

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*

**Ie Partie
Introduction
La morphologie côtière**

EPREUVE DE DOCTORAT EN
SCIENCES GEOGRAPHIQUES

1976

ENCODÉ

LA 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. GERMAI, 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. ANCIEN, 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.

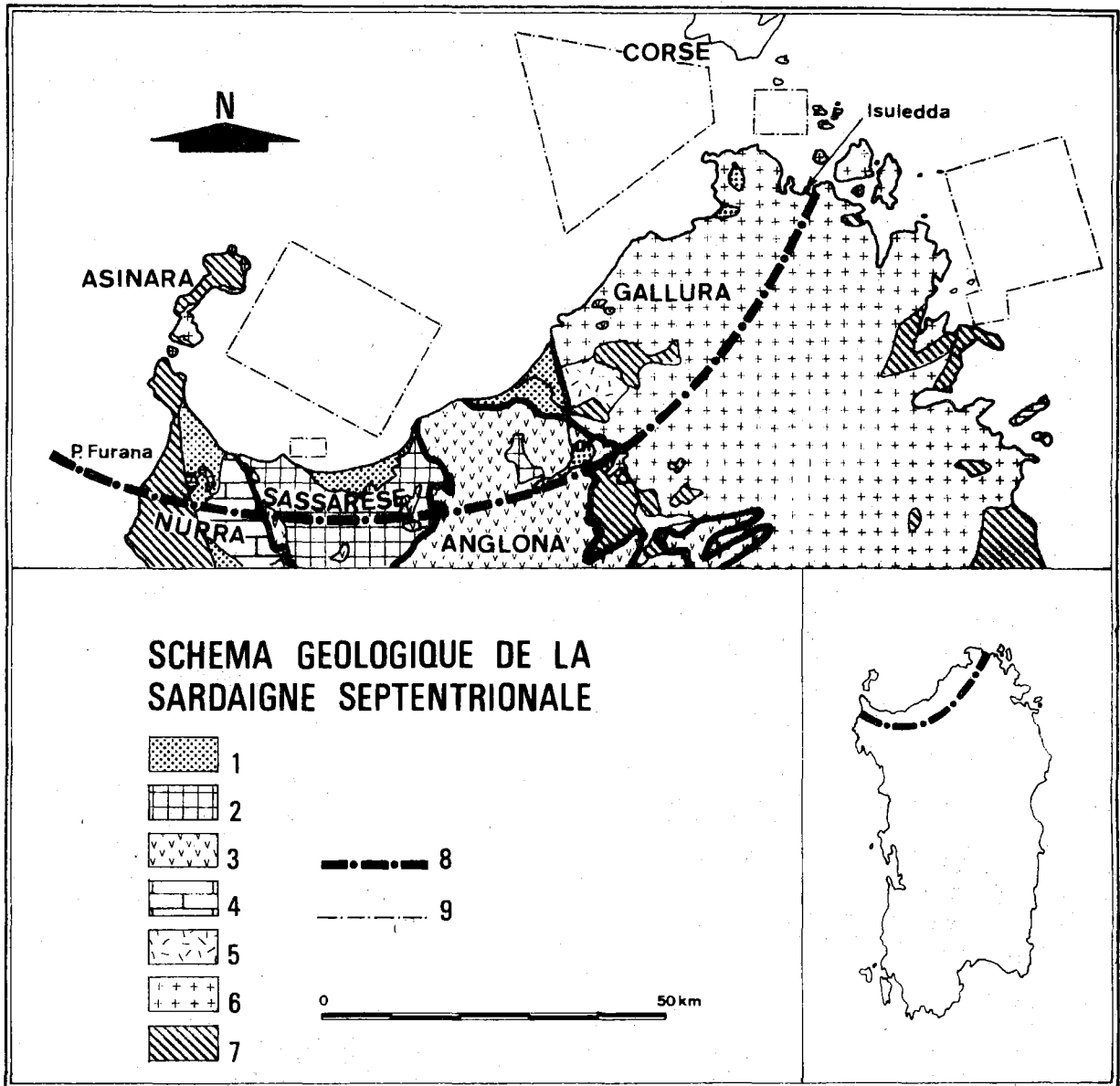


Figure 1.A. : Schéma géologique de la Sardaigne septentrionale.

1. Dépôts plio-quadernaires
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.

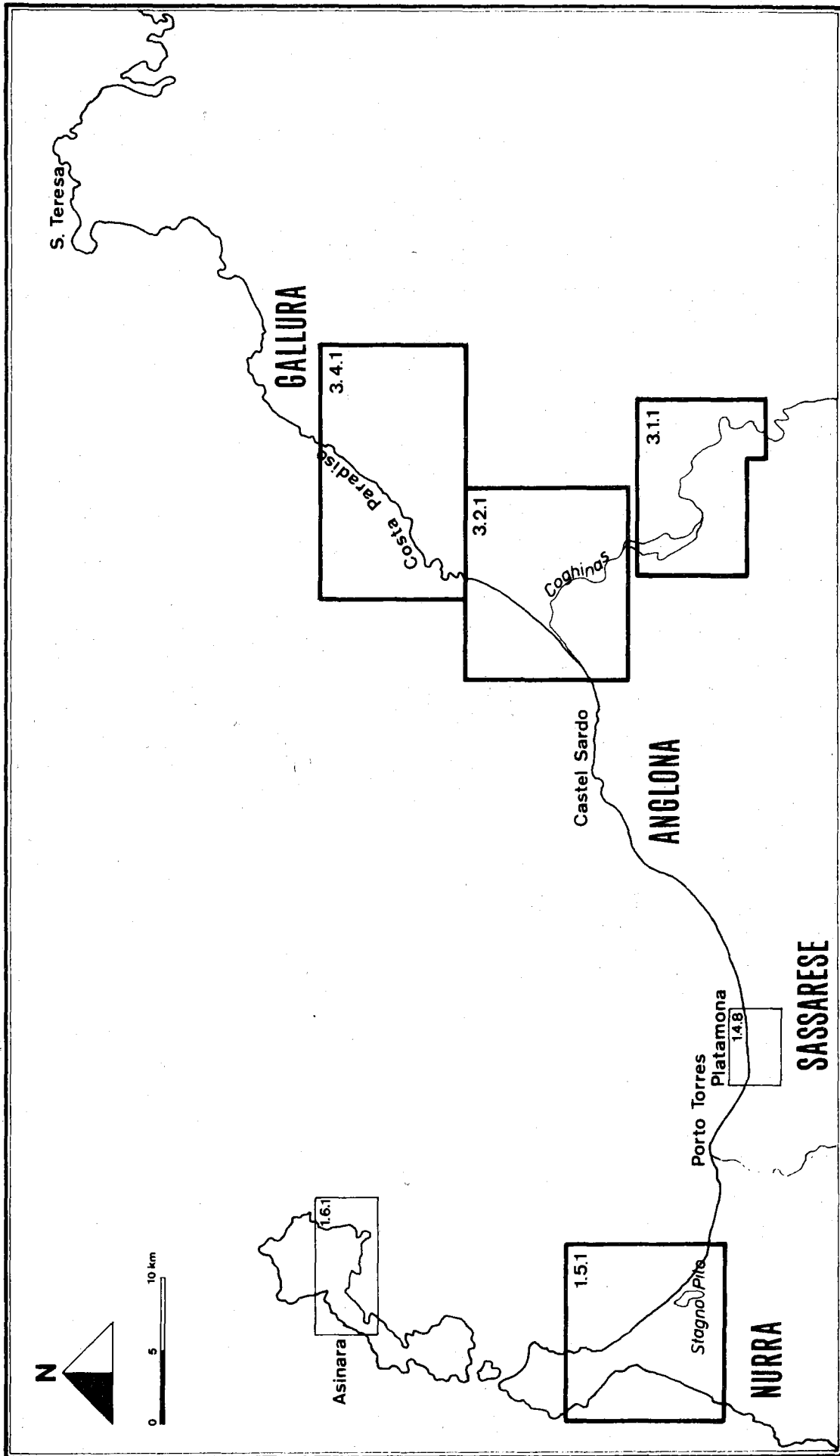


Figure 1.B. : Situation des cartes hors-texte (trait gras) ainsi que de deux autres cartes (trait fin) (Le premier chiffre renvoie au volume et le second au chapitre).

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 Torrès) 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).

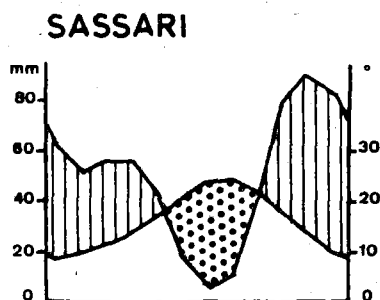


Fig. 1.0.1 : Diagramme ombrothermique pour Sassari.

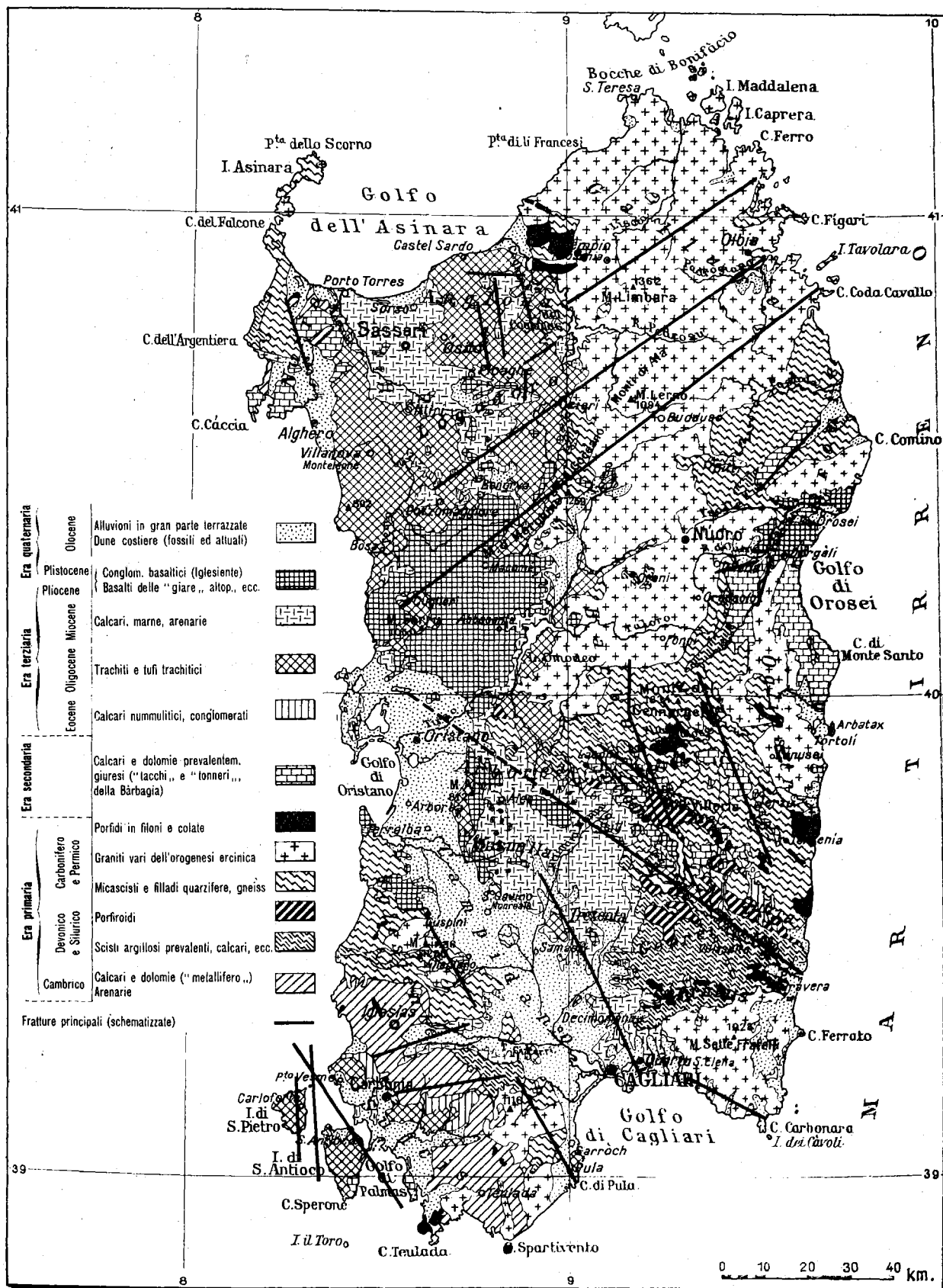


Figure 1.0.2. : Schéma géo-lithologique de la Sardaigne (Extrait de A. MORI, 1966).

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 cristalloyphylloïdes

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 janus" (fig. 1.0.3).

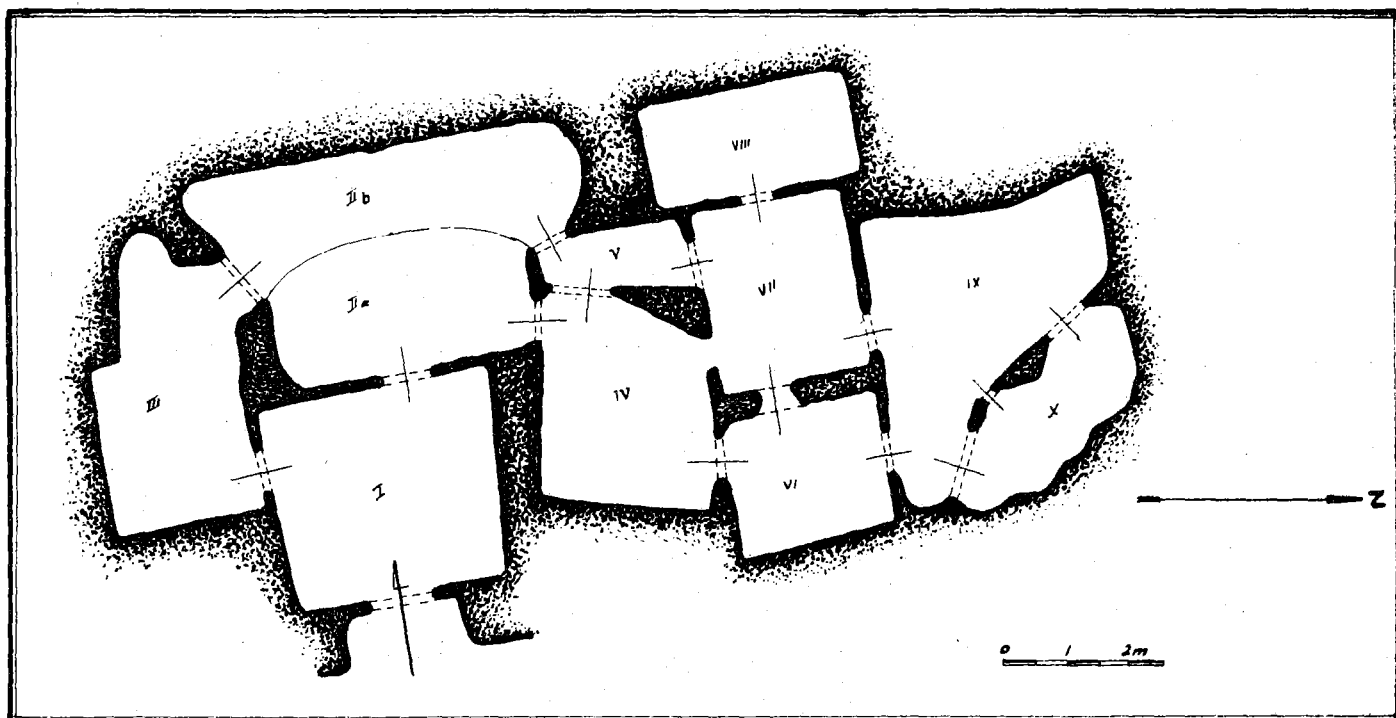


Fig. 1.0.3: Plan d'une "Domus de Janas" que nous avons relevé dans la région de Sorso, lors d'une recherche en collaboration avec le professeur C. MAXIA (C. MAXIA et al., 1974).

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 OPPESS (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, Orosei

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-CHERCHI 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-CHERCHI (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) décrit 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-CHERCHI, 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 fluviolacustre 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 permians : 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 F.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 pénécantile."

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. GILLMANN, 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'avions 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^{ere} 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 :

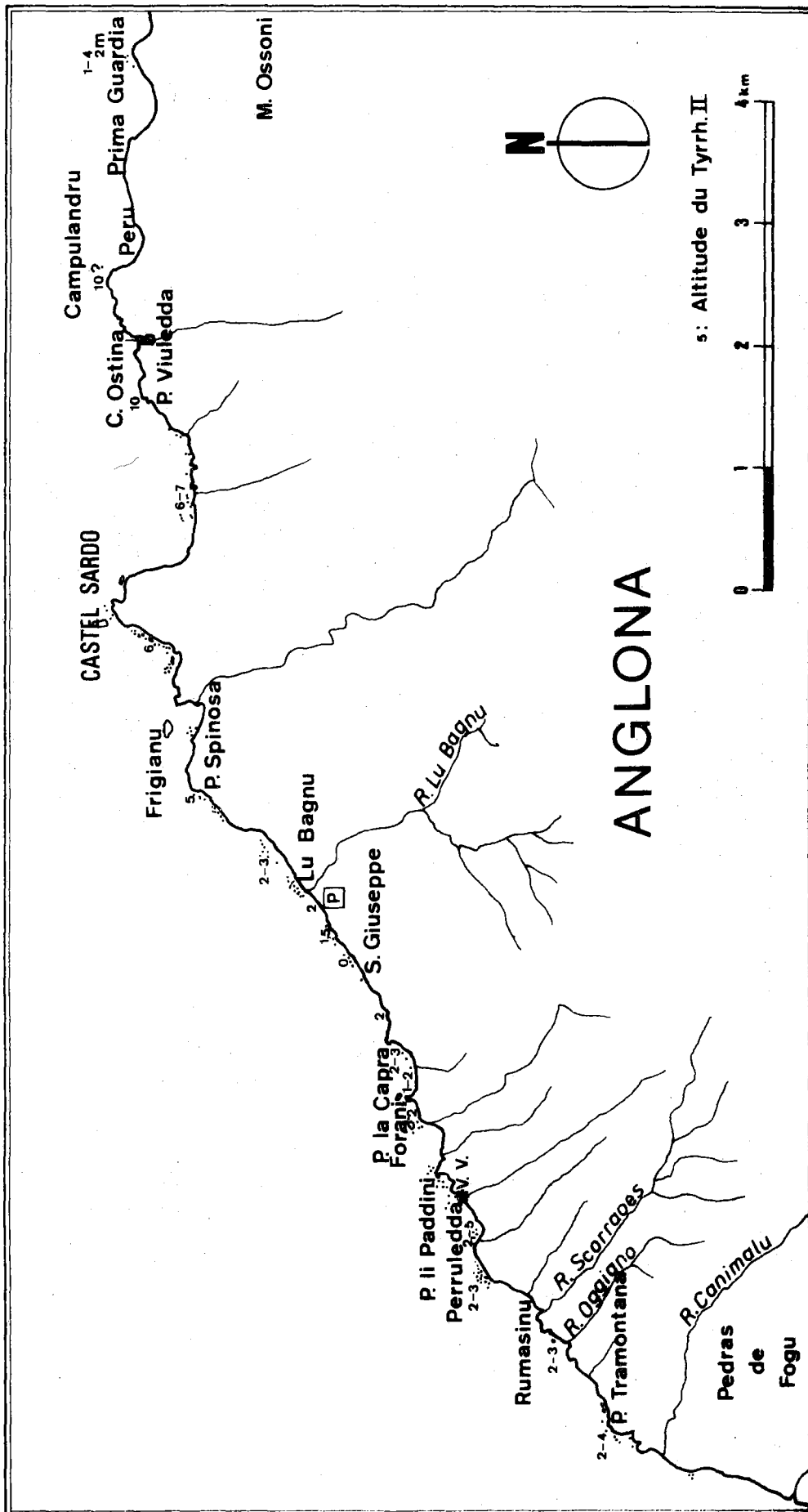


Fig. 1.1.1.1.-Les côtes de l'Anglona. Altitude de la plate-forme du Tyrrhénien II.

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

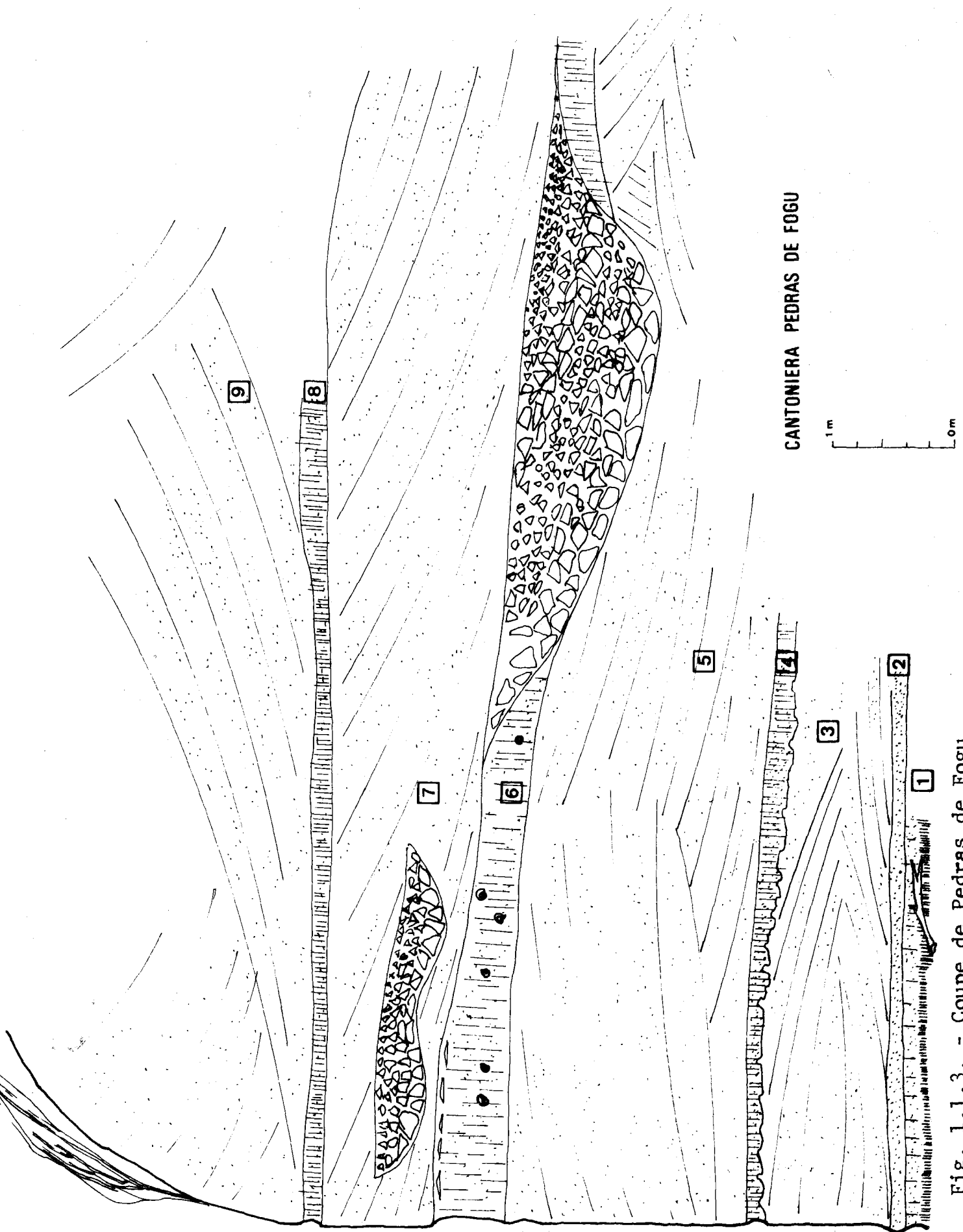


Fig. 1.1.3. - Coupe de Pedras de Fogu.

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 graded-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.

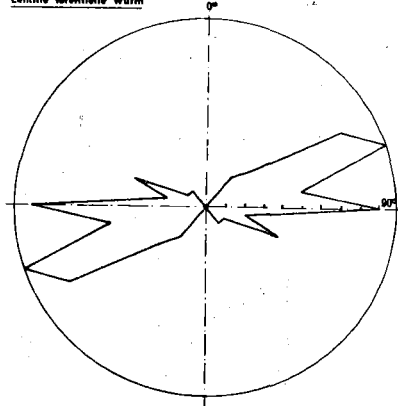


Fig.1.1.5

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

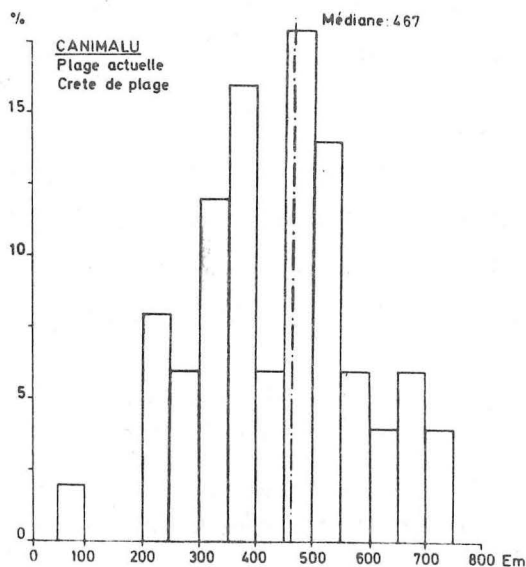
Plate-forme d'abrasion
actuelle.
Micro-cuestas.

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'émoissé de ces galets, mesuré sur 50 cailloux entre 40 et 60 mm, est de 467. L'histogramme d'émoissé (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 émoisés des galets de trachyte sera chose courante comme nous le verrons par après.

Fig.1.1.7



Histogramme d'émoissé
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.

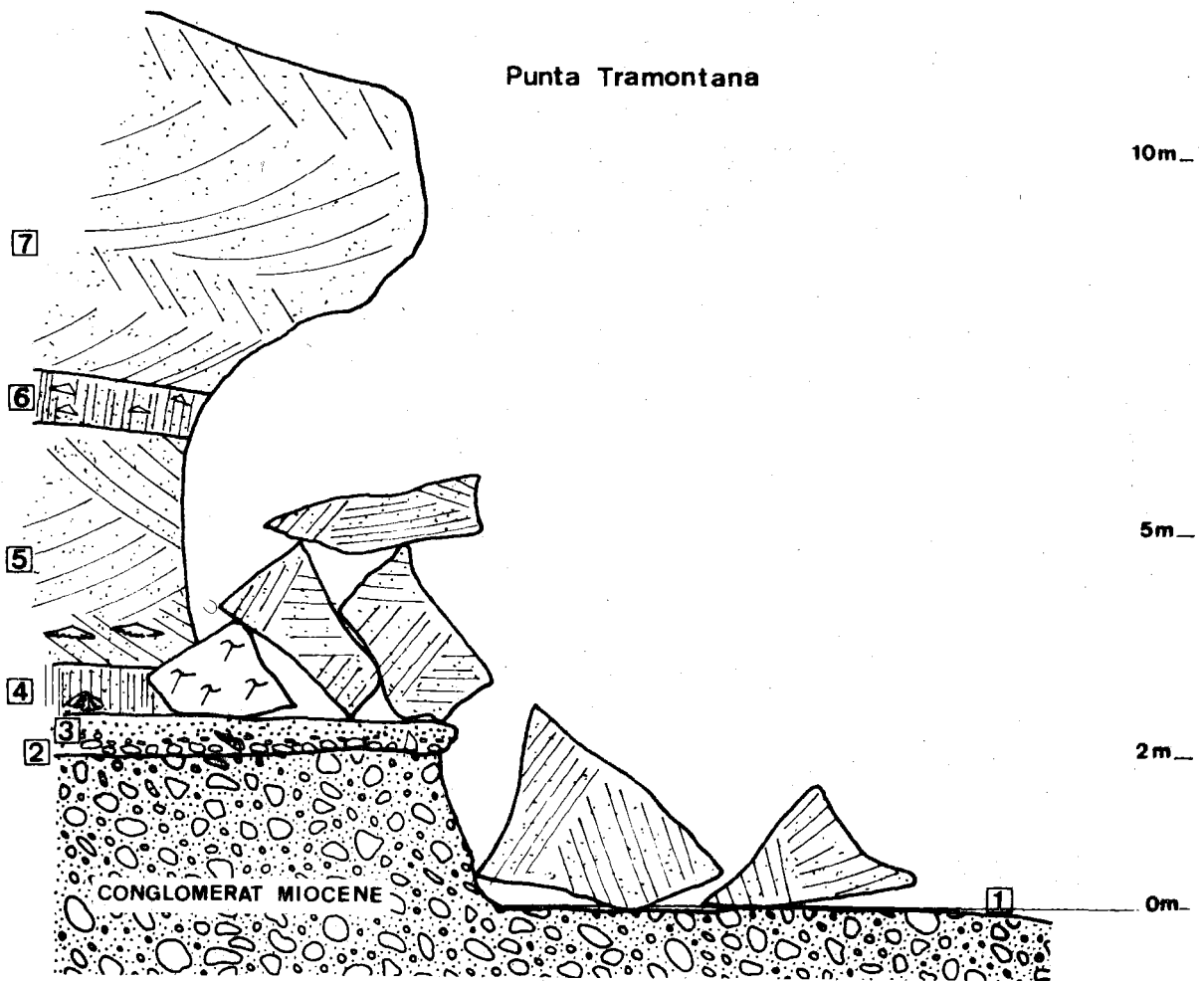


Fig.1.1.8. Falaise de la Punta Tramontana

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.

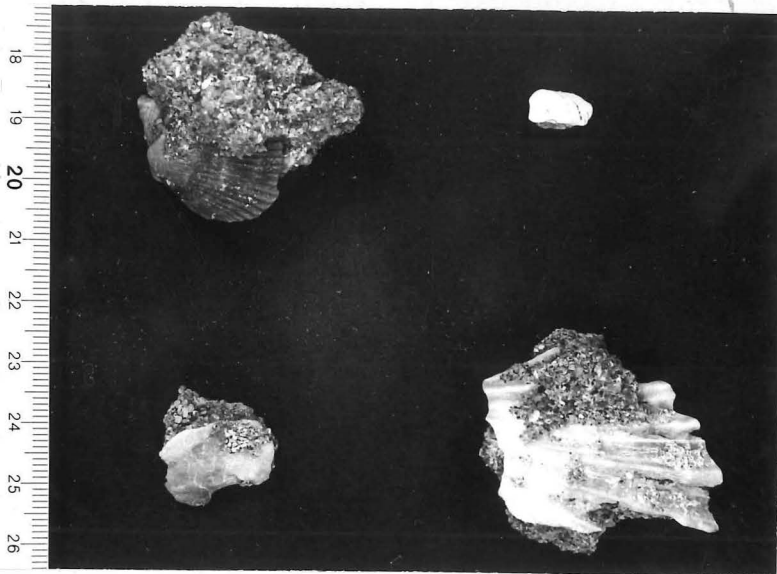


Fig.1.1.9

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 résistant 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 entrecroisée 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:

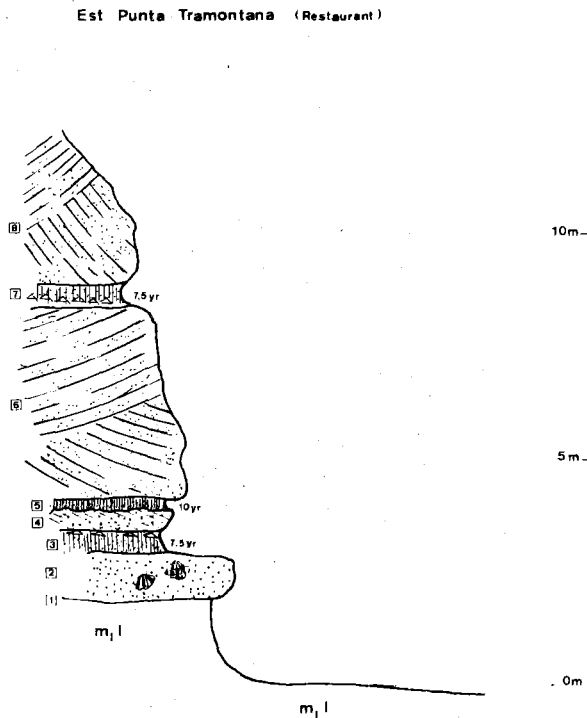


Fig. 1.1.11. Coupe à l'est de la Punta Tramontana (les numéros renvoient à la description de la coupe).

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 20μ . Il présente un mode entre 297 et 420μ (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 420μ (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.

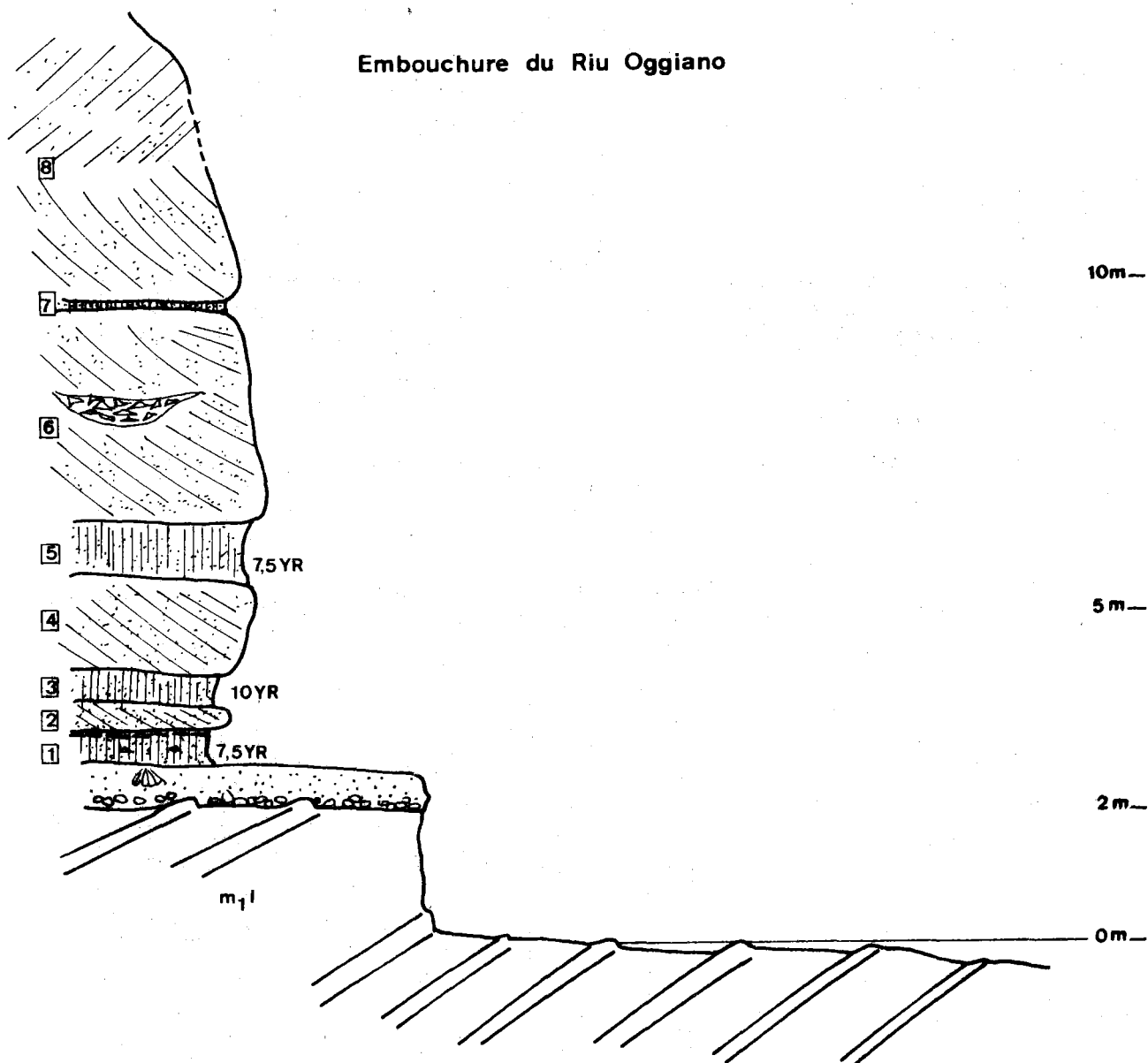


Fig. 1.1.12. Coupe à proximité de l'embouchure du Riu Oggiano.

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.

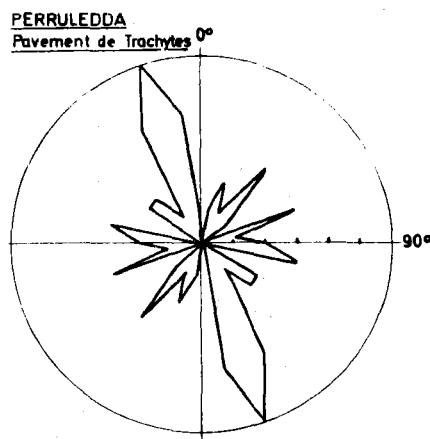


Fig.1.1.15

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 épisode éolien.

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

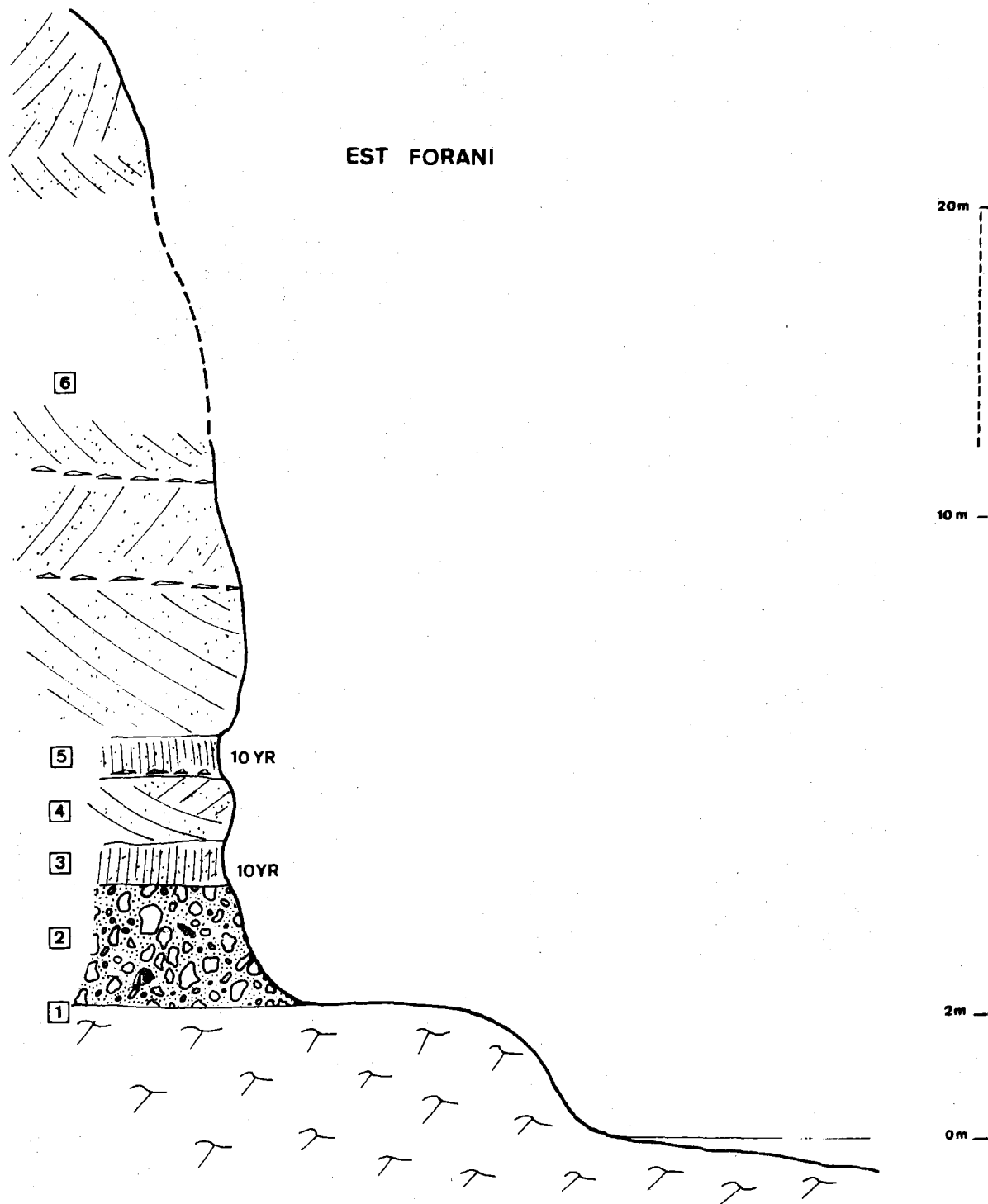


Fig. 1.1.16. Falaise à l'est de Forani.

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 *Nésoleipocéros 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.

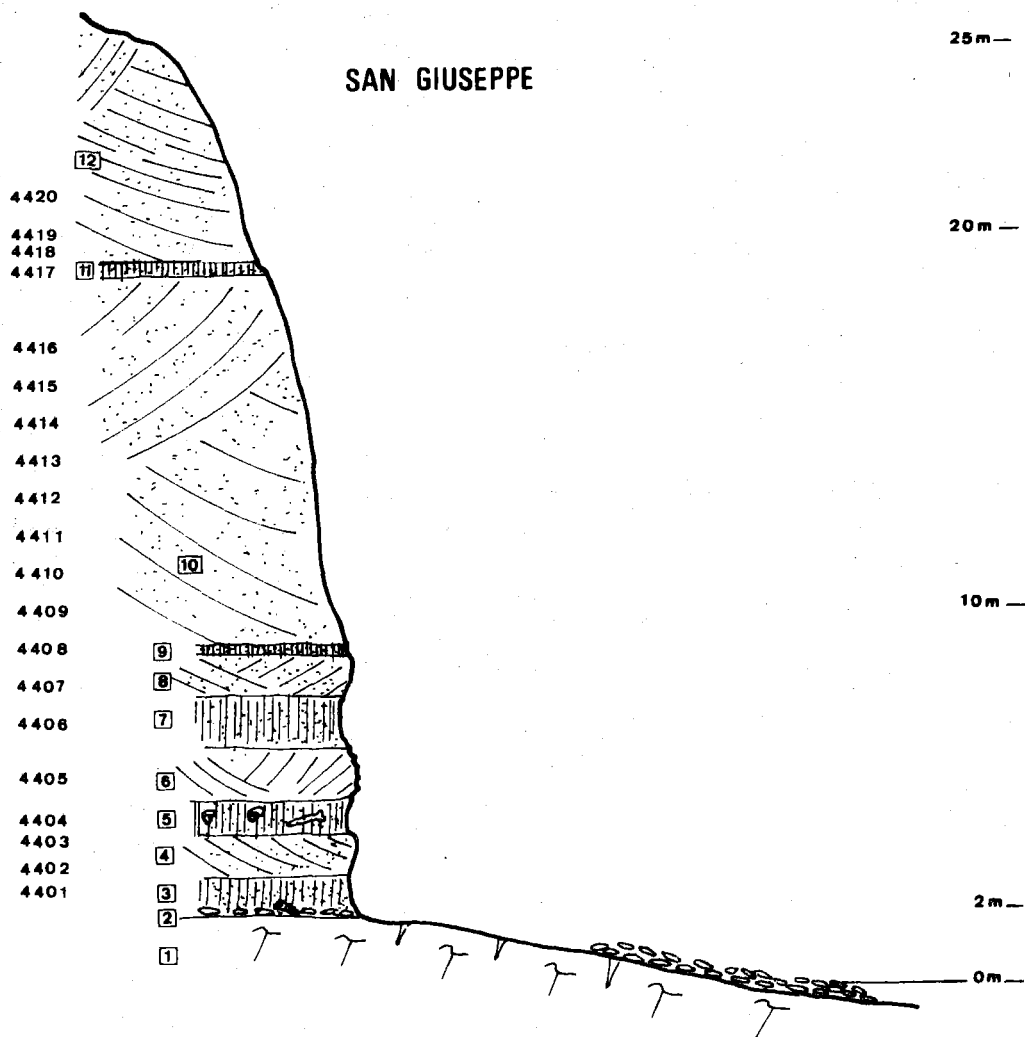


Fig.1.1.19. Coupe de San Giuseppe.

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 |

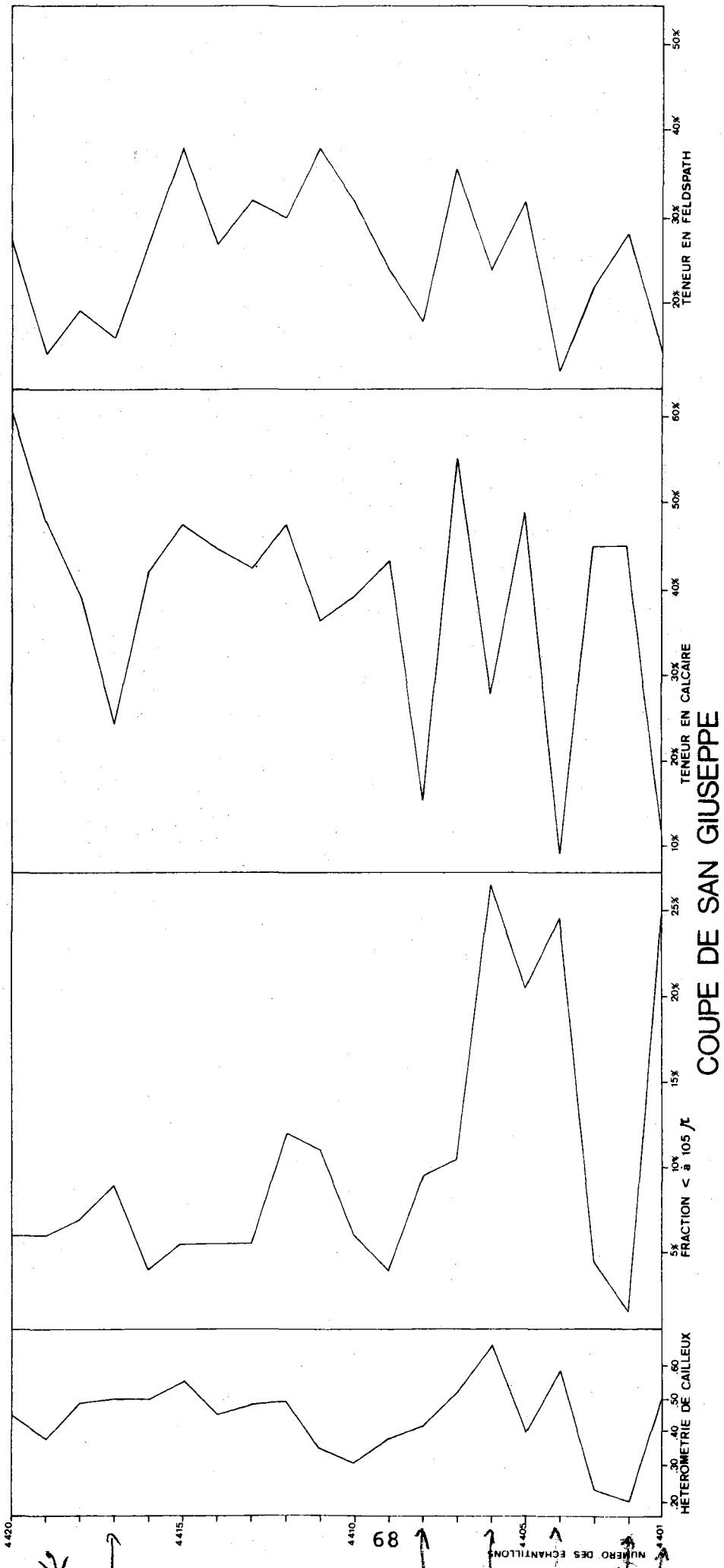


Fig. 1.1.20. - Coupe de San Giuseppe.

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.

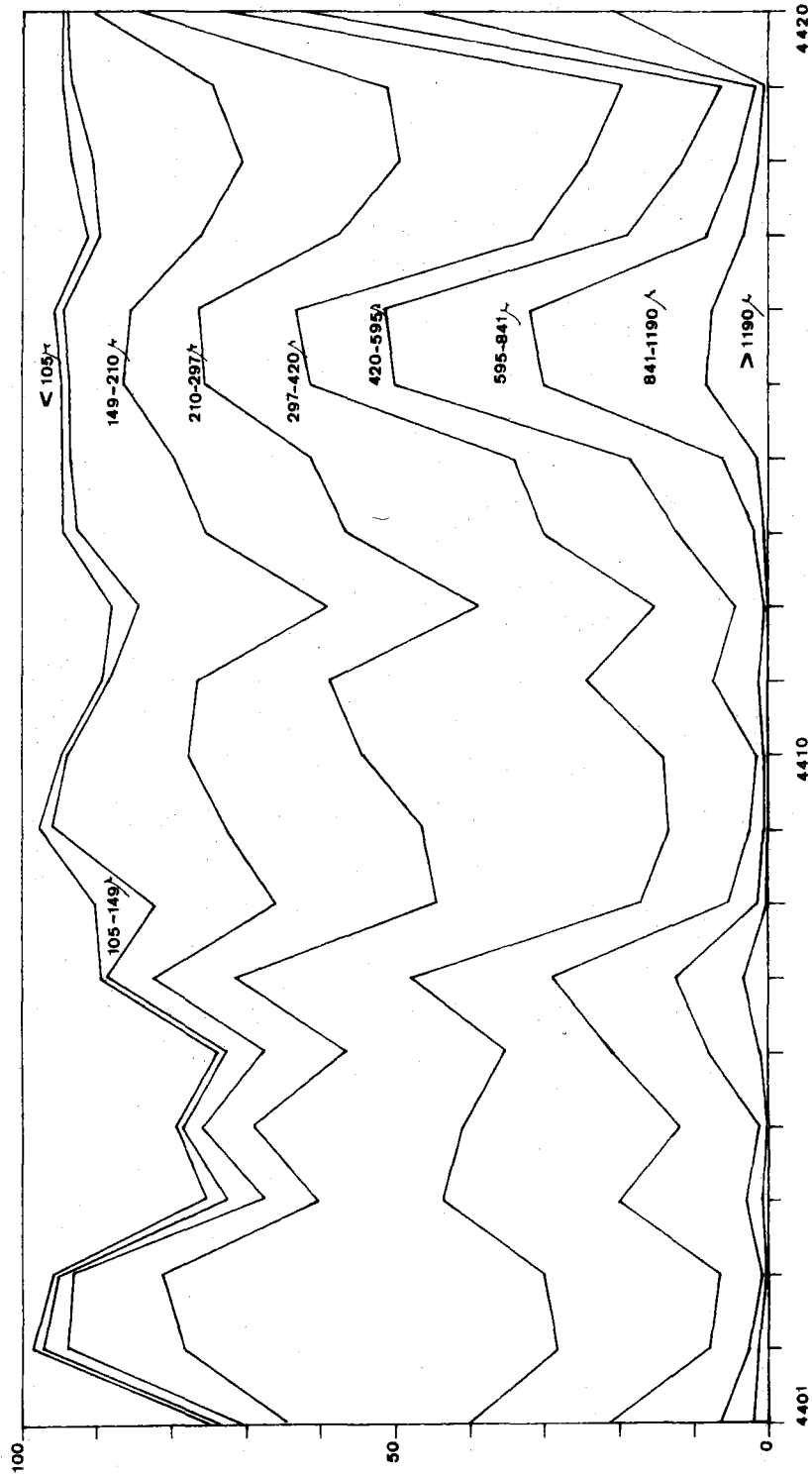


Fig. 1.1.21. - Granulométrie de la coupe de San Giuseppe.
 en ordonnée le pourcentage,
 en abscisse le numéro des échantillons.

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.

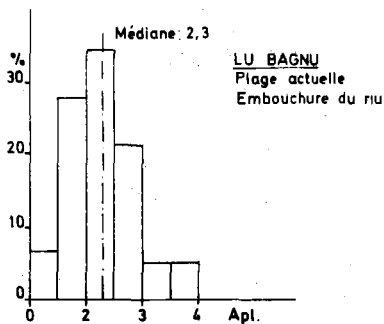
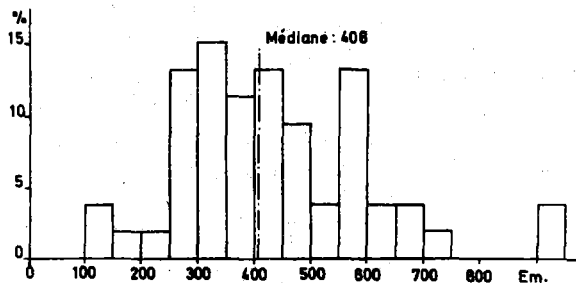


Fig.1.1.26

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.

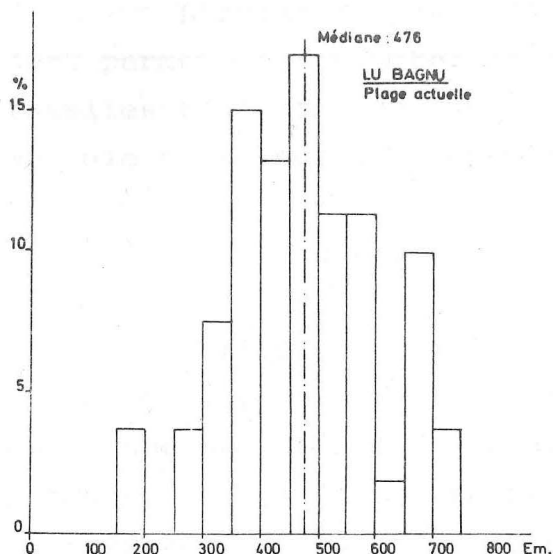


Fig. 1.1.24. Histogramme d'émoissé Lu Bagnu (plage actuelle)

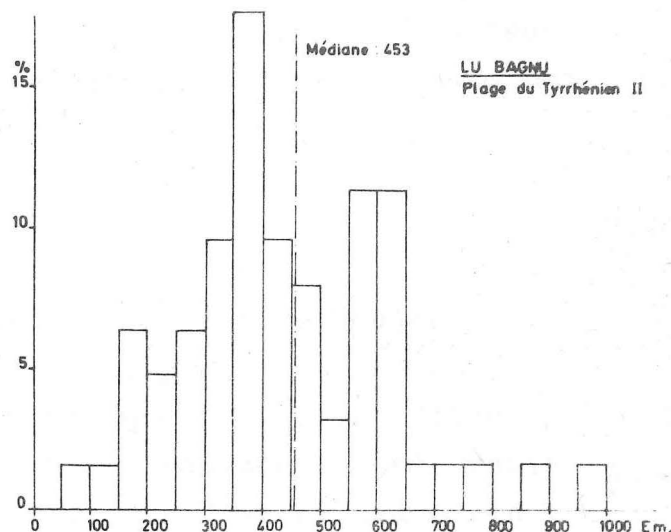


Fig.1.1.25. Histogramme d'émoissé Lu Bagnu (plage du Tyrrhénien II)

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.

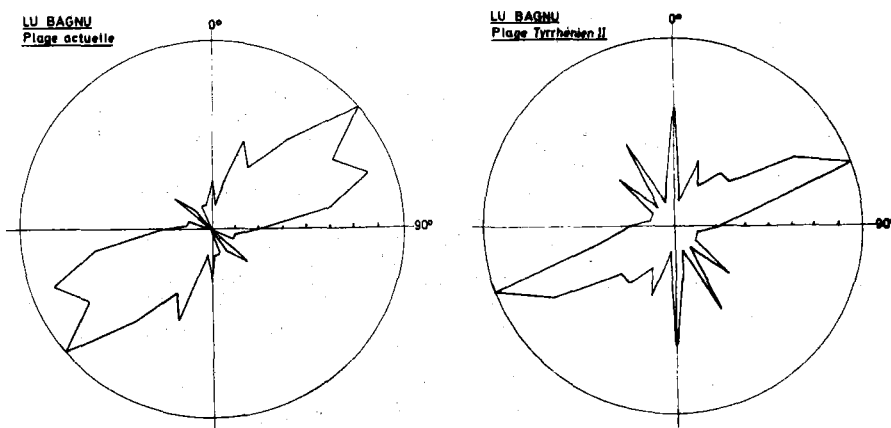


Fig.1.1.28

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'émoissé est de 400 et l'aplatissement 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.

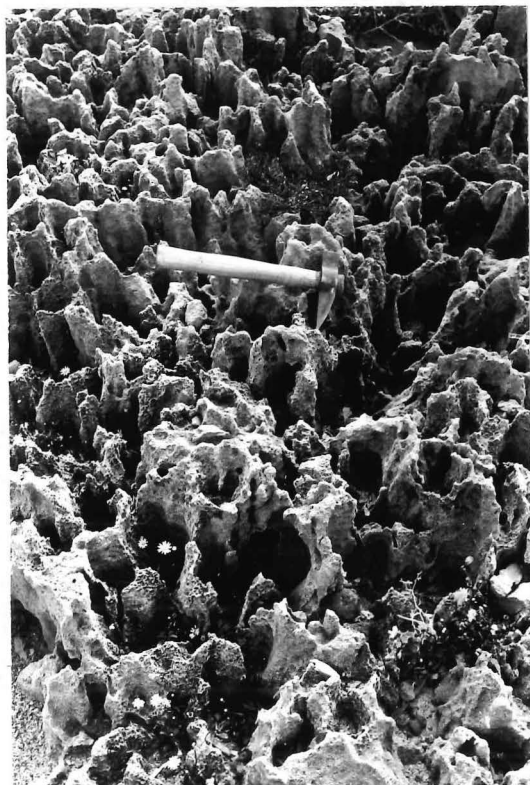


Fig.1.1.30

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'é moussé 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.

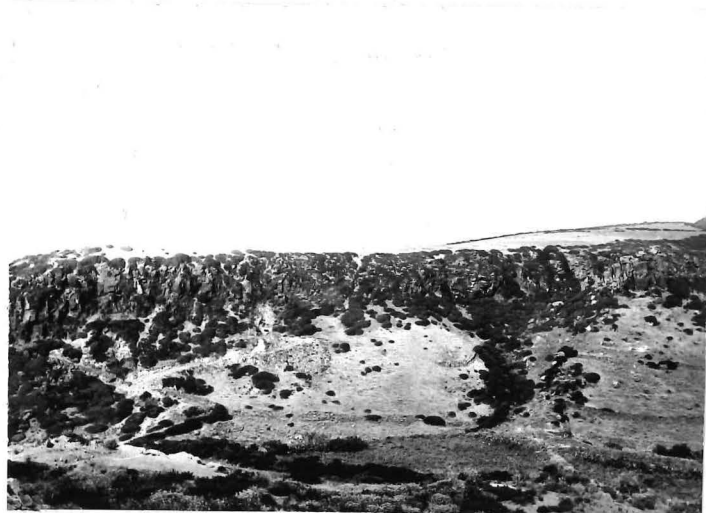


Fig.1.1.33

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'émousé 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):

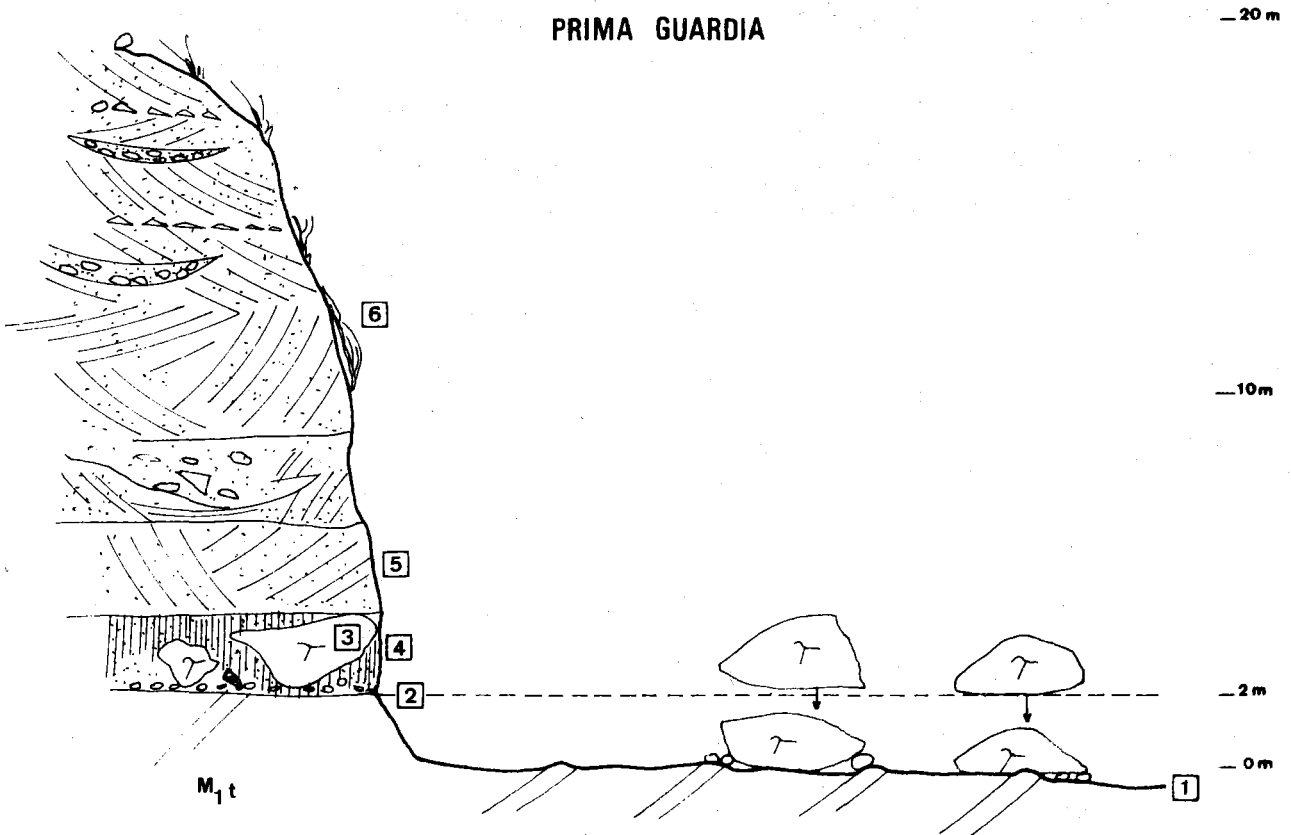


Fig.1.1.34. Coupe de Prima Guardia

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 permians. 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.

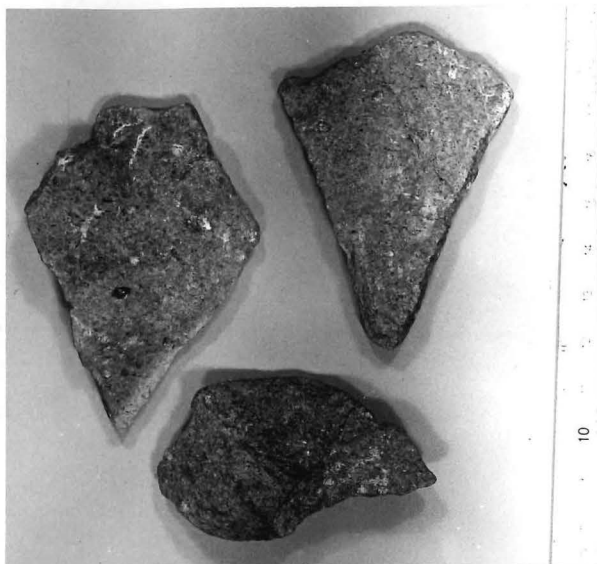


Fig.1.1.35 - Galets de trachyte peut-être dus à la gélifraction.

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.

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.

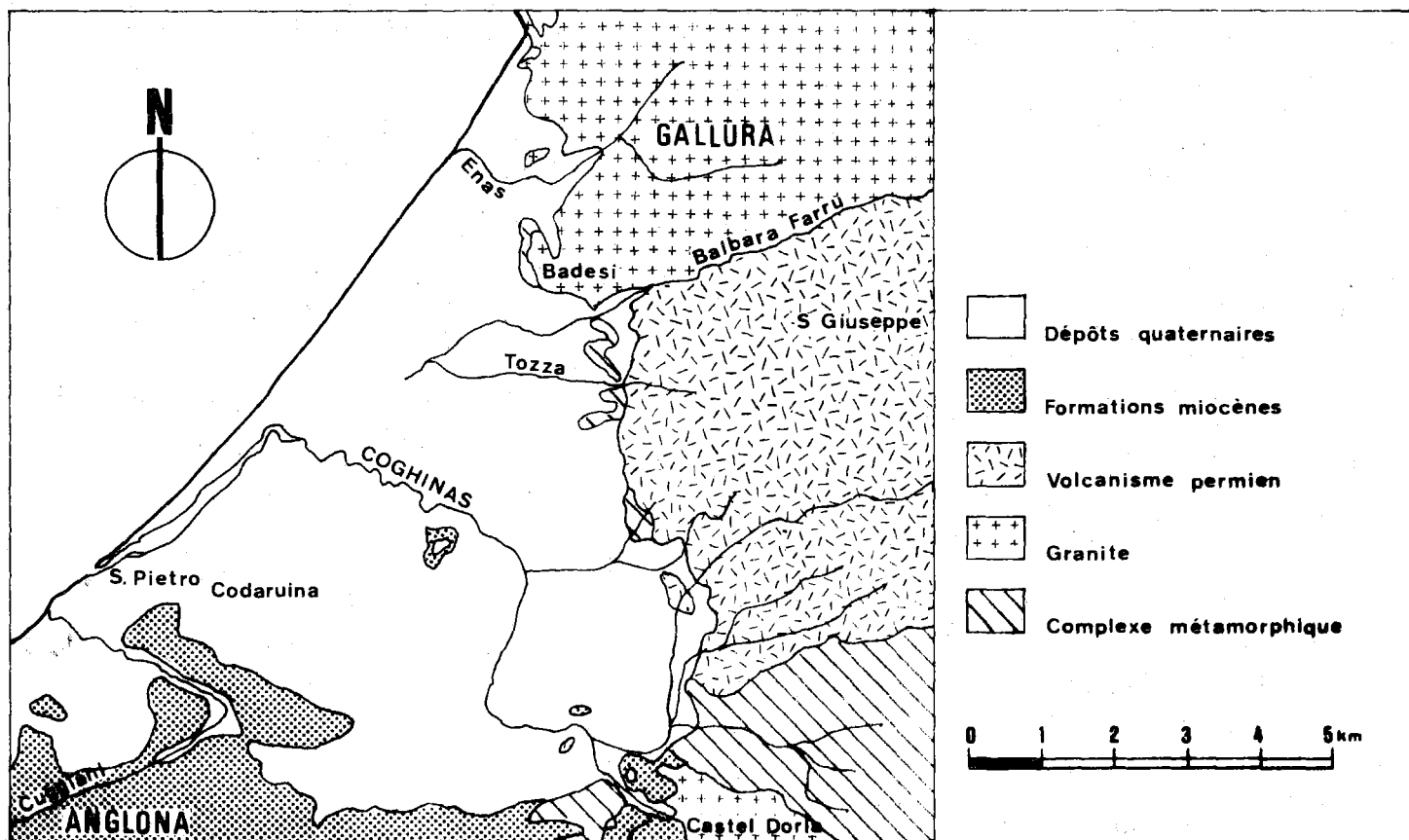


Fig.1.2.1. Schéma géologique de la dépression côtière du Coghinas d'après A.MORETTI (1959).

A. Partie occidentale de la dépression du Bas-Coghinias

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 Coghinias-Cuggiani et des bas plateaux de Santuzza-La Muddizza-La Ciaccia mais aussi au coeur des dépôts alluviaux du Campo de Coghinias; 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 Coghinias, 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) :

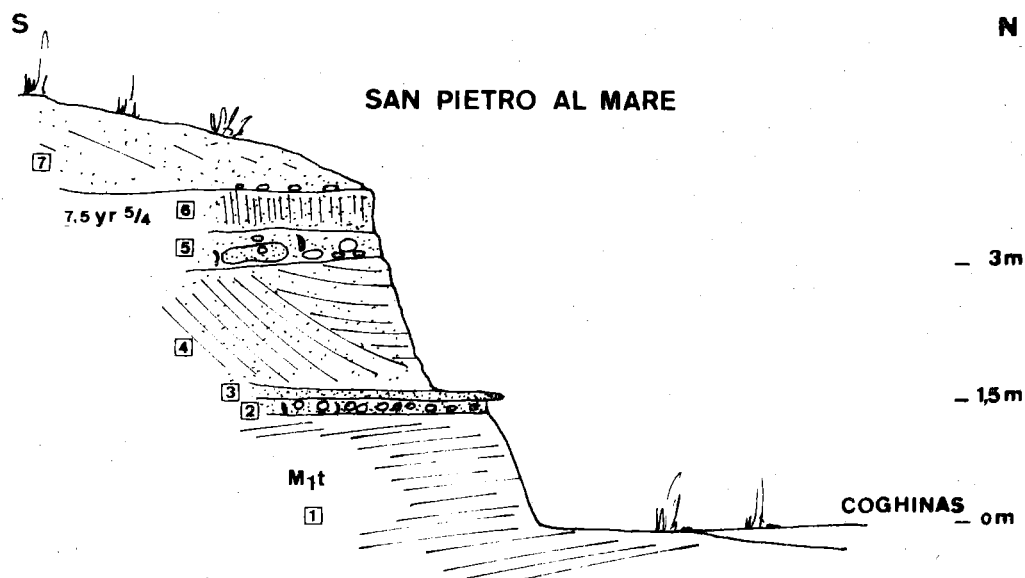


Fig.1.2.4. Coupe de San Pietro a Mare

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 .

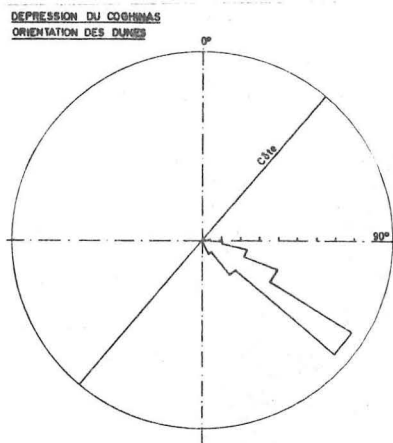


Fig.1.2.6

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.

DEPRESSION DU BAS COGHINAS

DISPOSITION DES CRÊTES DUNAIRES

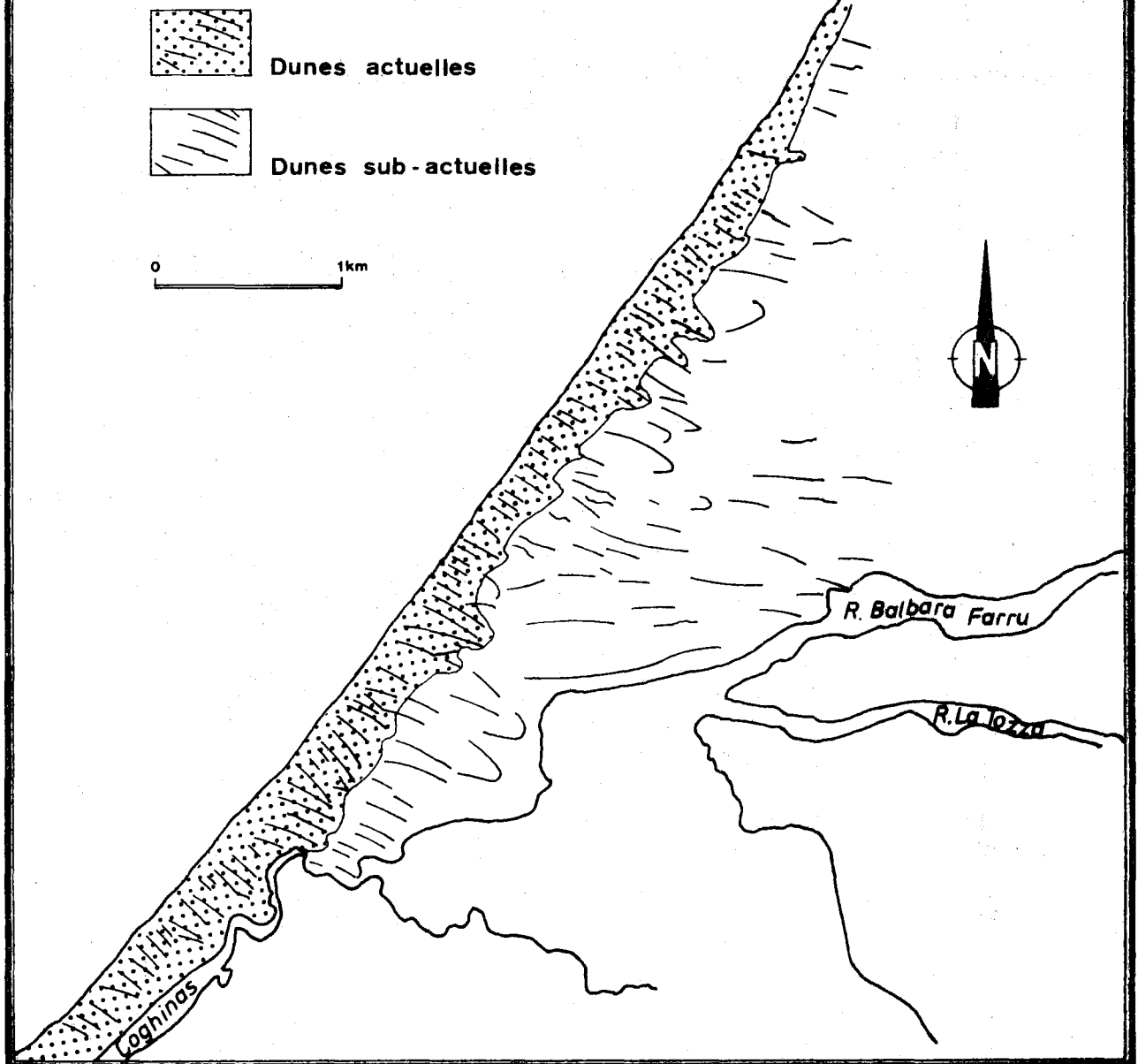


Fig.1.2.7. Carte des crêtes dunaires dans la dépression du Coghinás.

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 micaschistes 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.

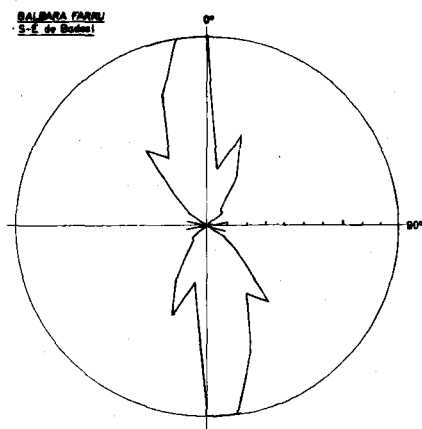


Fig. 1.2.8

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.

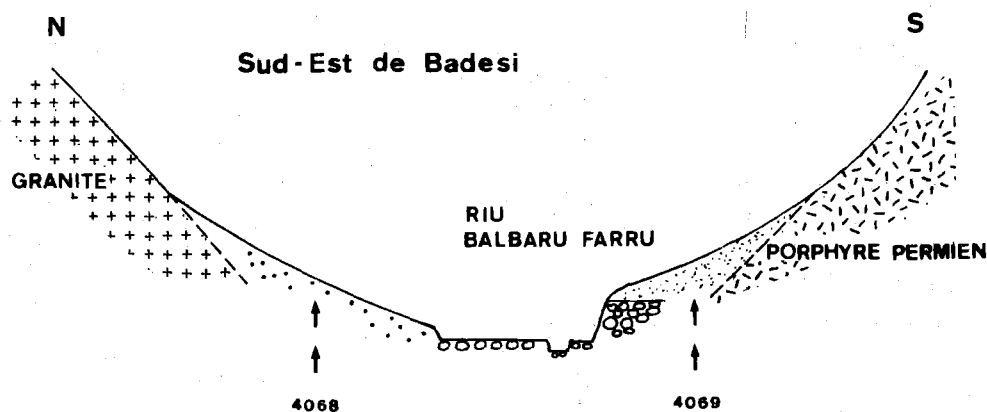


Fig.1.2.9. Coupe schématique au travers du Riu Balbarra Farru

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.

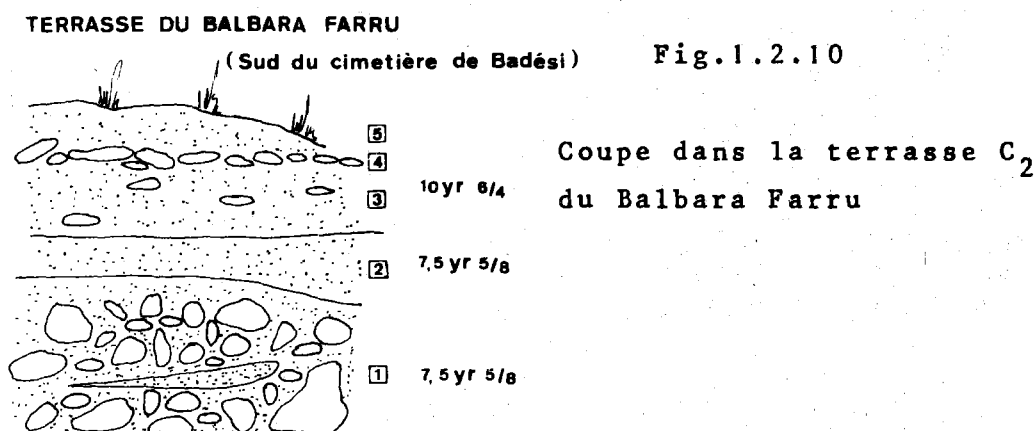
Le contact dune-colline se marque par une nette rupture de pente. Vers l'amont, ce placage est stoppé par un éperon rocheux au-delà duquel, face au Riu Tuvu, on ne rencontre plus que des minces placages, vers 150 m d'altitude, de sable très fin associé à des débris d'origine locale. L'analyse granulométrique 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.

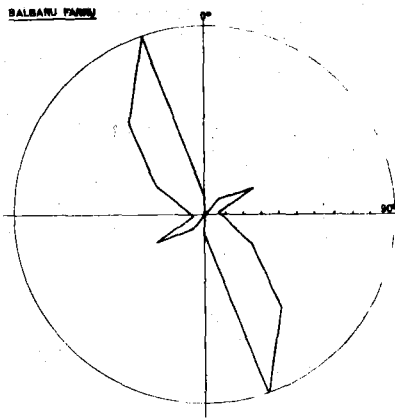


Fig.1.2.11

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.

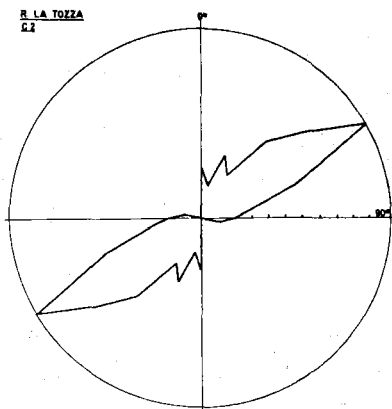


Fig.1.2.12

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'émoussés, 14 % d'ovoïdes, 8 % de subémoussés 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 émoussés-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 émoussé 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.

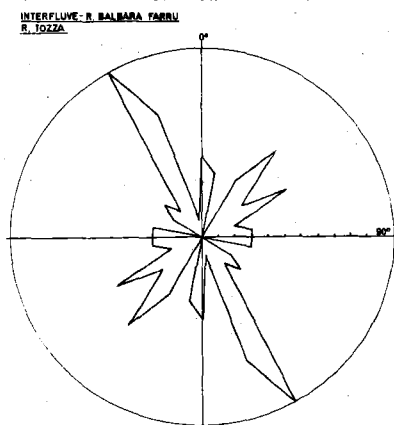


Fig.1.2.13

Nappe de cailloux.
Rose d'orientation.

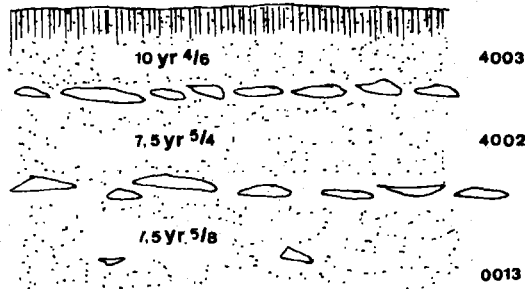
4) Un nouvel horizon sableux d'une puissance de 50 cm surmonte le pavement de galets. La coloration est de 7,5 YR 4/4 (brun). L'analyse granulométrique montre un sable modérément classé (Hé: 0,48) dont le mode se situe entre 297 et 420 μ (27 %). L'examen morphoscopique révèle une grande abondance de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

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 %).

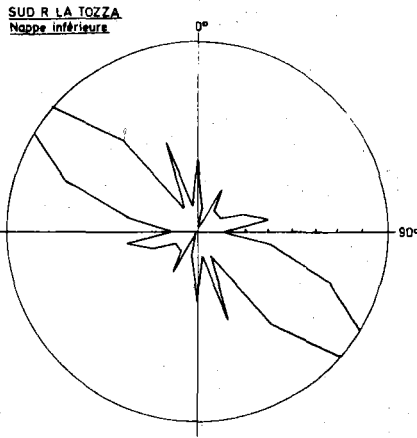


Fig.1.2.15

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.

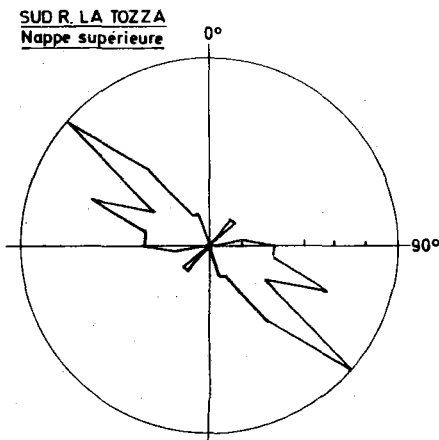


Fig.1.2.16

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).

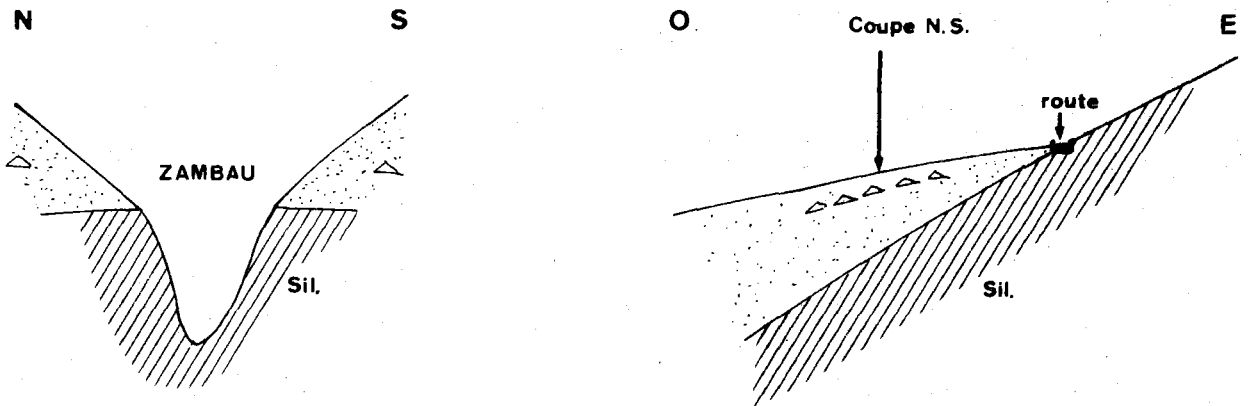


Fig.1.2.17. Coupe schématique N.S. au travers du ruisseau de Zambau.

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.

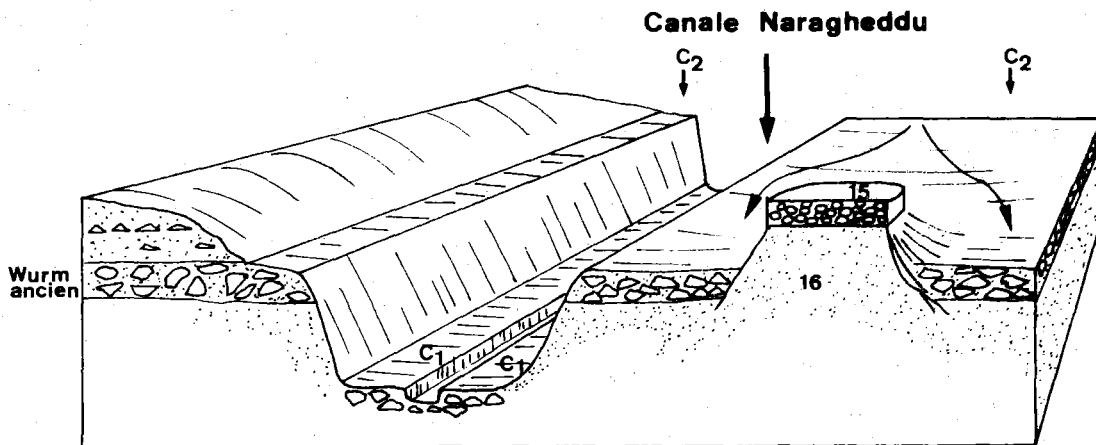


Fig.1.2.19. Bloc diagramme de la vallée de Canale Naragheddu

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).

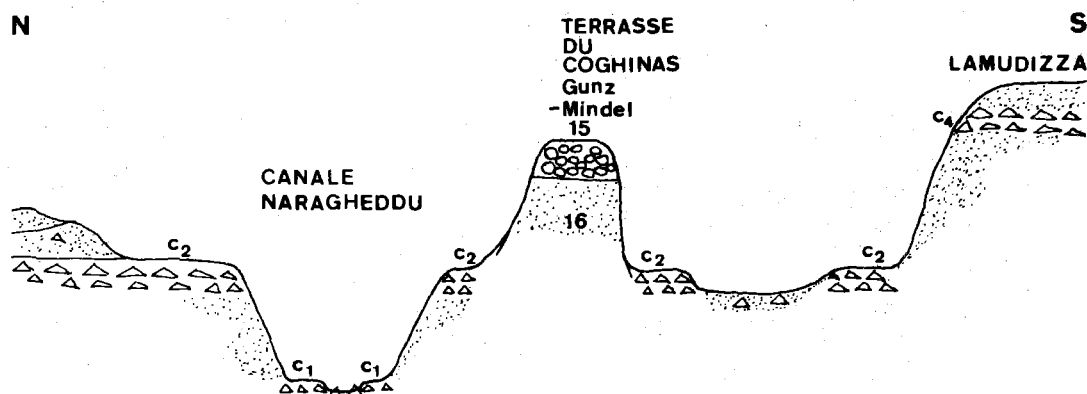


Fig. 1.2.20. Coupe schématique N.S. de la vallée de Canale Naragheddu.

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, apparaît 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.

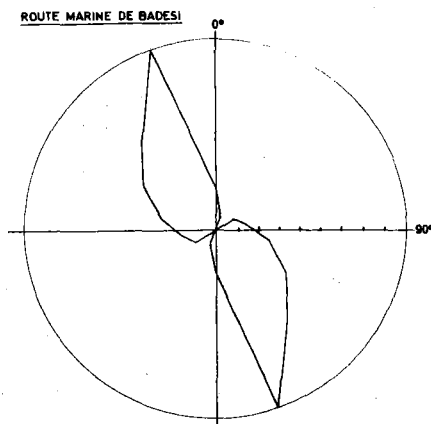


Fig. 1.2.21

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

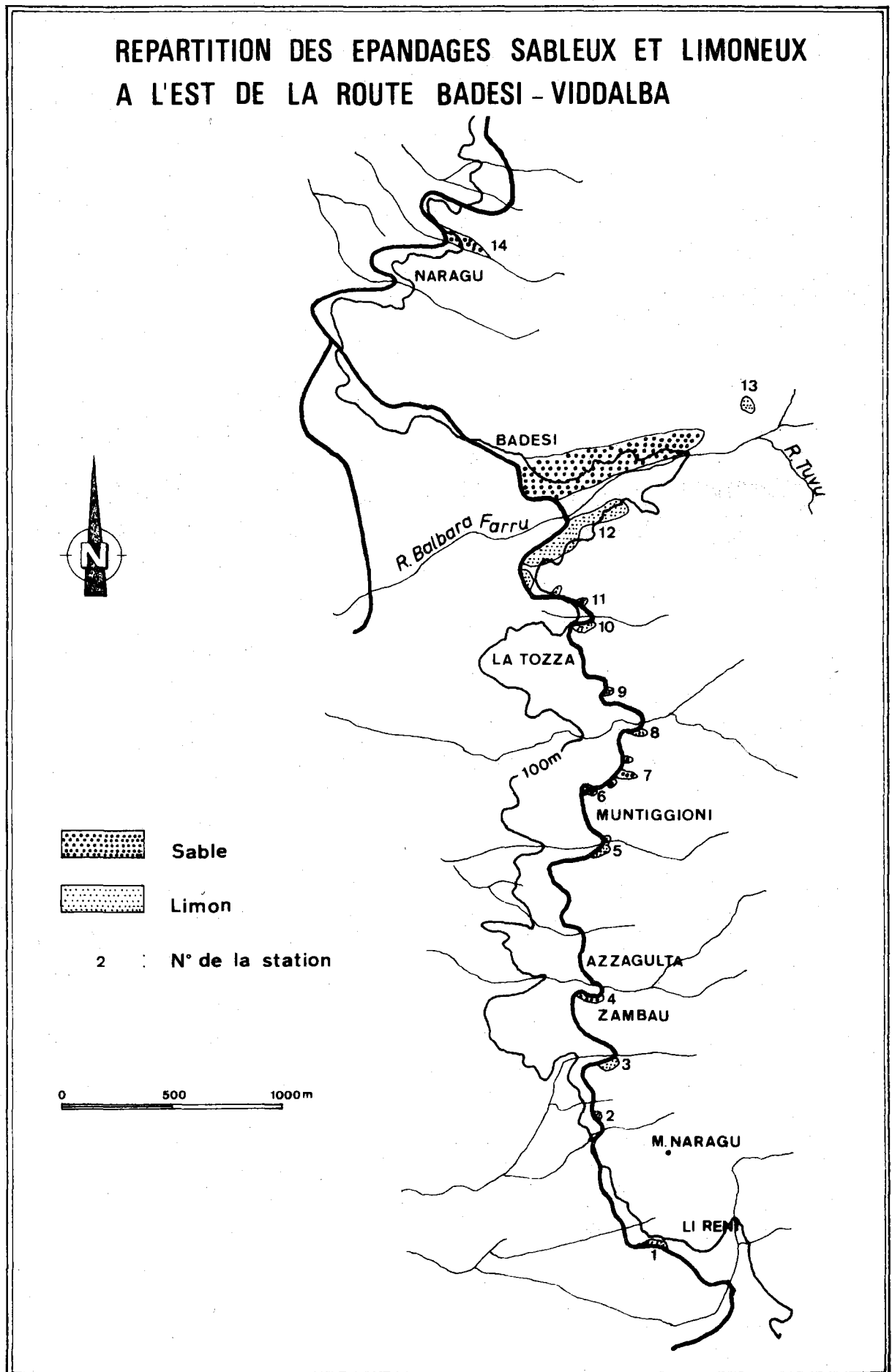


Fig.1.2.22. Carte de répartition des épandages sableux et limoneux à la limite orientale de la dépression du Coghinas.

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.

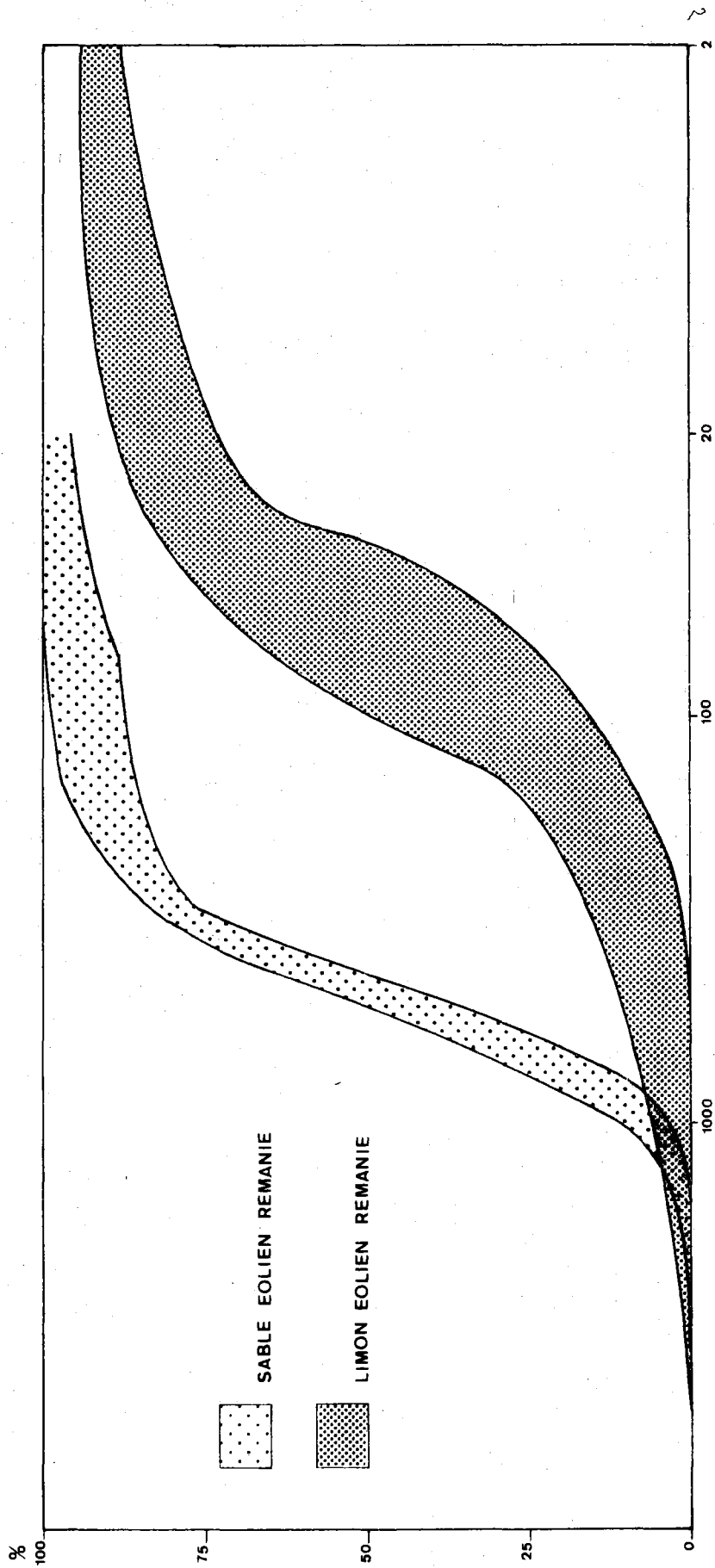


Fig.1.2.23. Enveloppes des courbes granulométriques cumulatives des limons et des sables éoliens remaniés. Limite orientale de la dépression du Coghinas.

| | 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.

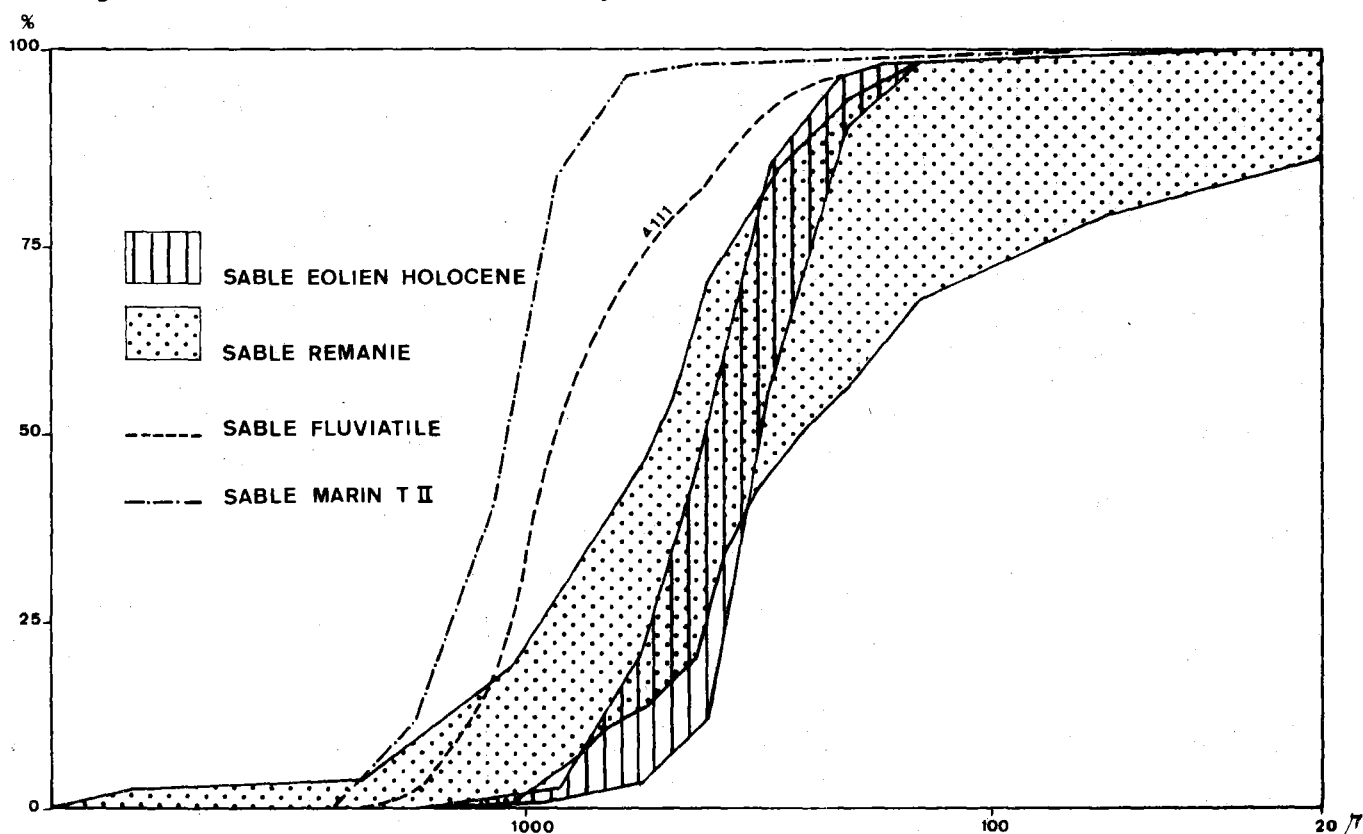


Fig.1.2.24 : Enveloppes des courbes granulométriques
a) des sables éoliens remaniés d'âge pléistocène de la dépression du Coghinas.
b) des sables éoliens actuels et holocènes,

Pour comparaison, nous présentons sur ce graphique un sédiment fluviatile (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".

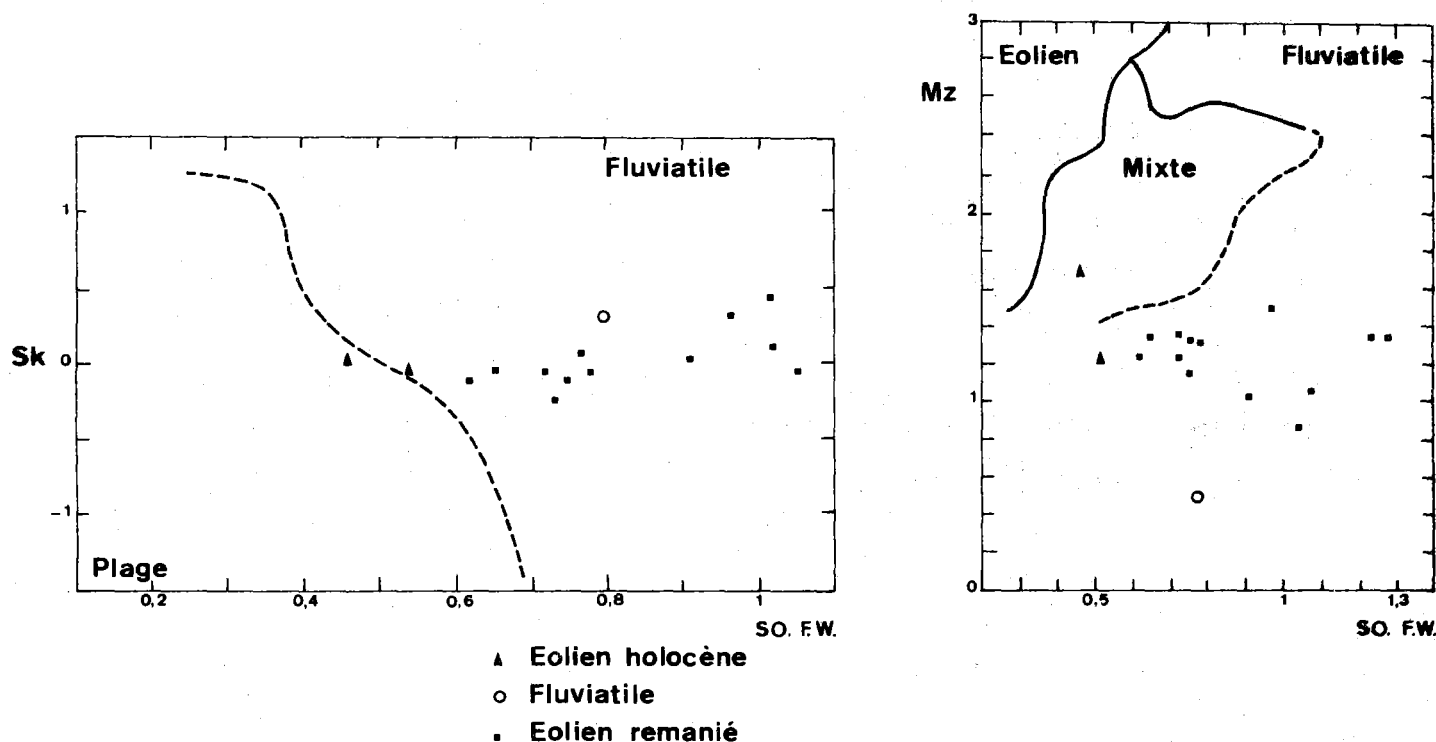


Fig. 1.2.25. - a) Diagramme classement (sorting)
- asymétrie (SK)
b) Diagramme classement (sorting)
- diamètre moyen (Mz)

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.

C H A P I T R E I I I

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)

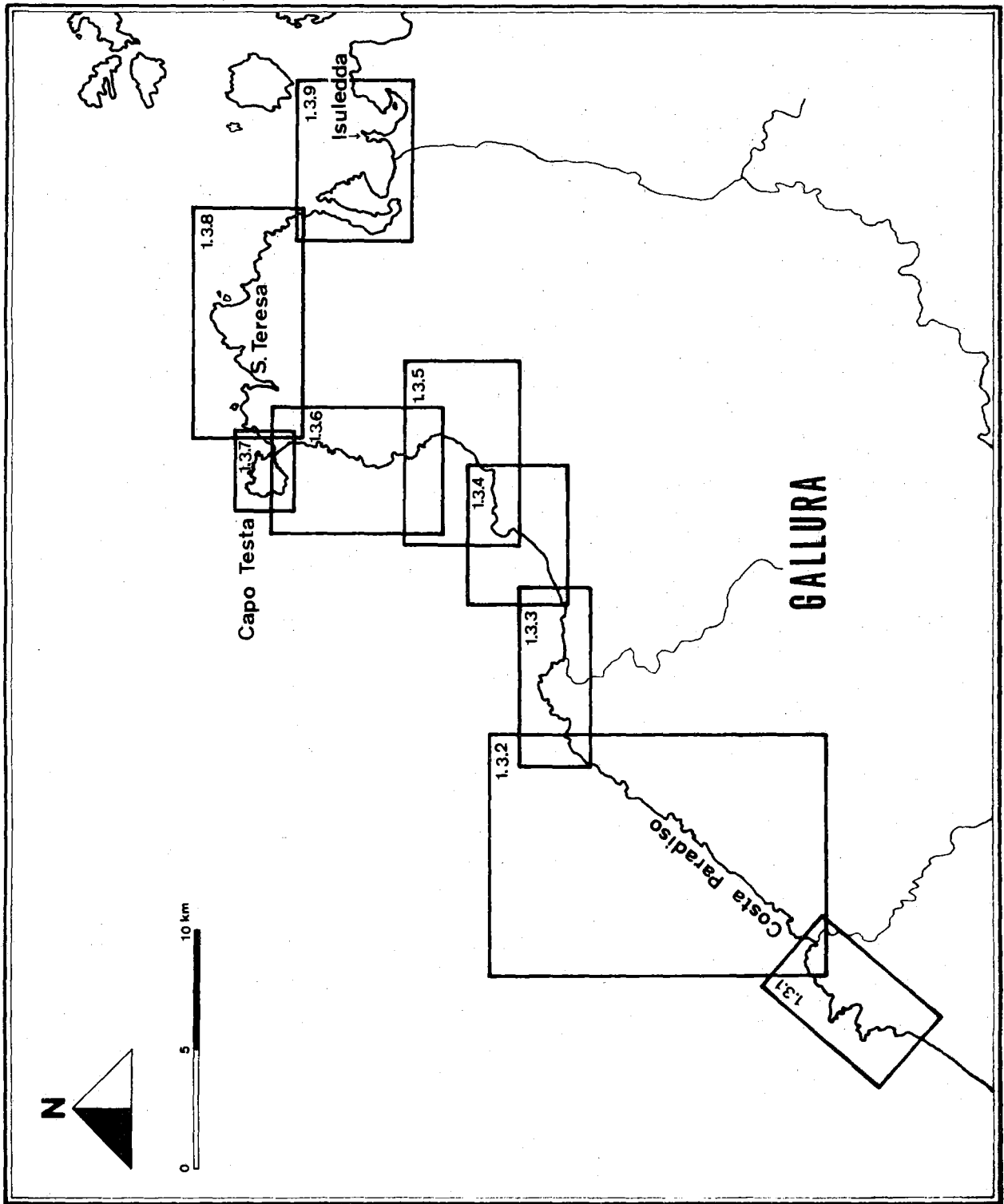


Fig. 1.3.10 : Situation des cartes des divers secteurs littoraux étudiés en Gallura.

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 îlots 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.

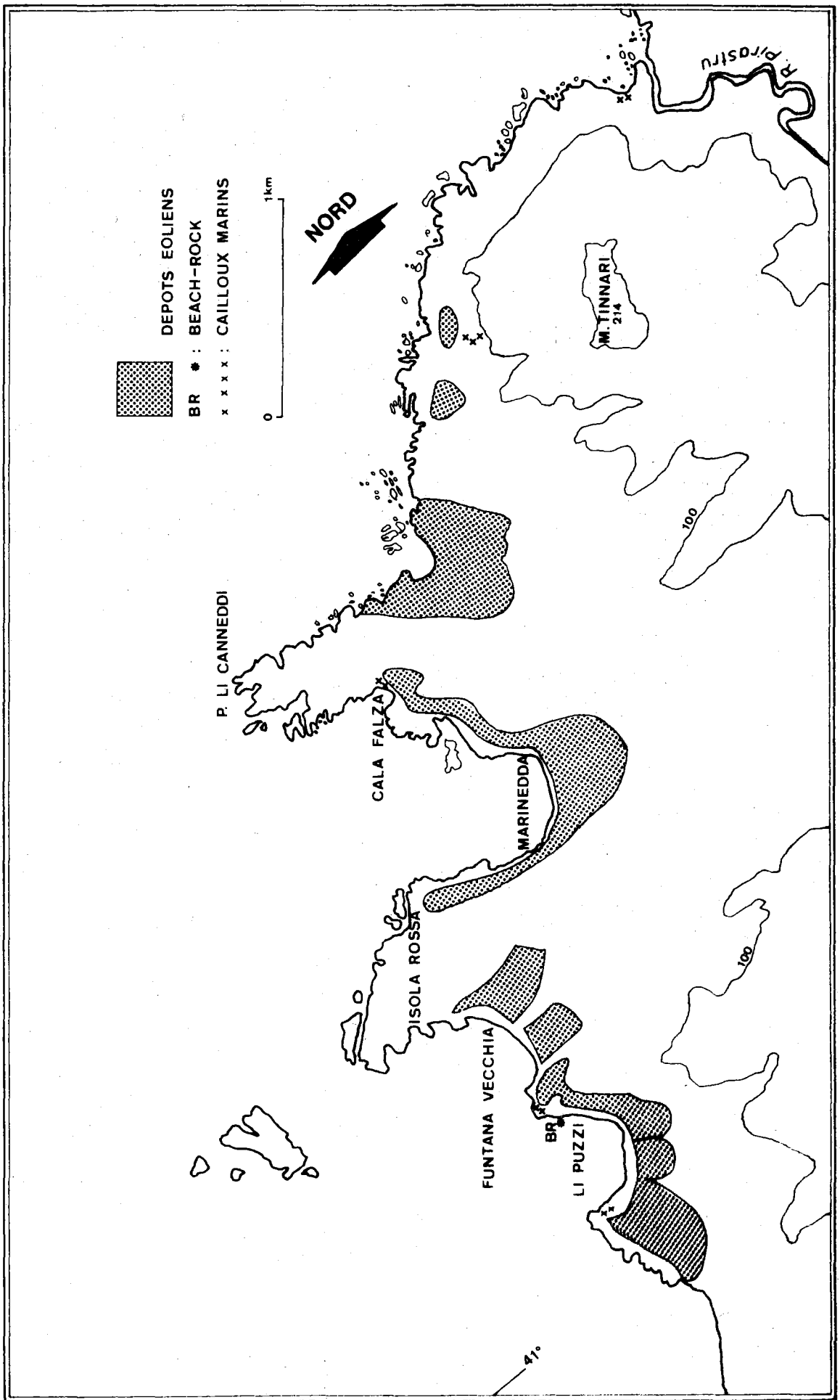


Fig. 1.3.1. : Secteurs d'Isola-Rossa - Li Canneddi - Tinnari. Les dépôts éoliens.

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 îlots 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^o 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^o 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.

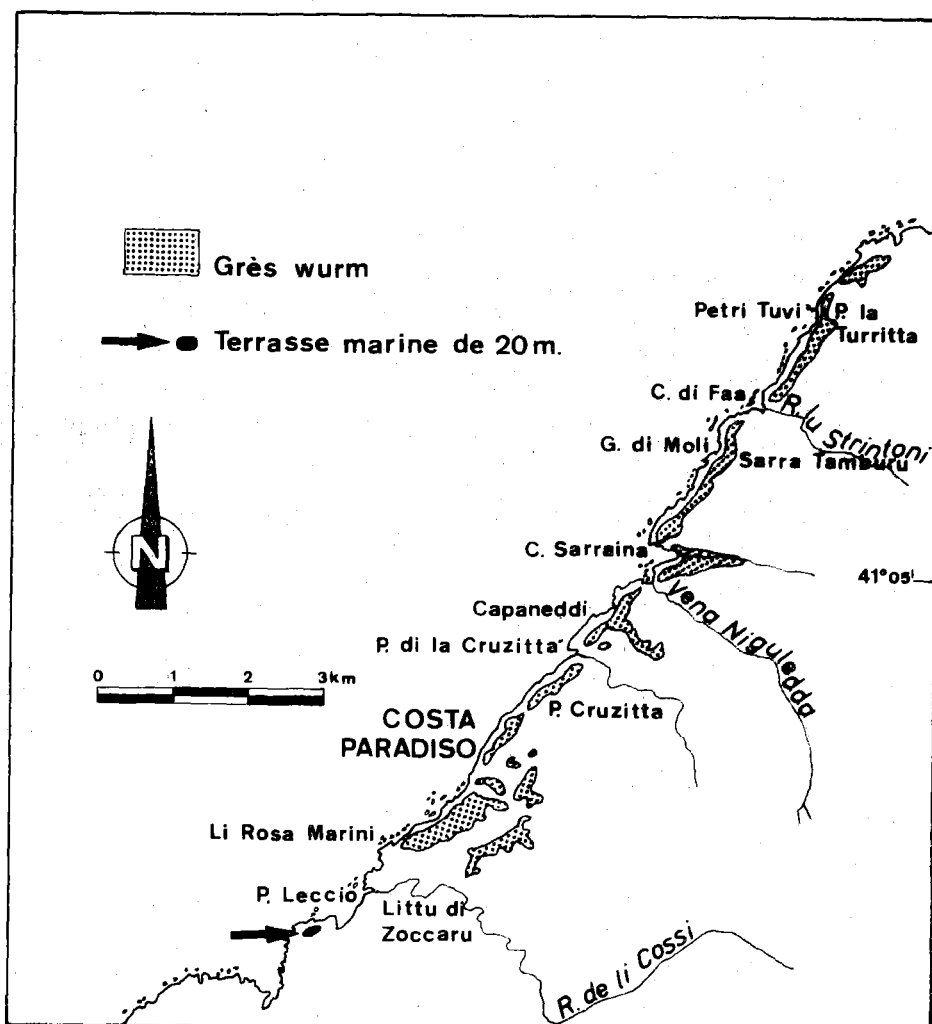


Fig.1.3.2 - Costa Paradiso. Répartition schématique des grès éoliens (d'après G.ARMARI, 1974) modifié. Situation du niveau de 20 m.

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 841 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.

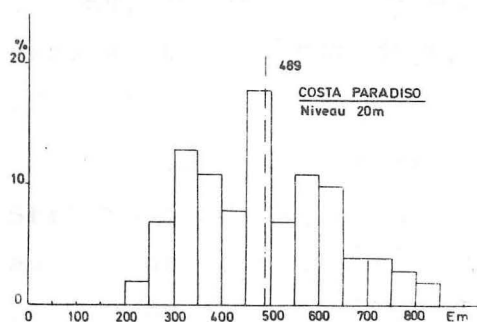


Fig.1.3.14

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.

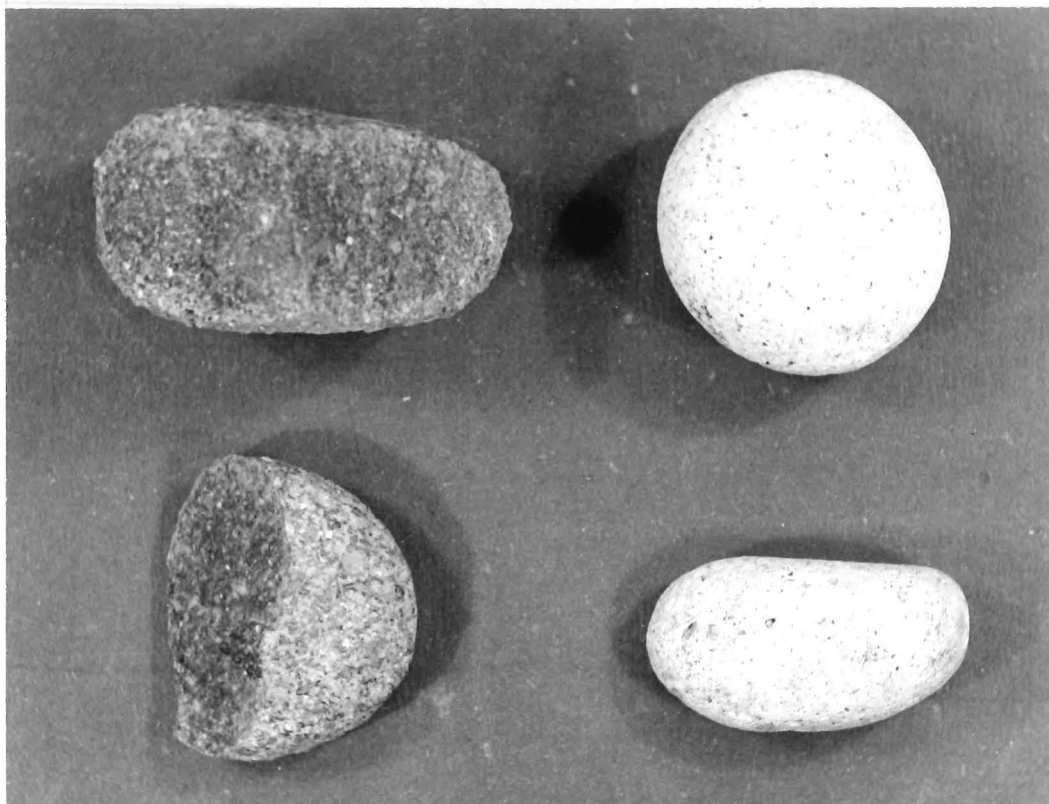


Fig.1.3.15. Quelques galets roulés du niveau de 20 m.
Sur les galets de gauche, on peut distinguer
le cortex d'altération (le galet le plus grand
a 6 cm de longueur)

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:

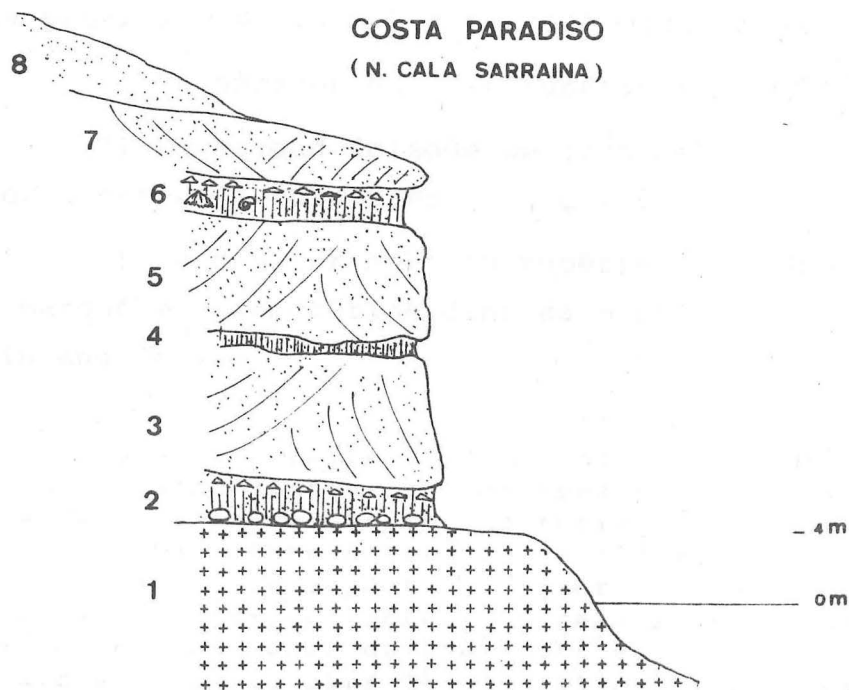


Fig.1.3.18

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 Tuvi 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

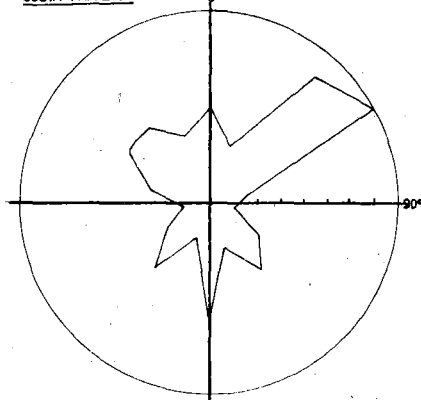


Fig.1.3.19

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 m 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.

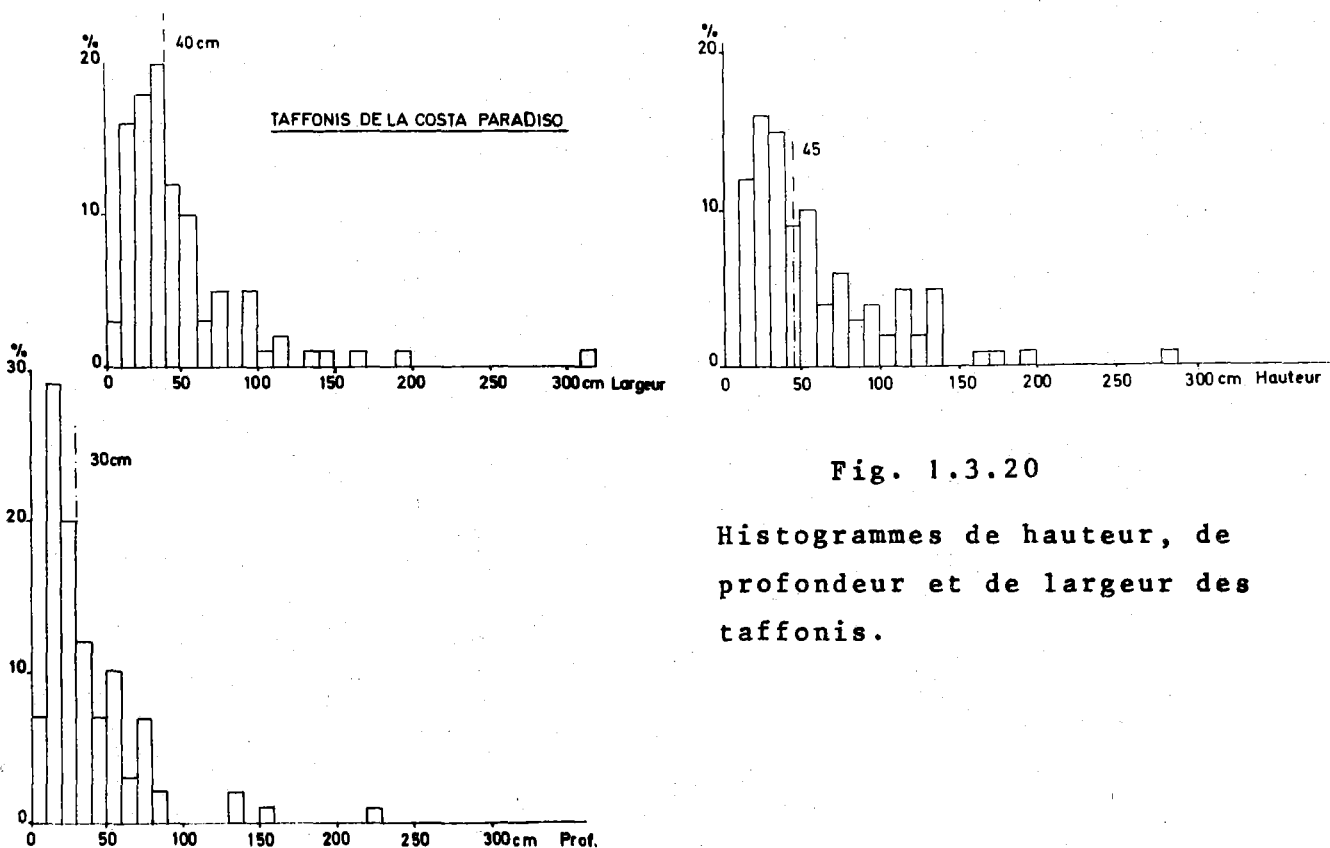


Fig. 1.3.20

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.

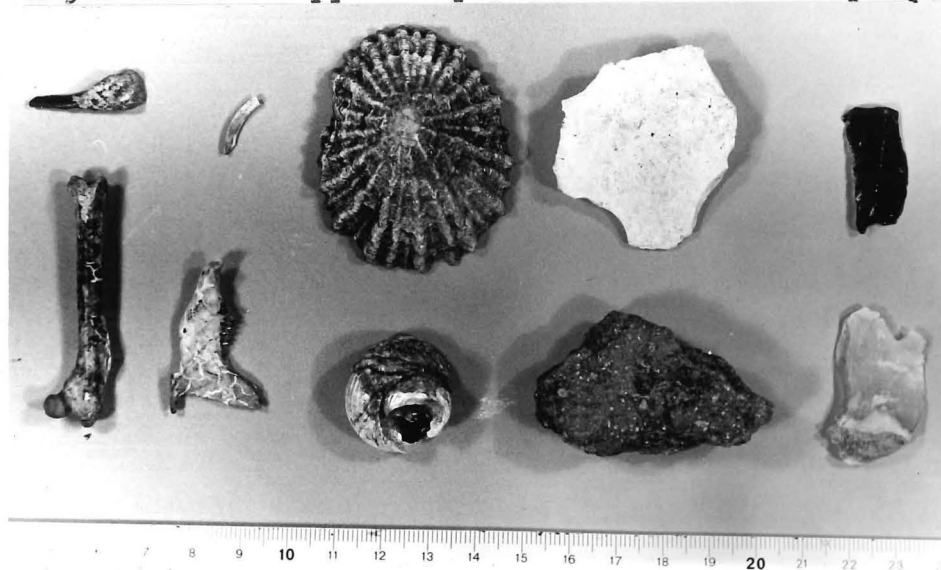


Fig.1.3.21

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

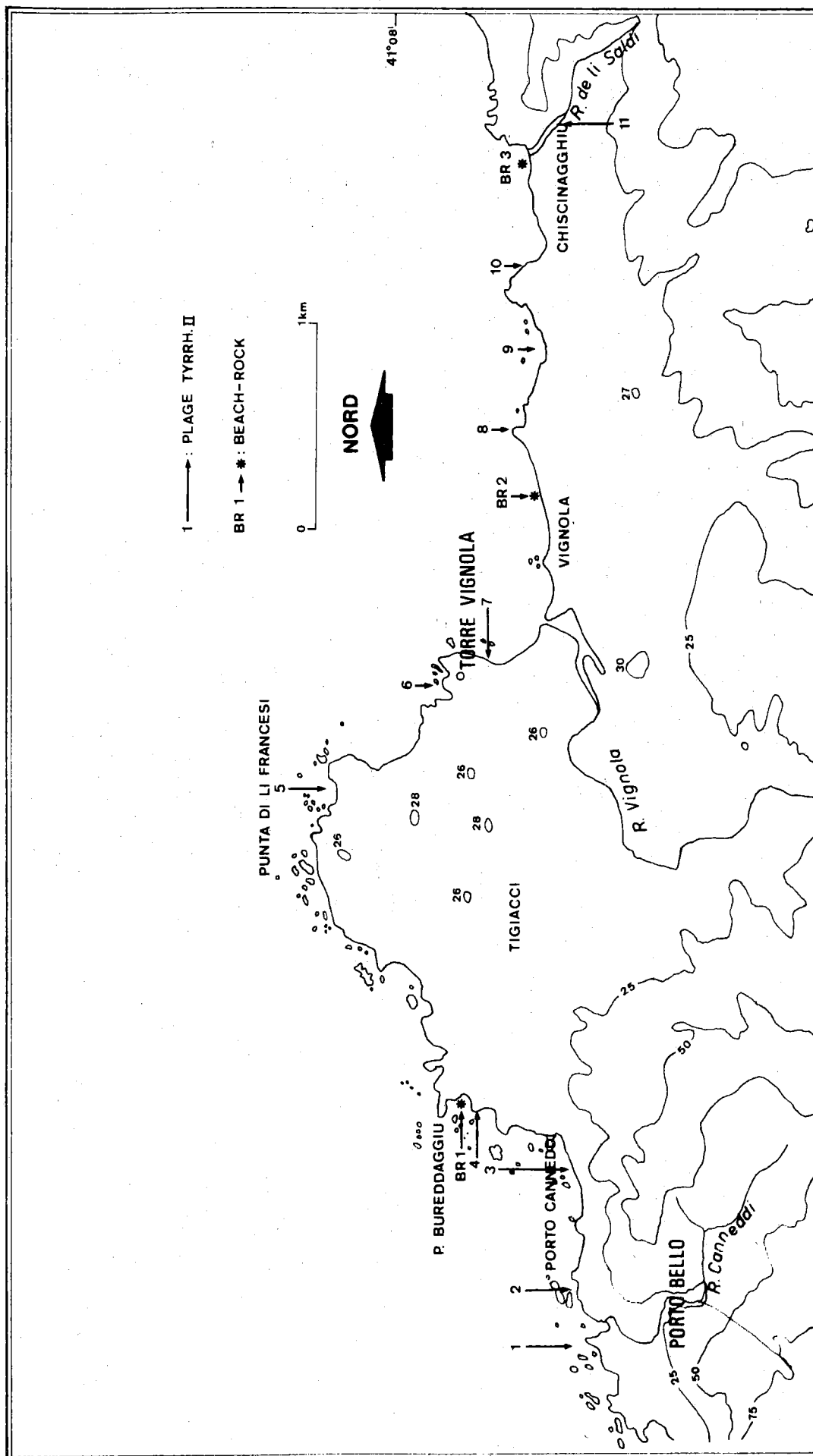


Fig. 1.3.3. : Littoral de Porto Bello - Torre Vignola. Localisation des affleurements de Tyrrhénien II et de Beach-rocks.

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.

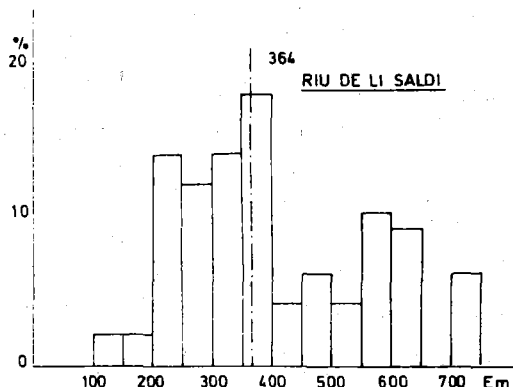


Fig. 1.3.22

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 (S.O.F.W.: 1,08 et 1,33). Toutefois, les sédiments cimentés dans les fissures sont constitués par un sable grossier très mal classé (S.O. 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.

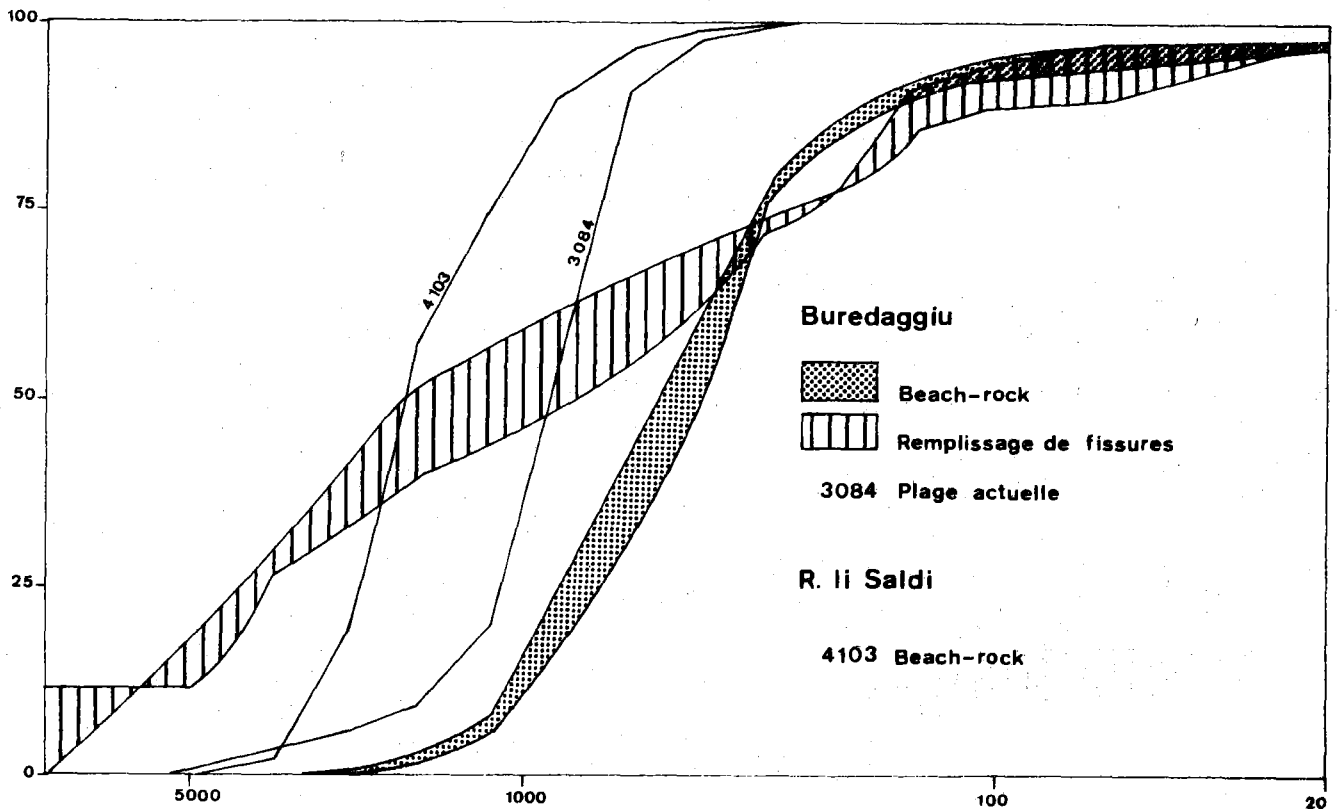


Fig. 1.3.25. Courbes granulométriques cumulatives des beach-rocks de Burreddaggiu et Li Saldi.

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 presque 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,

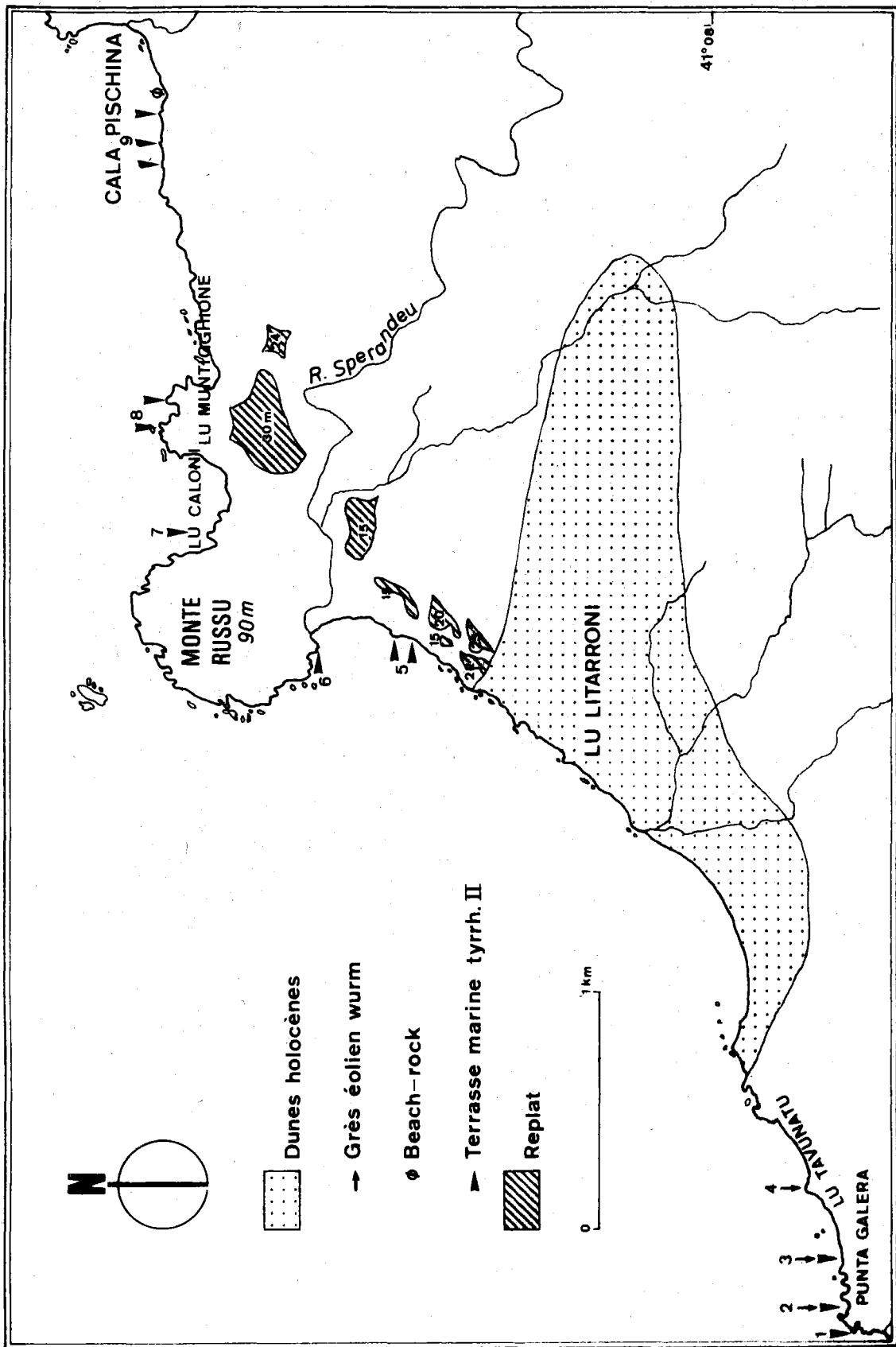


Fig. 1.3.4. : Secteur de Monte Russu.

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 Muntigghione: 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 würm, 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.

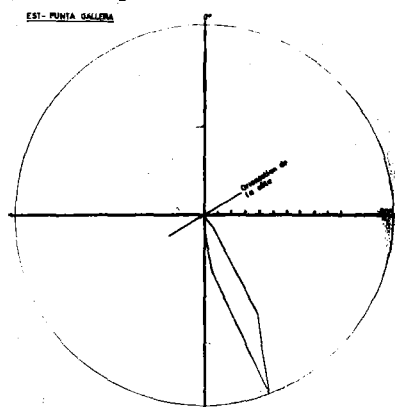


Fig.1.3.27

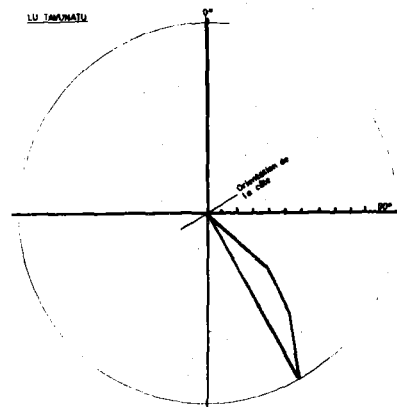


Fig.1.3.28

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).

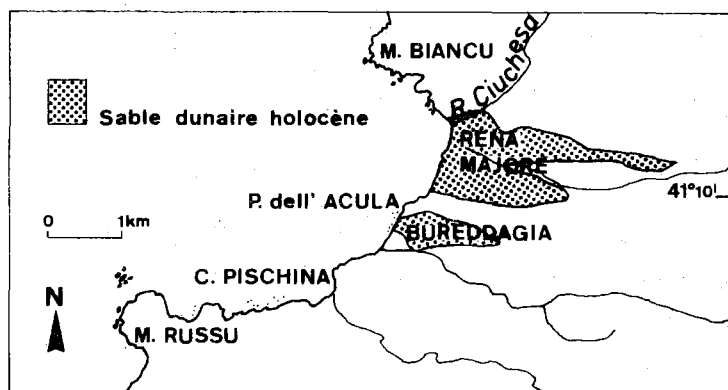


Fig. 1.3.5

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 Maggiore 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).

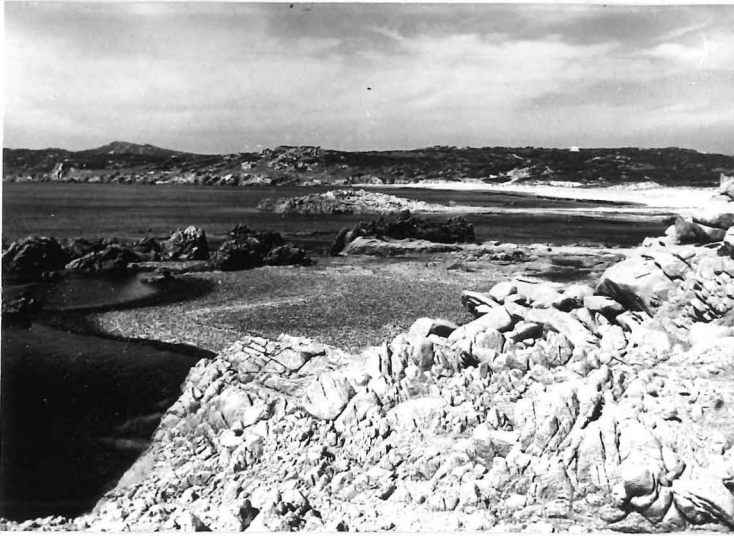


Fig. 1.3.31

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 .

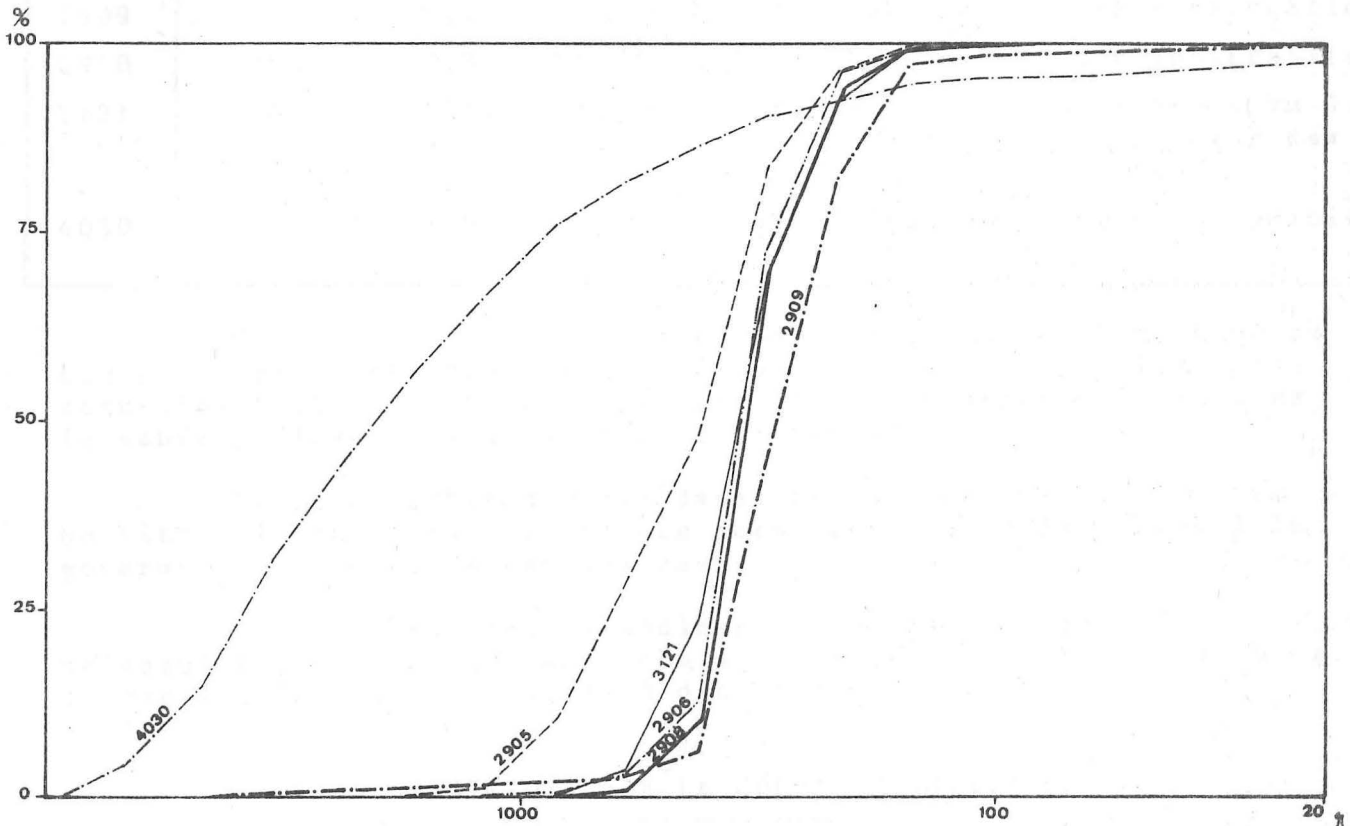


Fig.1.3.32. Courbes granulométriques cumulatives, Rena Majore.

| N° du séd. | Ø 50 (µ) | Q de Ø | So.F.W. | Mode en µ | % | 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 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,

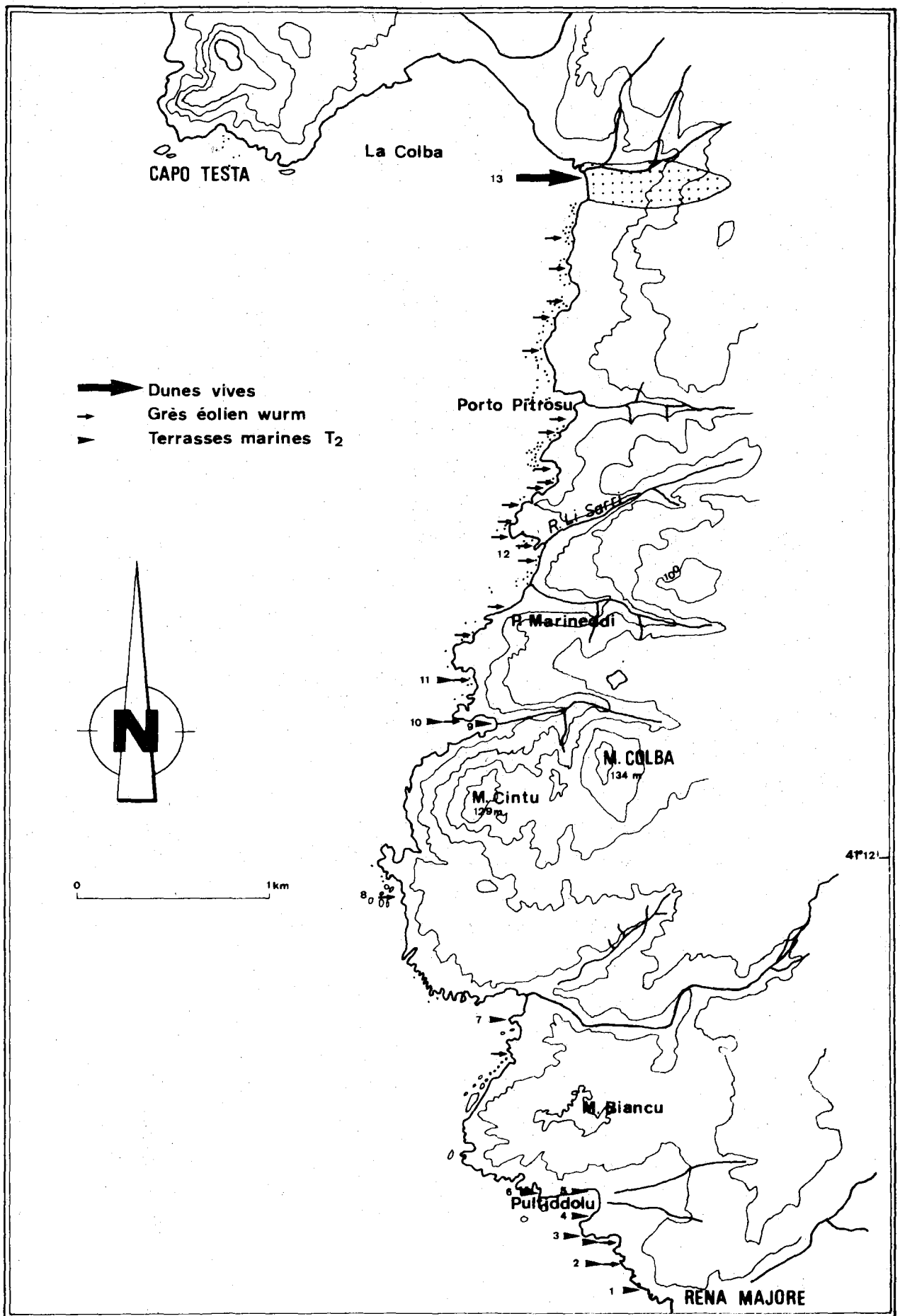


Fig. 1.3.6. : Littoral de la Colba - Situation des dépôts quaternaires.

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 important* 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.

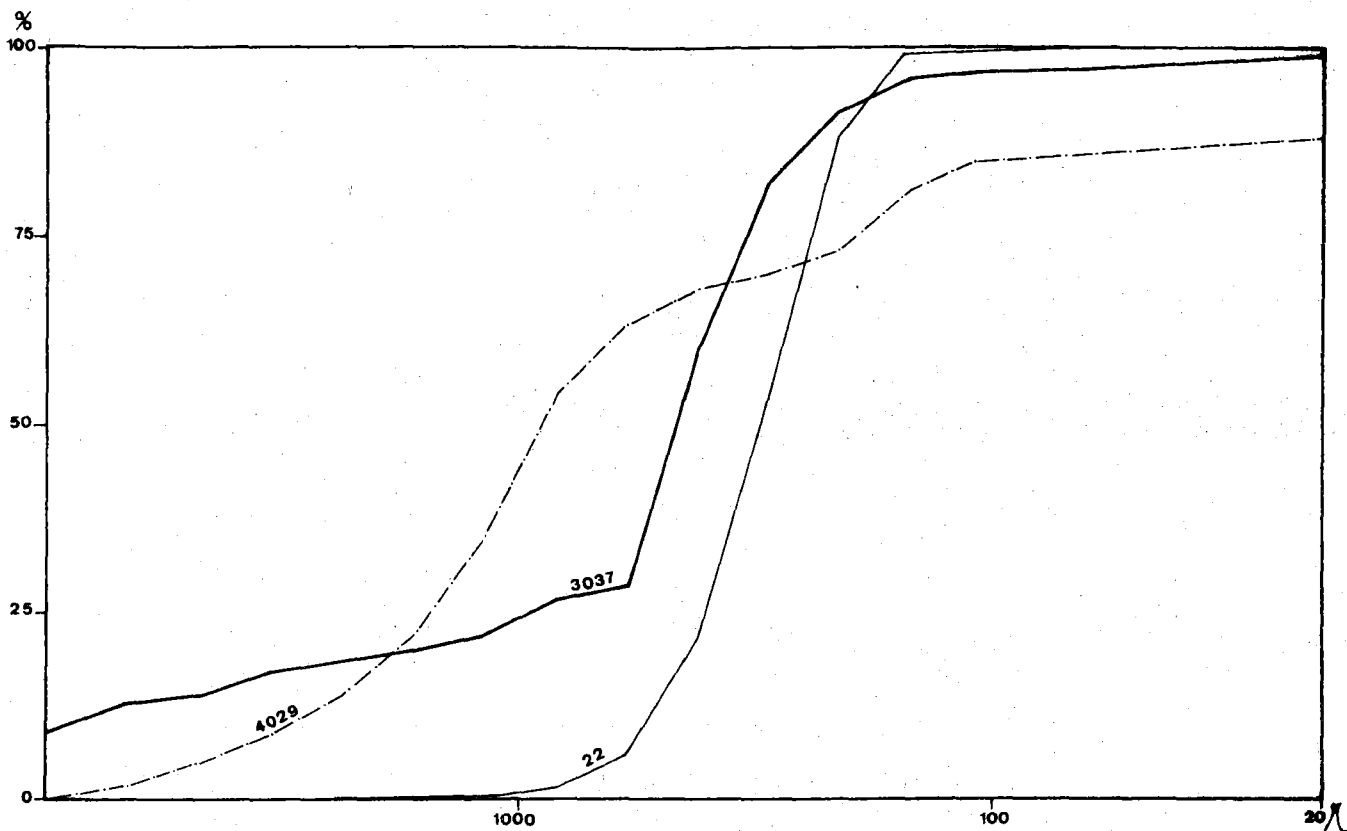


Fig.1.3.33. Courbes granulométriques cumulatives.
Littoral de la Colba.

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.

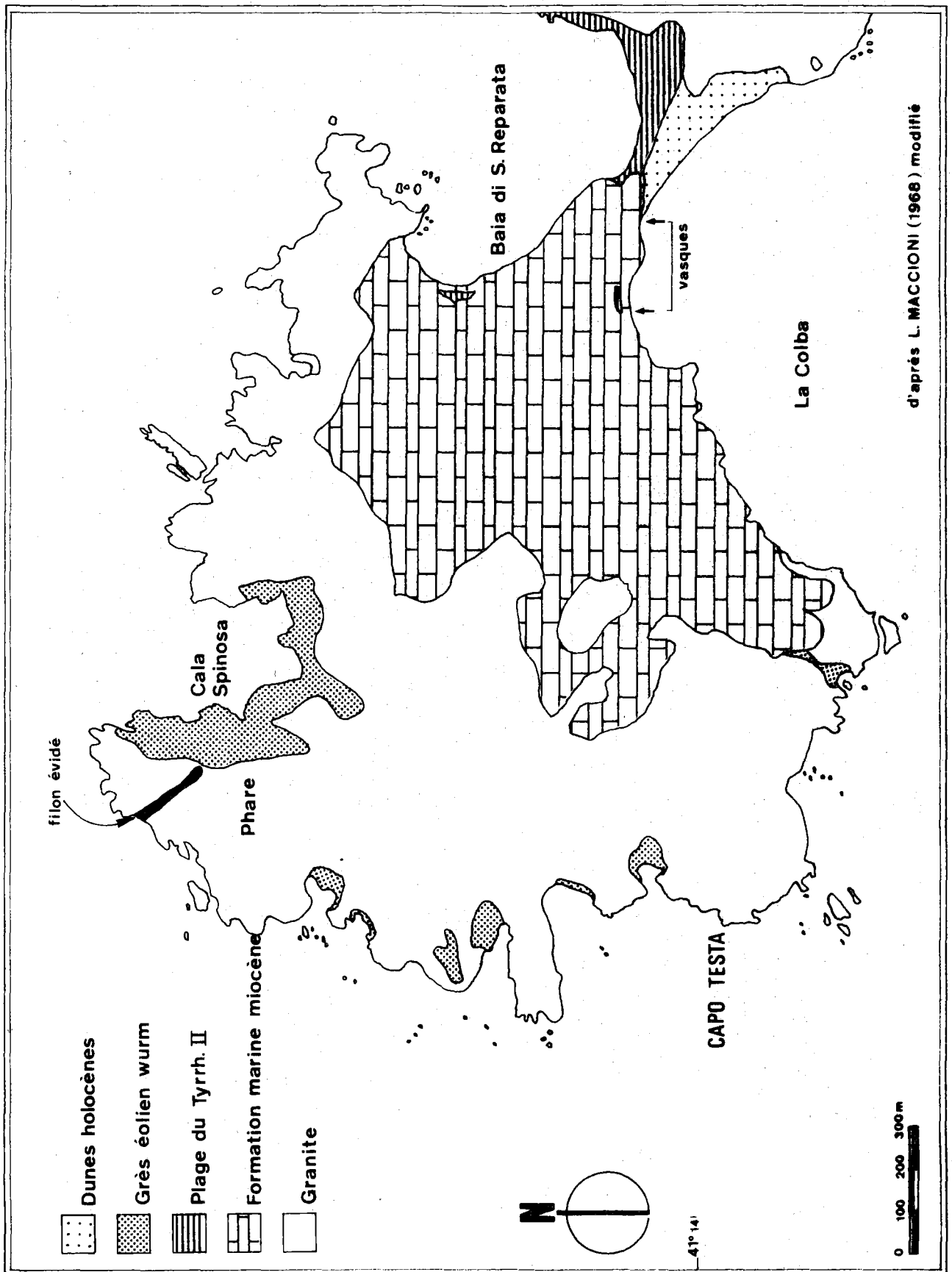


Fig. 1.3.7. : La Péninsule du Capo Testa.

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 :

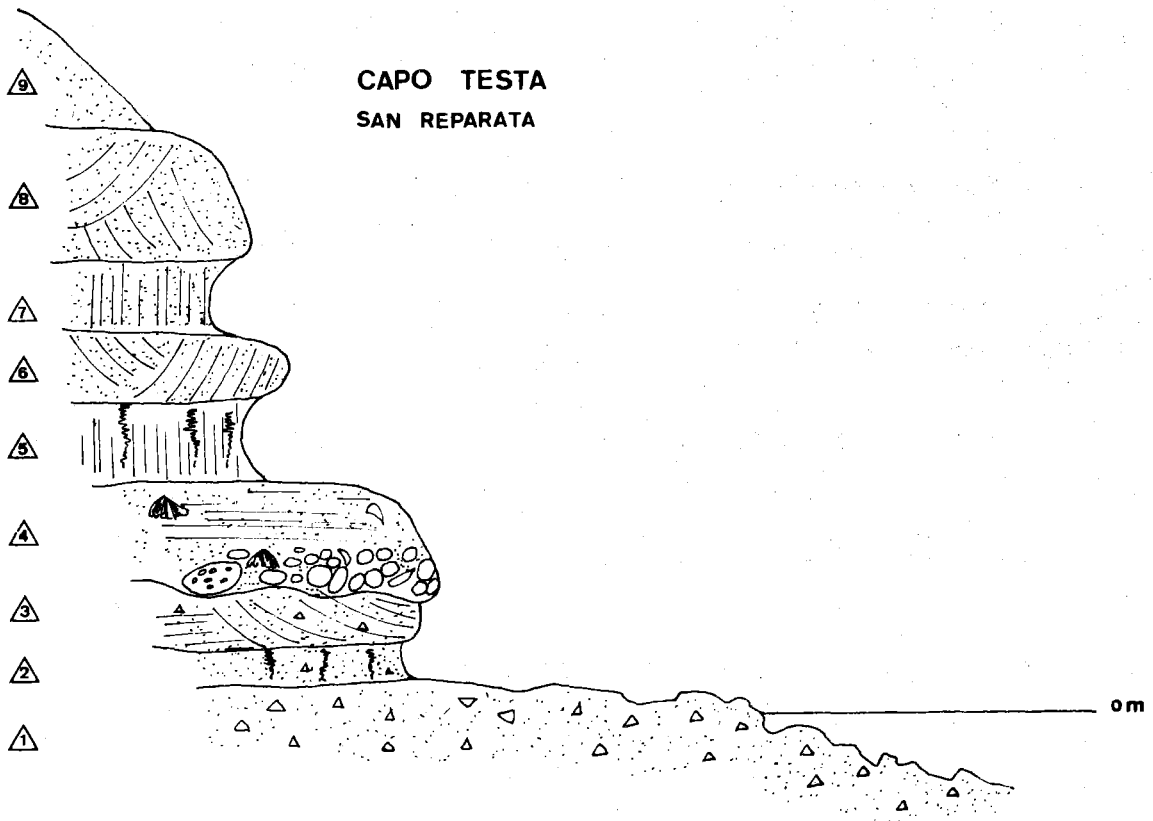


Fig. 1.3.36 : Coupe synthétique de San Reparata

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).

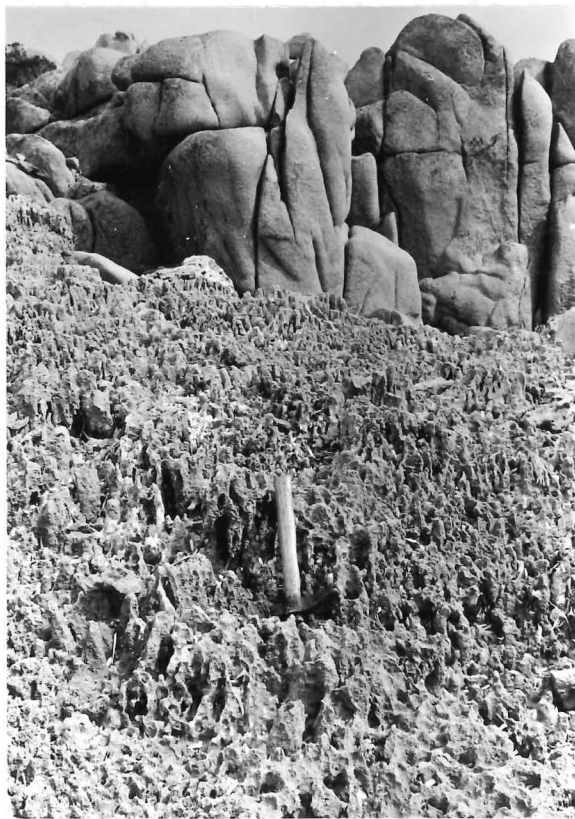


Figure 1.3.38 : Lapié développé sur des grès éoliens.

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.

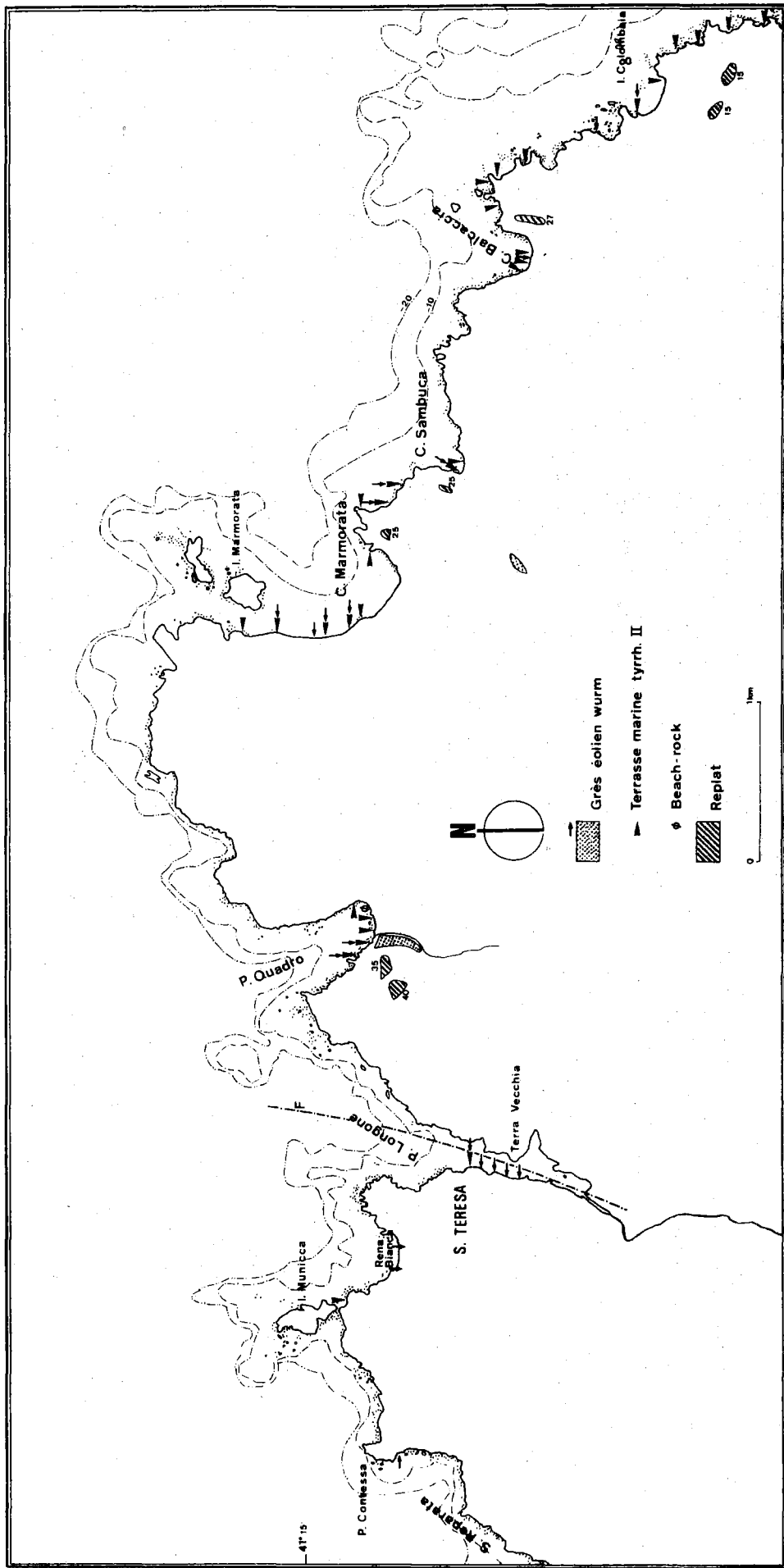


Fig. 1.3.8. : Littoral de la Gallura septentrionale.

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)

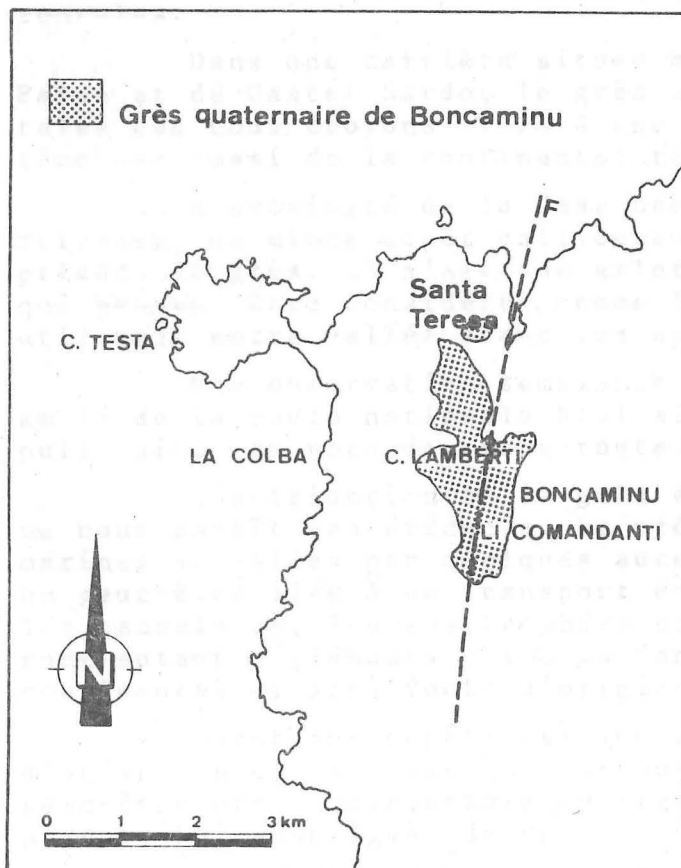


Fig. 1.3.40

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 quartzo-feldspathique 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.

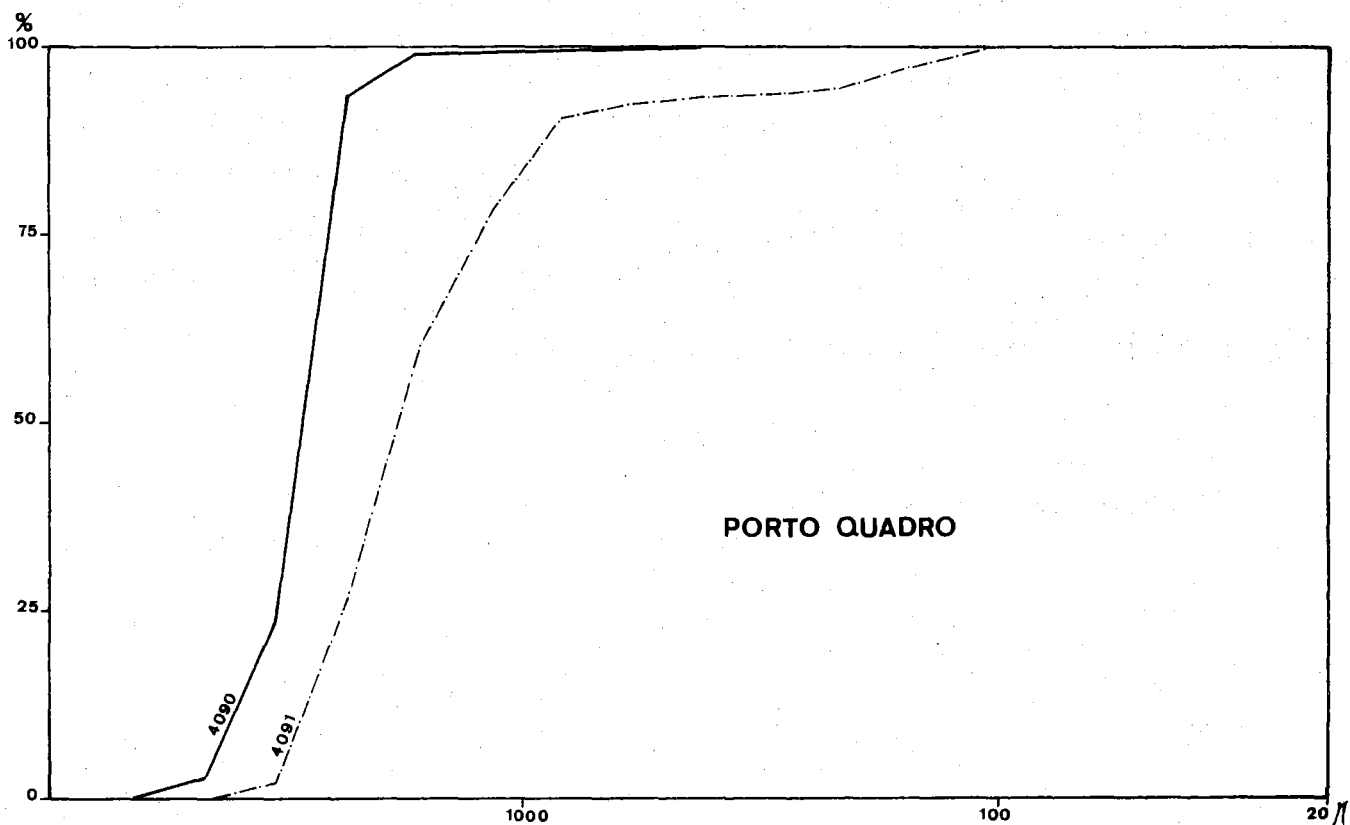


Figure 1.3.41. Courbes granulométriques cumulatives de beach-rock et plage actuelle - Porto Quadro.

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).

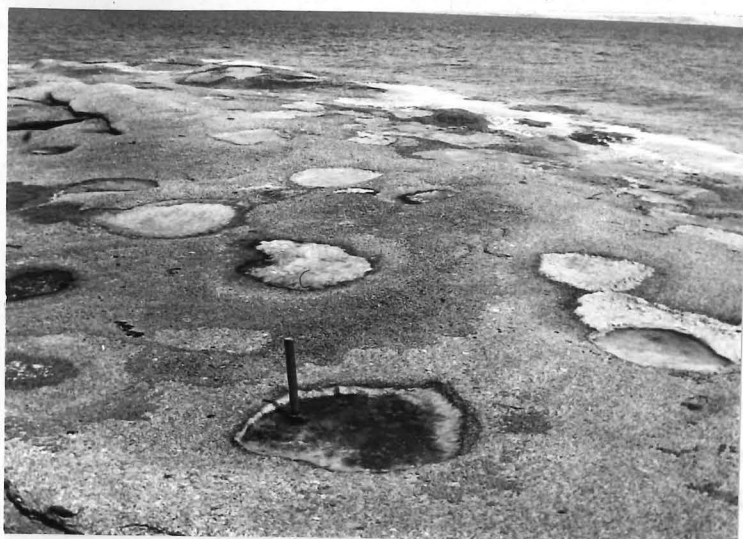


Fig.1.3.42

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).

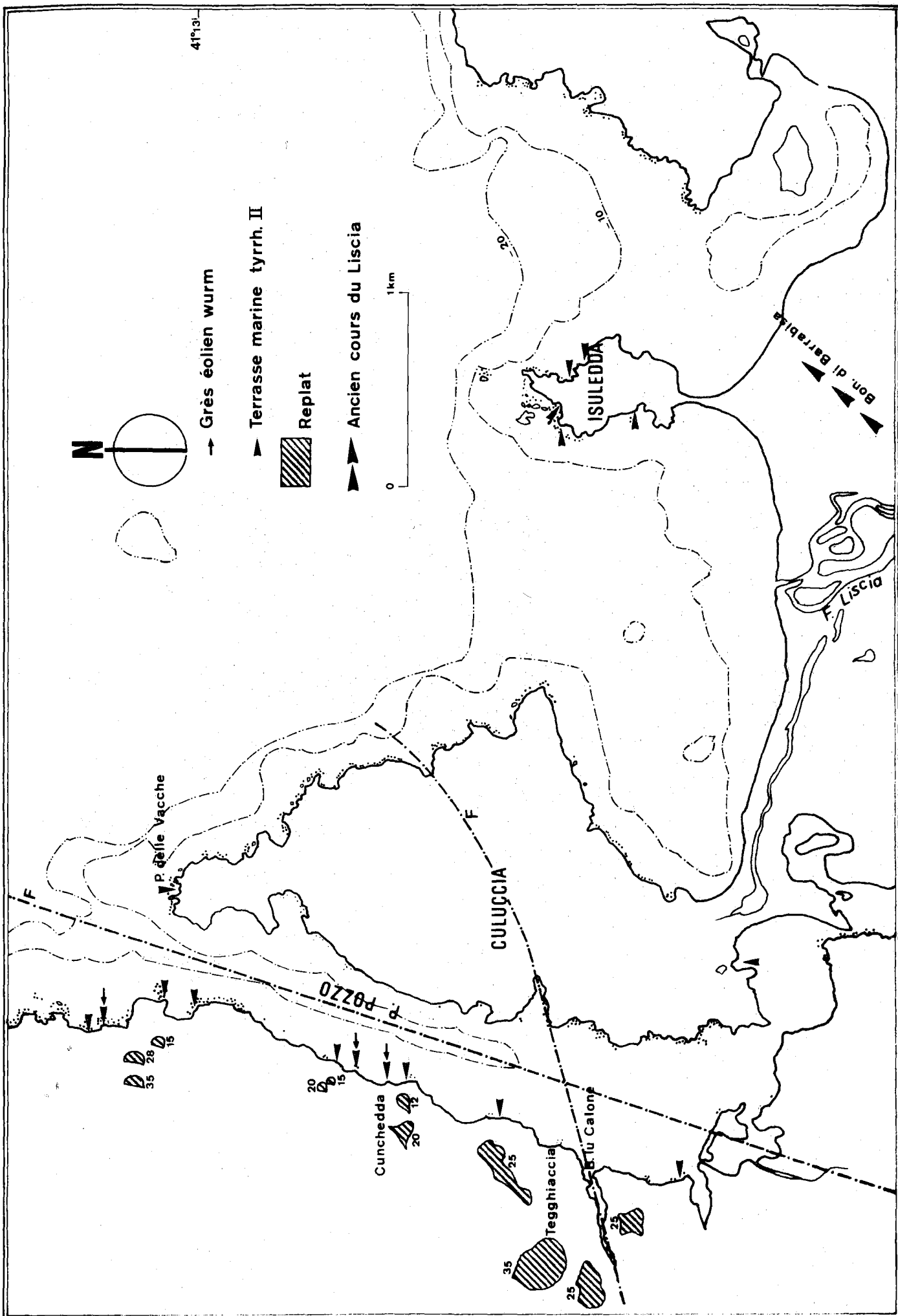


Fig. 1.3.9. : Ria de Porto Pozzo- Tombolos de Culuccia et Isuledda.

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).

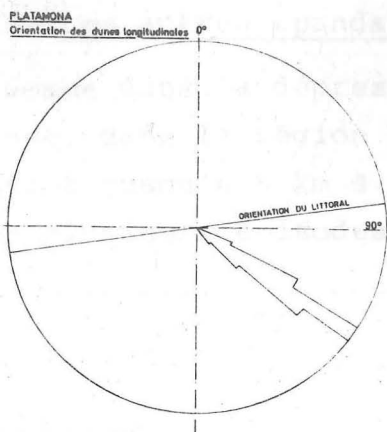


Fig. 1.4.1

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.

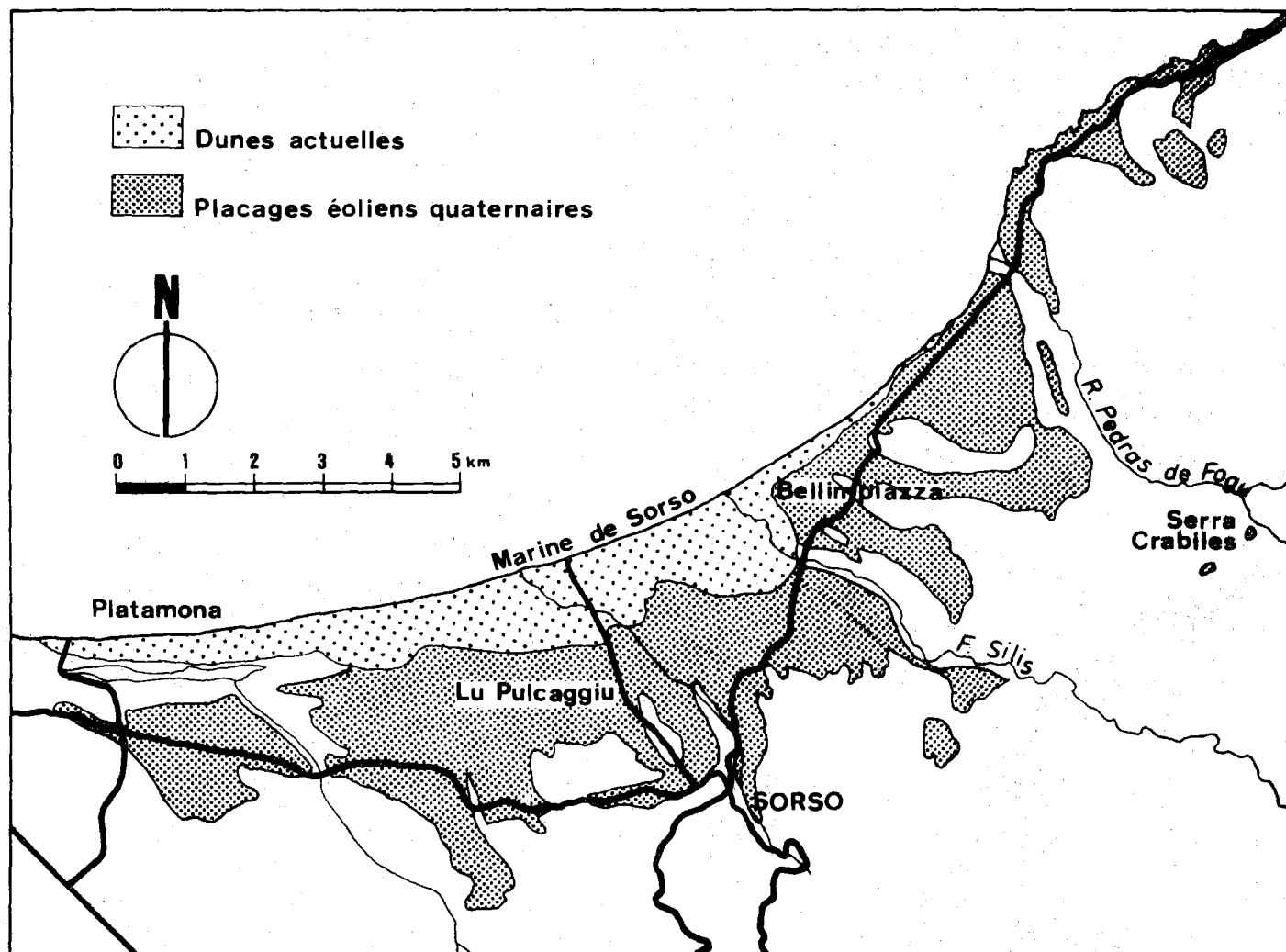


Fig. 1.4.3. - Région de Sorso. Extension des dunes actuelles et des placages éoliens quaternaires (d'après MORETTI, 1969, modifié).

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 subémoisés 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 émoisés-mats ce qui est caractéristique d'un façonnement éolien. Ces sédiments proviennent donc du remaniement fluviatile de sable éolien.

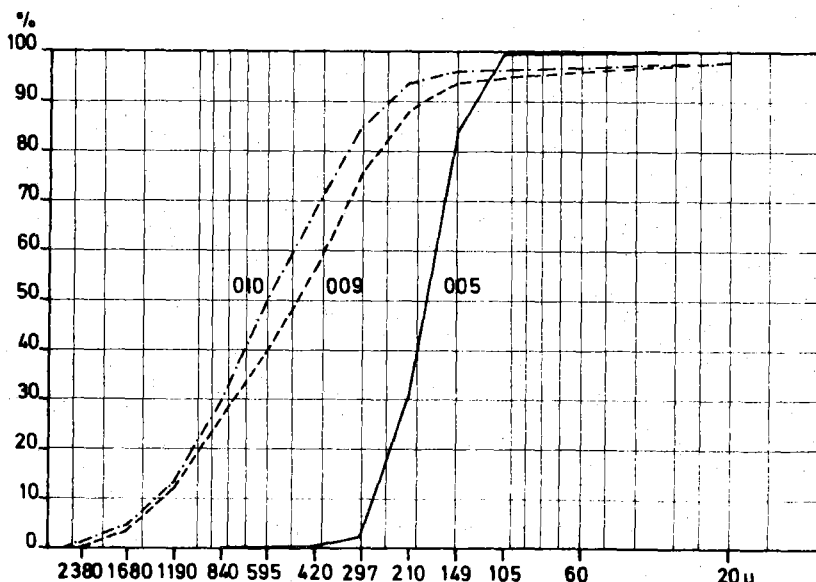


Fig.1.4.4

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.

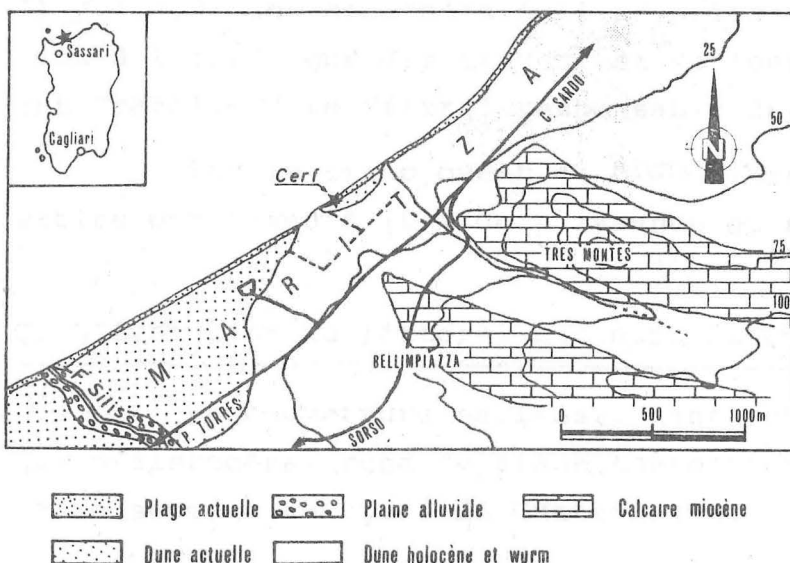


Fig.1.4.6

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 la 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

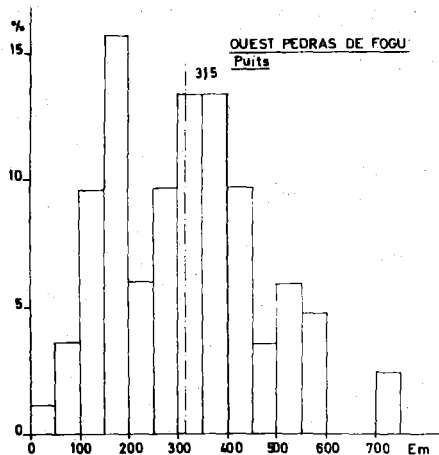


Fig.1.4.7

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.

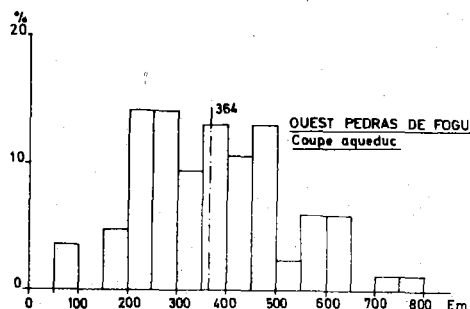


Fig.1.4.21

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

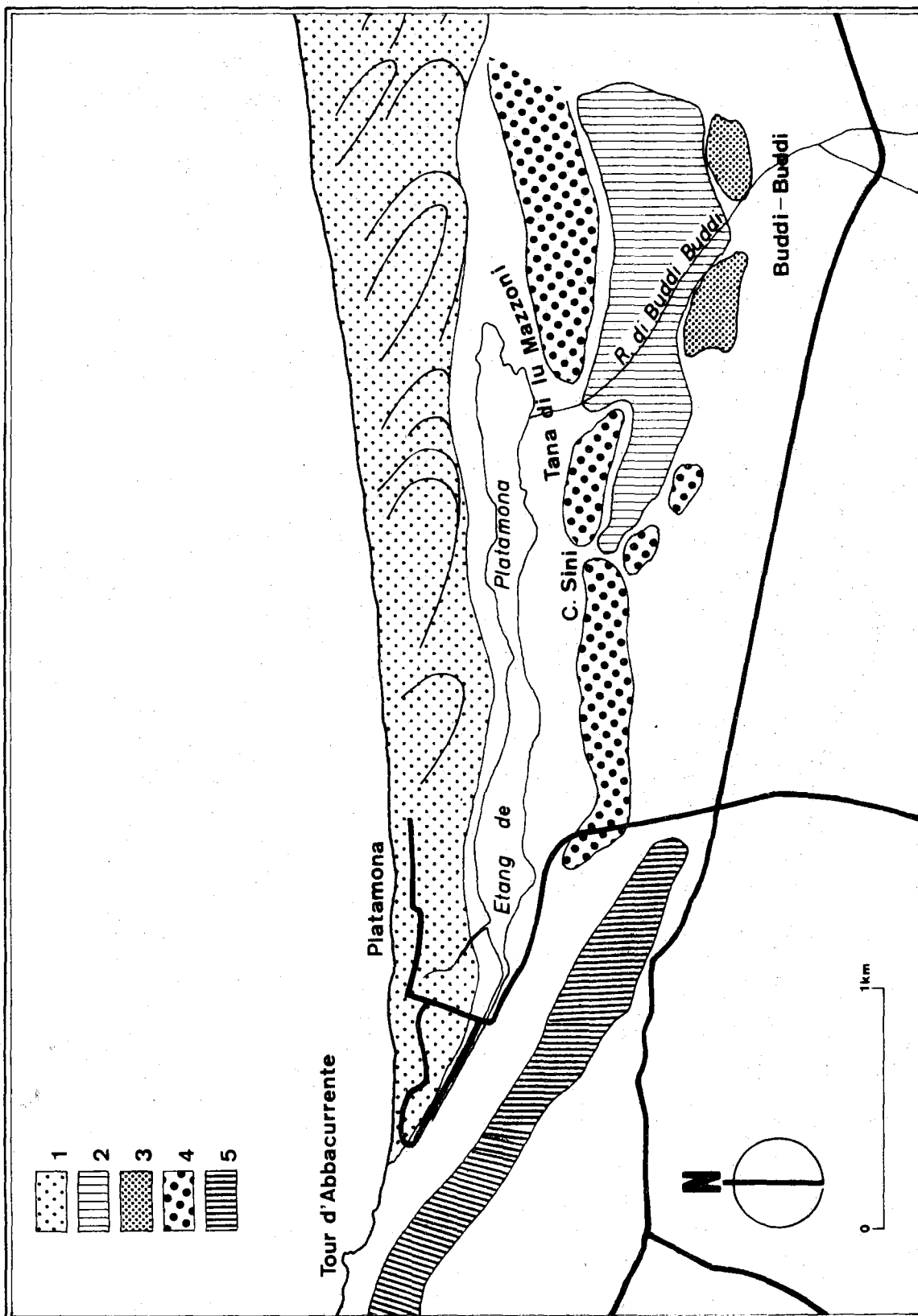


Fig. 1.4.8. - Secteur de Platamona-Buddi-Buddi.
Evolution du littoral au cours du Quaternaire.

- | | | |
|--------------------------|-------------------------|-----------------|
| 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).

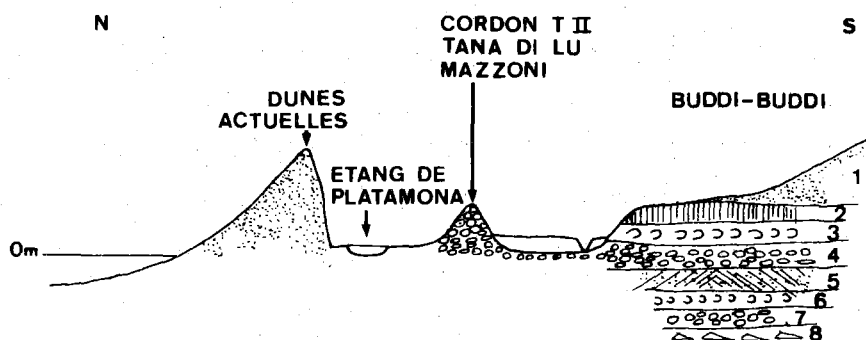


Figure 1.4.9: Coupe N-S. de la plage de Platamona à Buddi-Buddi.

- | | |
|--------------------------------|-----------------------------------|
| 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 $W_{II}-W_{III}$).

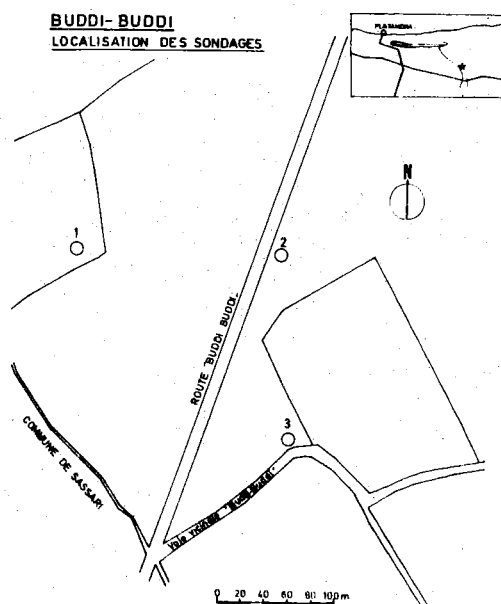


Fig.1.4.10

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.

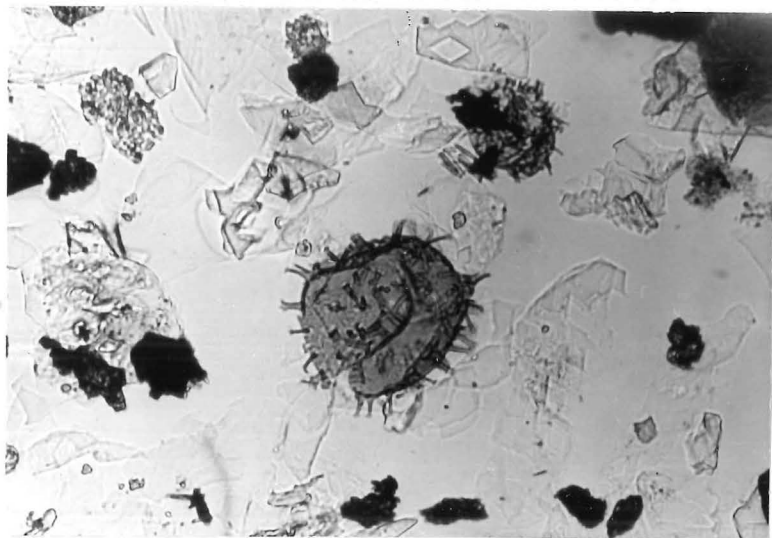


Fig.1.4.11

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.

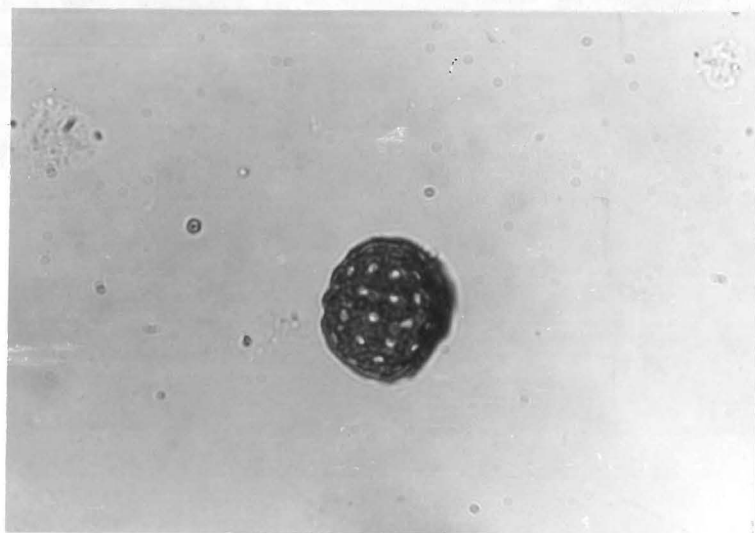


Fig.1.4.12

Chénopodiacée
(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 émousé 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.

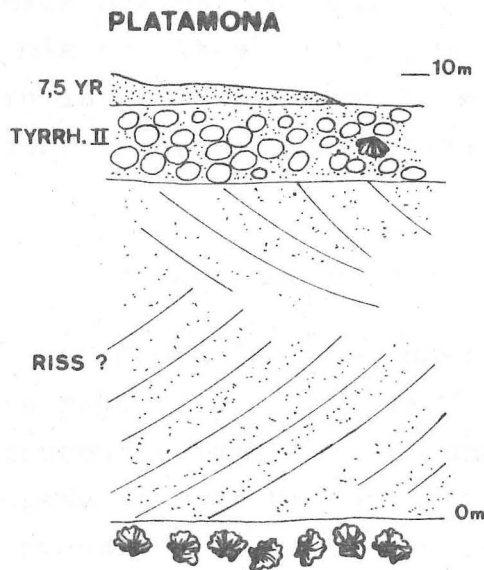


Fig. 1.4.14

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 | | |

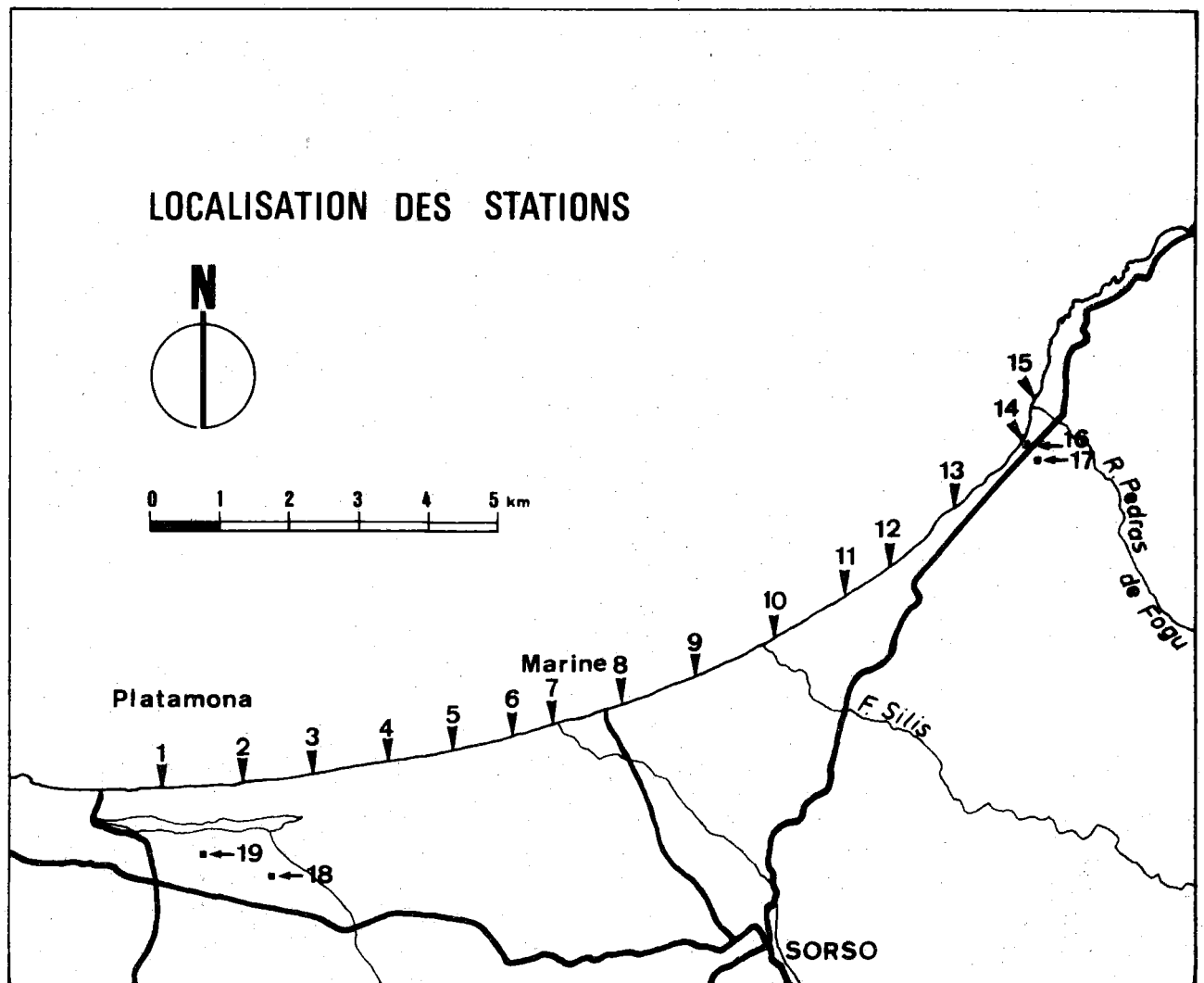


Fig. 1.4.15-Localisation des stations de prélèvement des cailloux.
 Les n° 1 à 15 sont situés sur la plage
 Les n° 16 à 19 correspondent à des terrasses du Tyrrhénien II.

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.

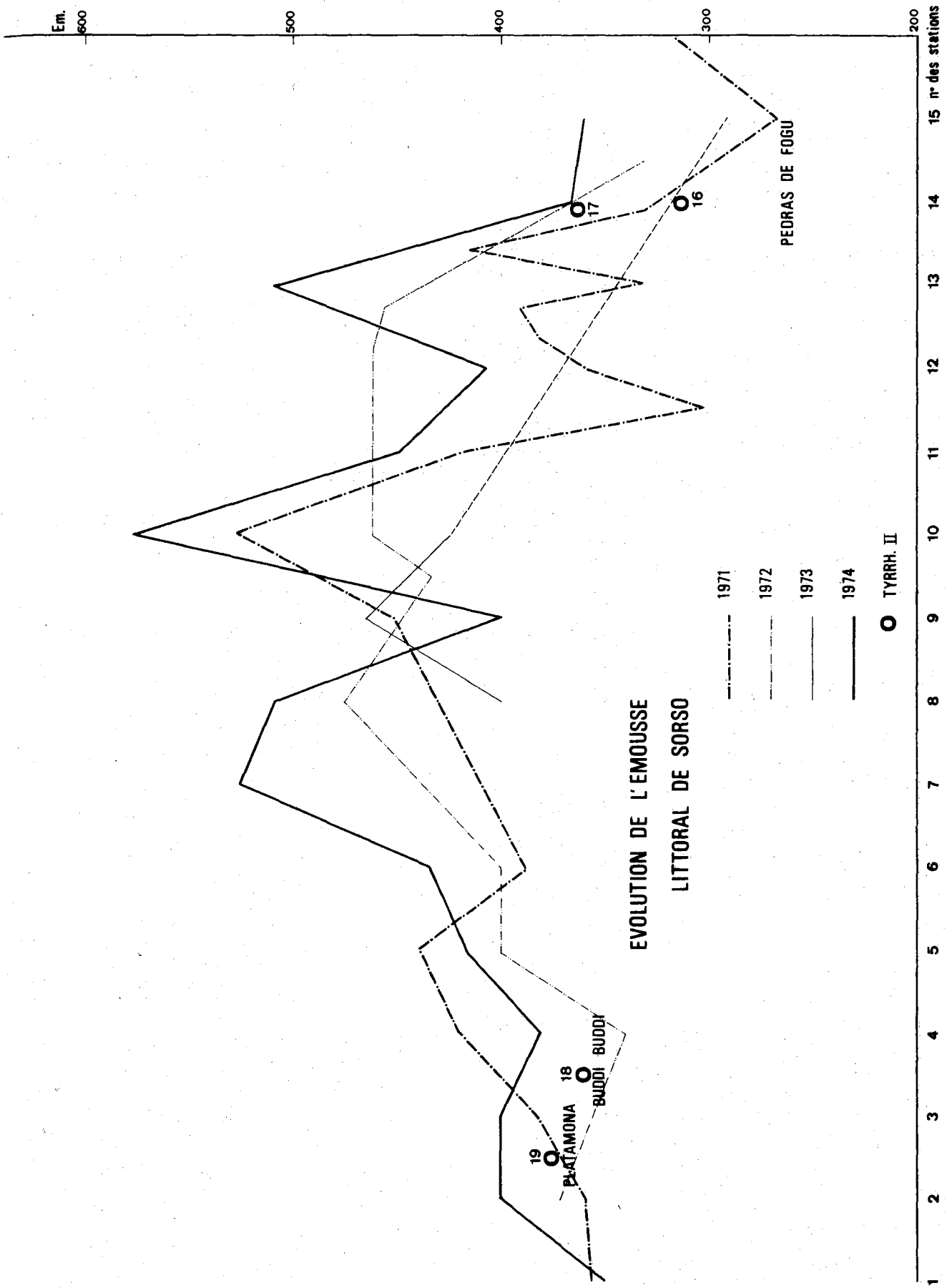
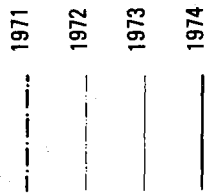


Fig. 1.4.16 - Evolution de l'émousé (Littoral de Sorso).

EVOLUTION DE L'INDICE D'APLATISSEMENT
LITTORAL DE SORSO



○ TYRRH. II

19 ○ PLATAMONA

18 ○ BUDDI-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'éroussé 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

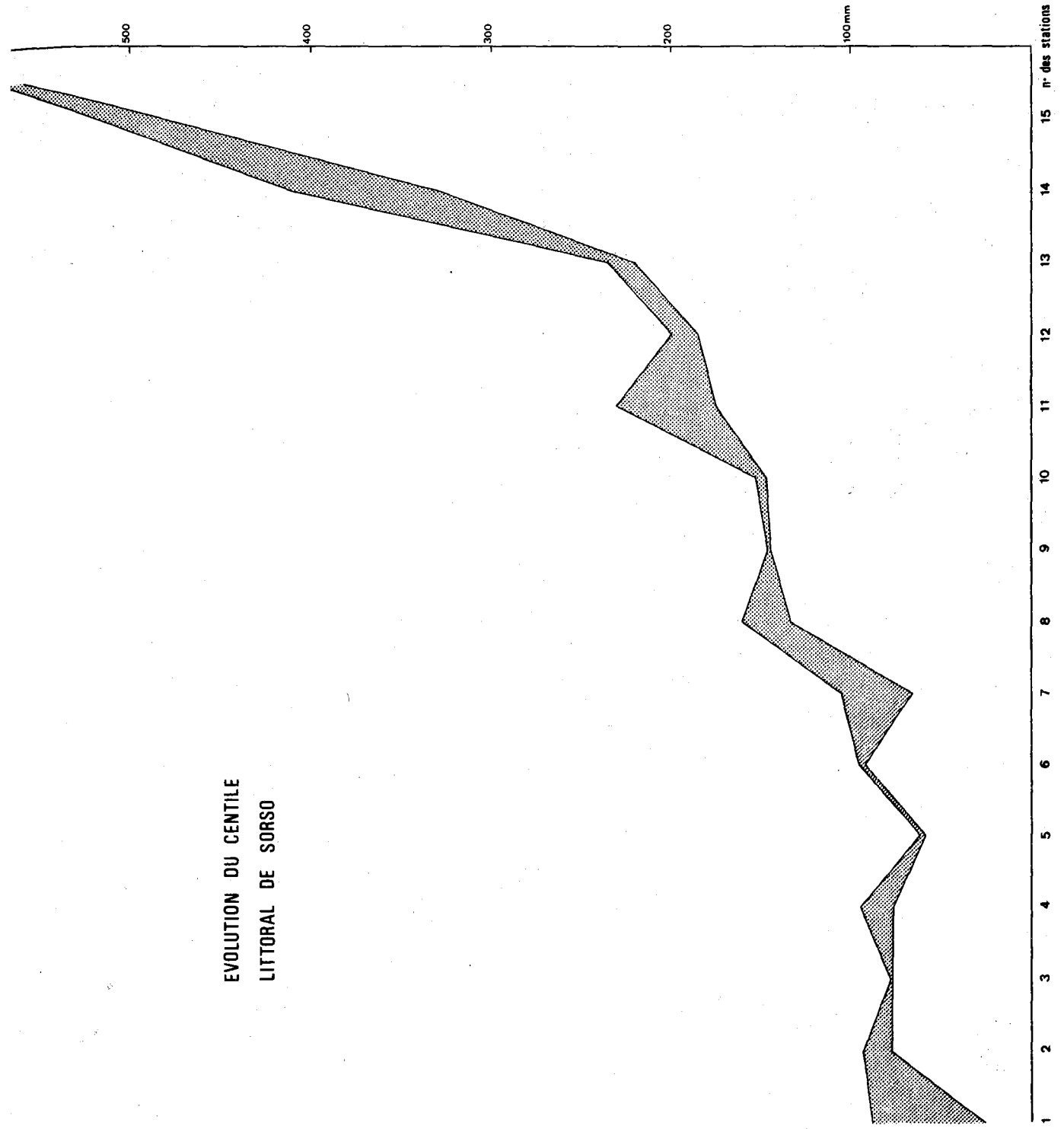


Fig. 1.4.18 - Evolution du centile (Littoral de Sorso)
(courbe enveloppe).

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.

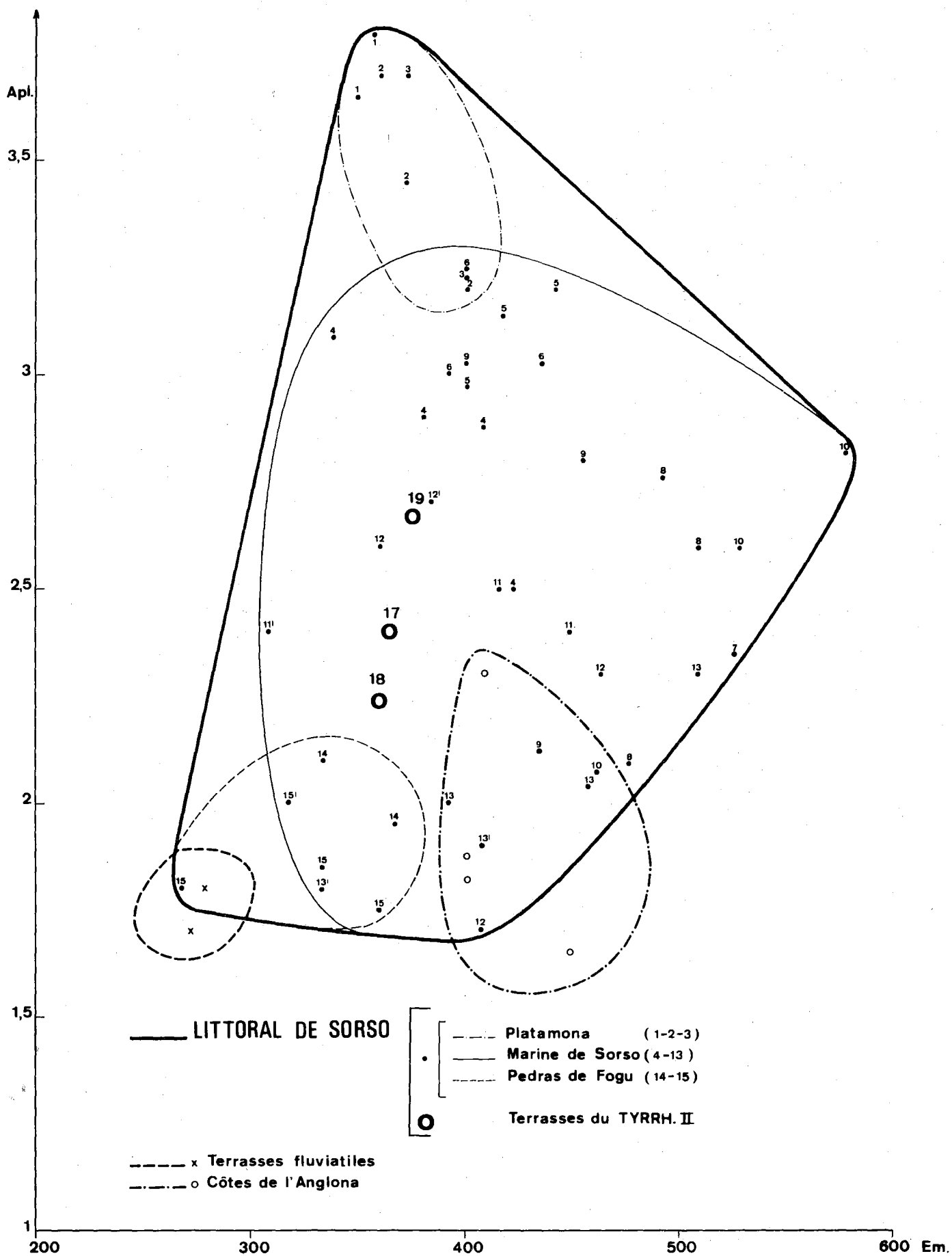


Fig. 1.4.19. - Diagramme émoussé-aplatissement (littoral de Sorso).

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 Minciaredda, 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.

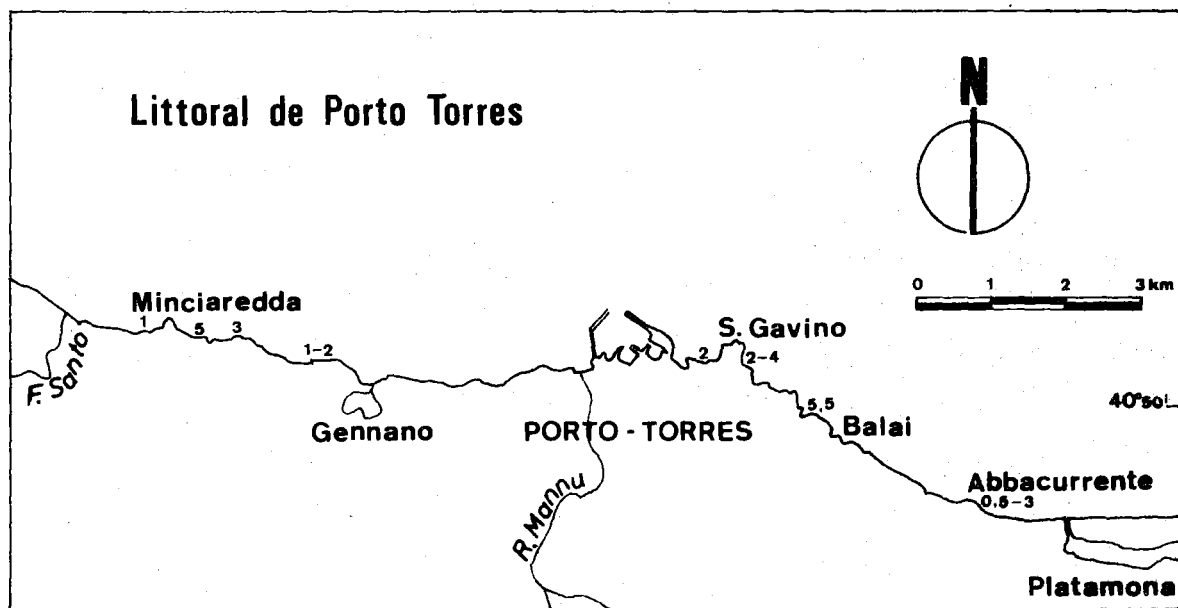


Fig. 1.4.20. Littoral de Porto Torrès. Localisation des terrasses du Tyrrhénien II (les chiffres indiquent l'altitude de la plate-forme T).

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 émoissé 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 Minciareda.

6) à moins d'un mètre, sur l'avancée de Minciareda.

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 inexistantes); 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.

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.

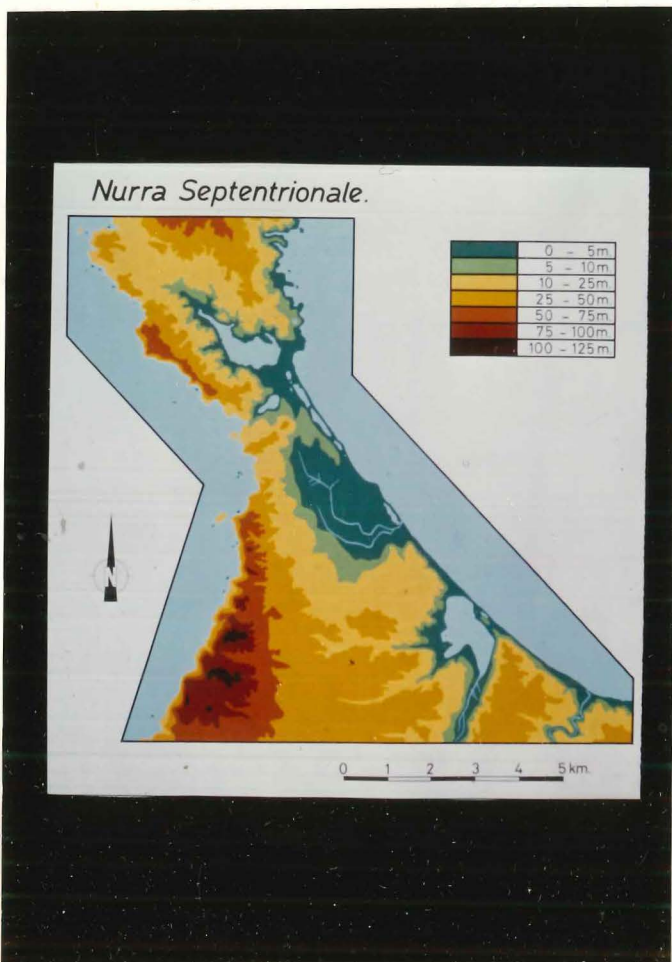


Fig.1.5.2. Carte oro-hydrographique de la Nurra septentrionale.

SCHEMA GEOLOGIQUE DE LA NURRA SEPTENTRIONALE

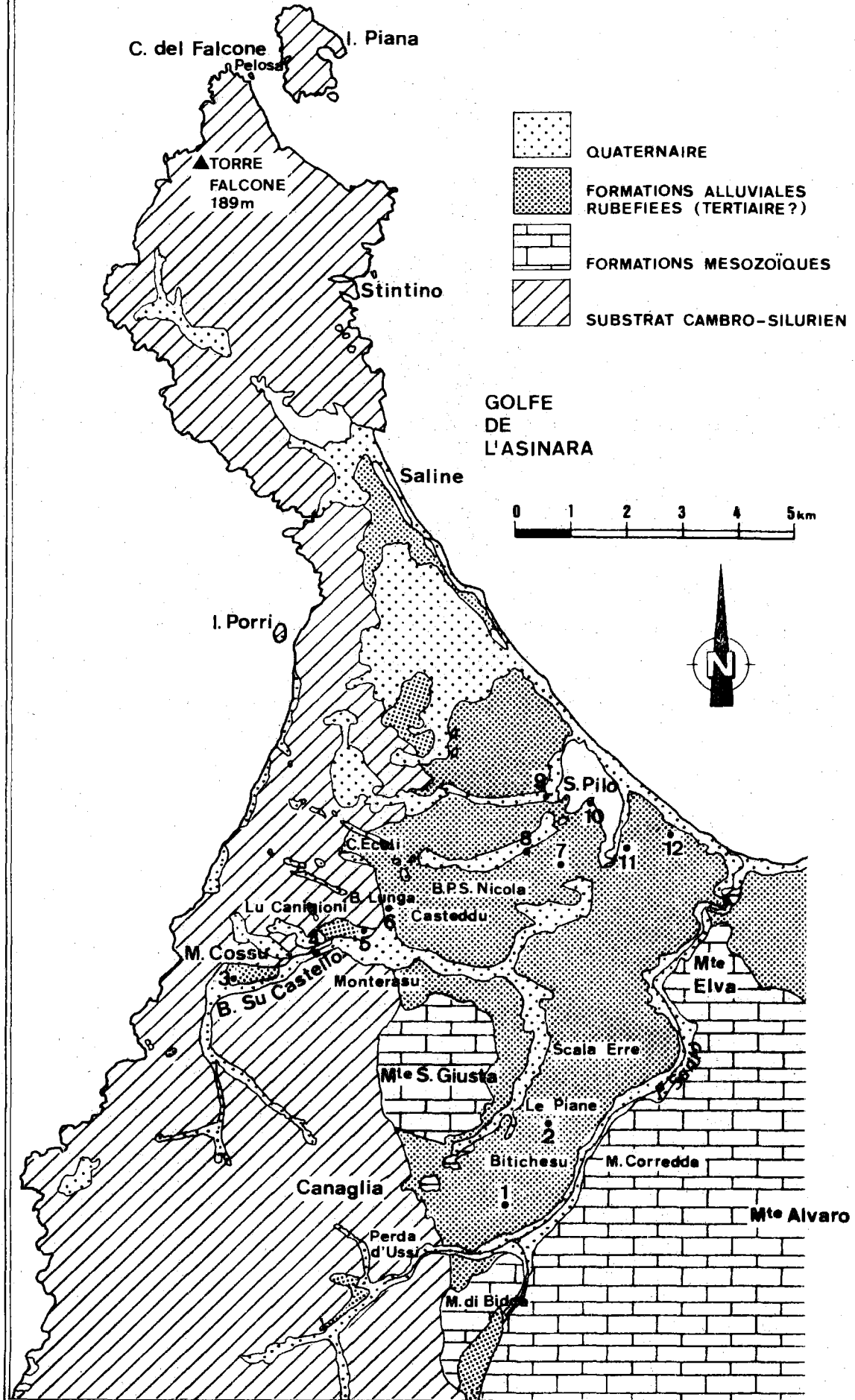


Fig. 1.5.4. : Schéma géologique de la Nurra septentrionale. (d'après MORETTI, 1959).

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).

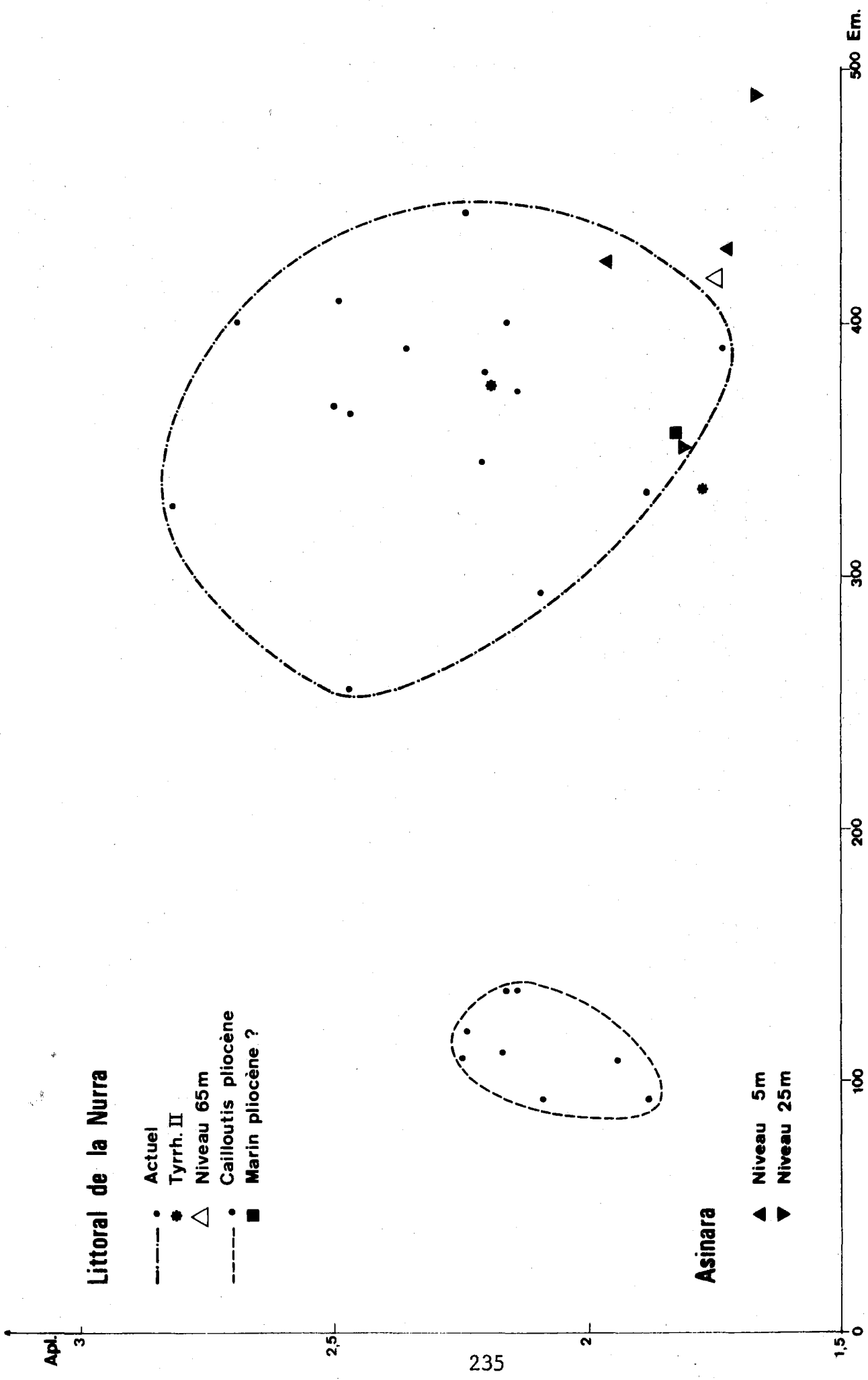


Fig. 1.5.3. : Diagramme émoussé-aplatissement pour les galets de quartz. Nurra septentrionale et ile de l'Asinara.

Tableau 1.5.1. - Morphométrie des galets de quartz de la Nurra et de l'Asinara.

| | | I. NURRA ===== | |
|--------------------------------|--------------------------|----------------------|--------------------|
| | Localité | Emoussé | Aplatis- sement |
| Littoral actuel | Tour Saline | 373 | 2,14 |
| | | 390 | 2,36 |
| | Centre Saline abandonnée | 381 | 2,20 |
| | | 409 | 2,50 |
| | | 364 | 2,47 |
| | Ecluse abandonnée | 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 Pazzoni, 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 Puzinosi 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 Puzinosi, 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, Puzinosi, 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 Puzinosi 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.

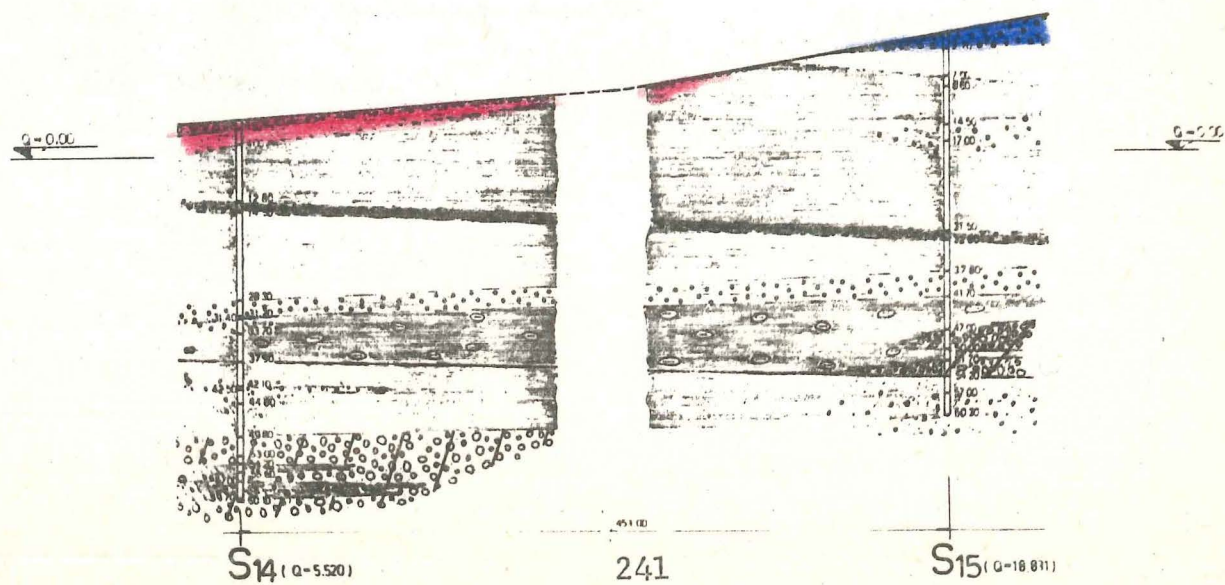
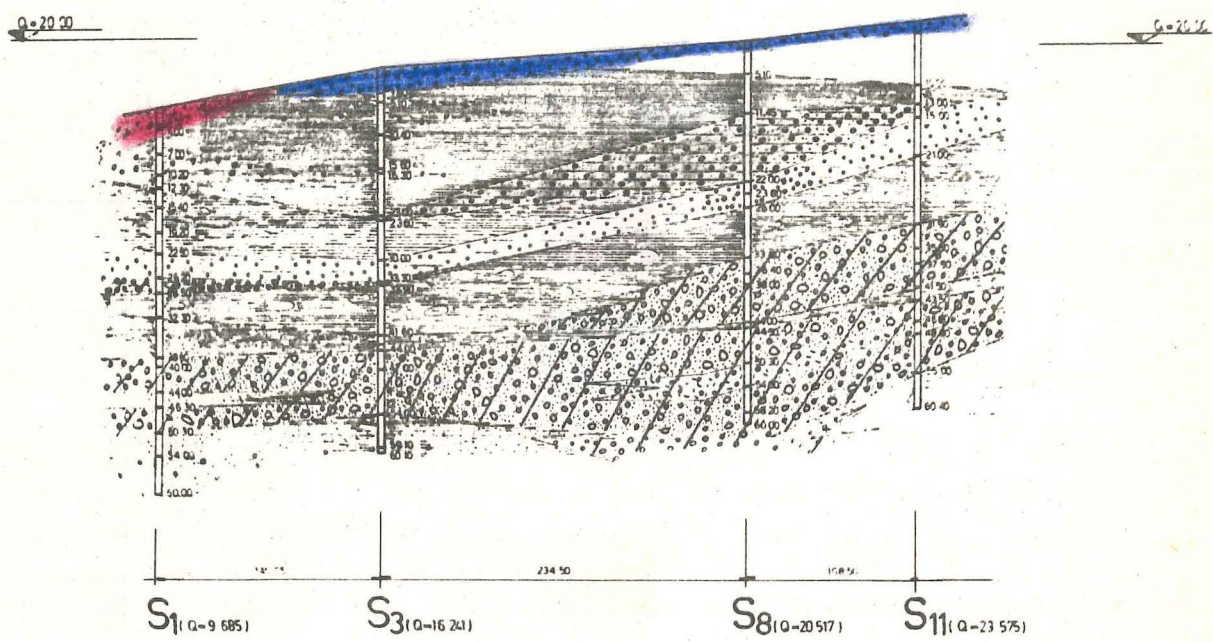
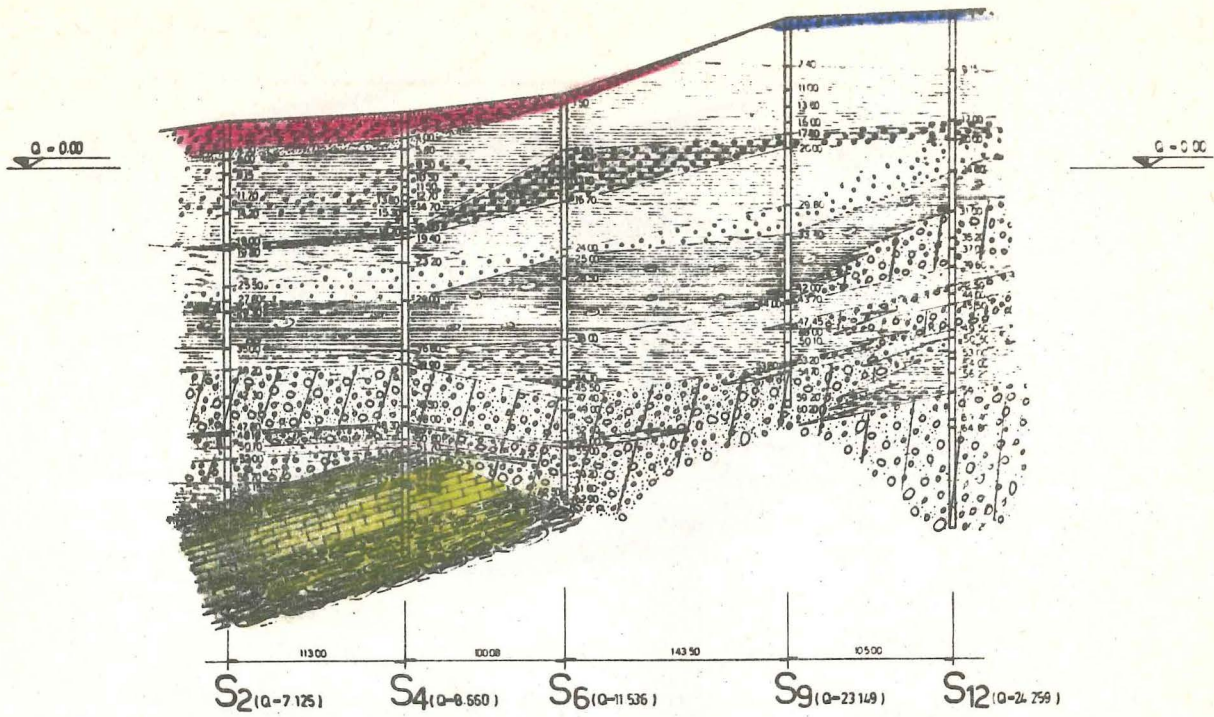
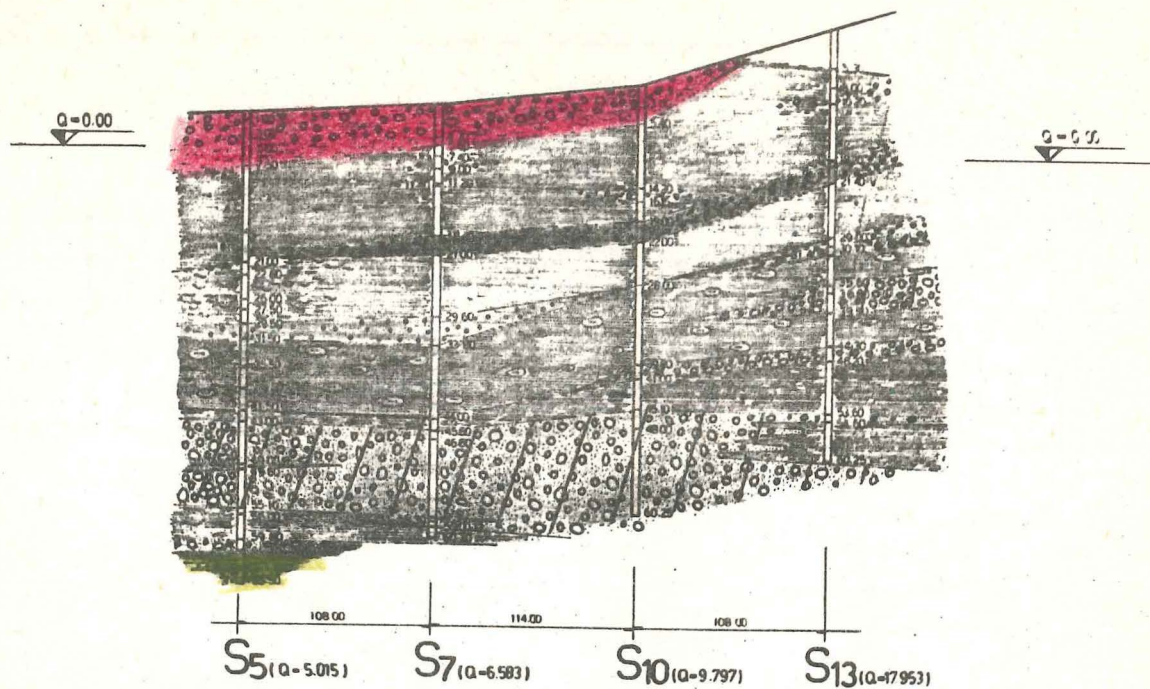

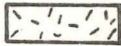

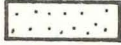
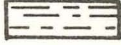
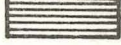
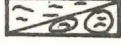
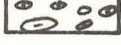
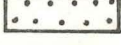
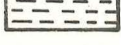
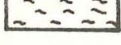
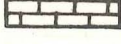


Fig. 1.5.7 — Sondages de l'E.N.E.L.



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



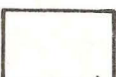

-  Terrasse marine inf. (Tyrrhénien II)
-  Terrasse marine sup. (Quaternaire antique?)
-  Complexe argilo-conglomératique sup. (Tertiaire?)
-  Complexe argilo-calcaire inf. (Tertiaire?)

Fig. 1.5.8. - Sondages de l'E.N.E.L. (Q: cote du sommet du sondage).

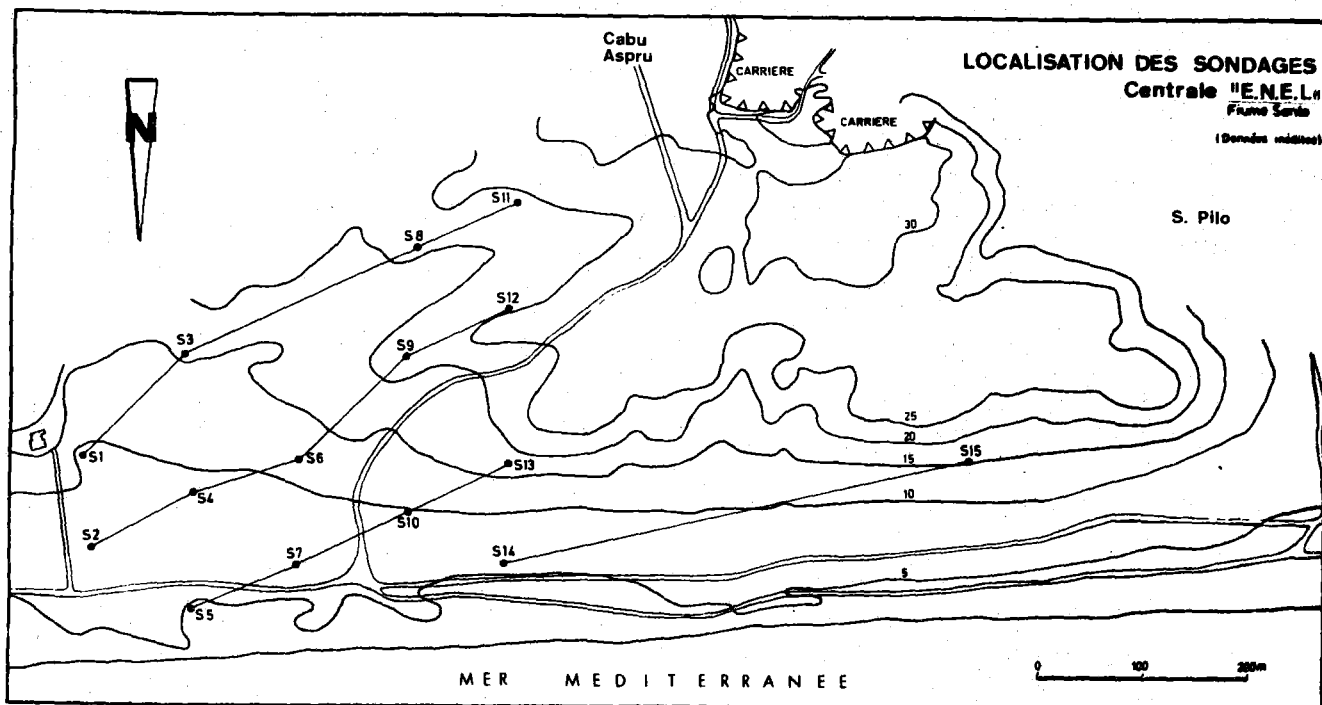


Fig. 1.5.6. : Localisation des sondages E.N.E.L. (données inédites de l'E.N.E.L.).

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 (Tyrrhéniennien 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'éroulé 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).

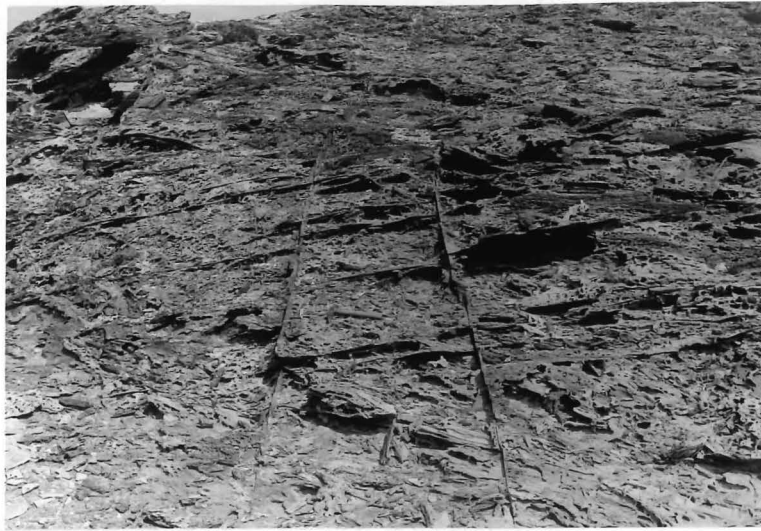


Fig. 1.5.15. Champ d'alvéoles. Les diaclases apparaissent en relief (Coda della Carasanta).

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 :

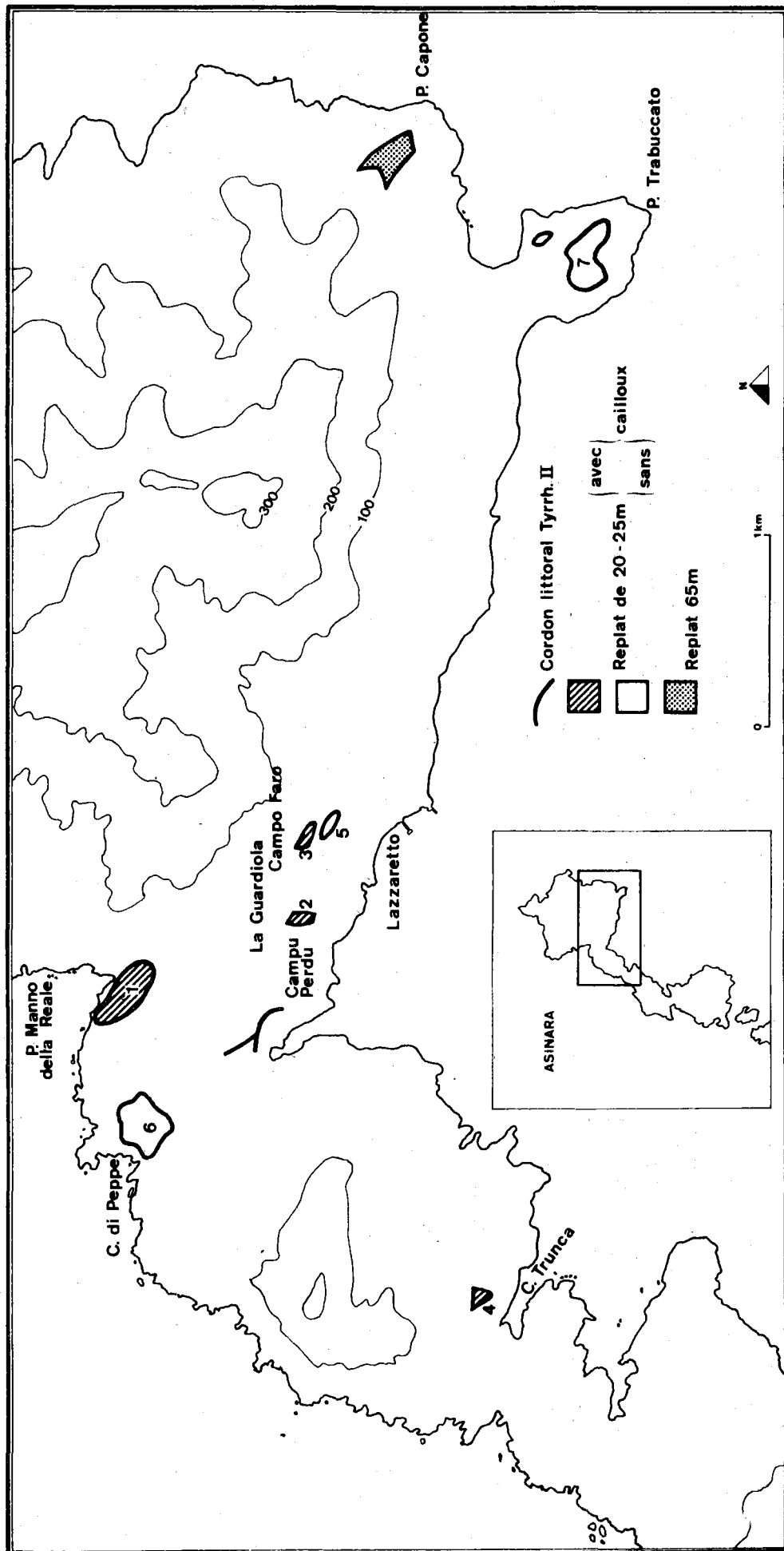


Figure 1.6.1.1. - Le secteur de Campo Perdu (Asinara). Situation du cordon littoral du Tyrrhénien II et des replats littoraux.

- 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*...

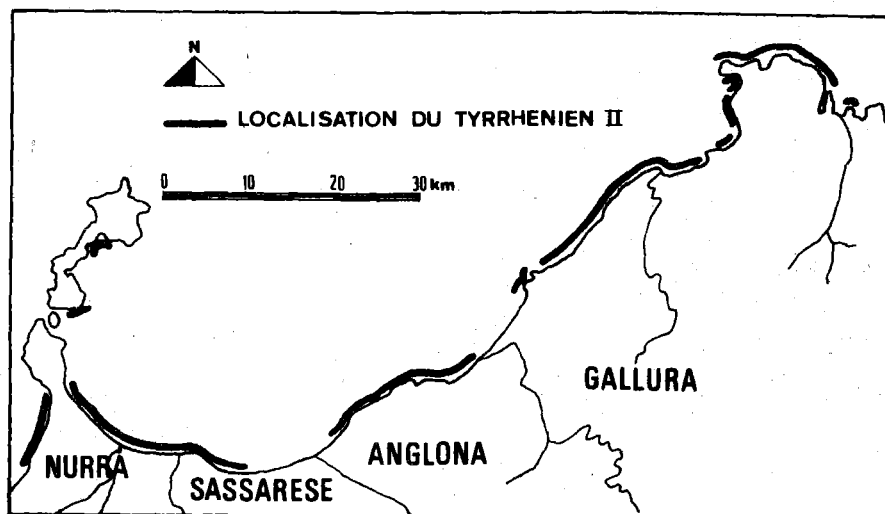


Fig. 1.7.1. - Carte schématique des côtes où affleure le Tyrrhénien II.

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 Linnées 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, 1969 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 |
| | | SICILIEN SUPERIEUR | CALABRIEN SUPE- RIEUR = NEOCALA- BRIEN | |
| | | | CALABRIEN MOYEN = EMILIEN | GUNZ-MINDEL |
| | | | CALABRIEN INFE- RIEUR = CALABRIEN s.s. | GUNZ |
| | SICILIEN EMILIEN CALABRIEN | SICILIEN INFE- RIEUR EMILIEN CALABRIEN | SUPERIEUR | DONAU |
| | | | PLAISANCIEN MOYEN | BIBER |
| | | | INFERIEUR | |

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.).

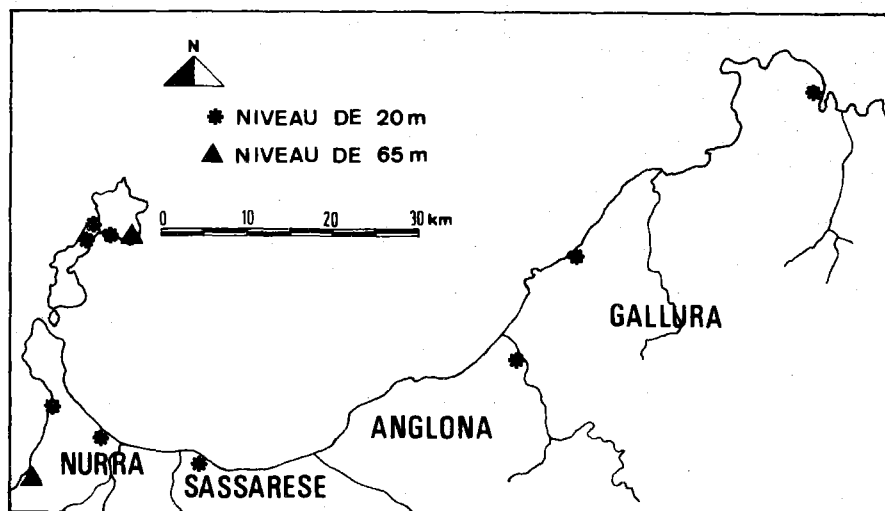


Fig.1.7.2. Carte schématique localisant les principaux témoins des niveaux de 20 et de 65 m.

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 émoussé 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.

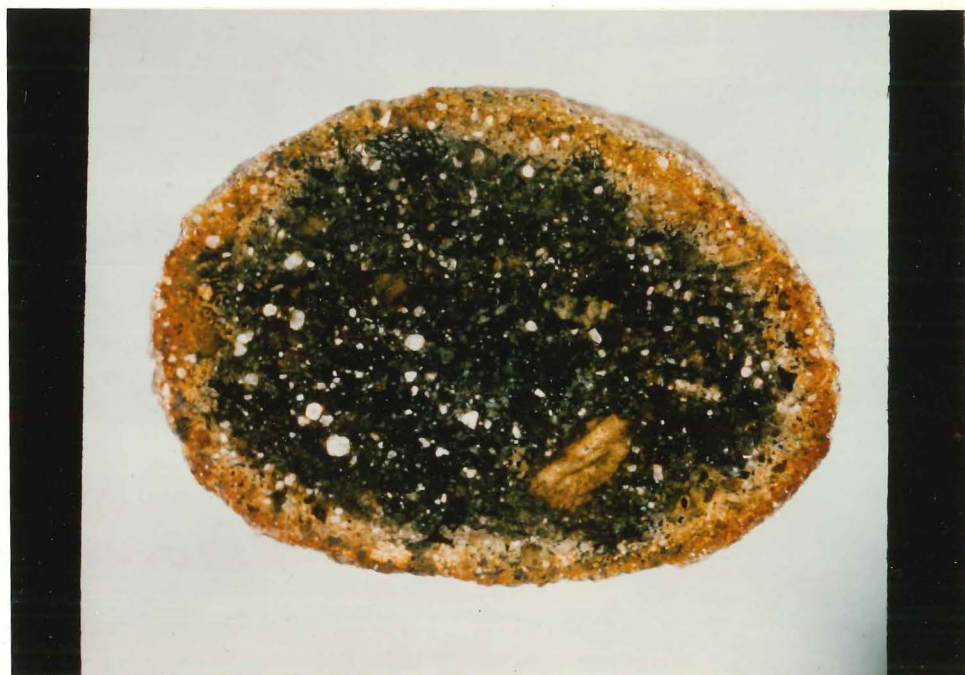


Fig. 1.7.3. : Cortex d'altération développé sur un galet de porphyre provenant de la terrasse de 20 m (Costa Paradiso). La longueur de ce galet est de 75 mm.

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'Olbias. 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 (W_I-W_{II}).

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 6.300 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.

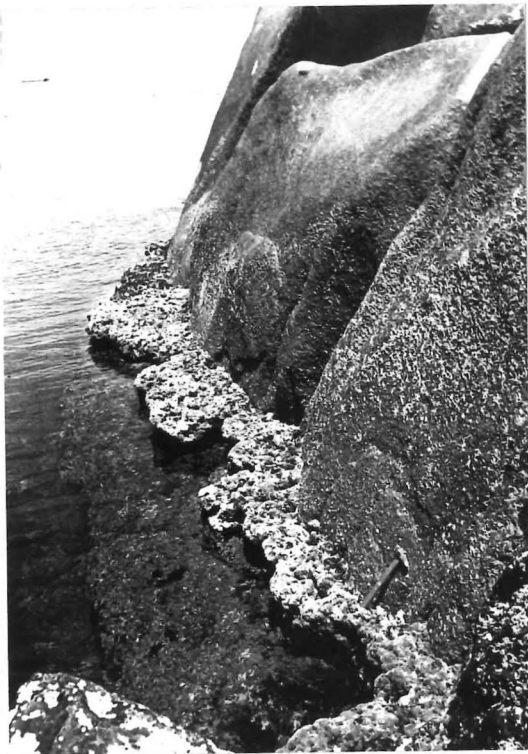


Fig.1.7.4. Capo Testa.
Trottoir à *Tenarea*.

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.

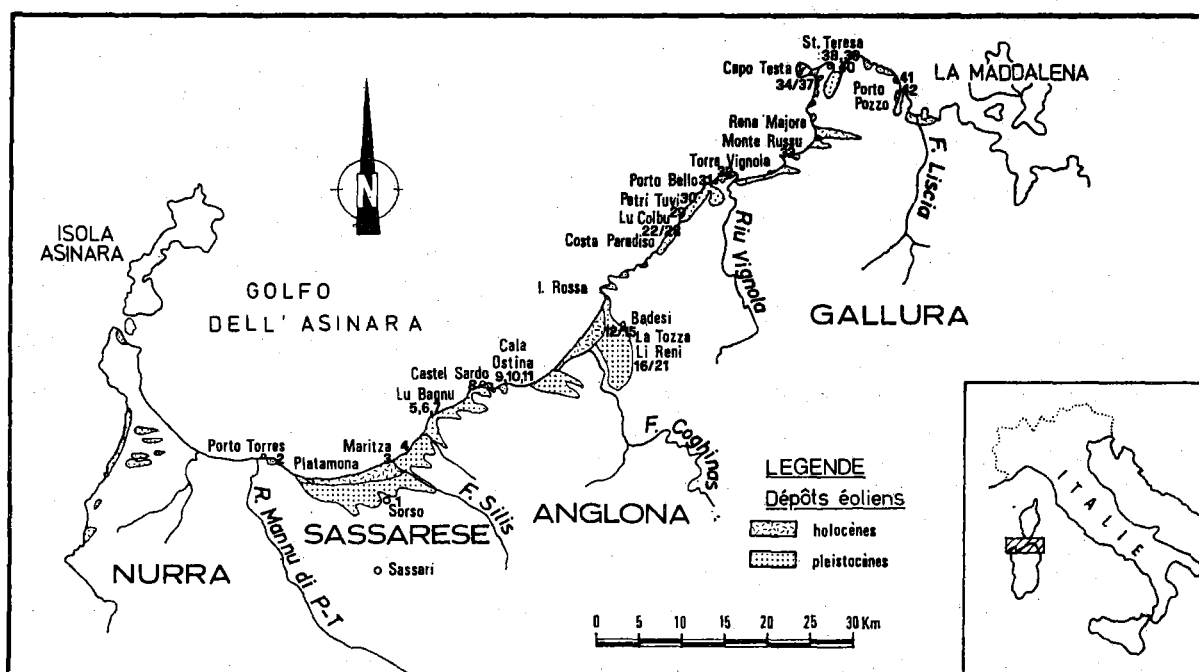


Fig.1.7.5. : Carte des dépôts éoliens. (D'après G. Fierro et A. Ozer, 1974).

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 würmiens sont en étroite relation avec les fonds aujourd'hui submergés. Ainsi, par exemple, la présence d'andalousite et de sillimanite dans les dunes würmiennes de l'Anglona, prouve qu'une partie de la "province de l'Asinara"- caractérisée par les minéraux du métamorphisme - était émergée.

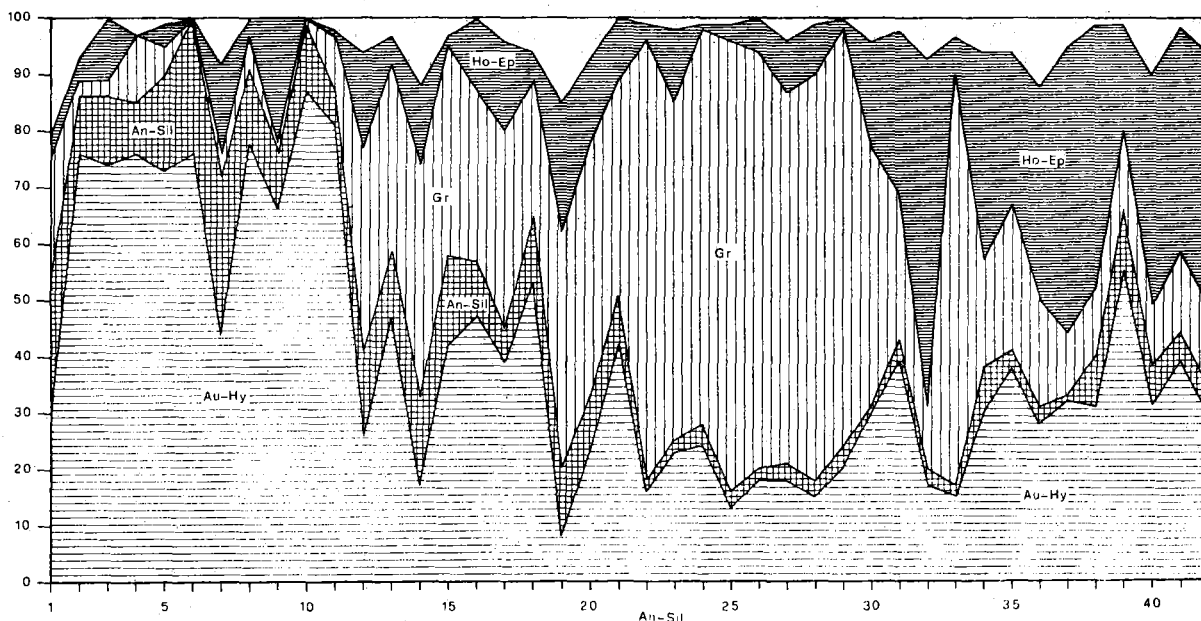


Fig.1.7.6. Principales associations de minéraux lourds dans les dépôts éoliens.
 En abscisse, les numéros des échantillons; en ordonnée les pourcentages cumulatifs.
 Au-Hy = augite-hypersthène; Gr = grenat;
 An-Sil = andalousite-sillimanite; Ho-Ep = hornblende-épidote.

Cela nous permet d'évaluer, dans une certaine mesure, la zone d'extension minimale des régressions au cours du Würm.

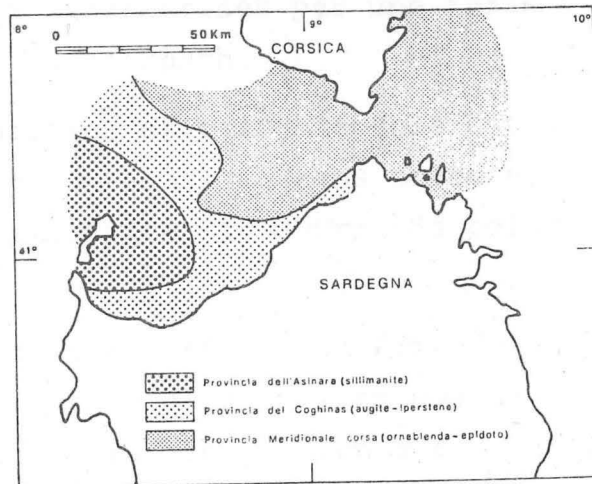


Fig.1.7.7. Les provinces pétrographiques sédimentaires du Golfe de l'Asinara et des Bouches de Bonifacio (G. Fierro, 1970).

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.

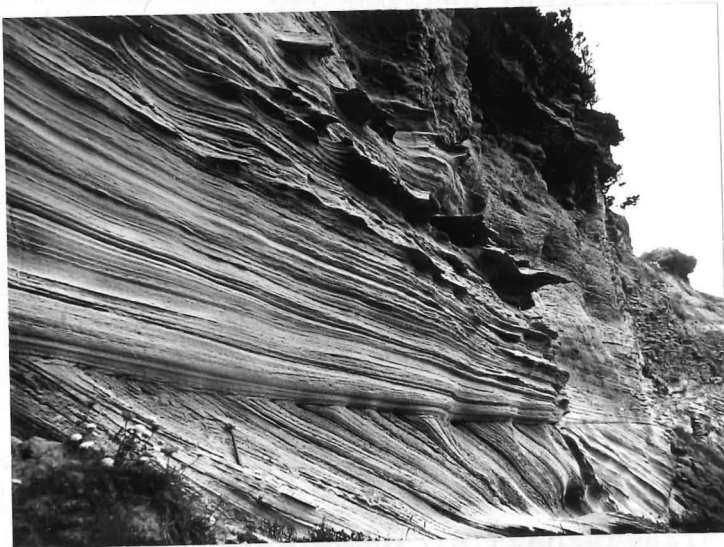


Fig.1.7.8.: Stratification entrecroisée. Grès éolien d'âge würm (Anglona).

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 | Brørup-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 Néorthotyrhénien.

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).

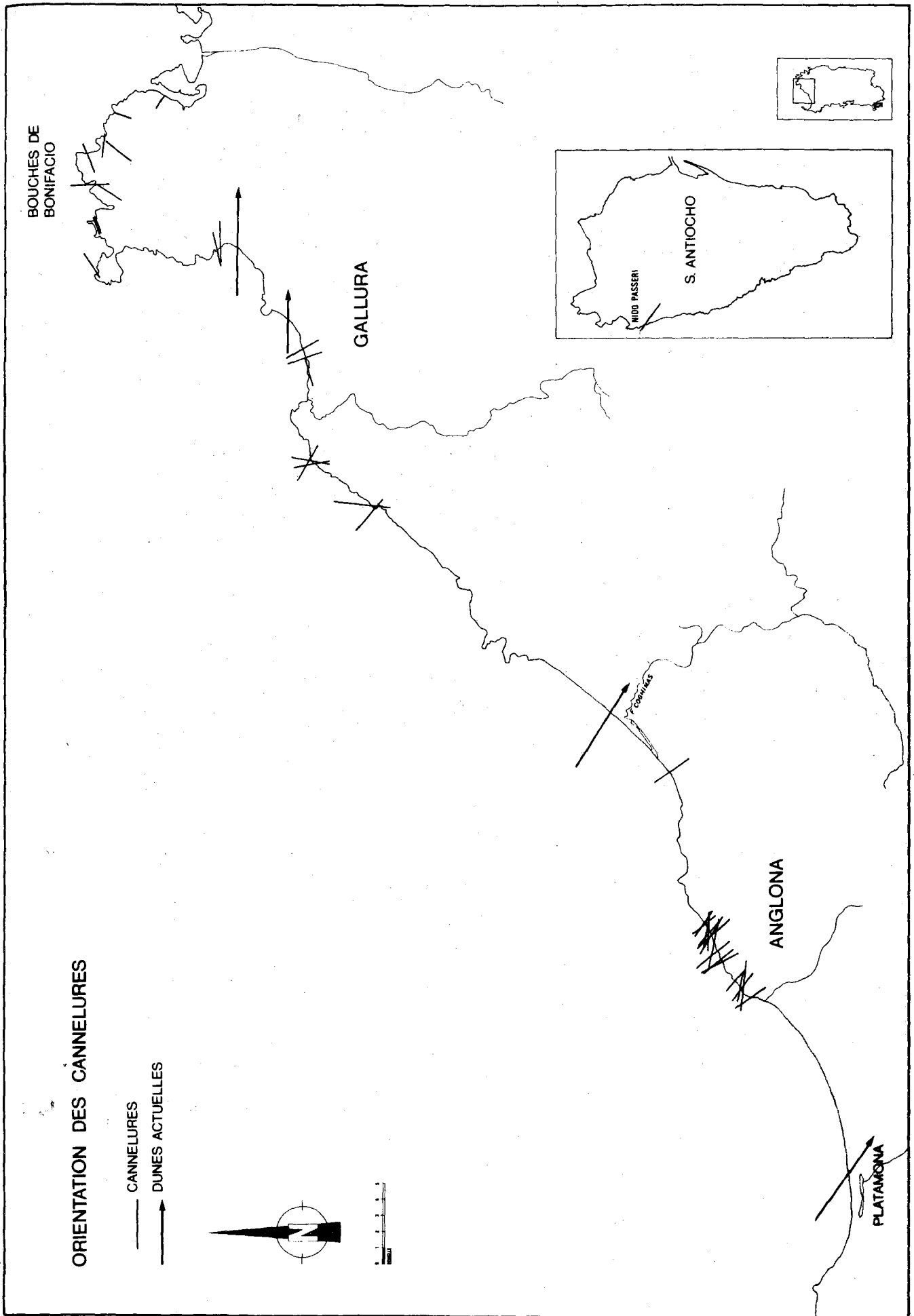


Fig. 1.7.9. - Orientation des cannelures (Sardaigne septentrionale et San Antiocho).

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 |




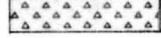

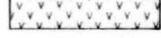
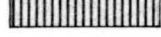

Chapitre VII

| | |
|---|--------|
| - <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

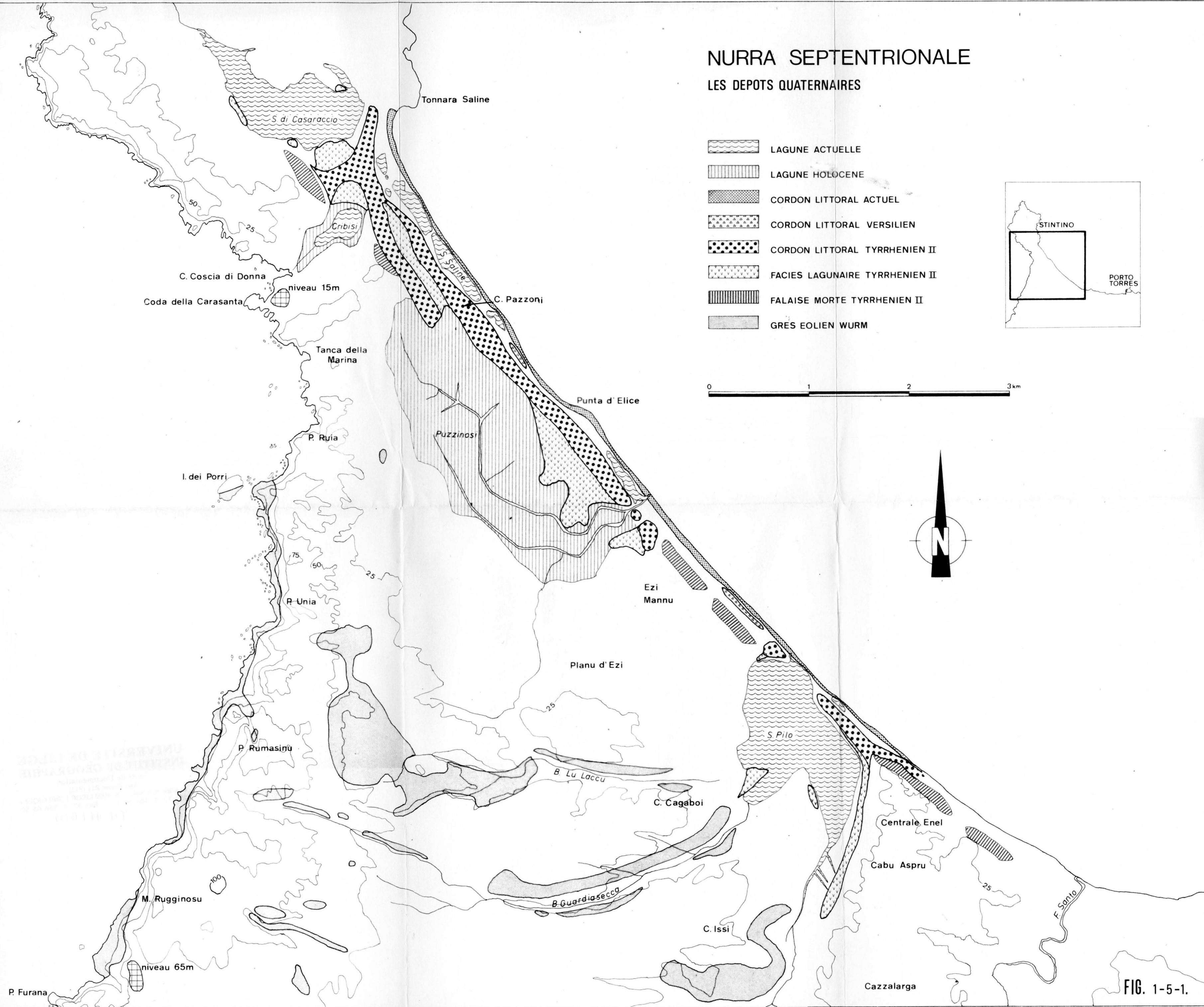
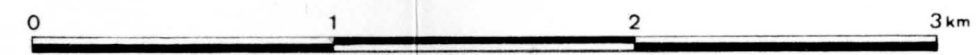


FIG. 1-5-1.