité des galets pendait vers l'ouest ou le sud; ils sont dans leur grande

majorité relevants. Cette disposition témoigne donc de deux directions de courants dirigées respectivement vers le nord et le nord-est.

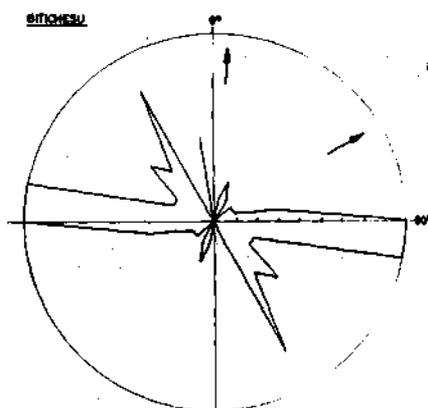


Fig. 3.6.3

Rose d'orientation des galets de Bitichesu

2. Le Piane

A proximité du km 2 de la route de Canaglia, au lieu-dit Le Piane, la chaussée traverse la formation alluviale vers 68 m.

La composition lithologique de ce cailloutis montre une grande majorité de quartz accompagnés de quelques galets de schistes et de phyllades. L'émoissé des quartz est de 120. L'histogramme d'émoissé présente aussi un mode unique situé entre 100 et 150 (Fig.3.6.4). L'indice d'aplatissement est de 2,24 et celui de dissymétrie de 623. Ces indices sont presque identiques à ceux observés dans la station précédente. Le centile aussi est semblable, il atteint 34 cm. Seule, la coloration de la matrice est différente, elle est brun-rouge (2,5 YR 4/8).

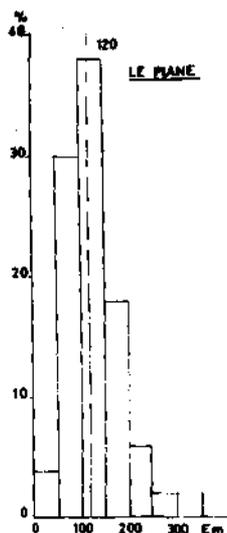


Fig. 3.6.4.

Histogramme d'émoissé Le Piane

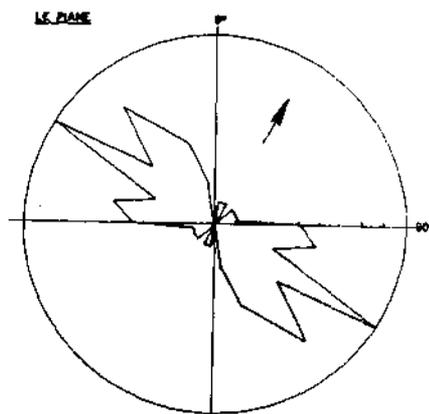


Fig.3.6.5.

Rose d'orientation Le Piane

L'étude de l'orientation des galets montre qu'un maximum d'entre eux est allongé suivant la direction N 120°E et incliné vers le sud et l'ouest, ce qui signifie que le courant qui les a déposés était dirigé vers le N 30°E, valeur qui correspond au sens de la dépression.

B. Dépression du Baddu de Su Castello (fig.3.6.1)

Une autre vallée, située plus au nord, est également responsable des dépôts alluviaux qui s'étalent sur la bordure littorale du golfe de l'Asinara. Cette dépression, beaucoup plus étroite - 400 m environ - est développée dans les roches schisteuses du Cambro-Silurien et se trouve au sud du Monte Cossu. Elle aboutit dans la Nurra orientale au nord du Monte S.Giusta, relief déjà évoqué plus haut. Cette dépression est traversée par le Baddu de Su Castello et aussi par une nouvelle route qui, au départ de Borgata Pozzo San Nicola, se dirige vers l'ouest. La morphologie de cette zone est aussi caractérisée par une surface subhorizontale qui est fort disséquée par le Baddu de Su Castello et ses affluents. A Lu Canigioni, cette surface se trouve à 60 m puis à 55 m, à Monterasu à 50 m, à 44 m à Casteddu et enfin vers 40 m à Borgata Pozzo San Nicola.

Quatre coupes ont retenu notre attention dans ce secteur.

3. Lu Canigioni

Une première coupe située à l'extrémité occidentale de la vallée, au lieu-dit Lu Canigioni, à la cote de 55 m, traverse la formation alluviale où l'on note une majorité absolue de galets de quartz mais aussi de nombreux phyllades.

L'é moussé des cailloux de quartz est de 93, le mode unique étant situé entre 100 et 150. L'aplatissement est de 1,88 et la dissymétrie de 649. (fig.3.6.6)

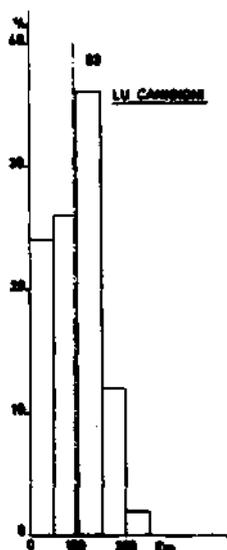


Fig.3.6.6.

Histogramme d'é moussé de
Lu Canigioni

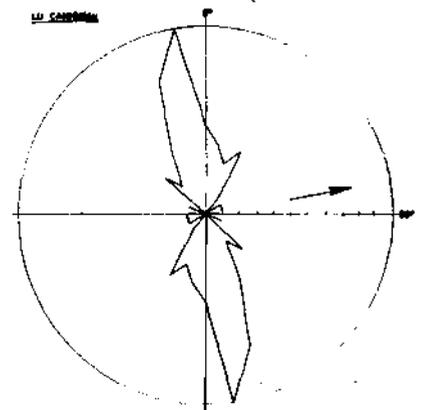


Fig. 3.6.7.

Rose d'orientation de
Lu Canigioni

Le centile mesuré est de l'ordre de 36 cm.

La coloration de la matrice est, ici aussi, très forte: brun-rouge (2,5 YR 4/8).

La plupart des cailloux sont orientés N 150°E et l'inclinaison des galets indique un écoulement dirigé vers l'est: N 80° E (fig.3.6.7.).

4. Monterasu

Plus vers l'est, la route recoupe, à hauteur de Monterasu, un replat situé vers 50 m. L'entaille de la chaussée montre la succession suivante de bas en haut: d'abord le bed-rock schisteux surmonté par une couche d'argile brun-jaune (7,5 YR 4/4 à 10 YR 5/4).

On observe aussi à proximité des dépôts de grès éoliens qui reposent indifféremment sur le schiste ou sur le cailloutis qui nous intéresse. Nous considérons ce grès éolien comme contemporain de la régression würmienne (voir Ière partie, ch.V).

Les cailloux de cette couche comportent une grande majorité de quartz et quelques schistes généralement peu altérés.

Le centile varie entre 16 et 20 cm.

Les cailloux de quartz sont assez faiblement émoussés: 93, le mode étant situé entre 50 et 100 (fig.3.6.8.). L'aplatissement est de 2,09 et la dissymétrie de 625.

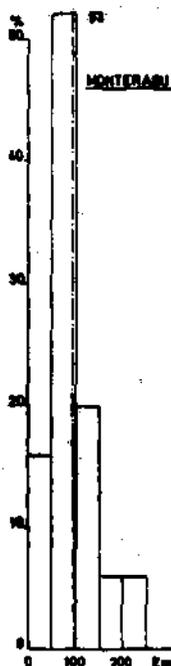


Fig.3.6.8.

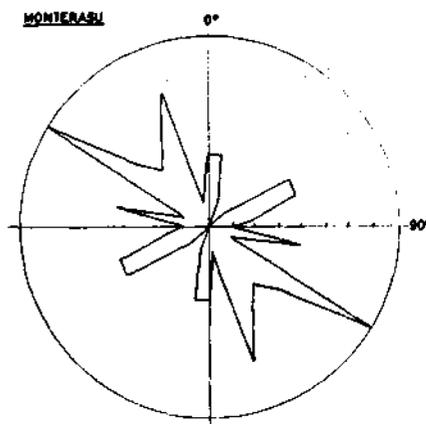


Fig.3.6.9.

Histogramme d'émoussé Monterasu

Rose d'orientation Monterasu

La majeure partie des galets est orientée N 120° E, cependant la plupart d'entre eux sont inclinés vers le nord et sont donc baissants. (fig.3.6.9)

5. Badde Lunga

La route de Borgata Pozzo San Nicola recoupe, à hauteur de Badde Lunga, le cailloutis vers 45 m. Ici, cependant, nous n'avons aucune idée de la puissance de cette formation, le substratum n'étant pas visible.

Le centile de ce cailloutis est de 24 cm. La composition lithologique est toujours caractérisée par une majorité de quartz, des schistes fort aplatis et très émoussés et des phyllades.

La coloration de la matrice est intense: brun rouge sombre (2,5 YR 3/6).

L'émoussé des galets de quartz est de 136, le mode étant compris entre 100 et 150. (fig.3.6.10). L'aplatissement est toujours relativement élevé: 2,16. L'indice de dissymétrie est de 651.

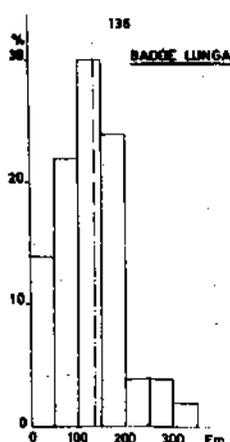


Fig. 3.6.10
Histogramme d'émoussé
Badde Lunga

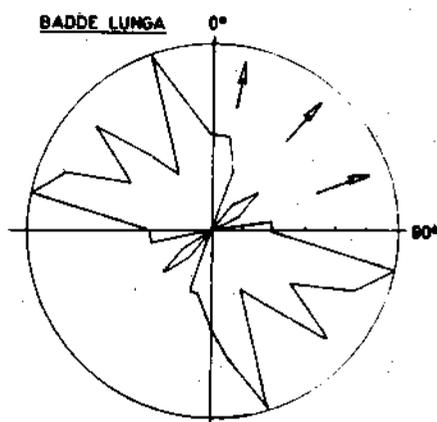


Fig. 3.6.11.
Rose d'orientation Badde Lunga

Les galets sont disposés suivant trois directions principales: N 100° - 130° - 160° E (fig.3.6.11). Ils sont donc, grosso modo, allongés perpendiculairement à la direction générale de la paléovallée. D'autre part, les galets sont inclinés un peu dans tous les sens: une faible majorité d'entre eux est inclinée vers le sud et l'ouest, ce qui pourrait indiquer un écoulement vers le N-E, c'est-à-dire vers les Stagno Pilo.

6. Casteddu

A 400 m à l'est de la station de Badde Lunga, au croisement de la route principale et du chemin qui se dirige vers Pittiaccia; l'entaille de la chaussée dégage une coupe dans le cailloutis qui est, ici aussi, fort rubéfié brun rouge (5 YR 4/6 et 5 YR 4/8).

La composition lithologique est identique à celle relevée à Badde Lunga. Le centile est aussi fort semblable: 22 cm.

L'émoussé des galets de quartz est de 109 (mode compris entre 100 et 150 (fig.3.6.12), l'aplatissement de 2,25 et la dissymétrie de 635.

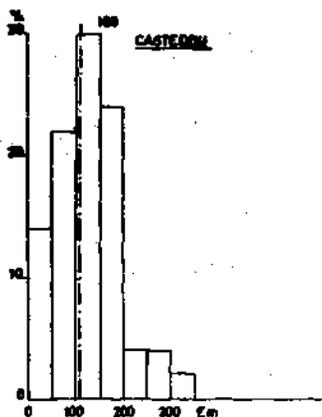


Fig.3.6.12

Histogramme d'émoissé Casteddu

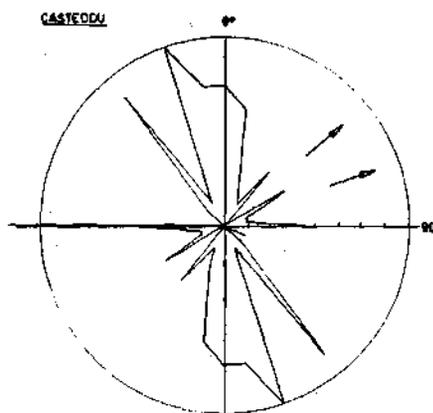


Fig.3.6.13

Rose d'orientation Casteddu

Les galets sont allongés suivant deux directions préférentielles voisines N 140°E et N 160°E. Comme la majorité d'entre eux sont relevants, cette disposition témoigne donc d'un écoulement vers le nord est: N 70°E et N 50° E (fig.3.6.13).

C. Ouest de la route Borgata Pozzo San Nicola-Stintino

Plus au nord, la formation conglomératique provient directement du démantèlement de la crête côtière occidentale taillée dans les roches du Cambro-Silurien. Comme le note la carte géologique (1959) des apports proviennent surtout de la Cuile Ercoli. Vers le nord, les dépôts sont toujours visibles, nous les avons notamment repérés au sud de la Cuile Nanni d'Oredu, mais ils sont souvent recouverts de formations du Quaternaire supérieur d'origine éolienne (MALATESTA, 1953, p.388; MARTELLI, 1953, p.746; MORETTI, 1953, p.755), lagunaire ou marine (voir 1ère partie, ch.V).

D. Frange littorale du Golfe de l'Asinara de Torre Saline

à l'embouchure du Fiume Santo (carte 1.5.1 h.t. et fig. 3.6.1)

Outre les dépôts quaternaires dont nous venons de parler, la bordure littorale orientale de la Nurra est marquée par un développement intense des dépôts alluviaux rubéfiés qui couvrent une étendue considérable comme le montre la carte 3.6.1.

Ces dépôts rubéfiés forment le plateau de Planu d'Ezi (30 m), le plateau compris entre le Badde Guardia Secca et le Badde Lu Laccu (31 m), celui de Cuili Essi (30 m), celui de Cabu Aspru (33 m) et de Cazzalarga (44 m).

Les coupes y sont rares mais quelques carrières, tranchées ou berges de lacs nous ont fourni quelques informations.

7. Cuili Issi

a) A l'ouest du hameau de Cuili Issi, la route entaille entre 20 et 25 m la formation caillouteuse. Le centile dans ce dépôt est de 20 cm. La coloration de la matrice atteint 5 YR 3/6 (brun rouge foncé). La majorité des galets sont des quartz; en outre, on note des schistes dont certains sont impressionnés. La conservation de ces schistes semble liée à un "squelette" de veines de quartz.

L'émoussé des quartz est de 117 (fig.3.6.14), l'aplatissement de 1,94 et la dissymétrie de 673

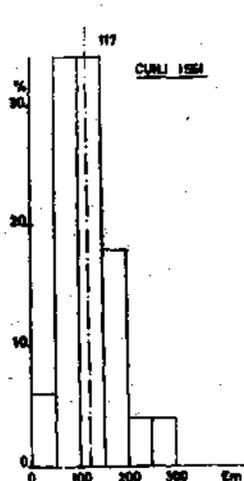


Fig. 3.6.14

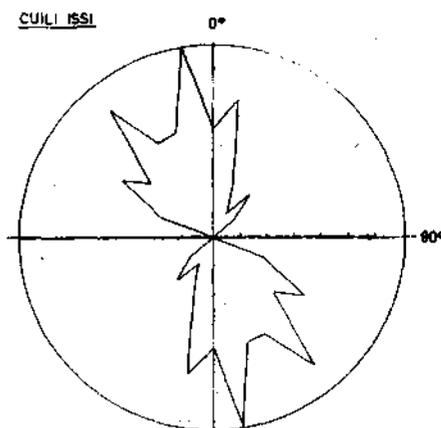


Fig. 3.6.15

Histogramme d'émoussé. Cuili Issi.

Rose d'orientation. Cuili Issi.

La majorité des galets est allongée dans une direction N 170°E et est inclinée vers le sud et l'ouest. Cette disposition témoigne donc d'un écoulement vers N 80° E (fig.3.6.15).

b) Plus à l'ouest, vers 25 m, l'entaille de la route montre encore ce dépôt conglomératique rubéfié (5 YR). En cet endroit, la couche caillouteuse repose sur une formation argileuse à structure polyédrique dont la coloration est de 7,5 YR 5/6 (brun vif).

8. Guardia Secca

Le versant sud du ruisseau de Guardia Secca est taillé dans la formation conglomératique mais, localement, il est recouvert de placages éoliens du Würm. Une carrière développée dans ce versant a dégagé une coupe qui montre la succession suivante:

- 1) Des couches argileuses rubéfiées de couleur brun rouge (5 YR 4/8)
- 2) surmontées de plusieurs mètres de cailloutis siliceux dans une matrice également colorée en brun rouge vif (5 YR 5/6)
- 3) et enfin, le tout est recouvert par une couche d'argile grisâtre (10 YR 8/2) d'une puissance de 50 cm à 1 m.

9. Badde Lu Laccu

A proximité de l'embouchure du ruisseau Badde Lu Laccu, dans le Stagno di Pilo, sous la ferme Cuile Cagaboi, affleure la formation argilo-graveleuse dont la coloration est d'un rouge très intense puisqu'elle atteint 2,5 YR et même 10 R.

10. Stagno di Pilo

a) Toute la bordure occidentale du Stagno di Pilo est marquée par des collines taillées elles aussi dans la formation caillouteuse qui se poursuit sous le lac.

b) D'autre part, à l'avancée de Cagaboi, ce dépôt est surmonté par une dalle de calcaire à *Cardium* témoin du rivage de la lagune au Tyrrhénien II.

c) L'avancée centrale, qui s'est développée au nord de Cuili Issi et qui découpe le Stagno di Pilo en deux lobes, est aussi constituée par le dépôt caillouteux rubéfié. Le flanc oriental de cette avancée est caractérisé par des affleurements de calcaire à *Cardium* contemporain du Tyrrhénien II et par du grès éolien datant de la régression du Würm; ces dépôts récents reposent sur la formation caillouteuse.

A l'extrémité de cette avancée, de même que sur son flanc occidental, affleure la formation rubéfiée. L'émoissé des quartz atteint 136 (fig.3.6.16), l'aplatissement 2,14 et la dissymétrie 650.

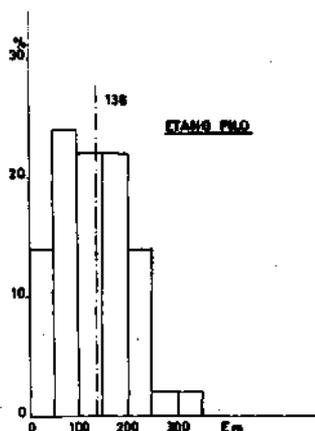


Fig. 3.6.16

Histogramme d'émoissé
Stagno di Pilo

11. Cabu Aspru

A l'est du Stagno di Pilo s'étend le replat de Cabu Aspru qui est situé à l'altitude de 30-35 m et qui est taillé dans cette formation caillouteuse. Comme ce dépôt affleure jusqu'au niveau de l'étang côtier, on peut donc supposer que cette formation a, au moins 35 m de puissance, valeur qui confirme celle que nous avons proposée au nord-est de Canaglia.

La bordure de l'étang di Pilo est aussi marquée par des dépôts lagunaires et marins du Tyrrhénien II qui reposent sur le dépôt rubéfié (voir Ière partie, ch.V).

Au sud de Cabu Aspru, d'importantes carrières ont entamé le versant du plateau pour y exploiter de l'argile pour une briquetterie de Porto Torrès ainsi que du gravier et du cailloutis. Dans cette carrière, nous avons observé des lentilles de galets de quartz et des passées argileuses ou sableuses. Certains galets peuvent atteindre jusqu'à 20 cm de longueur. Le sommet (34 m) est souvent dominé par une strate à forte charge caillouteuse. La coloration de la matrice est ici aussi fortement rubéfiée (brun vif): 2,5 YR 5/8.

Sur le front de la carrière, à une altitude de 25 m, nous avons aussi repéré une passée caillouteuse caractérisée par des quartz bien roulés. En effet, sur 32 galets compris entre 18 et 43 mm l'émoissé est de 357. L'histogramme d'émoissé présente deux modes bien marqués: un premier, peu développé et situé entre 150 et 200 et un second, très important entre 350 et 400 (fig.3.6.17). Cela indique une origine marine certaine avec un apport minime d'origine fluviatile. Peut-être s'agit-il d'une ancienne embouchure ? L'âge de cet ancien rivage est cependant difficile à déterminer. Notons que l'aplatissement est de 1,82 et la dissymétrie de 640.

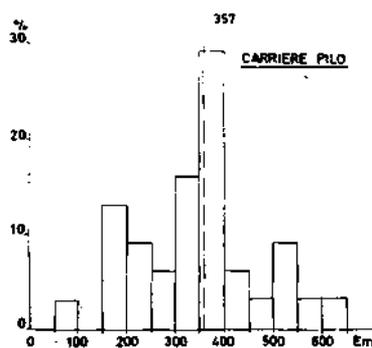


Fig.3.6.17

Histogramme d'émoissé
Carrière Pilo

Vers le sommet du front de la carrière, nous avons localement observé des couches d'une épaisseur moyenne de 4-5 cm dont le pendage était de 20° vers le sud et où alternent des lentilles caillouteuses et des passées sableuses. Peut-être s'agit-il de foreset bed d'un petit lac ? Ce pendage peut aussi résulter d'un mouvement tectonique local mais aucune faille dans le dépôt caillouteux n'a jamais été repérée. L'origine lacustre de cette formation a déjà été avancée par MORETTI (1963, p.755) et par GANDIN (1971)

12. Centrale E.N.E.L. du Fiume Santo.

Entre le Stagno Pilo et l'embouchure du Fiume Santo, une importante centrale thermique était en construction lors de nos campagnes sur le terrain. Une étude géologique importante, préliminaire aux travaux, a été réalisée dans ce secteur tant sur terre qu'au large. Il ressort de cette recherche que cette formation possède une puissance d'au moins 60 m, le socle de roches secondaires ou primaires n'ayant jamais été atteint. Les conclusions de ces géologues sont que cette formation serait d'origine fluvio-lacustre et d'âge tertiaire. (Figures 1.5.6, 7 et 8)

CONCLUSIONS

La formation alluviale de la Nurra septentrionale possède une puissance variable qui peut atteindre au moins 60 mètres, comme le révèlent les sondages réalisés pour la centrale électrique du Fiume Santo, sondages qui montrent aussi que cette formation se poursuit au large sous le niveau de la mer.

Elle est constituée par une alternance de bancs argileux, sablo-limoneux, graveleux et surtout par des passées caillouteuses. Celles-ci sont essentiellement constituées de cailloux de quartz dans leur grande majorité (80 à 100%) mais aussi par des schistes et des phyllades. Ces galets proviennent du démantèlement de la chaîne cambro-silurienne de la Nurra occidentale.

La disposition des galets montre qu'ils ont été soumis à un courant dirigé vers le golfe de l'Asinara. Cependant, l'étendue de cette formation nous fait penser que cet écoulement s'effectuait en nappe et qu'il n'était pas ravinant. En effet, les couches successives, qu'elles soient composées de cailloux, de sable, de limon ou d'argile, ne recoupent pas les couches précédentes.

Les mesures du centile (tableau 3.6.1.) réalisées dans ce cailloutis montrent une nette tendance pour celui-ci à diminuer vers l'est. Ainsi, à proximité des reliefs occidentaux, le centile est de l'ordre de 38, 36 et 34 cm; par contre, vers le golfe de l'Asinara, il passe à des valeurs nettement plus faibles (24, 22, 20 cm). Seul, le centile de l'affleurement de Monterasu (16 à 20 cm) ne concorde pas avec cette évolution.

L'émoissé des galets de quartz présente lui aussi une certaine augmentation vers l'aval : dans la vallée de Canaglia, il passe de 111 à 120. De même dans la vallée de Badde Casteddu, il est de 93 dans la partie occidentale pour atteindre 109 à Casteddu, 117 à Cuili Issi et 137 à l'étang Pilo. Seul l'émoissé relevé à Badde Lunga (136) est plus élevé par rapport à l'évolution généralement observée. Il est cependant malaisé de savoir si les mesures sont effectuées dans la même lentille caillouteuse. (tableau 3.6.1)

Les émoussés des quartz varient donc entre 93 et 137. Ces indices précisent les descriptions de FRANCHI (1908) et MORETTI (1953, p. 755) qui voyaient ces galets roulés ou bien roulés. Ces valeurs sont donc relativement faibles surtout si nous les comparons avec les mesures que nous avons réalisées sur les galets de quartz d'autres formations fluviatiles.

Ainsi, la terrasse fluviatile de Li Reni appartenant au niveau t6 du Bas-Coghinas fournit un émoussé de 205 pour 50 galets de quartz.

De même, nous avons mesuré en Corse septentrionale les émoussés du cailloutis de plusieurs basses terrasses de torrents côtiers. Dans chaque station, nous avons prélevé 100 galets de quartz : pour la rivière Aliso à St Florent, l'émoussé est de 175; pour le torrent Stromo, toujours à St Florent, il n'atteint que 128 et dans le torrent du Pietracorbara (Cap Corse) il est de 173.

Ces émoussés de quartz d'origine fluviatile sont donc généralement plus élevés que ceux mesurés dans la formation rubéfiée de la Nurra. Si l'on s'en réfère au tableau des émoussés des galets de quartz de 50 mm (CAILLEUX et TRICART, 1959, TI, p. 279, tableau 41), trois catégories semblent pouvoir convenir aux galets de la Nurra, il s'agit 1) des galets retrouvés sur les surfaces désertiques où l'émoussé varie entre 30 et 135 avec une médiane de 90, 2) de ceux déposés dans les eaux courantes en climat semi-aride où l'émoussé varie 35 et 360, la médiane étant située vers 165, 3) et ceux liés aux dépôts fluviatiles de climat tempéré ou chaud et humide : émoussé compris entre 30 et 380, médiane de 220.

Le diagramme de R. DAL CIN (1968) (fig. 3.6.18) met en relation l'indice d'émoussé des quartz avec le pourcentage des galets de quartz par rapport au total des galets de quartz, roches granitiques et métamorphiques et permet de tirer des conclusions quant aux conditions climatiques qui régnaient lors de la mise en place du cailloutis. Comme le pourcentage des galets de quartz de la Nurra varie, grosso modo, entre 80 et 100% et l'émoussé de ces galets

TABLEAU 3.6.1. Caractéristiques des alluvions de la Nurra septentrionale.

N°	Situation	Altitude	Coloration	Centile	Emoussé	Aplatissement	Dissymétrie
1	Bitichesu	80 m	7,5YR 4/5	38 cm	111	2,17	621
2	Le Plane	68 m	2,5 YR 4/8	34 cm	120	2,24	623
3	Lu Canigioni	55 m	2,5 YR 4/8	35 cm	93	1,88	649
4	Monterasu	50 m	-	16-20 cm	93	2,09	625
5	Badde Lunga	45 m	2,5 YR 3/5	-24 cm	136	2,16	651
6	Casteddu	45 m	5 YR 4/5-4/8	22 cm	109	2,25	635
7	Cuilli Issi	20 m	5 YR 3/6	20 cm	117	1,94	675
10	Etang Pilo	3 m			136	2,14	650
11	Cabu Aspru	25 m	2,5 YR		357	1,82	640

oscille entre 93 et 136, cela signifierait que cette formation se serait déposée pendant un climat chaud et humide.

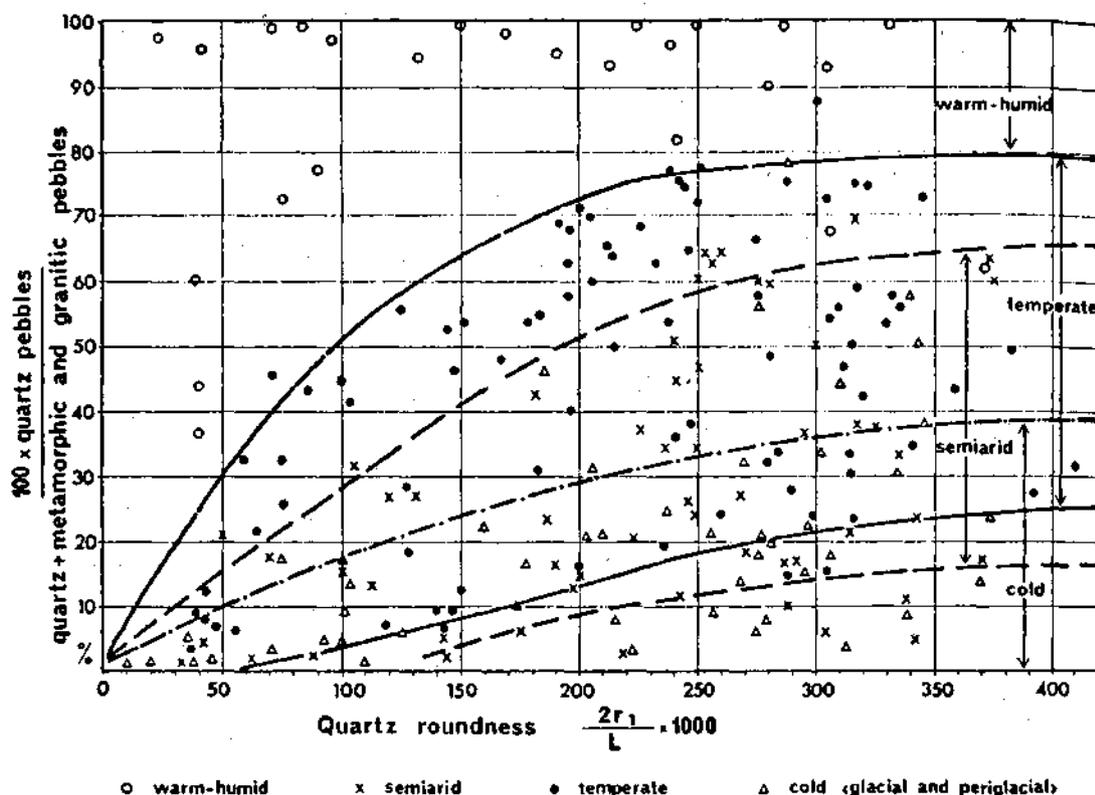


Fig. 3.6.18 : Diagramme de DAL CIN (1968).

L'écoulement en nappe que nous avons évoqué plus haut s'accorde très bien avec le faible émoissé des quartz.

Signalons aussi l'émoissé particulièrement élevé relevé dans une lentille caillouteuse de la carrière de Pilo. Cette valeur de 357 ne peut témoigner que d'un bref épisode marin.

Les valeurs de l'indice d'aplatissement (tableau 3.6.1.) présentent elles aussi une légère évolution. L'aplatissement augmente un peu vers l'est. Ainsi, dans la vallée de Canaglia il passe de 2,17 à 2,24. Dans la dépression de Badde Casteddu, on note les valeurs successives suivantes : 1,88 - 2,09 - 2,16 et 2,25. Cependant, à Cuili Issi, il retombe à 1,94 pour atteindre 2,14 au centre de l'étang di Pilo.

Il est difficile d'affirmer que ces modestes modifications de l'aplatissement ont une réelle signification car toutes ces valeurs sont fort rapprochées et peu nombreuses.

L'indice d'aplatissement oscille donc entre 1,88 et 2,25, valeurs qui sont assez élevées par rapport à celles présentées au tableau 41 par CAILLEUX et TRICART (1959, p. 279). Seuls les galets mis en place par l'eau courante en climat semi-aride (aplatissement compris entre 1,6 et 2,0) ou d'origine fluviatile en climat tempéré ou chaud humide (aplatissement compris entre 1,4 et 2,1) paraissent avoir un aplatissement comparable à ceux de la Nurra.

Les indices de dissymétrie (tableau 3.6.1) des quartz sont fort groupés entre 621 et 675. Aucune évolution ne semble s'y remarquer. Comparés avec les mesures citées dans le Tome III de CAILLEUX et TRICART (1959), les cailloux de quartz de la Nurra peuvent s'assimiler à des dépôts fluviatiles en climat chaud (III, p. 32) ou à des dépôts fluviatiles en climat semi-aride (T. III, p. 34).

Une conclusion importante se dégage donc de l'ensemble des indices morphométriques. Ceux-ci témoignent, par comparaison avec les nombreuses mesures de CAILLEUX et TRICART (1959), d'un dépôt fluviatile mis en place en climat chaud ou en climat semi-aride. De plus, si l'on admet le diagramme de DAL CIN, seul le climat chaud et humide est à retenir pour la formation alluviale de la Nurra.

A ce climat, sans doute de type équatorial, on peut lier l'intense altération chimique qui serait responsable de la disparition totale des calcaires. Quant à la matrice argilo-limoneuse, elle serait due à l'hydratation des roches schisteuses cambro-siluriennes et, dans une moindre mesure, à la dissolution des roches calcaires du Mésozoïque. Rappelons que A. CAILLEUX (CAILLEUX et TRICART, 1959, p. 212) pense que : "les galets à dominance de quartz ont été surtout élaborés à la suite d'une décomposition chimique intense, dans des sols où l'eau s'infiltrait sans ruisseler, comme c'est le cas, sous forêt équatoriale dense".

Ce climat très chaud pourrait peut-être aussi expliquer l'intense rubéfaction qui caractérise cette formation. La coloration la plus fréquemment relevée se situe dans la gamme des 2,5 YR. Rappelons à ce sujet que, dans le bassin du Coghinas

et en Gallura, seuls les dépôts d'âge tertiaire possédaient des colorations de cet ordre.

En ce qui concerne l'âge de cette formation, nous savions déjà et l'avons aussi souvent remarqué qu'elle était surmontée par des dépôts de grès éolien attribué au Würm. De plus, nous observons en maints endroits (Stagno di Pilo...) des dépôts marins et lagunaires que nous datons de l'interglaciaire Riss-Würm et qui reposent sur la formation conglomératique (Ie partie, ch. 5). Des informations inédites sont fournies par les géologues de l'E.N.E.L. qui signalent un dépôt marin reposant vers 20 m sur cette formation. Ils attribuent à ce dépôt un âge quaternaire ancien. Nous le rattachons, par comparaison altimétrique, aux terrasses marines de l'Asinara, de la Costa Paradiso et de Monte di Campo et donc au Tyrrhénien I (interglaciaire Mindel-Riss). Ces données concordent donc avec celles de PECORINI (1963) en Nurra méridionale. De plus, comme cet auteur avait observé que cette formation recouvrait les calcaires du Miocène, nous pouvons admettre avec lui qu'elle s'est mise en place pendant le Pliocène ou peut-être même pendant le Pléistocène inférieur. Cette datation est renforcée par la vigueur de la coloration et par les conclusions paléoclimatiques tirées notamment de la morphométrie des galets. Cette hypothèse s'accorde également ^{avec} ~~aux~~ données inédites de A. GANDIN (1971) et des géologues de E.N.E.L.

Rappelons qu'en Sardaigne méridionale (Campidano), une formation continentale très puissante, d'origine fluvio-deltaïque recouvre les dépôts du Miocène et du Pliocène inférieur et moyen. Il s'agit de la "formation de Samassi" qui se serait mise en place pendant le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur (A. CHERCHI, C. MAXIA et A. ULZEGA, 1973). La formation de Samassi nous paraît être comparable aux dépôts alluviaux de la Nurra.

Quant à la lentille marine intercalée dans la formation alluviale et repérée uniquement dans la carrière de Pilo, elle doit correspondre à une brève phase marine transgressive développée pendant le Pliocène ou le Pléistocène inférieur. Cependant l'absence de fossiles rend malaisée toute datation plus précise, d'autant plus que le critère altimétrique n'a plus de valeur pour des formations si anciennes.

Le relief de la Nurra nord-orientale

Le relief de la Nurra nord-orientale est caractérisé par de longs glacis qui débutent vers 80 m et qui se terminent à proximité du littoral du golfe de l'Asinara par une falaise de 20-30 m (fig.3.6.19) témoin du rivage de la mer du Tyrrhénien II (Ière partie, ch.V) (Fig.1.5.1. h.t.)

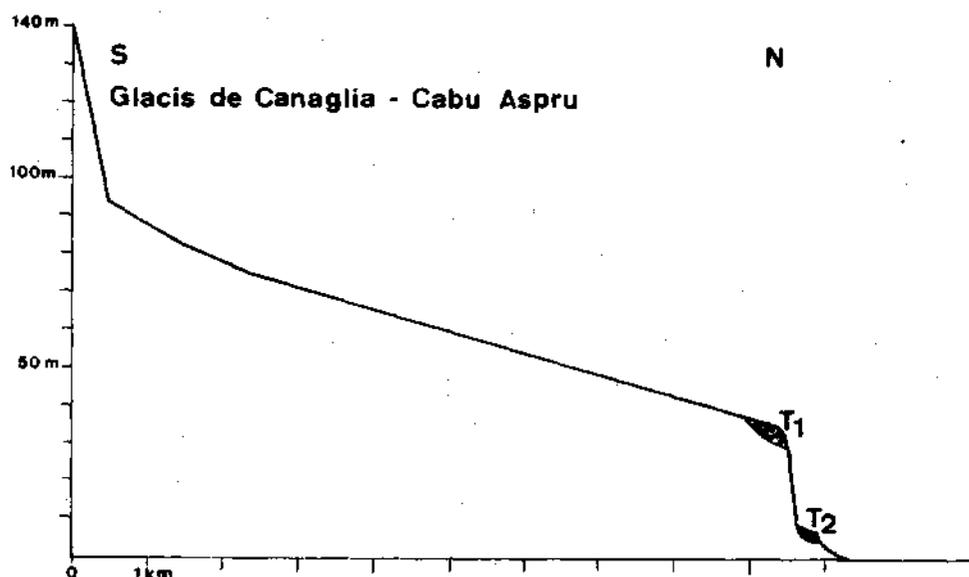


Fig.3.1.19: Profil longitudinal du glacis de Canaglia - Cabu Aspru. (exagération des hauteurs: 50 X)

Cette topographie subhorizontale est développée tant sur le cailloutis rubéfié que sur les roches calcaires du Mésozoïque (replat de 35 m à l'est du Mont Elva) et même, comme le signale PELLETIER (1960, p.426), sur les trachytes et le calcaire miocène. Comme cette surface se raccorde parfaitement avec les dépôts du Tyrrhénien I repérés à Cabu Aspru, elle peut être considérée comme une surface d'érosion développée pendant l'interglaciaire Mindel-Riss. Rappelons que PELLETIER (1960, p.425) avait aussi interprété ces topographies planes comme des surfaces d'érosion. D'autre part, la monotonie du relief de cette région est brisée par des collines bien dégagées, bien isolées, telle que le Monte Elva, qui ressemblent étrangement à des inselbergs. Leurs versants se raccordent au plateau par un knick-point très net. PELLETIER observe également des faits semblables (p.425): "Il y a sur ce plan de beaux reliefs résiduels arrondis qui se raccordent assez brutalement avec lui, mais sans abrupt véritable..." ou plus

loin (p.426): "... le plan de 80 mètres butte littéralement contre les parois calcaires et il y a un magnifique knick basal."

De tels faits nous amènent à interpréter cette surface comme un pédiment.

Signalons que J.MASSEPORT (1960) suggère aussi la formation de glacis pendant l'interglaciaire Mindel-Riss, dans le sud de la France (Durance).

LES APPORTS FLUVIATILES DU SASSARESE ET
DE L'ANGLONA SEPTENTRIONAL

Si les dépôts fluviatiles du Coghinas sont nombreux et leur succession relativement complexe, si les accumulations fluviatiles, tant tertiaires que quaternaires, sont un élément important de la géologie et du relief de la Gallura et de la Nurra, par contre, en Sassarese et en Anglona, les apports fluviatiles sont plus discrets, moins importants, mais cependant dignes d'intérêt.

Dans ce chapitre, une première partie sera consacrée à la couverture discontinue de galets de quartz du bas Sassarese (Turritano). Ensuite, suivront les observations relatives aux cours d'eau qui drainent la bordure littorale des deux régions, en commençant par le Riu Pedras de Fogu qui constitue la limite entre l'Anglona et le Sassarese, puis, plus à l'est, le Riu di Lu Bagnu, seul cours d'eau uniquement anglonais envisagé ici et enfin successivement, d'est en ouest, le Riu de Tres Montes, le Fiume Silis, le Riu de Buddi-Buddi et, pour terminer, le Riu Mannu di Porto-Torrès.

A. Les cailloutis de quartz du Turritano

Entre Sassari et le littoral du golfe de l'Asinara, s'étire le plateau du Bas-Sassarese, appelé Turritano, qui s'est développé dans les calcaires et les marnes du Miocène (Helvétien).

Ce plateau est incliné vers le nord-ouest et cette topographie monotone est seulement interrompue par les vallées du Riu Mannu di Porto Torres et de ses deux affluents, le Riu d'Ottava et le Riu Ertas. Le plateau se termine au littoral par un replat situé aux environs de 25 m à Porto Torres et par un autre aplanissement situé vers 70-75 m à Abbacurrente (ouest de Platamona). Il est aussi caractérisé par une couverture discontinue de galets de quartz.

S.Vardabasso (1953) a signalé la présence de ce cailloutis siliceux à l'intérieur du Turritano: d'une part entre les fermes d'Oredda et de la Crucca vers 84 m et d'autre part vers 31-40 m au confluent du Riu Mannu et du Riu d'Ottava. Il l'a interprété comme un dépôt d'origine fluviale mis en place à un moment où le réseau n'était pas encore incisé. Après l'avoir comparé avec d'autres dépôts similaires en Sardaigne, il est d'avis que ces galets cadrent mieux avec un réseau pliocène plutôt que quaternaire.

Nous avons aussi observé ces galets dans la frange littorale du Turritano:

a. Littoral de San Gavino-Balai

A l'est de Porto-Torres, vers 25 mètres, s'étire un large replat parallèle à la côte, qui va du cimetière de la ville portuaire jusqu'à la grotte de Maimuru. Ce replat est considéré par Moretti (1951) comme une terrasse marine à cause

- 1) de sa topographie
- 2) de la présence d'un dépôt de "panchina" (formation de plage) situé à 500 m au nord-ouest de la chapelle de Balai
- 3) et de la grotte de Maimuru qui a toute l'apparence d'une cavité d'érosion marine.

Il considère donc ce niveau comme une terrasse du Tyrrhénien II, soulevée jusqu'à cette cote par des failles récentes.

En ce qui concerne la grotte de Maimuru, sa base se situe à 30,70 m (carte topographique réalisée pour l'Aqueduc industriel de Porto Torres) et est donc plus élevée que l'ensemble du replat; d'autre part, elle ressemble à une "Domus de Janas" (*). Nous n'y avons pas observé de perforations d'organismes lithophages, ni de dépôts marins. L'origine marine de cette grotte n'est donc pas certaine.

* Petite grotte funéraire taillée dans le roc par l'homme pré-nuragique; ces cavités anthropiques sont fréquentes dans tout le Sassarese.

Nous n'avons pas non plus retrouvé le dépôt de plage fossile signalé au N.O. de Balai. Cet affleurement a cependant pu être détruit par la construction de la route. Signalons que Moretti (1959) ne localise pas ce dépôt sur sa carte géologique.

Par contre, sur le replat, et notamment à l'ouest de la grotte, à proximité d'une ferme entourée d'un long mur, nous avons observé çà et là dans l'entaille du chemin et dans les champs quelques galets de quartz émoussés.

D'autre part, dans l'entaille de la nouvelle route littorale qui va de la chapelle de San Gavino vers Platamona en passant par Balai, nous avons repéré deux affleurements de cailloutis de quartz.

Le premier (n°1 sur la carte 3.7.1.) se situe à 350 m au SSE de San Gavino, sur un replat bien net à l'altitude de 20 m. Le calcaire miocène est surmonté par une couverture constituée uniquement de cailloux de quartz dans une matrice sablo-argileuse rubéfiée de coloration brun-rouge vif (5 YR 5/8).

La morphométrie de ces galets, effectuée sur 50 cailloux compris entre 36 et 64 mm (45 entre 40 et 60 mm), fournit un émoussé de 250. L'histogramme d'émoussé présente un mode unique situé entre 250 et 300 (fig.3.7.3). L'indice d'aplatissement est de 1,85, le mode étant compris entre 1,50 et 2,00.

Le second affleurement se localise plus à l'est encore, à environ 600 mètres au nord-ouest de la chapelle de Balai, à une altitude fort semblable. La majorité du cailloutis est, ici aussi, constituée par des quartz mais également par quelques rares petits galets de minerai de fer. La matrice de ce dépôt a la même teinte rubéfiée et la même composition que celle du premier affleurement.

La médiane d'émoussé est aussi fort semblable: 235. Cependant, l'histogramme présente ici deux modes bien nets: l'un compris entre 150 et 200 et l'autre entre 300 et 350 (fig.3.7.4). Quant à l'aplatissement, il est un peu plus élevé: 2,00, le mode se situant entre 1,75 et 2,00.

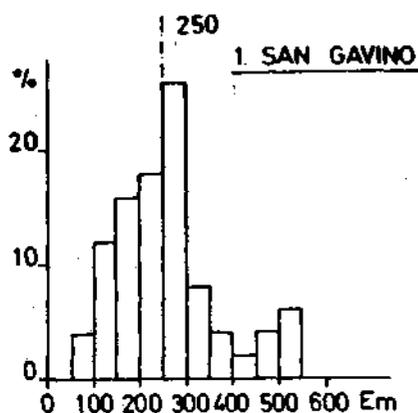


Fig.3.7.3

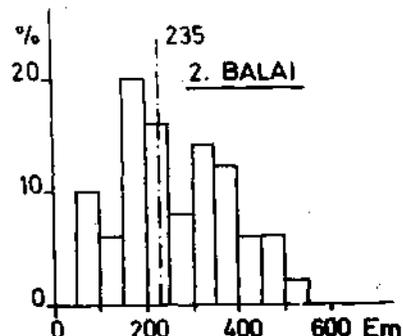


Fig.3.7.4

Histogramme d'émoussé. Station 1. Histogramme d'émoussé. Station 2.

Les médianes d'émoussé de ces deux stations semblent indiquer que le cailloutis est fluviatile surtout lorsqu'on les compare avec celles d'autres dépôts (Terrasse 15, du Bas-Coghinas). Toutefois, l'allure de l'histogramme d'émoussé du second affleurement montre clairement un mélange de deux familles de galets: l'une est d'origine fluviatile certaine, mais l'autre correspond vraisemblablement à un dépôt marin. En cet endroit, le cailloutis témoignerait donc d'une zone d'embouchure dans un "haut" niveau marin, d'autant plus qu'à proximité aucun conglomérat marin n'a jamais été signalé.

L'analyse granulométrique de la matrice des deux cailloutis (n°4086 pour la station 1, 4087 pour la station 2) montre, dans chaque cas, un sédiment sablo-limoneux. Les courbes granulométriques obtenues sont caractéristiques d'un sédiment fluviatile. Le classement, médiocre, est cependant meilleur dans l'échantillon 4087 que dans le 4086.

	4086	4087
Médiane	557 μ	379 μ
Hé de Cailleux	0,90	0,55
Q de ϕ de Krumbein	0,97	0,72
% < 20 μ	13,71	6,96

L'examen morphoscopique de grains de sable montre, surtout dans l'échantillon 4087, une proportion importante de grains de quartz émoussés-luisants qui peut dépasser 40 % pour les grains compris entre 1190 et 1680 μ .

Or, d'après Cailleux et Tricart, la présence de grains émoussés-luisants est possible soit après un transport fluviatile de 300 km, soit sur une plage ouverte soumise à des vagues assez

fortes. Un transport par un cours d'eau aussi long est exclu dans cette région; rappelons que même le Coghinas, à proximité de son embouchure apporte surtout des grains anguleux ou sub-anguleux. Les données morphoscopiques témoignent donc d'un façonnement marin d'au moins une partie de ce sédiment. Cette interprétation concorde avec les conclusions tirées de la morphométrie des galets de quartz.

Dans le sédiment 4086 (station I), le pourcentage plus faible mais non négligeable de grains émoussés-luisants ou sub-émoussés-luisants indique une influence moindre du façonnement marin. Mais cette influence marine reste probable et expliquerait que 50 % des galets ont un émoussé compris entre 250 et 550.

Le replat de 20-25 m aurait donc été surtout façonné par l'érosion fluviale et, peut-être, localement, par l'érosion marine. Rappelons que nous avons repéré, à une altitude semblable, des terrasses marines - sur l'île de l'Asinara, en Nurra, à la Costa Paradiso, au Monte di Campo - que nous avons interprétées comme autant de témoins du littoral du Tyrrhénien I (interglaciaire Mindel-Riss). Il est donc possible que le replat de Porto-Torres soit contemporain de ce niveau marin.

La coloration de la matrice du cailloutis concorde d'ailleurs avec celle observée localement à Monte di Campo. Cette intensité de la rubéfaction exclut d'autre part l'appartenance de ce niveau au Tyrrhénien II, comme le pensait Moretti. L'attribution de ce replat au Tyrrhénien I ne nécessite plus l'existence de failles, l'altitude de cette terrasse fluvio-marine étant due au glacio-eustatisme.

b. Littoral d'Abbacurrente

La bordure littorale d'Abbacurrente est formée par le plateau calcaire qui culmine vers 70-75 mètres et atteint localement 85 mètres (Monte Rasu). La face côtière de ce secteur présente deux falaises (Voir Ière partie, ch.4): celle du Tyrrhénien II taillée dans les calcaires du Miocène et la falaise actuelle qui recoupe le Miocène, la formation marine du Tyrrhénien II et les accumulations würmiennes composées de dépôts de pente et de sable d'origine éolienne. Dans ces dépôts de pente on remarque, outre les débris du Miocène, de nombreux galets de quartz, émoussés à subémoussés, ce qui suppose la présence d'une couverture caillouteuse sur le plateau calcaire. Signalons aussi que dans les dépôts du Tyrrhénien II, tant à Abbacurrente qu'à

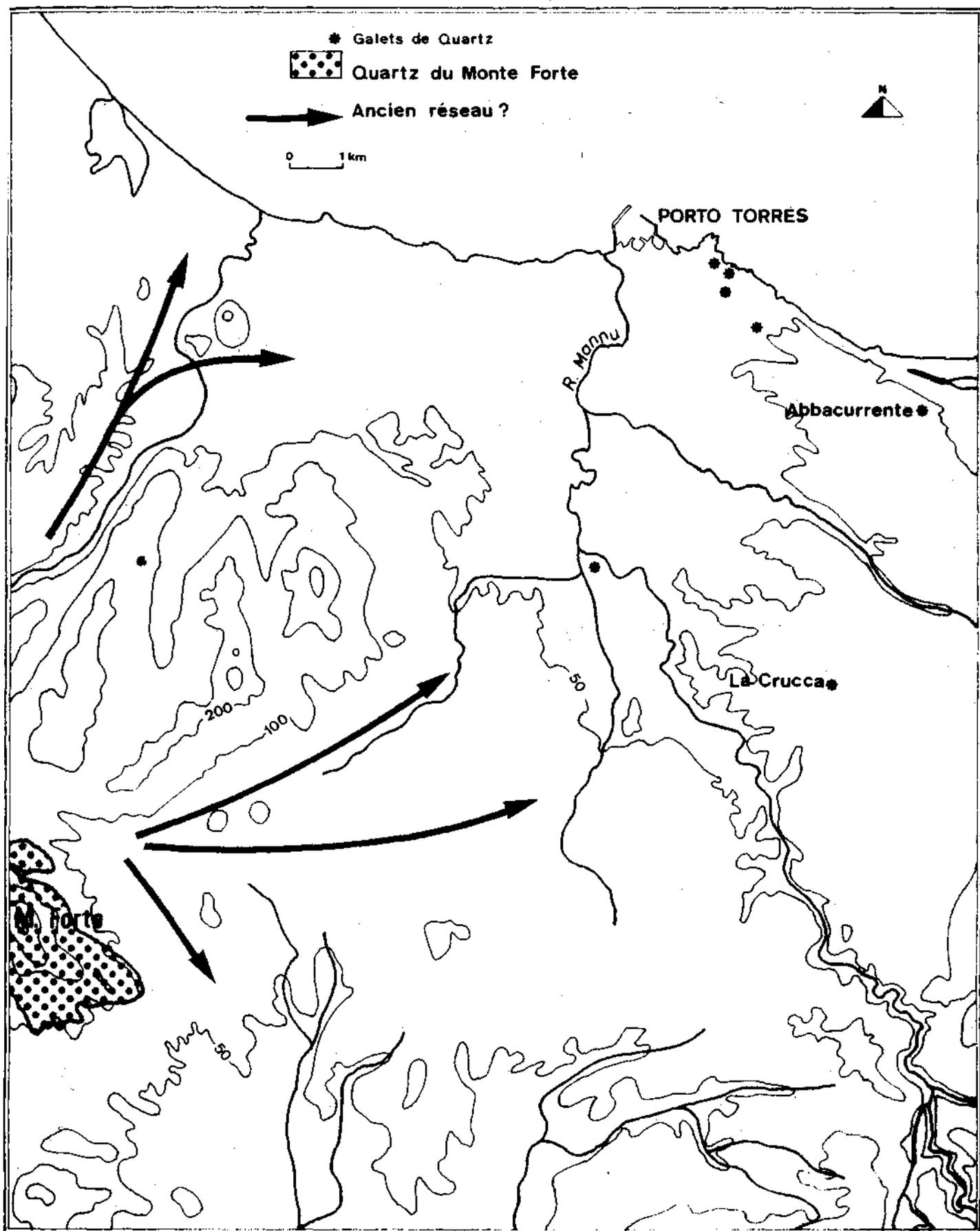


Fig. 3.7.2. - Paléohydrographie du Sassaiese occidental

Buddi-Buddi on relève de fréquents galets de quartz à émoussé marin. Ces galets allochtones proviennent, eux aussi, de la couverture du plateau et ont ensuite été remaniés par la mer.

Sur le plateau, nous avons repéré, en quelques endroits, ce cailloutis de couverture, notamment au rebord proche de la ferme d'Abbacurrente. Cependant, le plus bel affleurement se situe le long de la route Porto-Torres-Sorso à Abbacurrente, à une altitude de 70 m, non loin d'une cabine électrique (n°3 sur la carte 3.7.1.)

Le cailloutis y a une puissance d'un mètre environ et s'observe sur près de 30 mètres de long. Il est constitué uniquement de galets de quartz dont les plus gros ont jusqu'à 10 cm. La coloration de la matrice est fort semblable à celle relevée à Balai: 5 YR 4/6 (brun rouge). L'émoussé des galets a une valeur de 218, le mode unique est situé entre 150 et 200 (fig.3.7.5). L'aplatissement est de 1,74, le mode étant compris entre 1,50 et 1,75. Ces données morphométriques donnent indubitablement une origine fluviatile à cette formation.

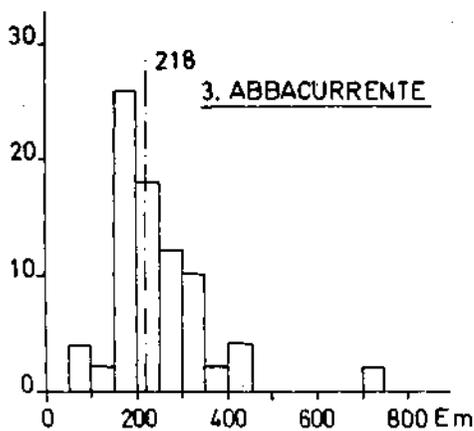


Fig. 3.7.5

Histogramme d'émoussé
d'Abbacurrente

c. Conclusions (carte 3.7.2)

Nos observations, ajoutées à celles de S.Vardabasso (1953), montrent que les galets de quartz sont fréquents en ce secteur et ont peut-être formé une couverture fort continue sur le plateau de Turritano, alors qu'aucune formation quartzreuse n'affleure dans le Sassarese ou dans le bassin actuel du Riu Mannu di Porto Torres. Pour rencontrer de telles roches en place, il faut aller jusqu'à la Nurra avec les phyllades - traversées de veines de quartz - du Cambro-Silurien (à 17 km au Sud-Ouest) et les dépôts alluviaux plio-pléistocènes riches en galets siliceux (IIIe partie, ch.VI).

Ces galets ont donc été apportés jusqu'ici par des cours d'eau qui provenaient de la Nurra, sans doute du Monte Forte taillé dans le quartz, et qui se sont étalés sur le plateau du Sassarese. Ces cours d'eau ne correspondent donc pas au réseau hydrographique actuel. Les cailloux, qui recouvrent ces formations miocènes, ont peut-être été mis en place dès le Pliocène, comme l'avancait S.Vardabasso (1953), et aussi vraisemblablement pendant le Quaternaire ancien. Il semble que localement (niveau de 25 m) ils aient été remaniés au Quaternaire moyen (interglaciaire Mindel-Riss) par un cours d'eau, sans doute l'ancêtre du Rio Mannu et ensuite par la mer du Tyrrhénien I. Des galets de quartz remaniés ont aussi été repérés dans les plages marines du Tyrrhénien II (interglaciaire Riss-Würm) à Porto-Torres, Abbacurrente et Buddi-Buddi ainsi que dans de nombreux dépôts de pente d'âge würm et parfois même holocène.

B. Les cours d'eau de l'Anglona et du Sassarese

a) Le riu Pedras de Fogu

Le riu Pedras de Fogu a une importance particulière dans le découpage régional de la Sardaigne septentrionale; c'est ce cours d'eau qui délimite l'Anglona du Sassarese; c'est aussi ce ruisseau qui alimentait partiellement la plage de Maritza-Sorso-Platamona en galets. Son bassin est limité aux formations tertiaires: calcaire et conglomérat du Miocène (Sassarese) et roches volcaniques oligo-miocène de l'Anglona.

1. Terrasse de Zappinu (n°4 sur carte 3.7.1.)

Dans le cours inférieur du Pedras de Fogu, nous avons repéré une terrasse ancienne. Elle est située à l'est de Tres Montes, au lieu-dit Zappinu, à une altitude approximative de 55 m (altitude relative: + 30 m).

Le cailloutis de cette terrasse est visible dans le talus du chemin qui relie Tres Montes à cette rivière. Il est constitué de galets de calcaire du Miocène et de trachytes de couleur violacée; parmi ces derniers, certains sont très altérés à pourris.

Un échantillon de 71 galets de trachyte compris entre 40 et 60 mm donne un émoussé de 178; l'histogramme est nettement unimodal (mode compris entre 50 et 150). Ce cailloutis est franchement fluviatile et certains galets n'ont même subi qu'un très faible transport.

La rose d'orientation des galets présente un très beau maximum orienté N 40°E, ce qui signifie sans ambiguïté un courant dirigé vers N 50°W.

Ce dépôt fluviatile, d'âge pléistocène, est l'unique terrasse ancienne du Pedras de Fogu que nous ayons repérée dans ce secteur côtier.

2. Basse-terrasse du Pedras de Fogu

La vallée du Pedras de Fogu est marquée par une basse terrasse dans laquelle la rivière a creusé une étroite tranchée de quelques mètres de profondeur. Quelques observations ont pu être effectuées dans cette basse terrasse à la faveur de l'entaille de la rivière, d'une tranchée de l'aqueduc et d'un puits.

2 a) Lieu-dit Pedras de Fogu (n°5 sur la carte)

A 75 m en amont du pont de la route nationale de l'Anglona, la berge du riu Pedras de Fogu présente la succession suivante, de bas en haut:

50 cm de calcaire miocène sur lequel repose un mètre d'alluvions caillouteuses surmonté par deux mètres de dépôts sablo-limoneux de couleur brun-gris.

Le centile du cailloutis est ici étonnamment élevé: 120 cm; il s'agit d'un bloc d'une brèche volcanique (roche tertiaire affleurant à proximité, au Mont Pedras de Fogu). Dans le cailloutis, constitué surtout de galets de trachyte, nous avons repéré un morceau de brique de couleur rouge.

L'émoussé des galets de trachyte est de 292 (mesure réalisée sur 47 cailloux). L'histogramme présente deux modes: un principal situé entre 200 et 250 et un autre plus faible, localisé entre 450 et 500. Si le premier mode témoigne d'une transport fluviatile, le second est franchement marin, ce qui semble indiquer qu'au moment de la mise en place du cailloutis il

y aurait eu mélange. Peut-être se trouve-t-on au début du delta du Riu Pedras de Fogu ou bien encore ces galets sont remaniés du conglomérat de base de la mer du Miocène ? (Fig.3.7.1.)

Dans la formation sablo-limoneuse supérieure, nous avons relevé, à 1,50 m du sol, des passées graveleuses contenant un morceau de verre de facture grossière et des tessons de terre cuite de couleur rouge ainsi que de nombreux débris organiques carbonisés. Il n'est pas rare non plus de rencontrer, à toutes les hauteurs, des coquilles marines - généralement des valves isolées de *Cardium edule* - témoins de restes de repas.

La présence de nombreux débris d'origine anthropique sur toute la hauteur de la formation fluviatile, tant dans le cailloutis que dans l'épisode sablo-limoneux, nous amène à conclure que cet alluvionnement est d'âge historique. En effet, les débris de terre cuite datent de l'occupation romaine, ce qui est confirmé par le morceau de verre.

Ensuite, une modification des conditions locales a entraîné l'arrêt du dépôt et permis une phase érosive qui est responsable de l'encaissement actuel de la rivière. Cette phase érosive serait assez récente et semble se poursuivre aujourd'hui.

2 b) Coupe de l'aqueduc

Une coupe, étudiée ultérieurement à l'occasion du creusement de la tranchée pour l'aqueduc industriel de Porto Torres, nous a permis d'observer sur plusieurs mètres cette basse terrasse, non loin de la berge décrite plus haut.

On y note 1 à 2 mètres de sable limoneux de couleur grise recouvrant une nappe caillouteuse. La morphométrie des galets de trachyte (95 galets compris entre 40 et 60 mm) donne un émousé assez élevé de 271. Comme dans la station précédente, l'histogramme présente plusieurs modes: un situé entre 100 et 200, un autre - très bien marqué - localisé entre 250 et 350 et aussi un dernier, moins important, entre 450 et 500. Comme dans la coupe précédente, l'influence du façonnement marin se fait ici aussi sentir dans la forme des galets.

L'indice d'aplatissement est de 1,7.

José Corral

2 c) Monte Alma (puits) (n°7 sur la carte)

Au lieu-dit Monte Alma, à 1500 mètres à l'amont de l'embouchure du Pedras de Fogu, un puits a été creusé dans la basse terrasse (altitude: 25 m), à 50 m à l'est du ruisseau. On y observe la succession suivante:

- 0 à -4 m: formation sablo-limoneuse de couleur grise avec, à -1 m, une mince lentille graveleuse;
- 4 à -5 m: accumulation caillouteuse grossière dont les plus gros éléments ont entre 20 et 30 cm;
- au-delà de -5 m: bed-rock calcaire helvétique (M₂c)

L'émoissé des galets de trachyte (51 cailloux) est de 245, valeur franchement fluviale, le mode unique étant situé entre 200 et 250. Ce cailloutis est donc comparable à celui observé précédemment, exception faite des galets à fort émoissé qui, ici, sont peu nombreux.

Quant à la formation sablo-limoneuse supérieure, elle possède le même aspect que celle observée à Pedras de Fogu, mais ici sa puissance est plus importante.

b) Riu di Lu Bagnu

Le Riu di Lu Bagnu draine une partie importante de l'Anglona occidental. Selon la carte géologique au 1/100.000e, cette vallée serait caractérisée par des alluvions fluviales pléistocènes au lieu-dit Balzi, de part et d'autre de la route Lu Bagnu-Tergu. Nous n'avons pas retrouvé trace de ce cailloutis ni d'une morphologie qui pourrait faire penser à une terrasse fluviale.

1. Ladapanu (n°8 sur la carte)

Par contre, plus à l'aval, au lieu-dit Ladapanu, la rivière entaille une basse terrasse, très bien cartographiée sur la carte citée plus haut. On observe un épisode caillouteux qui est surmonté par un dépôt sablo-limoneux de couleur grise. Ce cailloutis repose sur le bed-rock miocène à une altitude relative de + 2 m.

L'émoissé des galets de trachyte est de 244 (74 mesures). Cependant l'histogramme présente deux modes: l'un très net situé entre 100 et 150 et l'autre entre 300 et 350. Cette bimodalité signifie soit des natures différentes dans le trachyte, soit des galets ayant subi des transports différents.

Quant à la formation sablo-limoneuse supérieure, elle contenait des traces de foyer et des ossements - une mâchoire inférieure et plusieurs vertèbres - d'un âne (détermination J.M. Cordy). Ces restes d'animaux domestiques témoignent de l'âge historique de cet alluvionnement. Il est en effet généralement admis que l'âne aurait été introduit en Sardaigne sans doute par les Romains en même temps que le chien, le cheval... Cette observation nous permet donc de corréliser cette terrasse avec celle du riu Pedras de Fogu.

2. Casa Corso (Tranchée Aqueduc) (n°9 sur la carte)

A l'aval, à proximité de la Casa Corso, la tranchée de l'aqueduc traverse le même niveau de terrasse que celui envisagé plus haut. Son altitude est de 19 m par rapport au niveau de la mer. L'altitude relative de la base de la terrasse, difficilement mesurable à cause des travaux de l'aqueduc, est de l'ordre de deux mètres.

La coupe montre, sous deux mètres de sable limoneux brun-gris, mêlé localement à des éléments de désagrégation du trachyte, la formation caillouteuse. Le centile est de 68 cm, valeur courante dans ces torrents côtiers. L'émoissé des trachytes est de 182, valeur inférieure à celle mesurée dans la station précédente. L'histogramme d'émoissé présente cependant la même allure: on y observe deux modes situés aux mêmes endroits: un principal bien marqué localisé entre 100 et 150 et un secondaire entre 300 et 350. Ce cailloutis est donc comparable à celui de Ladapanu. Pour mémoire, l'indice d'aplatissement de ces galets est de 2,0.

La rose d'orientation de ces galets montre qu'une majorité d'entre eux sont allongés grosso-modo dans le sens N-S, cette orientation est donc parallèle à l'écoulement du torrent. Il est vraisemblable que la forte pente longitudinale de ce cours d'eau ait influencé la disposition de ces galets.

3. Affluents de rive droite du riu di lu Bagnu

3.a - Vaddi-Tolta

Au lieu-dit Vaddi-Tolta, la tranchée de l'aqueduc recoupe un vallon affluent. La coupe montre que cette vallée taillée dans les trachytes miocènes est comblée par une formation sablo-limoneuse de couleur brun-noir. La couleur de ce dépôt est d'autant plus noire que l'on se rapproche de l'axe de la vallée. La puissance de ce remblaiement récent atteint au moins 5 mètres.

3.b - Interfluve_Casa_Corso (pt 10 sur carte)

Sur l'interfluve entre ce vallon et le riu di Lu Bagnu, à proximité de la Casa Corso, la tranchée met en évidence une petite vallée comblée qui se marque à peine dans le relief. On y note d'abord, reposant sur le bed-rock trachyque, une lentille caillouteuse caractérisée par un graded-bedding très net et un centile de 23 cm.

La rose d'orientation des galets montre aussi un allongement préférentiel orienté NNO-SSE, ce qui correspond à l'axe de ce vallon.

Ce cailloutis est recouvert par une formation sablo-limoneuse de couleur brun-noir, dans laquelle, à un mètre de profondeur, nous avons récolté des tessons de terre cuite d'âge nuragique, un silex pointu et diverses coquilles marines parmi lesquelles des patelles. Ces artefacts nous permettent donc d'affirmer que cette phase d'alluvionnement est contemporaine des terrasses holocènes de Pedras de Fogu et du Riu di Lu Bagnu.

c) Plaine de Tres Montes à Pedras de Fogu

Au pied de Très Montes et jusqu'à Pedras de Fogu, la topographie est relativement plane comme le montre la route côtière qui la parcourt. L'entaille de l'aqueduc, parallèle à la route, nous a montré, comme l'indique par ailleurs la carte géologique, des dépôts sableux d'origine éolienne en place ou remaniés. Cependant, cette coupe a mis en évidence de nombreux vallons de tailles diverses entièrement comblés de sables limoneux de couleur gris-noir et dont rien dans la topographie ne laissait supposer la présence. Dans ces remplissages, il n'est pas rare de

retrouver des coquilles marines et surtout des valves isolées de Cardium, témoins de restes de repas.

Pt 13) A Montizzeddu, on observe une "vallée" de 40 m de large et de plus de 5 m de profondeur.

Pt 14) A hauteur du km 18: un vallon remblayé de 10 m sur 3.

Pt 15) A Très Montes, entre les deux collines de 56 et 47 m: un vallon de 10 m de large sur 2 m de profondeur.

Pt 16) Face à la colline "47 m", à proximité d'une petite maison: un vallon de 20 m sur 1.

Pt 17) Au nord de la colline "47 m": un vallon de 50 m de large sur plus de 5 m de profondeur. Ici cependant, le relief est marqué par une légère dépression.

Pt 18) Plus au nord-est, on note encore deux petits vallons dont un de 5 m sur 3.

Pt 19) Enfin, à hauteur du Km 19,2 de la route nationale, on note un ancien vallon de 25 m de large et d'au moins 5 m de profondeur entièrement rempli de limon.

De même, sur le flanc sud du Mont Pedras de Fogu, l'entaille qui va de la "cantoniera" à la rivière découvre une couverture éolienne reposant sur le miocène. Ce dépôt sableux, en place ou remanié, est aussi entamé par de nombreux petits vallons qui tous sont complètement remplis par des limons sableux de couleur gris-brun. Ici aussi, rien en surface ne laisse supposer la présence des ces vallons et comme pour la zone de Très Montes, leur taille est variable: 5 m sur 1m50, 10 m sur 3 m, 1m50 sur 0,50 m...



Fig. 3.7.6: Coupe de l'Aqueduc. Vallon "néolithique" développé dans un grès d'âge würm. (Pedras de Fogu)

Le remplissage est constitué d'un sable très mal classé (Hé de Cailleux: 0,7, Q de ϕ : 1,78). La courbe de ce sédiment révèle un mode situé entre 297 et 420 μ . A l'examen morphoscopique, la fraction sableuse présente une majorité de grains de quartz émoussés-mats.

Ce remplissage s'est donc effectué en partie grâce au remaniement des sables éoliens mis en place lors des phases régressives du Quaternaire et plus particulièrement au Würm.

d) Ruisseau de Très Montès

Au sud des collines de Très Montès, s'étire une petite vallée qui atteint la côte au lieu-dit Maritza. Un petit cours d'eau intermittent parcourt cette vallée et est encaissé dans une étroite entaille qui laisse apparaître une formation sablo-limoneuse grise et dans laquelle nous avons repéré quelques tessons de terre cuite de couleur rouge (50 mètres à l'amont du pont de la route de l'Anglona) (pt 11).

Plus à l'aval (100 m à l'aval du pont) (pt 12), la tranchée de l'Aqueduc recoupe perpendiculairement la vallée et montre, s'appuyant sur les flancs taillés dans le calcaire helvétique, un remplissage sableux d'origine éolienne, en place ou remanié et auquel nous attribuons un âge würm. Le remblaiement de la vallée suppose une dépression préexistante et donc une phase érosive antérieure que l'on peut situer soit au début du Würm, soit plus loin encore, peut-être au Riss ?

Dans cette formation, on note des dépôts fluviatiles constitués de gravier de calcaire faiblement émoussé, témoins du passage du ruisseau de Très Montès et de brèves phases érosives au cours du Würm (fig.3.7.7).

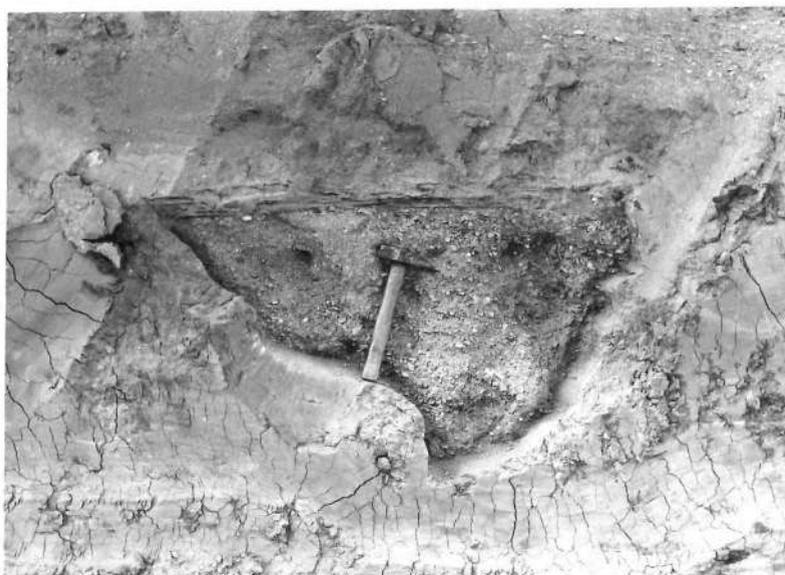


Fig.3.7.7.

Coupe de l'Aqueduc
Très Montès

Lentille fluviatile
développée dans les
dépôts du Würm.

3. e - Le Fiume Silis

Le Fiume Silis, appelé aussi Riu di Sorso, est un cours d'eau relativement important qui draine le secteur nord oriental du Sassarese et une partie de l'Anglona occidentale. Son bassin assez développé est de l'ordre de 117 km² (B. DETTORI, 1972).

Le cours inférieur du Fiume Silis est encaissé dans les roches sédimentaires de l'Helvétien. Le fond de la vallée est occupé par une basse terrasse qui peut atteindre 400 m de large. Le sol limono-sableux de cette basse-terrasse et la proximité de l'eau font que ce secteur est intensément cultivé : vergers, cultures de légumes...

1) (Pt20) - A 50 m à l'aval du pont intérieur (route de Sennori vers San Lorenzo) rive gauche, au lieu-dit S. Elias, affleure le cailloutis qui constitue le soubassement de cette basse terrasse. Son sommet se situe à + 1 m par rapport au lit de la rivière actuelle. La matrice possède une coloration grise classée dans la gamme des 2,5 YR. Le centile est de l'ordre de 50 cm.

Le cailloutis est composé de galets de calcaire provenant des affleurements voisins, mais aussi et surtout, de trachytes. Une mesure d'émoissé a été réalisée sur ces derniers (80 cailloux) et l'indice obtenu est de 227. L'histogramme d'émoissé est curieusement plurimodal, ce qui semble indiquer des transports de longueurs différentes ou des origines diverses. Ces modes se situent à 100-150, 200-250, 300-350 et 400-450. Ce dernier mode, peu important certes, est curieux car il témoigne généralement d'un façonnement marin. Or, une influence marine récente est à exclure dans ce secteur éloigné de la côte (4 km 500 de l'embouchure). On peut cependant envisager un remaniement de la formation marine helvétique dont la base est constituée de galets bien émoisés (M₂S sur la carte géologique). Ce dépôt transgressif du Miocène affleure quelques kilomètres à l'amont (carte 3.7.1.).

La disposition des galets de cette terrasse est banale et montre un allongement préférentiel (30% des cailloux) orientés N 40° E, c'est-à-dire perpendiculaire à l'axe de la rivière.

Une mesure d'émoissé effectuée sur 83 galets de trachyte appartenant au lit actuel montre un indice de 255. L'histogramme d'émoissé est aussi plurimodal : 50-100, 150-200 et 250-300. La proportion des galets fort émoissés est relativement minime.

2) (Pt21) - A l'aval du pont sur la route nationale n° 200, à 1500 m de l'embouchure, la tranchée de l'acqueduc recoupe la vallée et traverse ainsi la basse terrasse (altitude 6 à 7 m) rivière : 3,80 m à 4,70 m). Cette coupe met en outre en évidence une autre terrasse légèrement plus élevée qui repose sur des formations éoliennes würmiennes et dont la base se situe à l'altitude relative de + 6 m par rapport au lit du fleuve. L'émoissé mesuré sur 100 galets de trachyte donne une valeur de 279 : valeur supérieure à celles enregistrées à l'amont dans le lit actuel et dans la basse terrasse. L'histogramme est cependant unimodal; il se situe entre 250 et 300. Il semble donc qu'à plus de 5 km des premiers affleurements de roches volcaniques les diversités dans la forme des galets aient disparu. L'indice d'aplatissement de ces mêmes cailloux est de 1,8, valeur fréquemment observée dans des formations fluviatiles. Quant à la rose d'orientation, elle présente un mode unique orienté 100°-280°. Comme la majorité des galets pendent vers le sud, cette disposition témoigne d'un écoulement vers le Nord (N10°E), soit vers le littoral tout proche.

3.f - ruisseau de Buddi-Buddi

Le ruisseau de Buddi-Buddi qui aboutit dans l'étang côtier de Platamona draine le Sassarese septentrional. Il n'y affleure que la formation calcaire du Miocène, surmontée par une couverture discontinue de cailloux de quartz et des placages de grès d'origine éolienne liés aux diverses phases régressives du Quaternaire (1ère partie, ch. 4).

La tranchée de l'acqueduc de Porto-Torres et trois sondages nous ont fourni des données intéressantes sur ce petit cours d'eau.

1. Entaille de l'acqueduc (Pt22)

L'entaille de l'acqueduc recoupe, au lieu-dit Buddi-Buddi, la vallée du même nom qui est remblayée sur toute sa longueur par plusieurs mètres d'une formation sablo-limoneuse de couleur brun-noir. Dans cette formation affleurent quelques lentilles caillouteuses constituées surtout de galets de calcaire miocène à émousé fluviatile, ainsi que de quelques galets de quartz. Dans ce dépôt, nous avons également repéré des restes de repas, valves isolées de *Cardium* et traces éparses de foyers ainsi que de fréquents débris de terre cuite de couleur rouge dont un morceau de tuile. Ce remblaiement historique s'observe de part et d'autre de la nouvelle route Sassari-Buddi-Buddi, au nord d'un petit restaurant.

Aujourd'hui, le ruisseau coule dans une petite entaille creusée dans ce dépôt.

2. Sondages de Buddi-Buddi (Pt22)

Trois petits sondages préliminaires au creusement de la tranchée de l'acqueduc ont été réalisés dans ce secteur*.

Dans les sondages 2 et 3 (voir Iè partie, ch. 4), on observe aux profondeurs respectives de 15 mètres (sondage 2) (altitude réelle - 10 m) et de 12 mètres (sondage 3) (altitude réelle - 5 m), un épisode fluviatile constitué par des cailloux de calcaire miocène à faible émousé. L'indice d'émousé mesuré sur seulement 11 galets compris entre 15 et 75 mm est de 108 (valeurs comprises entre 27 et 333) (voir fig. 3.7.7), tandis

* Le bureau d'études de l'entreprise qui a réalisé cet ouvrage a bien voulu nous transmettre les données de ce sondage et des échantillons. Nous le remercions vivement.

que l'indice d'aplatissement est de 2,90 (valeurs comprises entre 1,39 et 3,63). Ces valeurs, quoique fragmentaires, témoignent d'un transport fluviatile sur une faible distance (voir photo). Cet épisode fluviatile est surmonté par des dépôts marins que nous avons attribué, avec des réserves, dans la première partie de ce travail (ch. 4), à un interstade du Riss. On peut donc en conclure à l'existence d'une phase érosive liée vraisemblablement à une phase régressive du Riss.

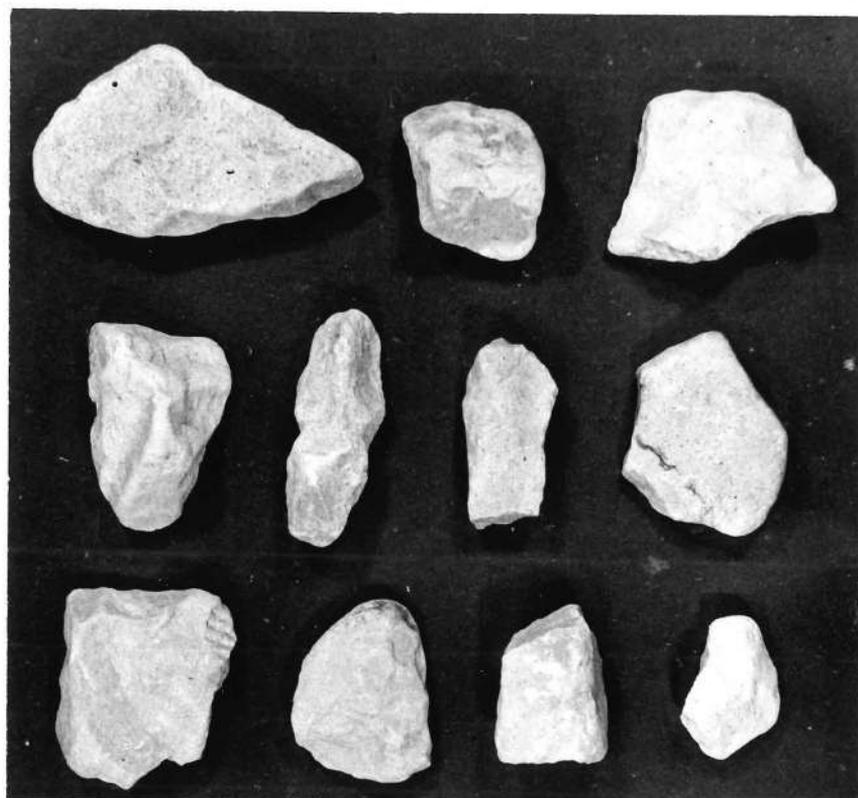


Fig. 3.7.7. Cailloux prélevés à la base du sondage de Buddi-Buddi (le plus grand galet a une longueur de 75mm).

3. g - Le Rio Mannu di Porto Torres

Lors de l'étude du cailloutis du Turritano (région de Porto Torres) (p.162), nous avons relevé des galets de quartz dont l'éroulé témoignait une influence fluviatile et marine attribuée à l'interglaciaire du Mindel-Riss et liée à l'ancêtre du Rio Mannu.

Aujourd'hui, ce cours d'eau s'écoule dans une vallée encaissée d'une vingtaine de mètres dans le Miocène, et d'une largeur moyenne de 250 m. Le fond de la vallée est constitué par une basse terrasse très bien cartographiée sur la carte géologique au 1/100.000e de Moretti (1959). Plusieurs sondages ont été effectués dans la basse terrasse du cours inférieur du Rio Mannu : respectivement à l'embouchure du fleuve, au nouveau pont (P^t23) vers le complexe industriel de la S.I.R., 100 m à l'aval et

1000 m à l'amont de ce pont. Nous ne possédons que des données partielles de ces sondages et, malheureusement, nous n'avons pas eu accès aux sédiments recueillis. Nous croyons cependant utile de fournir ces résultats :

Ainsi, le bed-rock calcaire (Miocène) ne se rencontre qu'entre 15 et 25,50 m de profondeur (fin du sondage). Le remblaiement qui le surmonte est constitué de cailloutis, de sable, de limon et d'argile.

Dans les deux premiers sondages (embouchure et 100 m à l'aval du pont), on note d'abord 10 mètres de sable marin : peut-être s'agit-il d'un remblaiement lié à la transgression versilienne? C'est vraisemblable et cela concorde avec les données de Pecorini (1973) en ce secteur et pour d'autres rivières de Sardaigne.

Les sondages du pont signalent, reposant directement sur le bed-rock, un épisode caillouteux. S'agit-il d'un dépôt fluviatile lié au maximum érosif du Würm ou à une phase de creusement du Riss ? Il nous est difficile de répondre à cette question car nous n'avons pas pu voir le matériel récolté.

Le fait important est que cette vallée a été profondément incisée : au pont, le bed-rock se situe à environ 20 m sous le niveau de la mer. Cet épisode érosif intense doit donc être lié à une phase régressive marine.

3. h - Conclusions

De l'ensemble des cours d'eau qui drainent l'Anglona et le Sassarese, nous ne possédons que des informations fragmentaires. La plupart de ces nouvelles données proviennent de l'examen de la tranchée de l'aqueduc de Porto Torres, du creusement de puits, de plusieurs sondages dont parfois nous ne possédons qu'une description sommaire (Rio Mannu) et de coupes naturelles dégagées par l'encaissement récent des rivières.

I. La terrasse historique

De toutes ces données, il ressort un point commun : la présence d'une basse terrasse dominant généralement le cours actuel de 2-3 m, basse-terrasse qui n'est jamais inondée. Cette terrasse repose soit sur le bed-rock tertiaire, soit sur des dépôts éoliens - en place ou remaniés - d'âge würm. Elle est constituée de galets à la base et est surmontée par un à deux mètres, souvent plus, de sable limoneux de couleur grise ou noire. Cette formation meuble est parfois traversée par des lits graveleux; en outre, elle contient fréquemment des traces d'une occupation humaine :

- a) restes de foyers ;
- b) restes de repas : essentiellement des coquilles de *Cardium* et de Patelle mais aussi une mâchoire, en partie brûlée, d'un âne;
- c) tessons de terre cuite. Parmi ceux-ci, on note deux types : 1) certains sont de couleur noire et de facture grossière. Ils ont été attribués à la civilisation nuragique par le professeur Carlo MAXIA (Université de Cagliari); 2) les autres, plus nombreux, sont de couleur rouge, mieux élaborés et datés de l'époque romaine;
- d) morceaux de briques de couleur rouge, sans doute d'âge romain. Un fragment a été repéré dès la base, mêlé au cailloutis (Pedras de Fogu);
- e) fragment de verre de facture très grossière.

Nous pouvons donc conclure que la vallée du Cuggiani comporte également une basse terrasse dans laquelle nous avons repéré des tessons de poterie d'âge nuragique.

Nous pouvons également mettre en parallèle cet alluvionnement historique avec le niveau 1 du Coghinas inférieur où un morceau de bois a été daté par C14 de 500 ans \pm 75 B.P. Cette datation absolue nous permet d'affirmer que l'alluvionnement se poursuivait encore au Moyen Age.

De même, les recherches récentes menées en Corse par O. CONCHON (1975) montrent que l'alluvionnement s'est poursuivi jusqu'à l'époque historique : ainsi au sud de Bastia, dans la vallée du Golo, des ruines gallo-romaines du 4^e siècle après J.C. sont recouvertes par des limons et une chaussée datant du 1^{er} siècle avant J.C. est surmontée par 2,60 m de sable où s'intercale un lit de petits galets.

Nos observations de Sardaigne septentrionale s'accordent très bien avec ces données.

D'autre part, dans un ouvrage remarquable sur les vallées méditerranéennes, Cl. VITA-FINZI (1969) montre, dans des cours d'eau de Grèce, Italie, Espagne, Maroc, Algérie, Tunisie, Lybie et Jordanie, la présence d'une terrasse médiévale. Cette phase d'alluvionnement aurait commencé après l'époque romaine et les dépôts n'auraient été incisés qu'assez récemment; l'ultime phase érosive se poursuivrait d'ailleurs encore aujourd'hui.

Cet auteur décrit les alluvions de cette basse terrasse comme des sables fins limoneux de couleur grise ou chamois, un lit de cailloux existant à la base de ce dépôt.

C. VITA-FINZI recherche les causes de cet alluvionnement historique. Après avoir signalé quelques facteurs d'origine locale, il considère l'homme comme un agent géologique responsable, notamment de déforestations intenses au Moyen Age; il emploie le terme de "medieval devegetation"; il cite aussi M. GIGOUT (1960) pour des observations se rapportant au Maroc: "La pratique du nomadisme importée par les Arabes vers le 11^e siècle a eu des effets catastrophiques sur le couvert végétal; en conséquence, l'érosion a entraîné abondamment les sols aux rivières". Ces déforestations étaient cependant déjà localement entreprises durant l'époque romaine. Le problème de l'origine de cette basse terrasse est donc complexe. Aussi VITA-FINZI envisage-t-il comme facteur d'explication de l'aggradation médiévale des modifications climatiques tel l'existence du Xe au XII^e siècle, d'un "petit optimum" et, entre 1550 et 1850

la présence d'un "Petit Age Glaciaire". Ces modifications climatiques mineures auraient entraîné un accroissement de certaines précipitations saisonnières ce qui aurait eu un profond effet sur le pouvoir érosif du ruissellement.

En Sardaigne, lors des derniers siècles, une déforestation aurait eu lieu, cela en vue notamment de fournir du charbon de bois pour l'Italie continentale. En outre, elle aurait aussi connu une déforestation importante au XIXe et au XXe siècle qui doit être mis en parallèle avec le développement du chemin de fer et de certaines mines (communication orale de C. MAXIA).

II. Autre niveaux de terrasse

Si l'on excepte la terrasse historique, les autres niveaux de terrasses de ces cours d'eau sont relativement restreints. Rappelons seulement la présence d'une terrasse à + 6 m au Fiume Silis et une autre à + 30 m au Riu Pedras de Fogu. Les données sur ces deux niveaux sont cependant trop limitées pour que l'on puisse se permettre des corrélations avec la stratigraphie proposée pour le bassin du Coghinas.

III. Les phases érosives

Nos observations sur tous ces cours d'eau ont mis en évidence l'existence de plusieurs phases érosives.

Tout d'abord une phase érosive récente ou actuelle entaille la terrasse historique. Les éléments en notre possession ne nous permettent pas d'expliquer cette incision. En effet, nous ne connaissons pas, au cours des derniers siècles, de fluctuations du niveau de la mer engendrées soit par un changement eustatique, soit par des mouvements tectoniques locaux. Peut-être, une modification du couvert végétal, liée à l'influence humaine, permettrait-elle d'expliquer ce phénomène. Cette influence humaine serait, par exemple, le reboisement des régions littorales ou bien encore l'abandon récent de terrains cultivés ou la transformation de l'économie pastorale. Des études historiques

devraient permettre de le préciser.

Tout récemment, des phénomènes érosifs "catastrophiques" liés à de fortes pluies, ont été observés en Sardaigne centrale en octobre 1951 (J. PELLETIER, 1952) et dans la région de Sorso en septembre 1967 (A. PIETRACAPRINA, 1967).

Nous observons aussi une phase érosive bien marquée qui entaille les dépôts du Würm et dont les creux sont ensuite comblés par des dépôts contenant des traces d'occupation humaine : c'est l'érosion qui a précédé l'alluvionnement historique notamment à Lu Bagnu, Pedras de Fogu, Buddi-Buddi et qui est aussi responsable des nombreux vallons décrits dans la région de Tres Montes ou de Pedras de Fogu. Les dits vallons sont comblés de sables limoneux contenant de fréquentes coquilles de *Cardium*. Malheureusement ces restes de repas n'apportent aucun élément de datation précis et témoignent seulement de l'occupation humaine. Il est cependant communément admis que l'homme n'aurait occupé la Sardaigne que dès le Néolithique (Carlo MAXIA, 1968); cette période constitue donc l'âge maximum à conférer aux restes de repas et donc aux remplissages des vallons. La phase d'érosion préliminaire peut donc être considérée comme, en partie, encore holocène, mais une datation plus précise paraît impossible actuellement.

D'autres traces érosives ont été également repérées au sein du dépôt würm (Tres Montes). Elles concordent avec les brefs épisodes torrentiels que nous avons relevés au sein de l'accumulation éolienne wurmienne en Anglona occidental.

A Tres Montes comme au Rio Mannu, un intense creusement atteignant localement des profondeurs plus basses que le niveau actuel de la mer a créé d'anciennes vallées. Celles-ci sont en grande partie comblées, surtout par des dépôts éoliens liés à la régression würmienne. On peut donc supposer que ce creusement est contemporain du Würm.

D'autre part, par sondages, on a décelé à Buddi-Buddi, un dépôt fluviatile situé sous le niveau actuel de la mer et sous un dépôt marin attribué, avec des réserves, à un interstadaire du Riss. Cette phase érosive pourrait donc être corrélée à un épisode du Riss pendant lequel le niveau de la mer était sous son niveau actuel.

IV^{ème} partie

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Ci-après, nous résumons, brièvement, les principaux résultats de notre recherche. Un essai de synthèse est ensuite proposé (tableau 4.1.1) où formations marines et continentales que nous avons reconnues sont comparées et intégrées dans l'histoire du Quaternaire du monde méditerranéen.

1) Les terrasses marines émergées

a) Quelques auteurs avaient, avant nous, retrouvé, localement, des affleurements de la plage du Tyrrhénien II; pour notre part, nous avons pu montrer la présence quasi continue de ce niveau marin entre 2 et 5 mètres, sur tout le littoral de la Sardaigne septentrionale. | *oui*

b) En outre, nous avons découvert, sous le Tyrrhénien II, soit à une altitude proche du niveau de la mer, une ancienne plage. Nous la rangeons dans le dernier interstade du Riss car elle n'est séparée de la plage du dernier interglaciaire que par des apports éoliens non rubéfiés; la présence de ces derniers indique une régression marine et l'absence de rubéfaction suppose qu'aucun interstade ne s'est développé entre les deux niveaux marins. PECORINI (1954) a déjà signalé à Alghero (Sardaigne occidentale) des dépôts semblables; il les datait de l'interglaciaire Mindel-Riss.

c) Nos recherches nous ont permis de trouver plusieurs lambeaux d'une terrasse marine localisée vers 20 m. Le caractère marin de cette terrasse est prouvé par l'émoussé élevé des galets que nous y avons récoltés. En raison du degré d'altération des cailloux et aussi en raison de son altitude, nous datons cette terrasse de la transgression de l'interglaciaire Mindel-Riss (Tyrrhénien I).

d) Plus haut encore, nous avons découvert, pour la première fois en Sardaigne, les traces d'un niveau marin vers 65 m. Il semble dater d'un interglaciaire plus ancien encore : Gunz-Mindel (?), en se basant sur le seul critère altimétrique.

Les niveaux postérieurs au Tyrrhénien II

e) Nous avons aussi retrouvé des traces d'un niveau marin postérieur au Tyrrhénien II, situé vers 2 m et fort érodé. Par comparaison avec la Corse, un âge WI-WII ou WII-WIII peut lui être attribué.

f) Enfin, quelques indices (beach-rock, cordon littoral) semblent témoigner d'un maximum transgressif versilien (flandrien) qui aurait dépassé de quelque 50 cm le niveau actuel. Les beach-rocks contemporaines de la dernière transgression sont fréquentes en Méditerranée.

2) Les terrasses submergées

En plus de cette succession de niveaux subaériens, nous avons retrouvé, par l'interprétation de données bathymétriques, 14 niveaux submergés, répartis entre -10 et -157 m.

Un des résultats les plus marquants de cette prospection de la plate-forme continentale a été la découverte à -100 m, sur plus de 10 km de longueur, d'un ancien rivage marqué par un ou plusieurs cordons littoraux très bien conservés. Par comparaison avec d'autres secteurs de Méditerranée occidentale où ce niveau est connu et est bien daté, nous pensons qu'il s'agit du témoin de la régression du Würm IV (13.000-14.000 ans B.P.).

Le rivage lié au maximum régressif du Würm III (20.000 ans B.P.) serait alors localisé entre -115 et -130 m.

Quant aux autres niveaux, compris entre -100 m et le zéro actuel, ils témoigneraient d'autant de phases de stationnement de la mer durant la transgression versilienne (= flandrienne).

Ces données établissent pour la première fois, au large de la Sardaigne, l'importance des régressions marines qui se sont produites au Quaternaire.

3) Les apports éoliens

C'est surtout pendant les phases régressives que se sont mis en place la plupart des dépôts éoliens qui, aujourd'hui, bordent le rivage et sont découpés en falaise par la mer.

Plusieurs générations d'apports éoliens ont été reconnues :

a) Les sables antérieurs au Tyrrhénien II : nous les datons du Riss III.

b) Les sables contemporains des divers épisodes froids du Würm. L'importance de ces apports est, semble-t-il, directement proportionnelle à l'ampleur de la régression.

c) Les dunes holocènes et actuelles.

En outre, nous avons relevé, dans les grès pléistocènes d'origine éolienne, des structures particulières, en l'espèce, des cannelures parallèles au vent dominant. Nous les considérons comme étant surtout des formes de déflation.

4) Les paléosols

Nous avons aussi montré que les apports éoliens ont parfois été interrompus, apparemment suite à des mouvements transgressifs de la mer. Les périodes de réchauffement ainsi suggérées ont permis le développement de plusieurs paléosols dans les dépôts surmontant le Tyrrhénien II.

a) un inférieur de couleur brune (7,5 YR) contemporain de la fin du Tyrrhénien II dont il surmonte les dépôts;

b) un moyen, moins bien développé, daterait de l'interstade Würm I - Würm II (couleur brune moins rouge : 10 YR);

- c) un supérieur, très bien marqué (couleur brune : 7,5 YR), que nous supposons contemporain de l'interstade Würm II - Würm III (transgression néorthotyrrhénienne). Il serait l'équivalent, en Europe occidentale, de l'interstade Arcy-Stillfried B;
- d) parfois un quatrième et dernier paléosol a été observé, il pourrait être contemporain du Würm III - Würm IV (Laugerie-Lascaux);
- e) ailleurs, dans les dépôts holocènes, nous avons trouvé un sol néolithique mais nous ne pensons pas qu'une signification climatique doive lui être attribuée;
- f) enfin, signalons que les dépôts pliocènes sont souvent caractérisés par une forte rubéfaction (10 R à 2,5 YR).

5) Les terrasses fluviales

La suite logique de nos recherches nous a amené à tenter le raccord de nos observations littorales aux terrasses fluviales, en axant nos efforts sur le Coghinas.

C'est la première fois, à notre connaissance, que l'on décrit en Sardaigne une série aussi complète de terrasses fluviales. Nous avons reconnu 8 niveaux de terrasses climatiques (contemporains des périodes froides). La chronologie que nous avons adoptée cadre, dans les grandes lignes, avec celles proposées pour les cours d'eau de la Corse orientale (OTTMANN et CONCHON).

En outre, dans le secteur côtier nous avons reconnu des terrasses fluviales eustatiques liées aux niveaux marins élevés (Monte di Campo-Thermes : interglaciaire Mindel-Riss ...).

Nous avons aussi décrit une série de cônes de déjection que nous rattachons aux périodes froides du Quaternaire.

6) Dans les dernières colonnes de notre tableau synthétique, nous renseignons l'extension admise pour les deux espèces de mammifères dont nous avons découvert des restes, et quelques données relatives à l'occupation de la Sardaigne par l'homme.

Dans les dépôts éoliens du Würm, nous avons récolté des restes de cervidé attribués à *Nésoleipoceros cazioti* et des ossements d'une sorte de rongeur aujourd'hui disparu : *Prolagus sardus*. Ces déterminations sont dues à notre collègue J.M. CORDY.

Quant à l'occupation de la Sardaigne par l'homme, nous avons été frappé par l'abondance des restes de repas et autres témoins de l'époque néolithique. Ces nombreux artefacts nous ont permis de dater un sol masqué sous des apports éoliens.

La découverte de restes de repas probables dans un paléosol attribué au WII-WIII nous fait envisager la présence de l'homme sur l'île dès le Paléolithique supérieur. Cette hypothèse devra cependant être confirmée.

Nous ne pouvons cacher que notre tableau du Quaternaire de la Sardaigne septentrionale présente des lacunes.

Il y manque notamment des datations absolues qui seraient surtout les bienvenues pour nos observations sous-marines. N'ayant récolté aucune donnée directe à ce sujet, nous avons préféré ne pas aborder ce problème.

Disons enfin que si, au cours de cette recherche, nous avons tenté de mieux connaître le Quaternaire du nord de la Sardaigne, nous avons aussi, par la même occasion, découvert une île attachante et même envoûtante et surtout un peuple pratiquant l'hospitalité d'une façon vraiment remarquable :

"Ad s'istranzu non l'abbaiddes sa bertula"
(proverbe sarde / G. SPANO, 1852).

B I B L I O G R A P H I E

- ALEXANDERSSON, T., 1972. - Mediterranean beachrock cementation : marine precipitation of Mg - calcite. in : The Mediterranean Sea, 203-223.
- ALOISI, J.C., MONACO, A., THOMMERET, J. et THOMMERET, Y., 1975. - Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 17, 13-22.
- ANNOSCIA, E. et FIERRO, G., 1973. - Bryozan ecology in relation to sediment texture in the "Golfo dell'Asinara" (Sardinia, Italy). in : Living and fossil Bryozoa. Recent advances in research. Academic Press, London, 53-64.
- ARMARI, G., 1974. - Carte geologica d'Italia.
Foglio 167.168 Isola Rossa - La Maddalena (1/100.000°).
Servizio geologico d'Italia e Regione autonoma della Sardegna.
- BAGGIONI, M., 1975. - Les côtes du Cilento (Italie du sud).
Morphogenèse littorale actuelle et héritée. Méditerranée, (2), 22, 35-52.
- BARBAZA, Y., 1970. - Morphologie des secteurs rocheux du littoral catalan septentrional. Mémoires et Documents (n^{elle} série), 11, 152 p.
- BARCA, S. et PALMERINI, V., 1973. - Indagine sedimentologica e significato paleoclimatico delle facies clastiche alla base dei "Tacchi". R.S.F.S.U. Cagliari, 43, 28 p.

- BARCA, S. et PALMERINI, V., 1973. - Contributo alla conoscenza degli ambienti di sedimentazione relativi alla "formazione del Cixerri" (Sardegna sud-occidentale). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 12, 13-50.
- BAZILE, F., 1974. - Nouvelles données sur l'âge des cordons littoraux récents du golfe d'Aigues-Mortes. Bull. Soc. Languedocienne de Géographie, (3), 8, 199-206.
- BELLAICHE, G., 1972. - Les dépôts quaternaires immergés du golfe de Fréjus (Var) France. in : The Mediterranean Sea, 171-176.
- BELLAN, G., MOLINIER, R. et PICARD, J., 1961. - Distribution et particularités des peuplements benthiques de l'étage circalittoral des parages de Bonifacio (Corse). Rapp. et P.V. C.I.E. S.M.M., 16, 523-528.
- BERTHOIS, L., 1951. - Façonnement et granulométrie des galets du Delec près de Brest. Rev. Géom. Dyn., 2, 259-275.
- BIROT, P., 1949. - Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. Centro de estudos geograficos, Lisbonne, 176 p.
- BIROT, P. et JEREMINE, E., 1950. - Recherches sur le comportement de l'érosion différentielle dans les roches granitiques de Corse. Compte Rendu du XVI^e Congrès International de Géographie, Lisbonne, 1949, 243-253.
- BLANC, A.C., 1936. - Giacimento sottomarino a "Cyprina islandica L." nel golfo di Terranova Pausania. Rend. Acc. Linc., (6a), 22, 695-698.
- BLANC, A.C., 1938. - Spiaggia fossile tirreniana presso Porto Torres. Atti Soc. Toscana di Sc. Nat. P.V., 47, 40-45.
- BLANC, A.C., 1955. - Notizie preliminari sull'attività scientifica dell'Istituto Italiano di Paleontologia Umana nel 1955. Quaternaria, 2, 310-311.

- BLANC, A.C., 1962. - Sur le Pléistocène marin des côtes tyrrhéniennes et ioniennes et les cultures paléolithiques associées. Quaternaria, 6, 371-389.
- BLANC-VERNET, L., 1972. - Données micropaléontologiques et paléoclimatiques d'après des sédiments profonds de Méditerranée. in : The Mediterranean Sea, 115-127.
- BLANC-VERNET, L., 1974. - Microfaune de quelques dragages et carotages effectués devant les côtes de Tunisie (golfe de Gabès) et de Lybie (Tripolitaine). Géologie Méditerranéenne, 1, 9-26.
- BONIFAY, E., 1962. - Les terrains quaternaires du sud-est de la France. Travaux de l'Inst. Préhistoire Université de Bordeaux, 2, 194 p.
- BONIFAY, E., 1962. - Quaternaire et préhistoire des régions méditerranéennes françaises. Quaternaria, 6, 343-370.
- BONIFAY, E., 1969. - Le Quaternaire littoral et sous-marin des côtes françaises de la Méditerranée. in : Etudes françaises sur le Quaternaire. Suppl. Bull. A.F.E.Q., 43-55.
- BONIFAY, E., 1973. - Données géologiques sur la transgression versilienne le long des côtes françaises de la Méditerranée. in : Le Quaternaire. Géodynamique, Stratigraphie et Environnement. Suppl. Bull. A.F.E.Q., 137-142.
- BONIFAY, E., 1975. - L'"Ere quaternaire" : définition, limites et subdivisions sur la base de la chronologie méditerranéenne. B.S.G.F., (7), 17, 380-393.
- BONIFAY, E., COURTIN, J. et THOMMERET, J., 1971. - Datation des derniers stades de la transgression versilienne dans la région de Marseille. C.R. Acad. Sc. Paris, (D), 273, 2042-2044.

- BOURCART, J., 1958. - Problèmes de géologie sous-marine.
Masson, Paris, 123 p.
- BRANDIS, P., DETTORI, B. et PIETRACAPRINA, A., 1967. - Studio geoidrologico della Sardegna settentrionale. Memoria n° 1.
Studi Sassaesi, (33), 15, 103 p.
- BROTZU, P., MORBIDELLI, L., NICOLETTI, M., PETRUCCIANI, C. et TRAVERSA, G., 1975. - Vulcanismo miocenico in Gallura (Sardegna sett.). Datazioni K/Ar. Rend. Soc. Ital. Min. Petrol., 31, 409-414.
- BUTZER, K.W., 1966. - Mediterranean area : quaternary history.
in : The Encyclopedia of Oceanography, New-York, 485-490.
- CAILLEUX, A., 1948. - Lithologie des dépôts émergés actuels de l'embouchure du Var au Cap d'Antibes. Bull. de l'Inst. Océan. de Monaco, 940, 1-11.
- CAILLEUX, A. et TRICART, J., 1959. - L'étude des sables et des galets. C.D.U., Paris, 1, 2 et 3, 765 p.
- CALVINO, F. et DIENI, E., 1973. - Il problema dell'Archeozoico in altre parti d'Italia : Sardegna. in : Geologia dell'Italia, U.T.E.T., 66-67.
- CANO, M. et STOCCHINO, C., 1966. - Sulla circolazione delle correnti nel golfo dell'Asinara e nelle Bocche di Bonifacio. Atti Ass. Geofis. Ital., 523-536.
- CAPEDER, G., 1906. - Sulla esistenza di antiche linee di spiaggia sulle rocce mioceniche dell'interno della Sardegna settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 25, 803-824.
- CASTALDI, F., 1940. - Osservazioni morfologiche sulla costa settentrionale della Sardegna (Porto Torres). Boll. Soc. Naturaliste, 51, 65-80.
- CHERCHI, A., 1973. - Appunti biostratigrafici sul Pliocene in Sardegna. Boll. Soc. Geol. It., 92, 891-902.

- CHERCHI, A., MAXIA, C. et ULZEGA, A., 1973. - Evoluzione paleogeografica del Terziario della Sardegna. in : Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale. R.S.F.S.U. Cagliari, Suppl. 12, 73-89.
- CHOUBERT, G., 1962. - Reflexion sur les parallélismes probables des formations quaternaires atlantiques du Maroc avec celles de la Méditerranée. Quaternaria, 6, 137-175.
- CIAMPI, A., 1922. - I giacimenti ramiferi di Calabona presso Alghero. Boll. Soc. Geol. It., 41, 352-355.
- COCOZZA, T., 1966. - Contributo allo studio dei depositi ciottolosi dell'Isola di San Pietro. Mem. Soc. Geol. It., 5, 165-188.
- COCOZZA, T., 1972. - Schema stratigrafico-strutturale della Sardegna. Istituto di Geologia dell'Università di Cagliari, 110, (1/500.000°).
- COCOZZA, T., JACOBACCI, A., NARDI, R. et SALVATORI, I., 1974. - Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna. Mem. Soc. Geol. It., 13, 85-186.
- COLLOMBE, E., 1853. - Notice sur un voyage géologique en Corse, en Sardaigne, en Italie et en Sicile. B.S.G.F., (2a), 11, 69-70.
- COMASCHI-CARIA, I., 1950. - Osservazioni paleontologico-stratigrafiche sul Miocene e sul Quaternario marino della zona di Pittinuri a nord del golfo di Oristano. R.S.F.S.U. Cagliari, 20, 324-340.
- COMASCHI-CARIA, I., 1952. - Fossili tirreniani di Su Tippi (Bosa). R.S.F.S.U. Cagliari, 22, 107-108.
- COMASCHI-CARIA, I., 1954. - Nuovi lembi di Quaternario in Sardegna. R.S.F.S.U. Cagliari, 24, 205-216.

- COMASCHI-CARIA, I., 1955. - Resti di cervidi nel Quaternario di Porto Vesme. Riv. It. Paleont. Stratigr., 61, 17-26.
- COMASCHI-CARIA, I., 1955. - Il Miocene di Capo Testa nella Sardegna settentrionale. Ass. min. sarda, 59, 5-10.
- COMASCHI-CARIA, I., 1968. - Fossili marini e continentali del Quaternario della Sardegna. Atti del X Congresso Internazionale di Studi Sardi, Cagliari, 140-229.
- COMASCHI-CARIA, I. et PASTORE, R., 1959. - Fauna del Tirreniano di Margine Rosso (Quartu S. Elena) e di Calamosca (Cagliari). R.S.F.S.U. Cagliari, 29, 85-94.
- CONCHON, O., 1966. - Les formations fluviatiles quaternaires en Corse orientale. c.r. S.G.F., 1, 25-27.
- CONCHON, O., 1969. - Formations fluviatiles des moyennes vallées corses. Formations glaciaires et fluvio-glaciaires en montagne. Livret-guide excursion C 17, Corse, VIIIe Congr. INQUA, 17-20 et 64-72.
- CONCHON, O., 1970. - Géologie du Quaternaire. Précisions sur la chronologie des formations fluviatiles de Corse orientale. C.R. Acad. Sci., 270, 283-286.
- CONCHON, O., 1972. - Observations sur les terrasses fluviatiles de Corse orientale. Leur caractérisation, leur sédimentologie, leurs déformations. Bull. BRGM, (2), 1, 5-13.
- CONCHON, O., 1972. - Caractères généraux et chronologie relative des alluvions fluviatiles rubéfiées de quelques vallées de Corse orientale. Bull. AFEQ, 3, 171-184.
- CONCHON, O., 1973. - Alluvions fluviatiles quaternaires rubéfiées en Corse orientale : leur extension. Bull. Soc. Sc. hist. et nat. Corse, 606, 41-48.

- CONCHON, O., 1973. - Données radiochronologiques sur le Quaternaire récent de Corse, et considérations sur la néotectonique. C.R. Acad. Sci., Paris, 276, 1957-1960.
- CONCHON, O., 1975. - Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse de Doctorat, Université de Paris VI, 2 volumes, 514 p. et 243 p.
- CORDY, J.M., 1972. - Description du cervidé de Maritza. A.S.G.B., 95, 435-449.
- CORTEMIGLIA, G.C. et TERRANOVA, R., 1974. - Aspetti geomorfologici, idrologici ed oceanografici del golfo di Rapallo. Atti Soc. It. Sc. Nat., 115, 285-384.
- COTTECHIA, V., DAI PRA, G. et MAGRI, G., 1969. - Oscillazioni tirreniane e oloceniche del livello del mare nel golfo di Taranto, corredate da datazioni col metodo del radiocarbonio. Geologia applicata e idrogeologia, 4, 93-148.
- CURRAY, J.R., 1960. - Sediments and history of Holocene transgression : continental shelf and northwest gulf of Mexico. Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico. ^mAnn. Assoc. Petr. Geol., 221-256.
- CURRAY, J.R., 1961. - Late Quaternary Sea Level : a discussion. Geological Society of America Bulletin, 72, 1707-1712.
- DAL CIN, R., 1967. - Le Ghiaie del Piave : morfometria, granulometria, disposizione e natura dei ciottoli. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat., 16, 121-296.
- DAL CIN, R., 1968. - Climatic significance of roundness and percentage of quartz in conglomerates. Journ. Sed. Petrol., 38, 1094-1099.
- DE LA MARMORA, A., 1857. - Voyage en Sardaigne, troisième partie. Description géologique et paléontologique. Torino, Bocca impr. Royale, 2 volumes : XX - 707 et 781 et 1 atlas de 19 planches.

- DE LUMLEY, H., MISKOVSKY, J.Cl. et RENAULT-MISKOVSKY, J., 1973. - Dépôts du Riss et du Riss-Würm dans le Midi Méditerranéen. in : Le Quaternaire. Géodynamique, Stratigraphie et Environnement. Suppl. n°36 Bull. A.F.E.Q., 62-67.
- DERIU, M., 1973. - Vulcanismo : Permiano : Sardegna. in : Geologia dell'Italia, U.T.E.T., 808-809.
- DERIU, M., 1973. - Vulcanismo : Pliocene-Pleistocene : Sardegna. in : Geologia dell'Italia, U.T.E.T., 839-844.
- DESIO, A., 1973. - Geologia dell'Italia. U.T.E.T., Torino, 1081 p.
- DETTORI, B., 1972. - Studio geo-idrologico della Sardegna settentrionale. Mem. n° 4 : I bacini ad ovest e ad est del rio Mannu di Porto Torrès. Studi Ssassaresi, (3), 20, 39 p.
- DIENI, I. et MASSARI, F., 1966. - Il Neogene e il Quaternario dei dintorni di Orosei. Mem. Soc. It. Sc. Nat., 15, 89-142.
- DI NAPOLI ALLIATA, E., 1968. - Quaternario del golfo di Cagliari : studio di carote prelevate della piattaforma continentale. Quaternaria, 10, 83-93.
- DI NAPOLI ALLIATA, E. et RUSCELLI ORNESI, M., 1970. - Studio di carote prelevate nel golfo dell'Asinara. Sardegna settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 89, 181-208.
- DI NAPOLI ALLIATA, E., STEFANINI, S. et FIORAMONTI, G., 1970. - Etude de quelques carottes du plateau et du talus continental de la Sardaigne méridionale. Boll. Soc. Geol. It., 89, 209-232.
- DIONNE, J.C., 1972. - Etude morphométrique de galets des formations quaternaires de la région de Rivière du Loup / Trois - Pistoles, Québec. Rev. Géogr. Montr., 27, 139-156.

- DORN, P., 1940. - Das Quartärprofil von Porto Torrès in Nordseardinien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., 92, 364-373.
- ESCALON DE FONTON, M., 1969. - Les séquences sédimento-climatiques du Midi méditerranéen du Würm à l'Holocène. Bull. Musée d'Anthrop. Préhist. Monaco, 14, 125-185.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1961. - Eustatic changes in sea level. Physics and chemistry of the Earth, 4, 99-185.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1966. - The encyclopedia of oceanography. Reinhold Publishing Corporation, New-York, 1021 p.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1973. - Friends of the Mediterranean Quaternary visit type sections. Geotimes, 18, 24-26.
- FANUCCI, F., FIERRO, G., OZER, A. et PICCAZZO, M., 1974. - Ritrovamento di una "Beach-Rock" a 70 metri di profondità nelle Bocche di Bonifacio. Studi Ssassaresi, (3), 22, 12 p.
- FANUCCI, F., FIERRO, G., REHAULT, J.-P. et TERRANOVA, R., 1974. - Le plateau continental de la mer Ligure de Portofino à La Spezia : Etude structurale et évolution plioquaternaire. C.R. Acad. Sc. Paris, 274, 1151-1154.
- FANUCCI, F., FIERRO, G. et REHAULT, J.-P., 1976. - Evoluzione Quaternaria della Piattaforma Continentale Ligure. Mém. Soc. Géol. It., (sous presse).
- FAURE, H. et ELOUARD, P., 1967. - Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. C.R. Acad. Sc. Paris, 265, 784-787.
- FEDERICI, P.R., 1972. - Datation absolue de dépôts à "A. islandica" de la mer ligurienne et reflets sur les mouvements tectoniques actuels. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., (2), 14, 153-158.

- FEDERICI, P.R. et SCALA, F., 1969. - Deposito quaternario con "A. islandica" sulla piattaforma continentale del Mar Ligure e considerazioni sull'età delle fasi tettoniche tardive dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 88, 527-535.
- FERUGLIO, E., 1924. - Sulla morfologia del Campidano di Cagliari. Boll. Soc. Geol. It., 43, 205-208.
- FIERRO, G., 1965. - Observations morphologiques et sédimentologiques sur les Bouches de Bonifacio et le Golfe de l'Asinara. Cahiers Océanographiques, 17, 565-571.
- FIERRO, G., 1969. - Répartition des sédiments dans la région des Bouches de Bonifacio. Rapp. et P.V. C.I.E.S.M.M., 19, 645-647.
- FIERRO, G., 1970. - I minerali pesanti nei sedimenti marini del Golfo dell'Asinara e delle Bocche di Bonifacio. Atti Soc. It. Sc. Nat., 110, 155-197.
- FIERRO, G. et OZER, A., 1974. - Relations entre les dépôts éoliens quaternaires et les sédiments marins du golfe de l'Asinara et des Bouches de Bonifacio. Mem. Ist. It. Pal., 2, 9 p.
- FIERRO, G., MOROZZO DELLA ROCCA, A. et PIACENTINO, G.B., 1974. - Analisi vettoriale dei minerali pesanti dei sedimenti di piattaforme continentale e scarpata (Sardegna orientale e meridionale). Studi Sassaesi, (3), 23, 32 p.
- FIERRO, G., PIACENTINO, G.B. et TUCCI, S., 1974. - Caratteri morfologici e litogenetici di una "Beach-rock" della Liguria occidentale. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., (A), 81, 89-102.
- FLEMMING, N.C., 1972. - Relative chronology of submerged pleistocene marine erosion features in the Western Mediterranean. The Journal of Geology, 80, 633-662.

- FOLK, R.L. et WARD, W.C., 1957. - Brazos River Bar : a study in the significance of grain size parameters. Journ. Sed. Petrol., 27, 3-26.
- FONTANA-ZANCO, F., 1933. - Nuove osservazioni sul piano Tirrenico nei dintorni di Cagliari. R.S.F.S.U. Cagliari, 3, 116-126.
- FONTES, J.C. et PERTHUISOT, J.P., 1971. - Faciès minéralogiques et isotopiques des carbonates de la Sebka el Melah (Zarzis, Tunisie) : Les variations du niveau de la Méditerranée orientale depuis 40.000 ans. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 13, 299-314.
- FOSSA MANCINI, E., 1924. - Il terziario nei dintorni di Orosei. Rend. Acc. Linc., (5a), 33, 177-182.
- FRANCHI, S., 1910. - Appunti sulle ricognizioni geologiche eseguite nel nord della Sardegna nel maggio 1908. Boll. com. geol. d'It., 41, 229-261.
- FRIEDMAN, G.M., 1967. - Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sounds. Journ. Sed. Petrol., 37, 327-354.
- GABIN, R., 1970. - Etude des structures géologiques sous-marines de la mer nord-tyrrhénienne et du Canal de Corse. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université de Paris, 88 p.
- GABIN, R., 1972. - Résultats d'une étude de sismique réflexion dans le Canal de Corse, et de sondeur de vase dans le Bassin Toscan. Marine Geology, 13, 267-286.
- GANDIN, A., 1970. - Dati preliminari sulle microfaune di tre sondaggi nel golfo di Cagliari. Boll. Soc. Geol. It., 89, 507-512.

- GENNESSEAUX, M., 1972. - La structure du plateau occidental des Bouches de Bonifacio. C.R. Acad. Sc. Paris, 275, 2295-2297.
- GENNESSEAUX, M., AUZENDE, J.M., OLIVET, J.L. et BAYER, R., 1974. - Les orientations structurales et magnétiques sous-marines au sud de la Corse et la dérive corso-sarde. C.R. Acad. Sc. Paris, 278, 2003-2006.
- GENNESSEAUX, M., GLACON, G., REHAULT, J.P. et FIERRO, G., 1975. - Les affleurements sédimentaires néogènes dans la vallée sous-marine d'Asinara (Sardaigne septentrionale). 3ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Montpellier 23-25 avril 1975.
- GENNESSEAUX, M. et REHAULT, J.P., 1975. - La Marge Continentale Corse. B.S.G.F., (7), 17, 505-518.
- GENNESSEAUX, M. et THOMMERET, Y., 1968. - Datation par le radio-carbone de quelques sédiments sous-marins de la région niçoise. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 10, 375-382.
- GIGNOUX, M., 1913. - Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicile. Ann. Univ. de Lyon, 1, 1-693.
- GIGOUT, M., 1962. - Sur le Tyrrhénien de la Méditerranée occidentale. Quaternaria, 6, 209-228.
- GLANGEAUD, L., SCHLICH, R., PAUTOT, G., BELLAICHE, G., PATRIAT, P. et RONFARD, M., 1965. - Morphologie, tectonophysique et évolution géodynamique de la bordure sous-marine des Maures et de l'Esterel. Relations avec les régions voisines. B.S.G.F., (7), 7, 998-1009.
- GORTANI, M., 1922. - Dintorni di Cagliari. Boll. Soc. Geol. It., 41, 312.

- GORTANI, M., 1928. - Relazione sui terrazzi fluviali e marini d'Italia. Rapport de la Commission des Terrasses Pliocènes et Pléistocènes. U.G.I., 2, 27-41.
- GRELOU-ORSINI, C., 1966. - Problèmes de chronologie du Quaternaire continental en Corse. Congrès Préhist. Fr. Ajaccio, 90-94.
- GUILCHER, A., 1954. - Morphologie littorale et sous-marine. P.U.F., Paris, 216 p.
- GUILCHER, A., 1969. - Pleistocene and holocene sea level changes. Earth Science Review, 5, 69-97.
- GUILCHER, A., 1974. - Les "rasas". Un problème de morphologie littorale générale. Annales de Géographie, 83, 1-33.
- GUIRAUD, R., 1970. - Réflexions sur le Quaternaire continental de la plaine orientale corse. Méditerranée, 4, 363-369.
- ISSEL, A., 1914. - Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal prof. D. LOVISATO. Rend. Acc. Linc., (5a), 23, 759-770.
- JUVIGNE, E., 1976. - Contribution à la connaissance de la stratigraphie du Quaternaire par l'étude des minéraux denses transparents de l'Eifel au Massif Central français et plus particulièrement en Belgique. Thèse de Doctorat, Université de Liège, 2 vol., (inédit), 232 p. et 82 f.
- LALOU, C., DUPLESSY, J.C. et NGUYEN, H.V., 1971. - Données géochronologiques actuelles sur les niveaux des mers et la paléoclimatologie de l'interglaciaire Riss-Würm. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 13, 447-461.
- LECLAIRE, L., 1972. - Aspects of late Quaternary sedimentation on the Algerian Precontinent and in the adjacent Algiers - Balearic Basin. in : The Mediterranean Sea, 561-582.

- Multin dep
avec 205/*
- L.I.G.U.S., 1952. - Problèmes géomorphologiques corses. Rev. Géom. Dyn., 3, 157-199.
- L.I.G.U.S., 1958. - Méthode améliorée pour l'étude des sables. Rev. Géom. Dyn., 9, 43-54.
- LONGINELLI, A., CORTECCI, G. et FORNACA-RINALDI, G., 1972. - Rinvenimento di una linea di spiaggia sepolta di eta würmiana al largo del litorale toscano. Boll. Soc. Geol. It., 91, 3-10.
- MACAR, P., 1946. - Principes de Géomorphologie Normale. Vaillant-Carmane, Liège, 304 p.
- MACCIONI, L., 1968. - Osservazioni geo-petrografiche sul Quaternario di Capo Testa. in : Atti del X Congresso internazionale di Studi sardi, 247-266.
- MALATESTA, A., 1953. - Risultati del rilevamento del foglio 192 (Alghero). Note di stratigrafia quaternaria. Boll. Serv. Geol. It., 75, 369-396.
- MALATESTA, A., 1954. - Fossili delle spiagge tirreniane. Boll. Serv. Geol. It., 76, 7-30.
- MARQUES, A. et JULIA, R., 1975. - Caracteristicas de los cuerpos sedimentarios de las desembocaduras de los principales cursos fluviales, en la costa nororiental de Espana (desde el Llobregat al Pirineo). Comm. Paleocology of Early Man, INQUA, sous-gr. Tardiglac. et Holocène ouest Europe réun. Montpellier, 23.
- MARS, P., 1958. - Les faunes malacologiques quaternaires "froides" de Méditerranée. Le gisement du Cap Creus. Vie et Milieu, 9, 293-309.
- MARS, P., MATHELY, J. et PARIS, J., 1957. - Remarques sur le gisement quaternaire sous-marin du Cap Creus. C.R. Acad. Sc. Paris, 244, 1940-1942.

unelchin p.ave
204.

MAZZARELLI, G., 1915. - Banchi di corallo esplorati dalla R. Nave "Volta" nell'estate del 1913. Annali dell'Industria (sez. pesca), 3, IV - 173.

MILLIMAN, J.D. et EMERY, K.O., 1968. - Sea levels during the past 35.000 years. Science, 162, 1121-1123.

MILLIMAN, J.D., WEILER, Y. et STANLEY, D.J., 1972. - Morphology and Carbonate Sedimentation on Shallow Banks in the Alboran Sea. in : The Mediterranean Sea, 241-259.

MONACO, A., 1973. - The Roussillon continental margin (Gulf of Lion) : Plio-Quaternary paleogeography interpretation. Sedimentary Geology, 10, 261-284.

MONACO, A., THOMMERET, J. et THOMMERET, Y., 1972. - L'âge des dépôts quaternaires sur le plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). C.R. Acad. Sc. Paris, (D), 274, 2280-2283.

MORETTI, A., 1950. - Risultati della campagna geologica compiuta in Sardegna nella primavera del 1950 (F. 180. Sassari). Boll. Serv. Geol. It., 72, 61-74.

MORETTI, A., 1951. - Fenomeni d'erosione marina nei pressi di Porto Torrès. Riv. Geogr. It., 58, 181-197.

MORETTI, A., 1953. - Sulle condizioni geognostiche della valle del Canale della Lavanderia presso Cala d'Oliva (Isola dell'Asinara). Boll. Serv. Geol. It., 75, 417-426.

MORETTI, A., 1953. - Notizie sui primi risultati delle campagne geologiche nel 1953. Boll. Serv. Geol. It., 75, 749-755.

MORETTI, A., 1954. - Relazione sui principali risultati conseguiti nelle campagne geologiche del 1954 (Porto Torrès et Isola Asinara). Boll. Serv. Geol. It., 76, 534-540.

- MARTELLI, G., 1953. - Osservazioni sui rilevamenti geologici.
Foglio 179 Porto Torrès. Boll. Serv. Geol. It., 75, 738-747.
- MASSARI, F. et DIENI, I., 1973. - La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu ed i suoi rapporti con i basalti di Orosei-Dorgali. Mem. Soc. Geol. It., 12, 377-410.
- MASSEPORT, J., 1960. - Le Diois, Les Baronnes et leur avant-pays rhodanien. Etude morphologique. Imprimerie Allier, Grenoble, 480 p.
- MAXIA, C., 1968. - Atti del X Congresso internazionale di Studi sardi (Simposio sul Quaternario della Sardegna).
Fossataro-Cagliari, 278 p.
- MAXIA, C., 1968. - Stato attuale delle conoscenze sui più antichi insediamenti dell'uomo nell'isola. in : Atti del X Congresso internazionale di Studi sardi, 233-243.
- MAXIA, C., 1970. - La civiltà nuragica alla luce delle scienze antropologiche. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 7, 1-37.
- MAXIA, C., COSSEDDU, G.G., FENU, A., LUCIA, G. et OZER, A., 1973. - Uomo ed ambiente della Preistoria della Sardegna settentrionale. R.S.F.S.U. Cagliari, Suppl. 43, 27-45.
- MAXIA, C., 1974. - Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale - Cagliari 23-27 juillet 1973. R.S.F.S.U. Cagliari, Suppl. 12, 383 p.
- MAXIA, C. et PECORINI, G., 1967. - La zona di Castel Sardo : la meno incompleta serie miocenica della Sardegna. Atti IV Convegno Neog. Medit., Bologna, Giorn. Geol., 35, 345-357.
- MAXIA, C. et PECORINI, G., 1968. - Il Quaternario della Sardegna. Atti del X Congresso internazionale di Studi sardi, 59-69.

- MORETTI, A., 1955. - Carta Geologica d'Italia : Isola Asinara. Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna, F. 166 (1/100.000).
- MORETTI, A., 1959. - Carta Geologica d'Italia : Sassari. Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna, F. 180 (1/100.000).
- MORETTI, A., 1961. - Carta Geologica d'Italia : Porto Torrès. Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna, (1959), F. 179 (1/100.000).
- MORI, A., 1966. - Sardegna. Le Regioni d'Italia, U.T.E.T., 18, 676 p.
- MORNER, N.A., 1969. - Eustatic and climatic changes during the last 15.000 years. Geologie en Mijnbouw, 48, 389-399.
- NESTEROFF, W.D. et ROA-MORALES, P., 1957. - Recherches sur les sédiments marins des Bouches de Bonifacio. Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 1, 79-82.
- NEVESSKY, E.N., 1970. - Holocene history of the coastal shelf zone of the USSR in relation with processes of sedimentation and condition of concentration of useful minerals. Quaternaria, 12, 79-88.
- OOSTERBAAN, A., 1936. - Etude géologique et paléontologique de la Nurra avec quelques notes sur le Permien et le Trias de la Sardaigne méridionale. Thèse, Université d'Utrecht, 136 p.
- OPPES, S., 1973. - La geologia dell'entroterra del golfo di Alghero. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 12, 103-119.
- OTTMANN, F., 1958. - Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. Mémoires S.G.F., (n^elle série), 37, 178 p.

- OTTMANN, F., 1965. - Introduction à la géologie marine et littorale. Masson, Paris, 259 p.
- OTTMANN, F., 1969. - Livret-guide de l'excursion C₁₇ Corse. VIII° Congrès INQUA, Paris, 110 p.
- OZER, A., 1972. - Le Quaternaire récent le long du golfe d'Asinara. R.S.F.S.U. Cagliari, 42, 11 p.
- OZER, A., 1972. - Position géologique du cervidé de Maritza. A.S.G.B., 95, 422-433.
- OZER, A., 1975. - Les niveaux marins quaternaires de la Sardaigne septentrionale. Congrès Ass. Fr. Av. Sc., (sous presse).
- OZER, A. et MACAR, P., 1968. - Le poudingue de Malmedy occupe-t-il un graben ? A.S.G.B., 91, 559-568.
- PALMERINI, V. et ULZEGA, A., 1969. - Sedimentologia e geomorfologia del settore costiero tra la foce del Rio Piscinas e Capo Pecora. R.S.F.S.U. Cagliari, 39, 38 p.
- PALMERINI, V. et ZUDDAS, P., 1972. - Ricerca geo-sedimentologica su alcuni sondaggi effettuati negli stagni di Molentargius et Quartu (Cagliari). R.S.F.S.U. Cagliari, 42, 25 p.
- PANIZZA, M., 1967. - Confronto granulometrico di depositi fluviali e marini della Sicilia. Atti della Accad. Giornata di Scienze Naturali in Catane, (6), 19, 268-288.
- PARFENOFF, A., POMEROL, C. et TOURENQ, J., 1970. - Les minéraux en grains, méthodes d'étude et détermination. Masson, Paris, 574 p.
- PAUTOT, G., 1972. - Histoire sédimentaire de la région au large de la Côte d'Azur. in : The Mediterranean Sea : A natural sedimentation laboratory, 583-613.

- PECORINI, G., 1954. - Le dune fossili della Nurra di Alghero.
Rend. Acc. Linc., (8a), 16, 735-741.
- PECORINI, G., 1963. - Contributo alla stratigrafica post-miocenica della Nurra di Alghero. R.S.F.S.U. Cagliari, 33, 11.
- PECORINI, G., 1969. - Cenni geomorfologici sulla Nurra e sul Logudoro occidentale. Publication n° 73 de l'Institut de Géologie de l'Université de Cagliari, 22 p.
- PECORINI, G., 1971. - Geologia. Litologia. Atlante della Sardegna, Cagliari, pl. 3 et 4, 6-11.
- PECORINI, G., 1972. - La trasgressione pliocenica nel Capo San Marco. Boll. Soc. Geol. It., 91, 365-372.
- PECORINI, G. et POMESANO-CERCHI, A., 1969. - Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 8, 421-451.
- PELLETIER, J., 1952. - Les grandes pluies d'octobre 1951 en Sardaigne centrale et leurs effets morphologiques.
Rev. Géogr. Lyon, 27, 450-457.
- PELLETIER, J., 1960. - Le relief de la Sardaigne.
Mém. et Docum. Inst. Et. Rhod. Univ. Lyon, 13, 484 p.
- PENCK, A., 1907. - Les Alpes françaises à l'époque glaciaire.
Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 8, 111-257.
- PIAMONTI FORTELEONI, G., 1973. - La bassa valle del Fiume Coghinas.
Nota I : Studio sulle sabbie del versanti orientale.
Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 12, 1-14.
- PIETRACAPRINA, A., 1967. - L'alluvione di Sennori e Sorso del 18 settembre 1967. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 1, 45-48.

- PIETRACAPRINA, A., 1971. - Studio geo-idrologico relativo all' approvvigionamento idrico del complesso industriale S.I.R. di Porto Torrès (Sardegna). Boll. Soc. Geol. It., 90, 183-201.
- PILOT, M.D., 1973. - La tectonique récente dans la région d'Urbino-Vadina (Corse orientale). C.R. Som. S.G.F., 4, 121-123.
- PISSART, A., 1964. - Contribution à la connaissance des graviers liégeois. A.S.G.B., 87, 307-322.
- POMESANO-CHERCHI, A., 1971. - Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo "Oristano 1". Mem. Soc. Geol. It., 10, 1-16.
- PRACCHI, R. et TERROSU ASOLE, A., 1971. - Atlante della Sardegna. Fasc. 1. La Zettera, Cagliari, 79 p., 34 planches.
- RAYNAL, R., 1973. - Quelques vues d'ensemble à propos du périglaciaire pléistocène des régions riveraines de la Méditerranée occidentale. Biuletyn Peryglacjalny, 22, 249-256.
- RAYNAL, R. et TRICART, J., 1963. - Comparaisons des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc. B.S.G.F., (7), 5, 587-596.
- RUGIU, G., 1935. - Il campo di Coghinas ed il suo popolamento. Atti XII Congr. geogr. it. Sardegna 1934, 347-357.
- SCACCINI-CICATELLI, M., 1960. - Sur les caractères hydrodynamiques et bathymétriques du golfe d'Asinara. Rapp. et P.V. C.I.E.S. M.M., 15, 265-269.
- SCHEU, E., 1922. - Sardinien Landeskundliche Studien Beiträg. Mitteil. der Gesell. für Erdkunde Zu Leipzig 1919-1922, 32-102.
- SEGRE, A.G., 1951. - Molluschi del Tirreniano di Porto Torrès e di Golfo Aranci. Boll. Serv. Geol. It., 73, 267-292.

- SEGRE, A.G., 1954. - Il Tirreniano del Golfo di Terranova Pausania (Olbia) e la sua fauna malacologica. Boll. Serv. Geol. It., 76, 43-84.
- SEGRE, A.G., 1964. - Bibliografia geologica d'Italia. Vol. 15. Sardegna. C.N.R., Napoli, 387 p.
- SEGRE, A.G., 1969. - Linee di riva sommerse e morfologia della piattaforma continentale italiana relative alla trasgressione marina versiliana. Quaternaria, 11, 141-154.
- SELLI, R., 1973. - Pleistocene marino suddivisioni stratigrafiche. in : Geologia dell'Italia (1968), U.T.E.T., 678-680.
- SERET, G., 1967. - Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. Soc. Royale Belge de Géographie, 90, 155-577.
- SERRA, A., 1971. - Venti al Suolo. Atlante della Sardegna, Cagliari, planche 17, 39-41.
- SHEPARD, F.P., 1963. - Thirty-five thousand years of sea level. in : Essays in Marine Geology, Univ. S. Calif. Press. Los Angeles.
- SHACKLETON, N.J. et OPDYKE, N.D., 1973. - Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238 : Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10^5 year and 10^6 year Scale. Quaternary Research, 3, 39-55.
- SOLE SABARIS, L., 1962. - Le Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Péninsule Ibérique. Quaternaria, 6, 309-342.
- SOTGIA-ROVELLI, T., 1922. - Appunti geologico-minerari sulla regione della Nurra. Boll. Soc. Geol. It., 41, 356-361.

- SPANO, B. et PINNA, M., 1956. - Le spiagge della Sardegna. C.N.R., Centro di studi per geogr. fisica : ricerche sulle variazioni delle spiagge italiane. Faenza, 7, 251 p.
- STANLEY, D.J., 1972. - The Mediterranean Sea : a natural sedimentation laboratory. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa, USA, 765 p.
- TARAMELLI, T., 1906. - Alcune osservazioni geoidrologiche sui dintorni di Alghero. Rend. Ist. Lombardo Sc. Lett., (2a), 39, 423-434.
- TARICCO, M., 1935. - L'Isola di San Pietro. Atti XII Congr. Geogr. It. Sardegna 1934, 265-273.
- TEICHMULLER, R., 1931. - Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Pt. I. : Alte und Junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien. Abhandl. Gesell. Wiss. Zu Göttingen, Math. Phys., (3a), 3, 857-950.
- TERS, M., 1973. - Les variations du niveau marin depuis 10.000 ans, le long du littoral atlantique français. Le Quaternaire. Géodynamique, Stratigraphie et Environnement, Suppl. Bull. A.F.E.Q., 36, 114-135.
- TILIA-ZUCCARI, A., 1969. - Relazione stratigrafica sul pozzo "Oristano 2". Boll. Soc. Geol. It., 88, 183-215.
- TRAVERSA, G., 1966. - Studio geopetrografico del complesso vulcanico permiano della Gallura. Periodico di Mineralogia, 35, 503-601.
- TREVISAN, L., 1950. - Genèse des terrasses fluviatiles en relation avec les cycles climatiques. Compte Rendu du XVI^e Congrès International de Géographie, Lisbonne, 1949, 511-528.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A., 1953. - Détermination du centile en granulométrie. B.S.G.F., (6), 3, 747-759.

VARDABASSO, Sa., 1957. - Aspetti fisici delle coste della Gallura.
R.S.F.S.U. Cagliari, 27, 237-268.

VARDABASSO, Sa., 1960. - Contributi alla geografia fisica della
Sardegna. R.S.F.S.U. Cagliari, Suppl. à vol. 30, 75 p.

VARDABASSO, Sa., 1960. - Contributo alla climatologia della Nurra.
Riv. Geogr. It., 67, 416-436.

VARDABASSO, S., 1942. - Vulcanismo permico e vulcanismo oligocenico
in Gallura. R.S.F.S.U. Cagliari, 12, 123-124.

VARDABASSO, S., 1949. - Carta geologica della Sardegna 1/750.000°.
Roma. Soc. Elettrica Sarda tip. del Senato.

VARDABASSO, S., 1956. - Il Quaternario della Sardegna. Actes IV
Congr. Internat. Quaternaire Rome-Pise 1953, 2, 995-1018.

VITA-FINZI, C., 1969. - The Mediterranean Valleys. Geological chan-
ges in Historical Times. Cambridge University Press,
Cambridge, 140 p.

ZENKOVITCH, V.P., 1967. - Processes of Coastal Development.
Oliver and Boyd, London, 738 p.

Principales abréviations utilisées

- A.S.G.B. Annales de la Société Géologique de Belgique.
- Atti (Mem.) Soc. It. Sc. Nat. Atti (Memorie) della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.
- B.S.G.F. Bulletin de la Société Géologique de France.
- Boll. Serv. Geol. It. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia.
- Boll. Soc. Geol. It. Bollettino della Società Geologica italiana.
- Boll. Soc. Sarda Sc. Nat. Bollettino della Società Sarda di Scienze Naturali.
- Bull. A.F.E.Q. Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire.
- C.R.Ac.Sc. Paris Comptes rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences de Paris.
- Journ. Sed. Petrol. Journal of Sedimentary Petrology.
- R.S.F.S.U. Cagliari Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze della Università di Cagliari.
- Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique.
- Rev. Géom. Dyn. Revue de Géomorphologie Dynamique.

III^{ème} partie

LES TERRASSES FLUVIALES

Introduction 1

Chapitre I

- Les terrasses du Coghinas moyen 3

I. Les formations conglomératiques pré-
volcaniques 5

II. Les formations post-volcaniques 7

III. Les terrasses quaternaires 8

Chapitre II

- Les terrasses du Bas-Coghinas 42

I. Les études préliminaires 43

II. Les terrasses 45

III. Synthèse des terrasses du Bas-Coghinas 60

IV. Le passage du Coghinas par la vallée
du Cuggiani 64

Chapitre III

- Essai de raccords entre les terrasses du Coghinas
interne et le littoral 66

I. Les terrasses du Coghinas interne 66

II. Le Coghinas côtier 74

Chapitre IV

- Les formations alluviales de la Gallura occi-
dentale 78

I. Introduction 78

II. Les affleurements 83

III. Caractéristiques du cailloutis et consé-
quences paléogéographiques 105

IV. Conclusions 122

Chapitre V

- <u>Les autres formations caillouteuses fluviatiles de Gallura occidentale</u>	123
A. Les terrasses du Rio Vignola	123
B. Les autres formations fluviatiles	130
1) Riu de li Saldi	130
2) Riu Sperandeu	131
3) Riu della Faa	134
4) Dépôt fluviatile de San Giuseppe di Cugurezza	134

Chapitre VI

- <u>Les alluvionnements de la Nurra septentrionale</u>	137
Conclusions	151
Le relief de la Nurra nord-orientale	157

Chapitre VII

- <u>Les apports fluviatiles du Sassarese et de l'Anglona septentrional</u>	159
A. Les cailloutis de quartz du Turritano	159
B. Les cours d'eau de l'Anglona et du Sassarese	167
Conclusions	179

IV^{ème} partie

CONCLUSIONS GENERALES

Conclusions générales	185
Bibliographie	191
Table des matières	215

N.B. - La page 136 n'existe pas.

TABLE DES MATIERES GENERALE

1er volume

Remerciements	p. 2
Avant-propos	p. 6
Introduction	p. 10

1ère partie

Introduction	p. 41
Chapitre I : le littoral de l'Anglona	p. 42
Chapitre II : la dépression du Bas-Coghinas	p. 94
Chapitre III : les côtes de Gallura	p. 134
Chapitre IV : le littoral du Sassaese	p. 198
Chapitre V : la Nurra septentrionale	p. 231
Chapitre VI : l'Asinara	p. 253
Chapitre VII : Conclusions	p. 257

2ème volume

2ème partie

I. Introduction	p. 1
II. Historique	p. 4
III. Les profils sismiques	p. 7
IV. Les dragages	p. 82
V. Carottage	p. 99
VI. Relevé sous-marin	p. 102
VII. Conclusion	p. 103
VIII. Corrélation avec les autres secteurs de la Méditerranée occidentale	p. 105
IX. Comparaison avec les données mondiales	p. 119

3ème volume

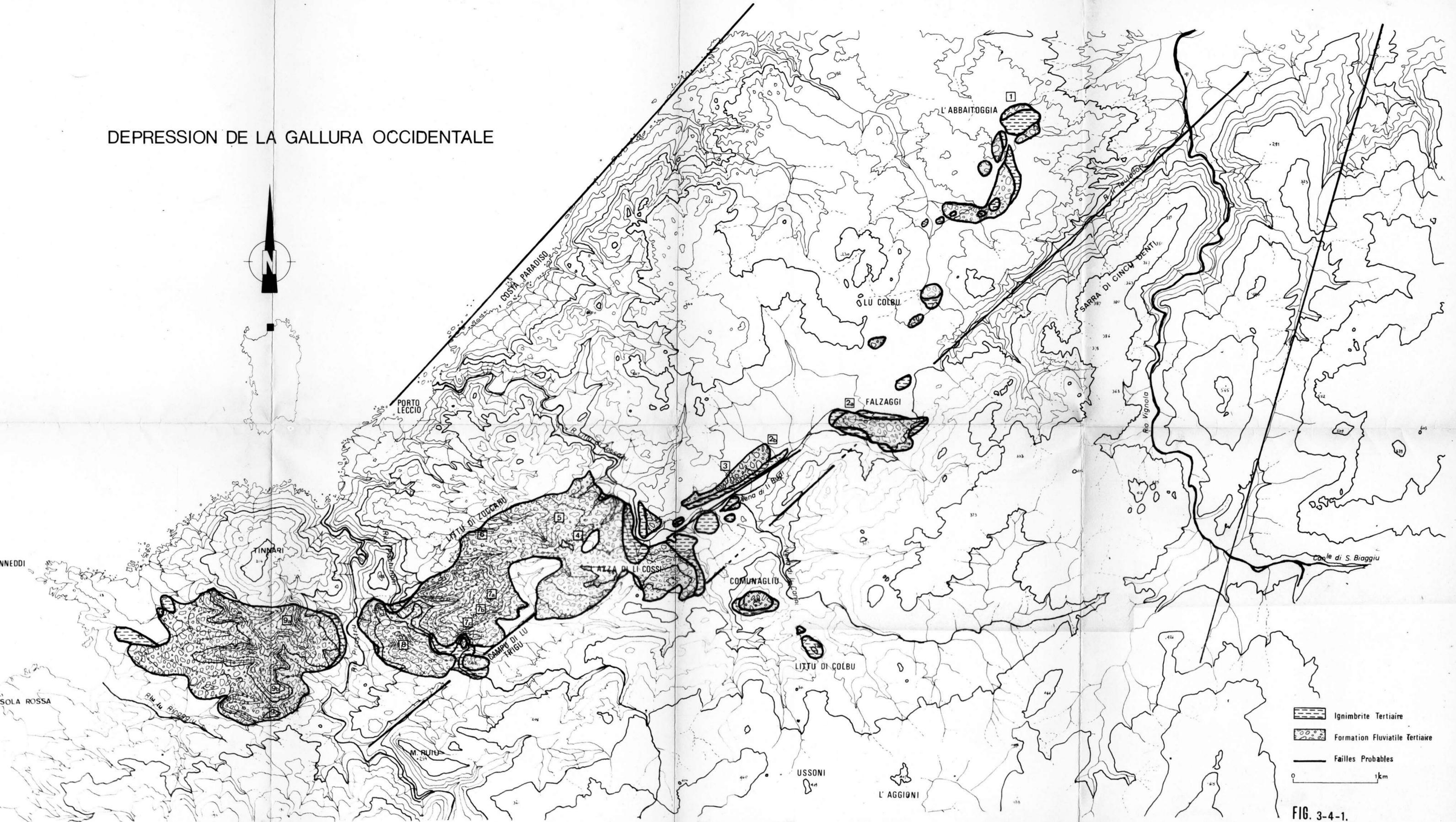
3ème partie

Introduction	1
Chapitre I : les terrasses du Coghinas interne	3
Chapitre II : les terrasses du Bas-Coghinas	42
Chapitre III : essai de raccords entre les terrasses du Coghinas interne et le littoral. Proposition de chronologie	66
Chapitre IV : les formations alluviales de la Gallura occidentale	78
Chapitre V : les autres formations caillouteuses fluviatiles de Gallura occidentale	123
Chapitre VI : les alluvionnements de la Nurra septentrionale	137
Chapitre VII : les apports fluviatiles du Sassarese et de l'Anglona septentrional	159

4ème partie

Conclusions générales	185
Bibliographie	191

DEPRESSION DE LA GALLURA OCCIDENTALE

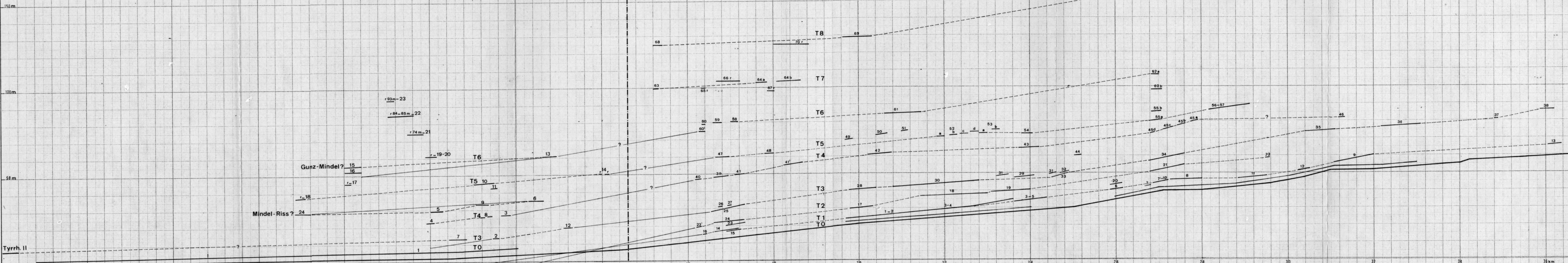


-  Ignimbrite Tertiaire
 -  Formation Fluviale Tertiaire
 -  Failles Probables
- 0 1km

FIG. 3-4-1.

BAS COGHINAS

COGHINAS INTERNE



Tyrrh. II
 San Pietro al Mare
 Monte di Campo
 Gorges de Castel Doria
 Lac de retenue du barrage
 Gorges de Cantoniera Coghinias
 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30 32 34 36 km

PROFILS LONGITUDINAUX DES TERRASSES DU COGHINAS

FIG.3-3-1.