

UNIVERSITE DE LIEGE
FACULTE DES SCIENCES

André OZER

**GEOMORPHOLOGIE DU VERSANT SEPTENTRIONAL
DE LA SARDAIGNE**

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

**IIIe Partie
Les terrasses fluviales
Conclusions**

EPREUVE DE DOCTORAT EN
SCIENCES GEOGRAPHIQUES

1976

ENCODÉ

A. 1986

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

Cette troisième partie de notre thèse est consacrée aux terrasses fluviales du versant septentrional de la Sardaigne. Au cours de nos recherches sur la géomorphologie côtière nous avons ressenti le besoin de raccorder nos observations avec la morphologie de l'intérieur de l'île. A cette fin, nous nous sommes attaché à étudier les terrasses fluviales du Coghinas qui est un des cours d'eau les plus importants de Sardaigne.

Tout d'abord, les terrasses du Coghinas interne ont retenu notre attention car, c'est en ce secteur, qu'elles sont les mieux développées (1er chapitre). Ensuite, nous avons envisagé le secteur du Bas-Coghinas où s'entrecroisent terrasses ? climatiques (glaciaires) et terrasses eustatiques (liées aux hauts niveaux marins)(2e chapitre).

Une série de huit niveaux a été observée pour laquelle nous proposons (3° chapitre) une datation qui s'appuiera surtout sur la stratigraphie proposée pour les terrasses de Corse orientale. En effet, nous avons eu l'occasion de parcourir les terrasses corses sous la conduite de F. OTTMANN et O. CONCHON, lors du Congrès de l'I.N.Q.U.A. en 1969. C'est également sur les terrasses de Corse septentrionale, régions de Calvi, St Florent et Cap Corse, que nous avons eu l'occasion de commencer nos recherches dans le monde méditerranéen.

Dans les autres chapitres, nous nous sommes intéressé aux replats et cailloutis littoraux afin de différencier les terrasses fluviales des marines. Cela nous a permis de reconstituer, en Gallura (ch. IV et V) et en Nurra (ch. VII), des réseaux hydrographiques abandonnés aujourd'hui et d'âge tertiaire.

Nos recherches nous ont permis aussi de découvrir une terrasse d'âge historique que nous avons pu observer dans de nombreux cours d'eau du Sassarese et de l'Anglona.

En l'absence quasi totale de travaux antérieurs sur les formations fluviatiles tertiaires et quaternaires en ce secteur de l'île, nous nous sommes contraint à décrire un maximum d'affleurements.

CHAPITRE I

LES TERRASSES DU COGHINAS MOYEN

Au sud du massif du Monte Ruiu (fig.3.1.3.), s'ouvre une très large dépression orientée approximativement est-ouest et caractérisée par un grand développement des terrasses fluviales formées par le Coghinas. Le massif du Monte Ruiu (530 m) est constitué par des granites porphyriques rouges en bordure desquels affleurent des phyllades quartzifères du Silurien. Au contact des granites s'observe une auréole de métamorphisme formée par des gneiss, des schistes tachetés et des cornéennes. Au nord du Monte Ruiu, affleurent aussi des porphyres quartzifères de couleur rouge-brun ou noir attribués à une phase éruptive du Permien (fig.3.1.2)

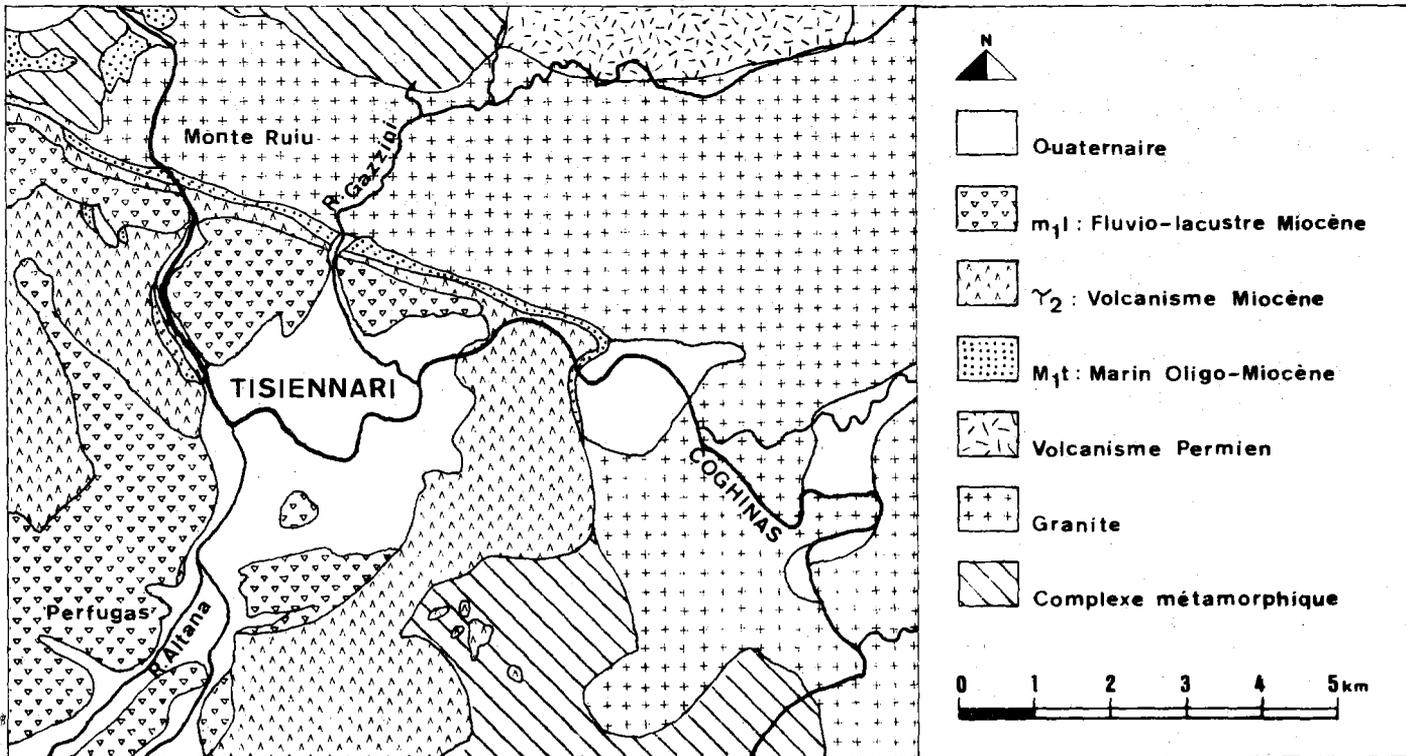


Fig.3.1.2. Schéma géologique du Bassin du Coghinas Interne (d'après Moretti, 1959)

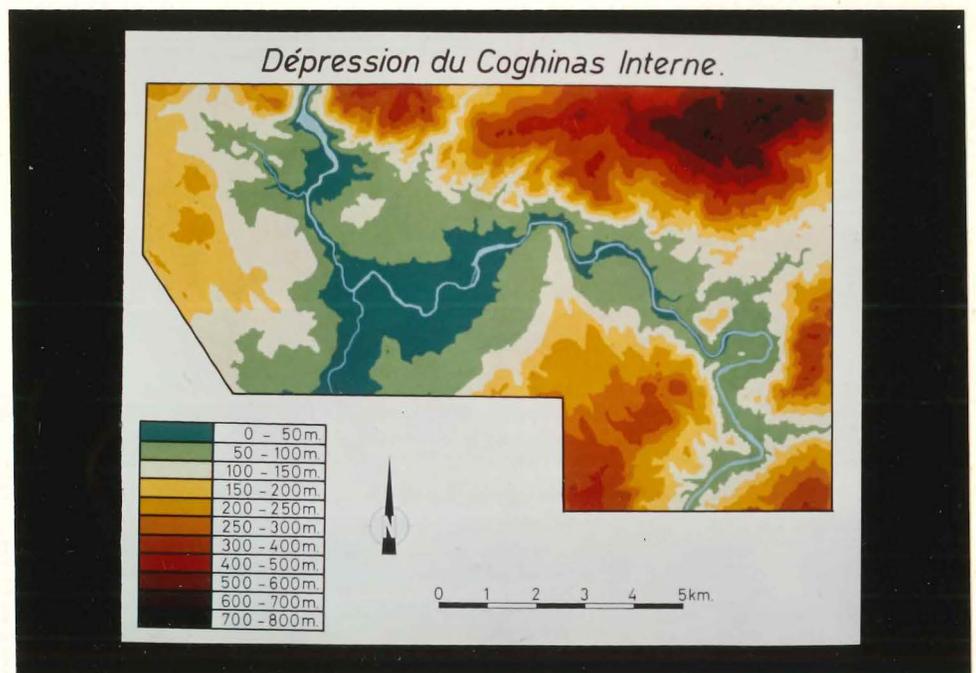


Fig. 3.1.3. - Carte orohydrographique de la dépression du Coghinas interne.
 Cette carte couvre le même territoire que la carte hors texte 3.1.1. (voir aussi carte de situation 1B page 9 du 1er volume).

La dépression développée au sud du Monte Ruiu est en partie comblée par des sédiments tertiaires d'âge miocène (MORETTI, 1959). Leur origine est variée, elle peut être:

- marine (M_1t),
- volcanique (coulées de trachyte {T2})
- ou continentale (formation fluvio-lacustre { m_1l }).

Ces sédiments tertiaires ont subi vraisemblablement au Pliocène supérieur et peut-être même au début du Quaternaire une phase tectonique intense. C'est ainsi que, sur les flancs nord et est de la dépression, les coulées de trachyte, subhorizontales dans leur ensemble, ont été soulevées, et l'érosion ultérieure les a dégagées en créant des cuestas impressionnantes. Le Coghinas et les torrents provenant du Monte Ruiu les ont traversées en gorges profondes et les ont découpées en lambeaux triangulaires (fig.3.1.4) dénommés: "flatirons" (P.MACAR, 1946, p.240)



Fig.3.1.4.

Tisiennari: Flatirons découpés dans des coulées de trachyte redressées. A l'arrière-plan le Monte Ruiu.

Parmi les formations tertiaires, on note des sédiments conglomératiques pré-et post-volcaniques qui ont également été affectés par ces mouvements. Ainsi, en de nombreux endroits, on peut observer des couches de cailloux redressées parfois jusqu'à la verticale. Afin de différencier ces accumulations caillouteuses des terrasses quaternaires, voyons ce qui les caractérise:

I. Les formations conglomératiques pré-volcaniques (M_1t).

A) Au col du Middinu (fig.3.1.5), les couches de galets sont orientées N 90°E et leur pendage est de 28° vers le sud. La coloration de la matrice est de 10 R 4/6 (rouge). Ce dépôt est

constitué de galets de schiste, de granite, de porphyre et de quartz. Granites et schistes sont généralement pulvérulents ou très altérés; par contre, quartz et porphyres sont résistants.

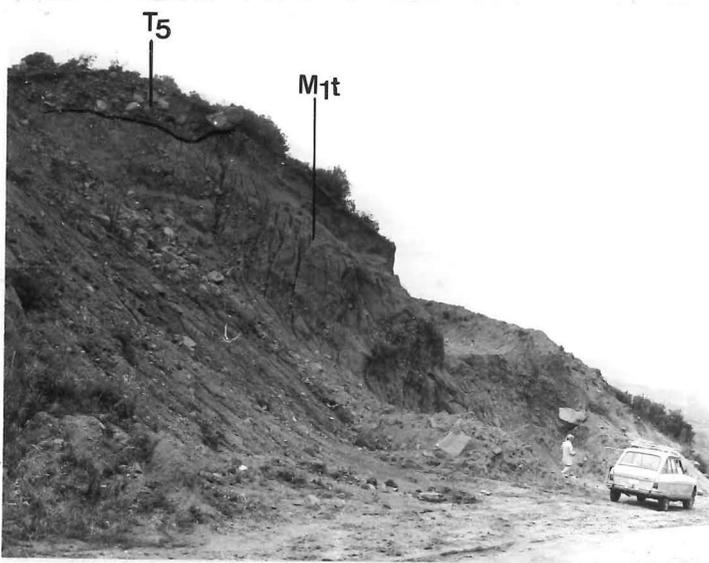


Fig. 3.1.5.

Col de Middinu. Formation M_1t surmontée par la terrasse T_5 .

Ce dépôt conglomératique redressé se poursuit le long de l'entaille de l'ancienne route Sassari-Tempio, depuis le km 62 jusqu'au pont sur le Coghinas.

B) A l'est de la Cantoniera-Coghinas, sur la rive gauche du fleuve, à proximité du pont précité, on observe aussi des couches de cailloux inclinées de 15 à 25°. La coloration de ce dépôt varie entre 2,5 YR 4/8 (rouge brun) et 2,5 YR 3/6 (rouge brun sombre). Cet affleurement s'observe de part et d'autre du km 63 et est localement masqué par des dépôts de pente constitués de blocs de trachyte provenant des couches supérieures.

C) Au sol de Sa Contra, à 117 m, cette formation caillouteuse, englobée dans une matrice argileuse, affleure également sous les coulées de trachyte. La coloration est de 2,5 YR 4/6 (brun-rouge).

D) Entre la cuesta trachytique d'Isolana et le mont d'Ortigu (granite porphyrique du Monte Ruiu) affleurent le long de la nouvelle route Santa Maria Coghinas-Perfugas, plusieurs passées caillouteuses subverticales.

En résumé, les dépôts conglomératiques tertiaires pré-volcaniques sont généralement caractérisés par une intense rubéfaction (10 R à 2,5 YR).

II. Les formations post-volcaniques (m_1)

Cette formation fluvio-lacustre a également été soumise à des mouvements tectoniques.

Entre le hameau de Sas Contreddas et le riu de Pedri Alvu dans l'entaille de la nouvelle route Sassari-Tempio, s'observe un cailloutis redressé à la verticale et affecté par des failles (fig.3.1.6).



Fig.3.1.6.

Cailloutis miocène (m_1)
redressé à la verticale.
Route Sassari-Tempio.

Ce dépôt continental miocène est localement fossilifère: ainsi, à La Freigata (Tisiennari), nous avons découvert, dans les fondations d'un puits, sous les alluvions d'un cône-terrasse d'un petit torrent, une formation argileuse vert-olive riche en fossiles tant végétaux qu'animaux. Mêlés à des morceaux de troncs d'arbre en partie silicifiés, nous avons recueilli, grâce à l'amabilité du propriétaire, des débris d'ossements et des dents d'herbivores, vraisemblablement de girafidés et de reptiles (crocodilien). Cette première détermination a été réalisée par le professeur L.THALER de l'Université de Montpellier qui a étudié le matériel récolté et qui, ultérieurement, a poursuivi les fouilles en compagnie du professeur G.PECORINI de l'Université de Cagliari.

Ces formations conglomératiques tertiaires sont, sans doute, en relation avec le Coghinas miocène. D'autres témoins de ces formations se retrouvent en outre dans la dépression côtière

du Coghinas au nord du massif du Monte Ruiu à proximité des villages de Santa Maria et de Viddalba.

III. Les terrasses quaternaires

La dépression interne du Coghinas est comblée par des dépôts quaternaires fluviatiles répartis en huit niveaux de terrasses qui impriment au paysage une morphologie peu commune en Sardaigne septentrionale. C'est, par ailleurs, la première fois qu'une série aussi complète de dépôts fluviatiles est décrite, non seulement dans cette zone, mais aussi en Sardaigne.

La carte géologique de Sassari, dressée à l'échelle du 1/100.000 par MORETTI en 1959, ne distinguait, dans cette dépression, que deux grands épisodes fluviatiles:

- a) les alluvions récentes et actuelles rangées dans l'Holocène;
- b) les épisodes du Pléistocène comprenant des dépôts fluviatiles essentiellement caillouteux; certaines terrasses pouvant même être antérieures au Quaternaire.

L'auteur de cette carte était évidemment limité par les impératifs de la légende et par l'échelle de sa carte. Il a néanmoins eu le mérite de cartographier un certain nombre de lambeaux de terrasses.

Par après, PIETRACAPRINA (1967) apporta quelques précisions à l'étude de ces dépôts. Il y reconnut trois unités morphologiques bien distinctes:

- "a) les alluvions actuelles dont la puissance ne dépasse pas quelques mètres et dont l'extension peut varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Leur altitude est pratiquement celle du Coghinas.
- b) les alluvions "anciennes" mais déposées pendant la période "historique", de nature limono-sableuse, avec de rares cailloux. Elles s'étendent sur la plaine de Vena Longa et de Monteneru. La cote moyenne de cette seconde unité morphologique est supérieure de 5 à 7 m à la précédente.
- c) les alluvions caillouteuses de la plus ancienne plaine alluviale du Coghinas (Plio-Pléistocène). Elles s'étendent sur la rive gauche depuis le lieu-dit TIVERI jusqu'à PUPULIOSA et se développent en une belle terrasse au TISIENNARI sur la rive droite. L'abrupt montre une dénivellation de 20-25 mètres. Les incisions transversales montrent la nature variée du cailloutis, dont certains éléments proviennent de bassins très lointains (par ex.: les cailloux très arrondis de quartzite...)"

Nos observations (études sur le terrain et recherches sur photos aériennes et cartes topographiques) nous ont amenés à repérer, dans le tronçon du Coghinas compris entre les gorges de Castel Doria à l'aval et le méandre de Budas à l'amont, huit niveaux de terrasses fluviales. Nous les avons désignés en les numérotant de T_1 pour le plus récent à T_8 pour le plus ancien. A cette série, nous avons ajouté un niveau T_0 qui correspond au lit majeur du Coghinas actuel. Pour la situation des divers lambeaux de terrasse, nous invitons le lecteur à utiliser la figure 3.1.1 h.t.

Le niveau T_0

Ce niveau est constitué par les dépôts actuels ou récents du Coghinas. Il correspond aux zones inondées lors des crues du fleuve. Son extension est généralement faible, quelques mètres, mais elle peut atteindre des largeurs considérables, notamment à l'aval du confluent du Riu Gazzini où elle est de l'ordre de 250 m ou bien encore dans le méandre de Vena Longa - 200 m de largeur - dans celui de Monterenu, près de 100 m, ou face à Scala Ruia où le niveau T_0 isole un lambeau de terrasse T_1 (7), petit exemple de terrasse en inversion de relief.

D'autre part, le niveau T_0 se rétrécit considérablement dans les gorges étroites taillées dans le trachyte comme à l'aval du pont sur le Coghinas, à proximité de la Cantoniera Coghinas, ainsi qu'à l'aval de Ponti Ezzu ou bien encore dans les gorges de Castel Doria, taillées dans le granite du Monte Ruiu (fig.3.1.1).

L'altitude du lit majeur ne dépasse généralement pas 1 à 2 m par rapport au niveau normal du fleuve. La nature du sédiment est essentiellement caillouteuse ou graveleuse, comme nous avons pu l'observer dans les gravières situées au confluent du Riu Gazzini et à Scala Ruia. L'absence d'altération des galets caractérise cette nappe.

Il faut cependant signaler que, dans la région d'Isolana-Scopaggiu, jusqu'au confluent du Riu Giobaduras, le lac de retenue du barrage de Castel Doria masque le lit majeur ainsi que les basses terrasses T_1 et T_2 . Heureusement, lors d'un assèchement partiel et momentané du lac de retenue, nous avons eu la chance d'observer la zone ordinairement submergée. De plus, une carte au

1/10.000e dressée avant la construction du barrage pour le Consorzio di Bonifica: "Basse Valle Coghinas" ⁽¹⁾, nous a donné une idée précise des zones envahies par l'eau. Grâce à ces informations et celles fournies par la photo-interprétation, nous avons pu retrouver de nouveaux lambeaux du niveau T_0 , notamment au pied de Crabileddu (Altitude: 20 m + 1 m d'altitude relative), ainsi qu'à l'amont d'Isolana où une île du niveau T_1 (n°16) est bordée vers l'ouest par un chenal assez large, qui ne devait être fonctionnel qu'au moment des crues.

On peut donc considérer ce niveau T_0 comme la plaine alluviale actuelle, plaine qui est beaucoup plus restreinte que les plaines alluviales antérieures développées lors du Quaternaire comme le montre la largeur des terrasses. Le niveau T_0 correspond à la première entité décrite par A.PIETRACAPRINA (1967).

Le niveau T_1

Le niveau T_1 est particulièrement développé dans la dépression du Tisiennari où on peut le suivre sans discontinuité (fig.3.1.1) depuis Ponti Ezzu jusqu'au pont de chemin de fer situé à proximité de la Cantoniera Coghinas, soit sur près de 3500 m à vol d'oiseau. On l'observe successivement à:

1.⁽²⁾ Monterenu (rive gauche)

Sa largeur maximale y est de 1.100 m et son altitude comprise entre 25 et 28 mètres (altitude relative + 4 m).

La couleur de la matrice de la terrasse est gris-brun.

2. Vena Longa (rive droite)

La terrasse est large de 900 m maximum. Elle est située à une altitude allant de 25 m (+ 3 m altitude relative) à plus de 35 m (+ 8 m). Le relèvement anormal de cette terrasse vers l'amont est progressif et est dû aux apports du Riu Gazzini, torrent qui descend du massif du Monte Ruiu. La partie amont du lambeau de Vena Longa correspond donc à un cône-terrasse de l'affluent du Coghinas contemporain du niveau T_1 . Une excavation artificielle réalisée dans ce cône-terrasse au pied de la ferme La Fronti nous a permis de réaliser le spectre pétrographique suivant (50 galets compris entre 40 et 80 μ m).

(1) Carte aimablement fournie par le professeur A.PIETRACAPRINA de l'Université de Sassari.

(2) Le numéro de chaque lambeau est repris sur la carte des terrasses, Fig.3.1.1 et sur le profil longitudinal Fig.3.3.1 (figures hors texte).

Gneiss	8%	} 22%	Trachyte	2%	Granite	8%
Micasch.	8%		Granite		Microgranite	4%
Schiste	2%		"Monte Ruiiu"	6%	Aplite	4%
Quartzoph.	4%		Porphyre		Filon basique	2%
Quartz	30%		permien	22%		

Ce spectre révèle un apport considérable du bassin du riu Gazzini puisqu'on y retrouve 28 % de galets provenant avec certitude de ce bassin (porphyre permien et granite Monte Ruiiu). Par contre, les roches schisteuses (22%) et les quartz (30%) sont, dans cette région, pratiquement ubiquistes: ils peuvent provenir tant du bassin amont du Coghinas que du bassin du Riu Gazzini.

Quant à l'altération des galets, elle est très faible car nous n'avons relevé qu'un seul micaschiste peu altéré et un granite peu altéré qui peuvent d'ailleurs avoir été remaniés de terrasses ou cônes-terrasses plus anciennes.

La matrice de cette formation possède une coloration brun-gris.

3. Calteri (rive droite)

En amont du confluent du riu Gazzini, le niveau T₁ se retrouve entre 30 et 35 m, soit à une altitude plus faible que le lambeau aval. Sa largeur n'est ici que de 160 mètres.

4. Pedru Alvu (rive gauche)

Sur la rive gauche, en amont de Monterenu, le niveau T₁ est interrompu à Pupuliosa. Mais entre ce lieu-dit et l'embouchure du riu Pedru Alvu, il s'étale de nouveau sur près de 500 mètres de largeur et à 5 m au-dessus du lit du Coghinas. La matrice de ce lambeau est à nouveau brun-gris. On y trouve un très faible pourcentage de galets de schiste et de granite altérés qui pourraient aussi être repris de terrasses plus anciennes.

5. Sa Colonia (rive gauche)

Face à la ferme de Sa Colonia, vers 35 m d'altitude, s'étire un autre lambeau de 250 m de largeur et dont la matrice possède également la couleur brun-gris.

6. Middinu (rive droite)

Plus vers l'amont, cette terrasse s'interrompt lors de la traversée des gorges de la Cantoniera et se retrouve à l'aval du pont routier sur le Coghinas, réduite à une mince bande de quelques mètres de large, coincée entre le lit de la rivière et le niveau T₂.

7, 7', 8 et 9. Fontaine Sélema (rive gauche)

En amont du pont sur le Coghinas, le niveau T₁ se retrouve d'abord à Fontaine Sélema où il occupe un large méandre (7) développé vers le sud. Ensuite, face à Scala Ruia, il forme une île (7') située à 46 m (+ 6 m) et entourée du niveau T₀. Il s'agit donc d'une terrasse en inversion de relief. Par après, d'une façon continue, il borde le versant sur quelques mètres de largeur jusqu'au nouveau pont du Coghinas (8). Toujours plus à l'amont, il occupe à Donnigazza un méandre abandonné (9).

10, 11, 12, 13.

Sur la rive droite, à l'est de Middinu, et jusqu'à Scala Ruia, T_1 retrouve une certaine largeur (150 m). Ensuite, au pied du Mont¹ Diminigu, il forme une bande caillouteuse à matrice grise, située entre le chemin et la rivière à une altitude de 47 m (+ 5 m).

Dans le méandre de Budas, T_1 s'observe aussi sur quelques dizaines de mètres de largeur. Plus à l'amont encore, au pied de la Punta Mucciosa, T_1 s'étale de nouveau sur 60 m de largeur.

Comme pour le niveau T_0 , le niveau T_1 a aussi été submergé par les eaux du lac de Castel Doria (fig.3.1.7). A la faveur d'un assèchement, nous avons pu observer divers lambeaux (fig. 3.1.8).



Fig.3.1.7.

Isolana.
Lac de Castel Doria.



Fig.3.1.8

Isolana. Ilot T_1 (16) généralement submergé par les eaux du lac, dont on voit la limite. A l'arrière-plan: la coulée de trachyte redressée et traversée par le Coghinas en cluse. A l'horizon, les porphyres du Monte Ruiu.

14. Scopaggiu (rive droite)

Au sud de Scopaggiu, il forme une bande de 15 à 20 m de large et est constitué par une forte proportion de sable et de limon toujours de couleur brun-gris.

15. Gavineddu (rive gauche)

Au pied du Gavineddu, à l'aval du confluent du Riu Sa Raminaios, T_1 borde à 17 mètres, un large méandre de T_2 .

16. Isolana (rive gauche)

Plus à l'aval, au sud d'Isolana, il forme une île bordée d'une part par le Coghinas et d'autre part par T_0 .

Le niveau de terrasse T_1 remarquable par sa continuité, domine le cours actuel du Coghinas de 3 à 6 mètres. Ses alluvions sont généralement caillouteuses, même si, par endroit, elles sont recouvertes de limons de crue. L'ensemble des cailloux qui compose T_1 est sain, malgré la présence çà et là de quelques galets peu altérés à altérés. La matrice de ce dépôt est brun-gris.

Moretti (1959) classe les deux niveaux T_0 et T_1 dans les dépôts fluviatiles de l'Holocène, alors que pour Pietracaprina (1967), T_1 correspond aux alluvions récentes ou historiques. Une datation de ce niveau sera envisagée plus loin lorsque toute la série des terrasses sera décrite.

Le niveau T_2

Le niveau de terrasse T_2 est moins développé que le précédent niveau. Cependant il est très bien représenté, notamment dans la dépression de Tisiennari.

17. Ponti-Ezzu (rive droite)

Au sud-est de Ponti-Ezzu, ce niveau forme un replat de près de 200 m de large qui domine le cours actuel du fleuve de 9-10 m. Vers l'est, cette terrasse a été découpée par un petit ruisseau qui en a isolé ainsi un lambeau et a permis le dégagement d'une belle coupe (fig.3.1.9).

La base de cette terrasse est située vers 4-5 mètres de haut et son soubassement est constitué par de la marne lacustre miocène (m_1) qui se délite particulièrement bien. Cette terrasse est constituée par un cailloutis présentant un net "graded-bedding". (Fig.3.1.10).



Figures 3.1.9 et 3.1.10: Terrasse n°17, Ponti Ezzu.

La composition pétrographique donne:

Schiste	2%	Trachyte	3%	Granite	13%
Quartzoph.	11%	Porphyre		Microgranite	22%
Quartzite	5%	permien	23%	Aplite	1%
Quartz	11%	Granite			
Marne miocène	8%	Monte Ruiu	1%		

L'abondance de porphyre permien témoigne des apports du riu Gazzini et des autres torrents drainant le massif du Monte Ruiu. La présence de quartzite confirme les observations de Pietracaprina (communication orale) qui leur attribue une origine lointaine: le Goceano.

D'autre part, la grande majorité des galets sont sains, sauf que sur dix granites l'un est altéré et un autre peu altéré. La coloration de la matrice varie entre 10 YR 6/3 (orange-jaune sombre), 2,5 Y 5/4 (brun jaunâtre) et 2,5 Y 7/4 (jaune clair) ce qui indique une migration limitée des sels de fer.

Les mesures du centile ont donné les valeurs suivantes: 30, 50 et 51 cm.

En ce qui concerne la morphométrie des galets, nous avons utilisé 100 cailloux de porphyre compris entre 40 et 60 mm. L'indice d'émoissé (médiane) est de 186. L'histogramme (fig.3.1.11) d'émoissé présente deux modes: le principal compris entre 100 et 150 et le secondaire entre 250 et 300.

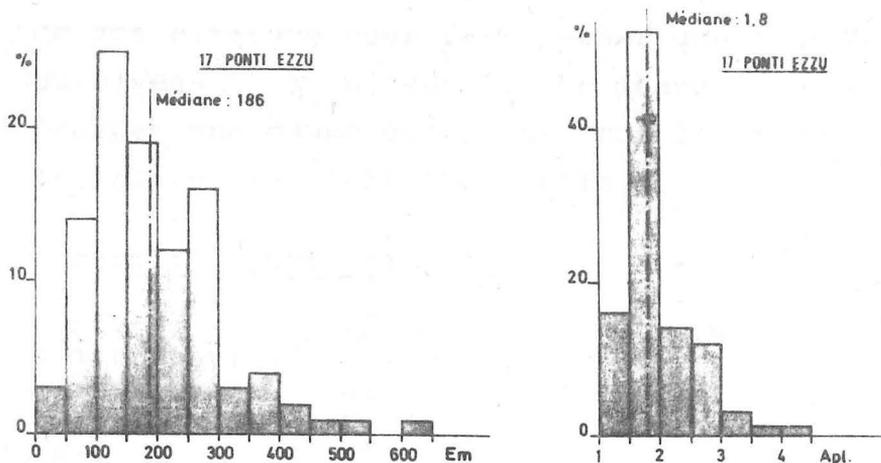


Fig.3.1.11

Histogrammes
d'émoussé et
d'aplatissement.

Cette courbe bimodale peut s'expliquer en invoquant le mélange de deux familles de cailloux: une première, torrentielle, originaire du riu Gazzini, ayant subi un très faible transport par le Coghinas et, une seconde, fluviatile et donc plus émoussée, du Fiume Coghinas. De plus, il est probable que certains galets aient pu être remaniés de terrasses plus anciennes.

Quant à l'indice d'aplatissement, sa médiane est située à 1,8 et le mode, très bien marqué entre 1,5 et 2, valeur normale pour ce type de roche soumis à un transport fluviatile (fig.3.1.11). La rose d'orientation (fig.3.1.12) des cailloux montre une majorité de galets orientée N 20°E et pendant vers l'est, ce qui indique que la rivière s'écoulait vers l'ouest (N 290°E). La présence de deux pics secondaires témoigne peut-être de chenaux mineurs.

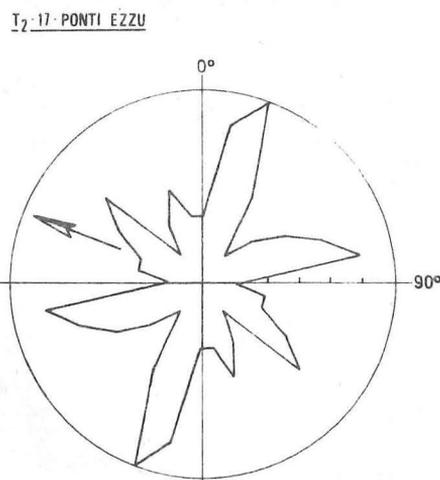


Fig.3.1.12

Rose d'orientation.
Ponti Ezzu.

18. Pupuliosa (rive gauche)

Au lieu-dit Pupuliosa, une très grande terrasse s'étire depuis la route nationale "septentrionale-sarde" jusqu'au fleuve. Le sommet de la terrasse est situé à 37 m, c'est-à-dire à 12 m

au-dessus du lit du Coghinas. L'augmentation latérale (vers le sud) de son altitude nous fait penser que l'on passerait progressivement du niveau T₂ au niveau T₃. Le méandre actuel du fleuve a permis de dégager une coupe où repose, sur le Miocène lacustre subhorizontal et faillé, le dépôt fluviatile T₂.

Composition pétrographique:

Schiste	7%	Marne miocène	2%
Quartzophyllade	6%	Porphyre permien	56%
Quartzite	4%	Trachyte	9%
Quartz	6%	Granite	9%
Grès (?)	1%		

Ici aussi, on note une proportion importante de porphyre, ce qui s'explique par la proximité du cône du Riu Gazzini. Si la plupart des galets sont sains, il n'en est pas de même pour les granites (2/5 sont altérés et 3/5 sont peu altérés) ni pour les schistes (3/4 sont altérés et 1/4 est sain). La matrice de cette formation est brune: 7,5 YR 4/6 (brun), 7,5 YR 5/6 (brun vif) à 10 YR 4/6 (brun), ce qui indique une rubéfaction plus intense qu'à Ponti-Ezzu (17).

L'altération des galets et la coloration de la matrice sont donc beaucoup plus élevés que dans le lambeau précédent (Ponti Ezzu, n°17). Aussi peut-on se demander si nous sommes encore sur la terrasse T₂ et non pas sur T₃. Cependant, dans l'affleurement de Ponti Ezzu, les observations ont été faites à proximité de la base du cailloutis; par contre, à Pupuliosa, elles l'ont été au sommet de la formation: or, si l'on admet que la pédogenèse rubéfiante atteint surtout les couches supérieures, cela peut expliquer facilement les différences locales de coloration. O.CONCHON (1972) observe des faits similaires dans les terrasses fluviatiles en Corse.

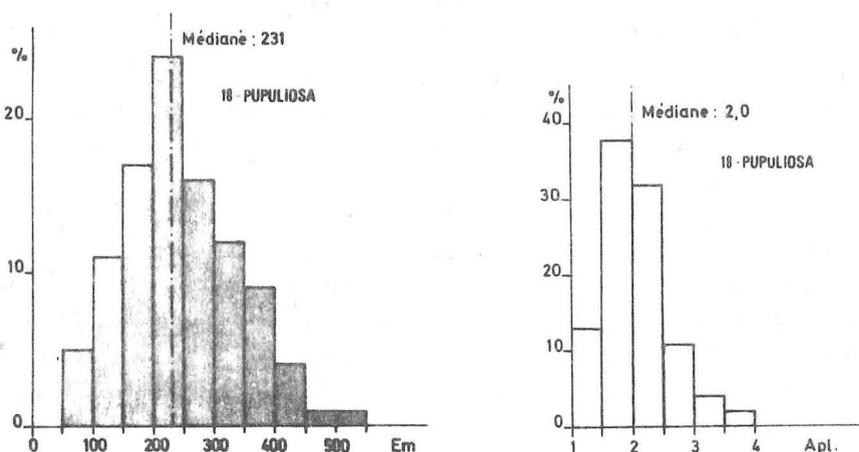


Fig.3.1.13

Histogrammes
d'émoussé et
d'aplatissement.
Pupuliosa.

Les galets de porphyre de la terrasse de Pupuliosa ont une médiane d'émoussé de 231. L'histogramme d'émoussé (fig.3.1.13) est unimodal, le mode étant compris entre 200 et 250; ces valeurs sont normales pour les dépôts fluviatiles. L'indice d'aplatissement est de 2,0, le mode (fig.3.1.13) étant compris entre 1,5 et 2.

Quant à la valeur du centile, elle est de 55 cm. La rose d'orientation (fig.3.1.14) des galets montre un pic indiquant un écoulement vers le sud-ouest

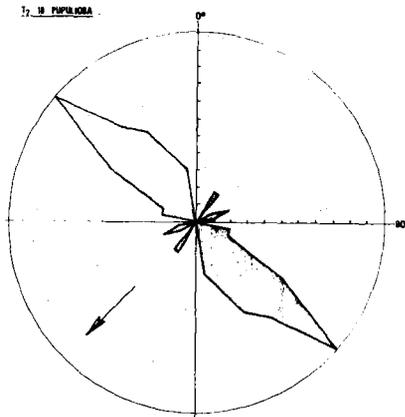


Fig.3.1.14

Rose d'orientation.
Pupuliosa.

19. Sa Colonia (rive gauche)

En amont de Pupuliosa, la terrasse T_2 se prolonge et forme une bande beaucoup plus étroite, car elle a été entamée par un large méandre de T_1 . Cette terrasse se situe entre le Riu Pedru Alvu et le ruisseau de Sa Contra, à une altitude de 40 mètres (+ 12 m) pour se terminer en biseau à l'amont.

20. Middinu (rive droite)

Sur la rive droite, le niveau T_2 ne s'observe qu'au-delà des gorges de la Cantoniera: dans le méandre situé à l'aval de Middinu, où il domine d'environ 10 mètres le cours du fleuve. Le lambeau occupe un ancien méandre et la surface de cette terrasse est encore marquée par des dépressions allongées disposées en arc de cercle, traces d'anciens chenaux.

21. Lu Mirianu (rive gauche)

Sur la rive gauche, à proximité de Lu Miriagu, s'observe une terrasse située à une altitude absolue allant de 50 à 55 m (+ 11 à + 15 m).

22. Monte Diminigu (rive droite)

Vers 58 m (+ 15 m, par altimètre) au pied du Monte Diminigu, une petite terrasse est développée et contient notamment des galets de granite altérés mais non pulvérulents. La matrice de cette formation est brune.

Zones généralement submergées par le lac

23. Gaveniddu (rive gauche)

Comme pour les terrasses T_0 et T_1 , le niveau T_2 a également été submergé dans les régions de Scopaggiu et d'Isolana. Au pied de Gavineddu, est développé un large méandre situé à la cote de 20 m (+ 8).

23'. Isolana (rive gauche)

A l'aval d'Isolana, T₂ se retrouve à l'altitude absolue de 19 m (+ 10 m environ).

24. Scopaggiu (rive droite)

Au sud du village de Scopaggiu, T₂ forme également, à l'altitude de 20 m, une longue bande de 150² m de large, à environ 10 m au-dessus du lit du fleuve, coincée entre un niveau T₁ ici très étroit et la terrasse T₃ bien développée.

En résumé, le niveau de terrasse T₂ du Coghinas est constitué de lambeaux dont le sommet est situé entre 8 et 15 m au-dessus du lit actuel. Les galets de ces alluvions ont un émoussé fluvial typique (186-231) et un aplatissement normal pour ce type de dépôt (1,8 à 2,0); quant au centile, il est de l'ordre de 50 cm. La gangue de ces alluvions est brune (10 YR 4/6) mais elle peut osciller entre 7,5 YR et 2,5 Y. L'altération des galets est variable suivant leur position dans la coupe étudiée et liée à la nature du cailloutis: en effet, seuls les galets de granite et de schiste peuvent être altérés sans toutefois être pulvérulents.

Le niveau T₃

Les terrasses du niveau T₃ sont généralement assez restreintes en largeur. Leur altitude relative de plus de 20 m les met à l'abri des eaux du lac de Castel Doria. Nous observons des terrasses de ce niveau dès l'amont des gorges d'Isolana, dans la région de Scopaggiu (fig.3.1.1).

25. Scopaggiu (rive droite)

Au sud du village de Scopaggiu, la terrasse T₃ forme un large croissant développé vers l'est et dominant d'un abrupt souvent bien marqué, le niveau T₂ (n°24). Son altitude est de 28 à 33 mètres, soit une altitude relative de + 20 mètres environ.

26, 27. Gavineddu (rive gauche)

Sur le versant nord du large méandre T₂ (n°23) développé au pied de Gavineddu, s'observe un étroit replat situé vers 30 mètres et recouvert de cailloux roulés épars.

A la même altitude, sur le versant actuel du Coghinas, au pied de la terrasse T₄ (n°39), subsiste un autre lambeau très étroit qui domine le fleuve d'environ 20 mètres.

28. Ponti-Ezzu (rive droite)

A l'est de Ponti-Ezzu, T₃ forme une bande étroite comprise entre les deux chemins orientés est-ouest, qui se dirigent tous deux vers Alvarizzu. Cette terrasse se marque par une légère dénivellation recouverte de cailloux. Son sommet est situé vers 40 m. (+ 20 m). La partie en amont de cette terrasse, de même que pour la terrasse T₂ (n°17) qu'elle domine, est découpée par un petit ruisseau qui a isolé un lambeau et dégagé une coupe:

La composition pétrographique de cette formation est la suivante:

Schiste	3%	Trachyte	5%
Phyllade	5%	Porphyre permien	3%
Gneiss	5%	Granite	14%
Quartz	24%	Aplite	14%
Microgranite	22%	Roche basique	5%

Ce spectre pétrographique est assez varié mais il est à remarquer qu'il se différencie du niveau T₂ sous-jacent par une diminution importante des porphyres permien^s, par l'absence de granite porphyroïde du Monte Ruiu, ainsi que des quartzites, quartzophyllades et des marnes miocènes. L'influence du riu Gazzini se fait ici à peine sentir.

L'altération des galets est assez faible et varie suivant le matériel. Sur 37 galets examinés, nous relevons:

Gneiss: 1/2 altéré Granite: 1/5 peu altéré, 1/5 altéré
Aplite: 2/5 altérés Microgranite: 1/8 altéré, 1/8 peu altéré.

Soit 7 galets altérés sur 37. La colorimétrie de la gangue donne des valeurs comprises entre 7,5 YR 3/4 (brun), 10 YR 4/6 (brun) et 10 YR 5/4 (brun-jaune mat).

Le centile de cette formation est de 50 cm.

Signalons que la coupe étudiée se situe à la base de la terrasse.

29. Calteri (rive droite)

A proximité de la ferme Calteri, dans l'entaille du petit chemin enfoncé qui relie La Freigata au Riu Gazzini, affleure la terrasse T₃ dont le sommet est situé vers 45 m (+ 18 m). La matrice de cette formation caillouteuse possède une coloration de 7,5 YR 4/6 (brun). La composition lithologique des galets donne:

Schiste	11%	Trachyte	8%
Quartzophyllade	7%	Porphyre permien	50%
Quartzite	4%	Granite	7%
Grès	2%	Quartz	11%

On y remarque la prédominance des galets de porphyre permien. L'altération est assez élevée pour les granites: 1/4 altéré, un autre quart est pourri et la moitié restante est pulvérulente. Pour les schistes, la moitié est altérée.

Le centile est de 38 cm. Quant à l'émoissé, sa valeur médiane est de 222, le mode principal étant situé entre 150 et 200. Un petit mode secondaire est aussi observé entre 400 et 450 (remaniement de formations marines tertiaires ?). Quant à l'indice d'aplatissement, il est de 1,9.

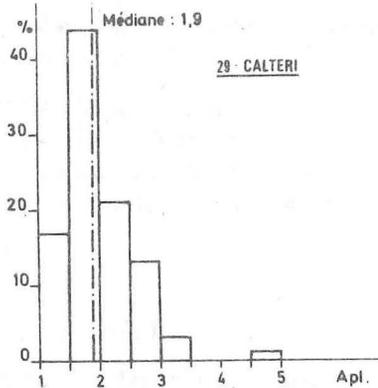
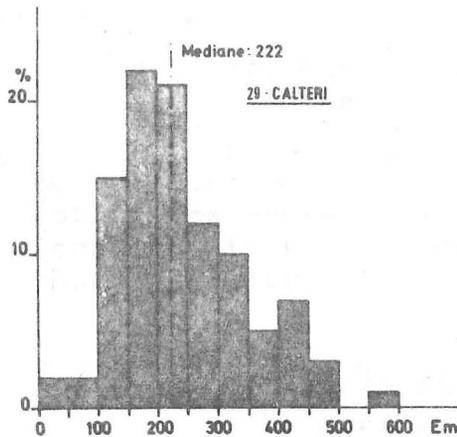


Fig.3.1.15

Histogrammes d'émoissé et d'aplatissement Calteri.

La rose d'orientation indique un courant s'écoulant vers le sud-ouest.

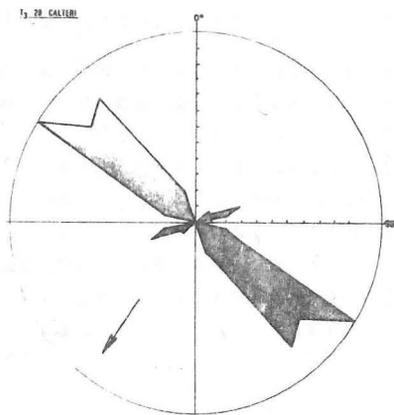


Fig.3.1.16

Rose d'orientation Calteri.

30. Pupuliosa (rive gauche)

A Pupuliosa, de part et d'autre du chemin de fer et de la route nationale, se développe un replat recouvert de galets roulés et situé à la même altitude que celui de Calteri.

31 a-b. Sa Colonia (rive gauche)

Au sud-ouest et au nord de Sa Colonia (50 m, altitude relative + 22 m) existent deux replats de même altitude, couverts de cailloux. Cette terrasse repose directement sur la roche trachytique. On retrouve cependant des galets roulés dans les champs jusque 45 m d'altitude.

32. Sa Contra (rive gauche)

Vers l'amont, entre le ruisseau de Sa Contra et la Cantoniera Coghinas, un autre replat, compris entre 50 et 55 m (+ 21 m) est recouvert de nombreux galets, à émousé fluvial, parmi lesquels dominent les quartz et les granites.

33. Pont de chemin de fer (rive droite) face à la Cantoniera

Face à la Cantoniera Coghinas, s'étend une large terrasse qui est traversée par le chemin de fer. Son altitude est située entre 45 et 50 m (vers 20 m d'altitude relative). Comme sur le versant opposé, le bed-rock est recouvert d'une mince couche de galets.

34. Lu Miriagu (rive gauche)

A Lu Miriagu, en amont du pont, un autre lambeau situé à + 20 m peut aussi être raccordé à T₃. Il est bien marqué dans le paysage et est reconnaissable par une petite ferme isolée qui s'y trouve. Les alluvions y sont fort sableuses, mais on y remarque aussi de gros galets à émousé fluvial parmi lesquels des granites pourris.

35. Budas (rive droite)

A 2 km à l'amont, près de Budas, des dépôts caillouteux, dessinant un large méandre vers le nord, affleurent dans les champs vers 70-75 m (+ 20 m). Nous y avons noté des galets de granite fort altérés mais non pulvérulents. La coloration de la matrice est de 7,5 YR. Au nord de cet ancien méandre du Coghinas, on observe à 78 m un col bien marqué par où le riu Puddina pouvait s'écouler au moment où se formaient les terrasses T₃ ou T₄. Ce col est notamment recouvert de quelques galets. C'est donc postérieurement que le riu Puddina aurait été capturé et aurait acquis son tracé actuel.

36. Donnigazza (rive droite)

Au sud du large méandre du Donnigazza, vers 75 m (+ 22 m) s'étire un long replat où nous avons recueilli quelques galets épars à émousé fluvial.

37. Badu Mesina (rive droite)

Ce même niveau se retrouve plus à l'amont, au pied de la Casa Piredu, au confluent du Badu Mesina.

38. Montigghiu Mannu (rive droite)

Sur la rive gauche, à Montigghiu Mannu, un large amphithéâtre s'étend vers le nord-ouest. On y observe des dépôts de pente importants, mais aussi des cailloux à émousé fluvial certain, parmi lesquels des quartz et quelques schistes et granites très altérés. Il s'agit donc d'un ancien méandre du

Coghinas développé vers 85-87 m. Son altitude relative (+ 27 m) est trop basse pour que ce lambeau appartienne à T₄. Il est plus vraisemblable de le rattacher à T₃ et d'admettre une augmentation de la pente longitudinale du fleuve entre 37 et 38 (Profils: fig. 3.3.1).

Le cône-terrasse T₃ du Riu Gazzini

Le riu Gazzini a formé un cône-terrasse très important que l'on peut rattacher au niveau T₃ et qui s'étire depuis Lu Torrino (96 m) vers l'église de Spiritu Santu (65 m) pour brusquement se terminer aux fermes de La Fronti (53 m) où il a été érodé vers l'aval par le niveau T₁ (n°2) du Coghinas. A La Fronti, le dépôt caillouteux est plus bas que la terrasse T₄ développée à Alvarizzu (60 m, n°42). Deux coupes ont été étudiées dans ce cône.

a) Aval de Lu Torrino (altitude 86 m)

A quelques mètres au nord du carrefour des chemins de Lu Scopaggiu et de Lu Torrino, une coupe importante longe le chemin de Lu Torrino. Les galets que l'on y rencontre sont les suivants:

Schiste	10%	Quartz	9%	Granite	19%
Micaschiste	4%	Porphyre	45%	Microgranite	1%
Quartzophyllade	4%	Trachyte	2%	Aplite	1%
Quartzite	1%	Porphyre	2	Roche basique	2%
Gneiss	1%	Monte Ruiu	1%		

Cette composition montre une forte prédominance de cailloux de porphyre permien, ce qui explique leur présence parfois importante dans les dépôts fluviatiles du Coghinas. L'é-moussé de ces galets de porphyre est de 182 et le mode (fig. 3.1.17) unique est compris entre 100 et 200. L'aplatissement est de 1,8. La valeur obtenue pour l'é-moussé est légèrement inférieure à celles observées pour les autres dépôts du Coghinas.

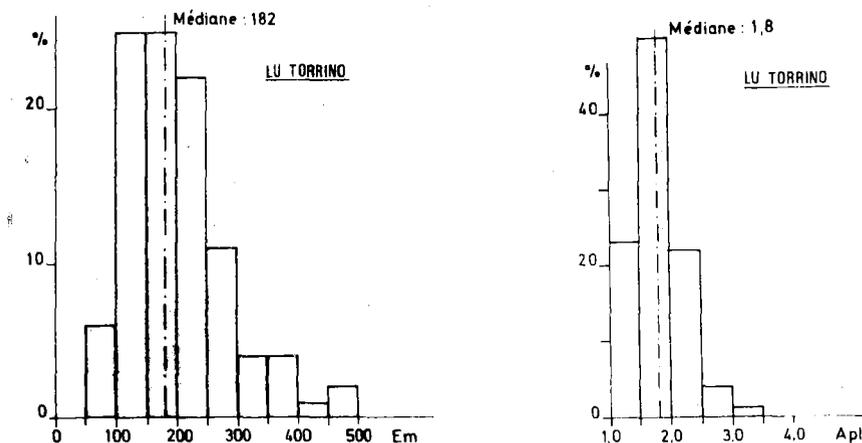


Fig.3.1.17

Histogrammes
d'é-moussé et
d'aplatissement.
Lu Torrino.

Le centile donne des valeurs plus importantes: 53, 69 et 94 cm. La rose d'orientation (fig.3.1.18) est très bien marquée et indique un écoulement vers le sud.

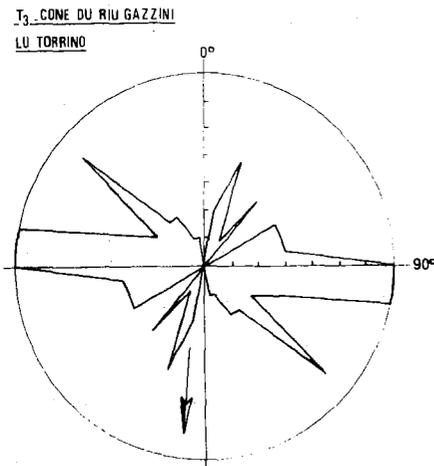


Fig. 3.1.18

Rose d'orientation.
Lu Torrino.

L'altération des galets est assez intense, pour les granites notamment où, sur 20 galets, 4 sont altérés, 6 pourris et 6 autres pulvérulents, alors que 4 sont encore sains. Pour les schistes, l'altération est forte (4/10 sains, 3/10 altérés, 1/10 très altéré, 2/10 pourris). Quant aux nombreux porphyres permien, ils possèdent pour la plupart un cortex d'altération blanc.

La coloration de la gangue varie entre 7,5 YR 4/6 (brun) et 7,5 YR 5/4 (brun mat).

b) Coupe de Spiritu-Santu

Le chemin qui va du Riu Gazzini vers Alvarizzu, recoupe au nord de l'église du Spiritu Santu, le rebord du même cône-terrasse. La coupe montre une formation très caillouteuse dont le centile est de 57 cm. Elle est composée de galets de

Schiste et micaschiste:	8%	Porphyre permien:	55%
Quartzophyllade:	8%	Trachyte:	2%
Quartzite:	2%	Granite:	16%
Quartz:	9%		

Ce spectre pétrographique est fort semblable en nature et en proportion à celui de la coupe de Lu Torrino.

L'altération pour les granites est forte (1/10 sain, 3/10 altérés, 6/10 pourris), ainsi que pour les schistes (tous sont altérés). Par contre, les porphyres permien sont uniquement recouverts d'un cortex d'altération blanchâtre. La coloration de la matrice est cependant légèrement supérieure à celle de Lu Torrino, elle oscille entre 5 YR 5/8 (brun-rouge vif) et 7,5 YR 5/8 (brun vif).

L'émoissé (214) est assez élevé pour un affluent du Coghinas. Le mode est situé entre 200 et 250. La forte valeur de l'émoissé pourrait être due au remaniement par le riu Gazzini de terrasses plus anciennes du Coghinas.

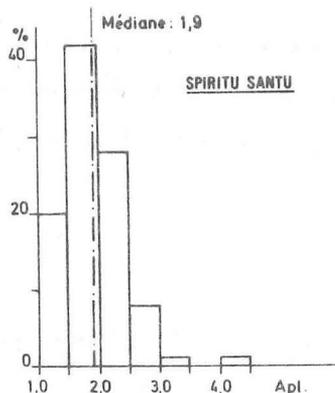
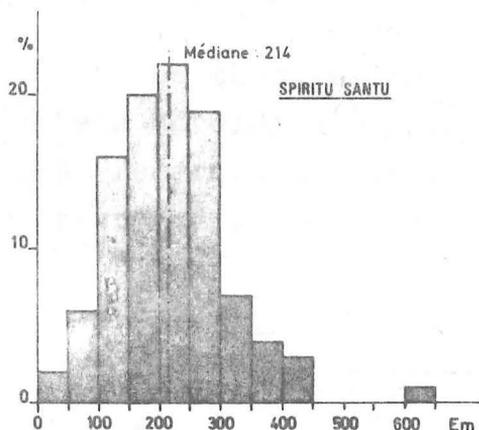


Fig. 3.1.19

Histogrammes
d'émoussé et
d'aplatissement.
Spiritu Santu.

L'aplatissement est de 1,9. La rose d'orientation (fig. 3.1.20) indique clairement un courant vers le sud-ouest.

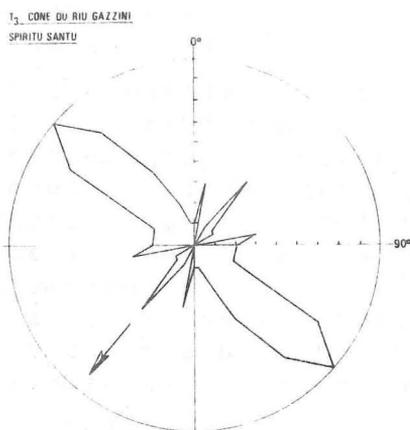


Fig. 3.1.20

Rose d'orientation.
Spiritu Santu.

c) Crête entre Lu Scopaggiu et Lu Torrino

Sur l'interfluve entre Lu Scopaggiu et Lu Torrino, on peut observer un beau replat situé vers 92 m sur lequel on retrouve çà et là des cailloux de porphyre permien, des porphyres rouges du Monte Ruiu, quelques trachytes, des quartz blancs et des granites.

La composition lithologique indique une origine vraisemblable du riu Gazzini. Cependant, le problème reste ici posé de savoir si nous sommes sur le cône-terrasse lié au niveau T_3 ou au niveau T_4 .

Le niveau T_3 est situé en moyenne à 20 m au-dessus du Coghinas actuel. Les galets de 40 à 60 mm ont un émoussé fluvial typique (222). Le centile varie entre 38 cm et 50 cm. La coloration de la gangue est brune (7,5 YR 4/6) mais peut varier entre 5 YR 5/8 et 10 YR 4/6. L'altération dans les granites est importante mais les cailloux pulvérulents sont très rares. Il en est de même pour les schistes: la majorité des cailloux est altérée mais aucun galet n'est pulvérulent. De plus, dès ce niveau, les porphyres noirs permien ont un cortex blanc d'altération.

Le niveau T₄

De tous les anciens niveaux, le niveau T₄ est, de loin, le mieux développé et plus particulièrement dans le Tisiennari où il est remarquable. Il pourrait, étant donné son ampleur, être appelé "terrasse principale".

39. Isolana (rive gauche)

Au sud d'Isolana, le niveau T₄ est représenté par un large replat, situé aux altitudes de 48-49 m (+ 35 m), qui domine la terrasse T₃ (n° 26, 27) et le large méandre T₂ (n°23). Ce replat correspond à un vaste méandre sur lequel on retrouve, épars, des galets roulés de quartz, de porphyre, etc

L'épaisseur du dépôt paraît considérable, cependant le maquis empêche d'apporter des données précises sur la puissance exacte et sur l'altitude de la base de la terrasse.

A l'ouest de ce méandre, entre Isolana et Gavineddu (fig. 3.1.21) s'observe une vallée sèche assez large, en tout cas nettement disproportionnée par rapport au cours d'eau intermittent qui y coule. Elle aboutit à un col qui surmonte un coude du riu Raminaios, lequel est aujourd'hui encaissé dans des couches sub-horizontales de trachytes. Dans le prolongement de cette vallée sèche, une autre vallée également trop large est occupée seulement par un petit ruisseau. Cette vallée aboutit à un col au-delà duquel s'observe un coude brusque du riu Buroni. Le ruisseau Raminaios aurait donc capturé le riu Buroni en deux endroits:

1. Au nord de Tuvina, par tangence, pendant ou directement après T₄.

Plus à l'ouest, où un petit affluent du Riu Raminaios serait venu capturer le cours supérieur du Riu Buroni. (fig.3.1.21)

La couverture végétale dense et les cultures ne nous ont pas permis de retrouver des cailloutis sur les cols de capture. Les faits géomorphologiques sont cependant suffisants pour justifier cette hypothèse.

40. Isolana (rive gauche)

Au nord d'Isolana, est développé un petit replat situé vers 47 m (altimètre), mais aucun caillou n'y est visible. S'il s'agit d'une terrasse du Coghinas, celui-ci aurait dû effectuer une large méandre vers l'ouest.

41. Gavineddu (rive gauche)

Au sud de Gavineddu, dominant de 35 m le confluent du riu Raminaios et du Coghinas, un autre lambeau caillouteux de T₄ est bien marqué dans le paysage. On y trouve assez bien de galets de porphyre permien ainsi que des plaquettes de marne lacustre miocène d'origine locale.

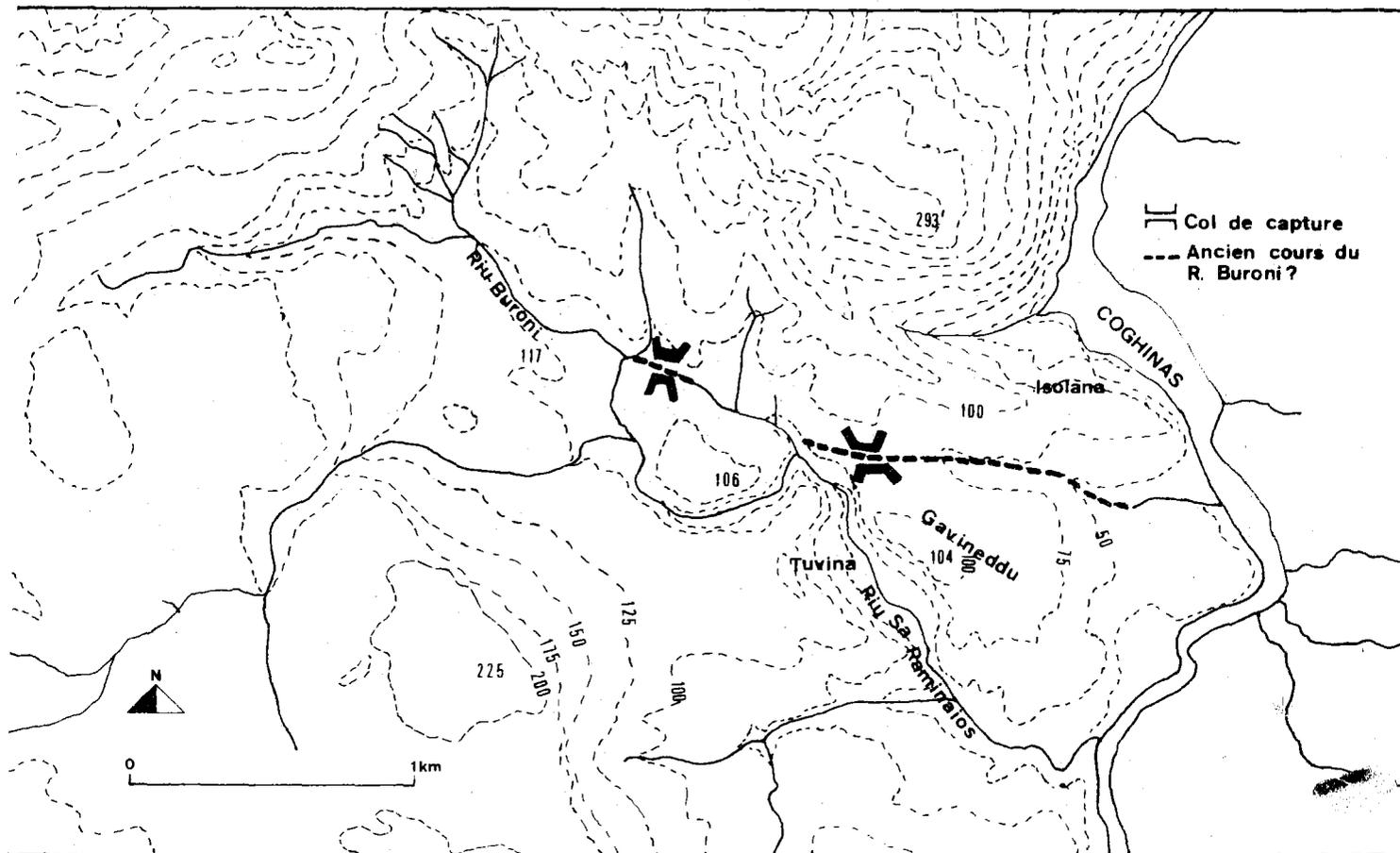


Fig.3.1.21. Captures du Riu Buroni
(en pointillés: les vallées sèches)

41'. Valle Nieddesi

Entre Crabileddu et le Coghinas, un long replat est très bien développé. Il porte le nom de Valle Nieddesi. Son sommet est situé vers 55-57 mètres, mais vers le versant, ce replat est surmonté de nombreux dépôts de pente constitués de blocs de trachyte détachés de la paroi de Crabileddu. Çà et là, cependant, on retrouve quelques galets roulés de quartz, de porphyre permien, de microgranite et de granite du Monte Ruiu qui sont en place ou qui proviennent de la terrasse de Crabileddu (103 m, T₇, n°64) (fig. 3.1.22). Cependant la morphologie et l'altitude nous font penser à une terrasse du niveau T₄ qui serait le raccord entre le lambeau d'Isolana (n°39) et celui d'Alvarizzu (n°42). Notons au passage, l'abondance à Valle Nieddesi de restes préhistoriques: silex et obsidiennes taillées (couteau, pointes de flèches...) et débris de poterie grossière de couleur noire (Néolithique ?).



Fig.3.1.22

Valle Nieddesi

T₄ surmontée par T₇

42. Alvarizzu (rive droite)

Le plus important lambeau de T₄ se situe à Alvarizzu, entre 60 et 65 m (+ 40 m), sur plus d'un km de long et 500 m de large au maximum. Une coupe le long de la route Alvarizzu-Ponti Ezzu fait affleurer une formation caillouteuse dont la composition est la suivante:

Schiste	10%	Porphyre permien	52%	Granite	8%
Phyllade	2%	Granite porphy-		Microgranite	4%
Quartzophyllade	2%	roïde du		Aplite	4%
Quartzite	4%	Monte Ruiiu	6%	Roche	
Quartz	7%			basique	2%

L'importance des porphyres permien et la présence des roches du Monte Ruiiu montre, dans cette terrasse, l'importance des apports du Riu Gazzini: ce qui est tout à fait normal car cette terrasse se raccorde à un large cône-terrasse de cet affluent (fig.3.1.1). Dans les champs situés entre Alvarizzu et Lu Torrino, nous avons retrouvé des cailloux roulés témoins de cet ancien cône.

L'altération des galets de cette terrasse est forte, notamment pour les granites: aucun cailloux n'est sain, 3/9 sont altérés, 5/9 sont pourris et 1/9 est pulvérulent. Il en est à peu près de même pour les schistes: 1/11 sain, 6/11 altérés et 4/11 pourris. Tous les porphyres sont recouverts d'un cortex blanc d'altération et, de plus, deux d'entre eux (sur cinquante sept) sont altérés en profondeur. Sur six porphyres du Monte Ruiiu, deux sont altérés ainsi que trois aplites sur quatre.

Parallèlement à cette intense altération, la matrice de cette terrasse a subi une forte rubéfaction: sa teinte oscille entre 5 YR 5/8 (brun-rouge vif), 5 YR 6/6 (orange) et 7,5 YR 5/6 (brun vif).

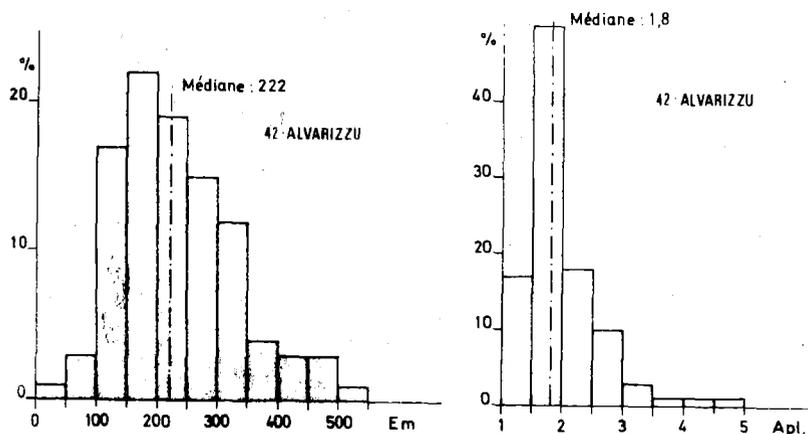


Fig.3.1.23

Histogrammes
d'émoussé et
d'aplatissement
Alvarizzu.

L'émoussé des galets de porphyre est de 222, l'histogramme d'émoussé présente un mode compris entre 150 et 200 (fig.3.1.23). L'aplatissement est de 1,8. Les mesures de centile donnent des valeurs parfois plus faibles que dans les coupes envisagées jusqu'à présent: 20, 30, 38 et 52 cm. La disposition des galets fournit une rose d'orientation (fig.3.1.24) avec un maximum bien net indiquant, sans doute possible, un courant vers l'ouest.

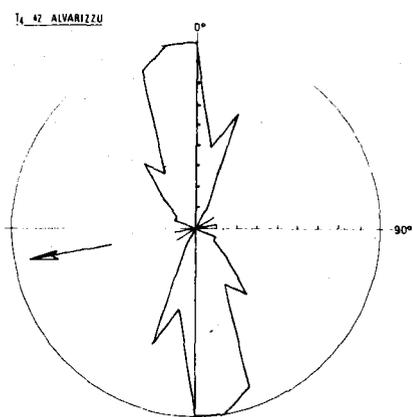


Fig.3.1.24

Rose d'orientation.
Alvarizzu.

43. Sa Colonia (rive gauche)

A proximité de la ferme de Sa Colonia, un beau replat recouvert d'un cailloutis fluviatile s'étire de 60 à 65 m (+ 35 m). Il repose sur des bancs de trachyte.

44. Face à la Cantoniera (rive droite)

Sur la rive droite, face à la Cantoniera, et dominant la large terrasse T_3 (n°33), la tranchée de chemin de fer montre une couche superficielle de galets reposant sur le trachyte. L'altitude relative de cet étroit lambeau n'est que de 30 m, peut-être s'agit-il de la base de T_4 .

45. Miriagu (rive gauche)

A l'amont du pont sur le Coghinas, à Miriagu, les lambeaux de T_4 forment un large méandre vers le sud, s'écartant de plus de 1.100 m du cours actuel. Ces lambeaux sont dominés en partie par la terrasse T_5 (n°56).

Une coupe dans un lambeau donne la composition lithologique suivante:

Schiste	4%	Quartz	12%	Microgranite	24%
Micaschiste	12%	Trachyte	4%	Rhyolite	4%
Gneiss	4%	Granite	36%		

Ce lambeau est caractérisé par l'absence des porphyres permien et des granites du Monte Ruiu car cet affleurement est situé à l'amont des affluents drainant le massif du Monte Ruiu. La présence de trachyte s'explique aisément car ils proviennent de la rive gauche du Coghinas. Quant à l'altération, elle est fort semblable à celle observée à Alvarizzu (42):

	sain	peu alt.	altér.	très alt.	pourri	pulv.	Tot.
Granite	2	5	8	2	-	3	18
Microgranite	7	3	2	-	-	-	12
Schiste	-	-	-	2	-	-	2
Micaschiste	-	2	1	3	-	-	6

De même, la coloration de la matrice oscille entre 5 YR 4/4 (brun-rouge mat), 7,5 YR 4/4 (brun), 7,5 YR 5/4 (brun mat) et 7,5 YR 5/6 (brun vif) valeurs sensiblement égales à celles observées à Alvarizzu.

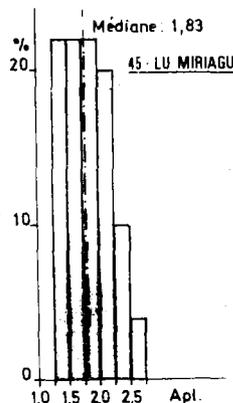
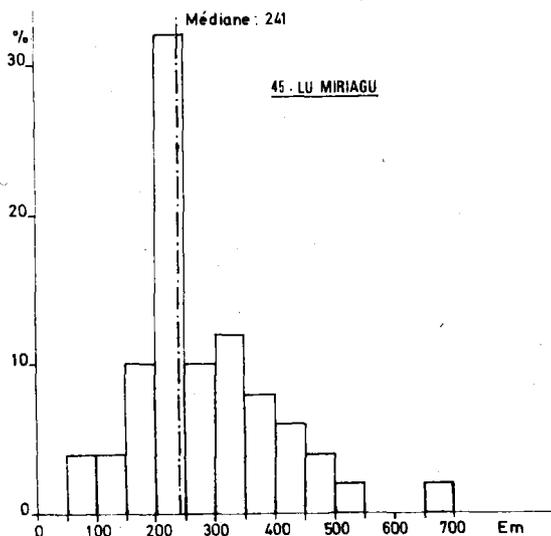


Fig.3.1.24

Histogrammes
d'émoissé et
d'aplatissement.
Lu Miriagu.

Pour les mesures d'émoissé des cailloux, les porphyres permien étant absents, nous avons utilisé les microgranites qui, dans leur ensemble, sont peu ou pas altérés, et dont le comportement est fort semblable à celui des porphyres. L'émoissé obtenu est de 241, l'histogramme présente un mode unique compris entre 200 et 250. Cette valeur d'émoissé plus élevée que celles obtenues sur les porphyres permien doit être due au fait que les microgranites ont subi un transport beaucoup plus long que les porphyres qui sont d'origine locale. L'indice d'aplatissement est de 1,83, le mode étant compris entre 1,5 et 2. Quant au centile, il atteint respectivement 58 cm pour les trachytes, 60 cm pour les micaschistes et 62 cm pour les granites, valeurs nettement plus élevées qu'à Alvarizzu et qui s'expliquent sans

doute par une compétence plus forte du fleuve liée au profil longitudinal plus redressé.

L'allongement des galets suggère un écoulement vers le S.O. ce qui s'accorde avec le développement vers le sud de cet ancien méandre (fig.3.1.25).

A Miriagu, T_4 est réparti en quatre lambeaux, le premier (a) et le second (b) sont situés à + 80 m (+ 40 m), le troisième (c) vers 75 m et le quatrième (d) culmine à 72 m. Le lambeau d est constitué par la butte isolée, située au sud de la Fontaine Selena. Cette colline est recouverte de débris de trachytes provenant de la corniche de Sa Contra, mêlés à des cailloux roulés de granite, microgranite et micaschiste.

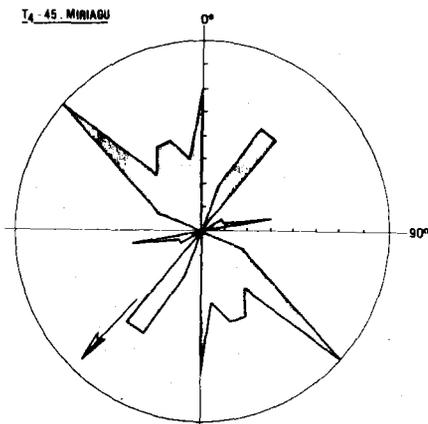


Fig. 3.1.25

Rose d'orientation.
Lu Miriagu (b).

46. Budas (rive droite)

A l'est de Budas, à plus de 80 mètres (+ 30 mètres) (altimètre) dominant le méandre T_3 (n°35), un petit affleurement de cailloutis fluvial est surmonté par des dépôts de pente. Sans doute s'agit-il d'un minuscule lambeau de T_4 .

En conclusion, le niveau T_4 domine généralement de 35-40 m le Coghinas. Ce niveau de terrasse semble le mieux conservé et le plus étendu des terrasses anciennes. Sa coloration varie entre 5 YR et 7,5 YR et est généralement de couleur orange-brun. L'altération des galets y est considérable: 90 à 100% des cailloux de granites et schistes sont altérés. Certains granites sont même pulvérulents. Tous les porphyres permien sont entourés d'un cortex blanc.

Le niveau T_5

Dominant les terrasses T_4 de seulement 5 à 10 m, le niveau T_5 s'en distingue parfois difficilement. Cependant, de nombreuses terrasses témoignent de cet ancien parcours du Coghinas qui, comme nous allons le voir, était assez différent de celui des niveaux inférieurs.

47. Scopaggiu (rive droite)

Au sud du hameau de Scopaggiu s'étire, vers le Coghinas, un long replat étroit. Son altitude est de 60 mètres au maximum (+ 45 m d'altitude relative). Après l'avoir longuement parcouru, nous n'y avons pas retrouvé de cailloux roulés, seulement des débris anguleux de marne blanche miocène, roche qui constitue ici le sous-bassement, ainsi que, çà et là, des cailloux à peine émoussés de trachyte et de porphyre rouge du Monte Ruiu. Ces galets, d'origine locale, peuvent provenir du démantèlement d'un nuraghe installé sur cette avancée (ce nuraghe n'est pas signalé sur la carte topographique). Ce replat correspond peut-être à une ancienne terrasse dénudée de T₅ (?).

48. Serra Sa Linna (rive droite)

Au nord de la Serra Sa Linna, à 1.100 m au SSO de Scopaggiu, un petit replat est développé à l'altitude approximative de 62 m (+ 45 m). Il est recouvert de cailloux à émoussé fluvial, mêlés à des débris anguleux blanchâtres, provenant du démantèlement du sous-bassement miocène. De plus, des galets émoussés se retrouvent dans l'assise du chemin et dans les murs de clôture.

Les deux replats (47 et 48) et la dépression en amphithéâtre de Trumatu semblent indiquer un large méandre développé vers l'est.

Le secteur de Sas Contreddas (rive gauche)

Cette région, située au sud de la route nationale "septentrionale sarde" n°127 et donc au sud du Coghinas, est comprise entre le riu Anzos (affluent du Riu Giobaduras) à l'ouest et le riu Sa Contra à l'est. Elle est caractérisée par une série de replats situés aux environs de 70 m (+ 45 m). D'ouest en est, se rencontrent successivement:

49. Monteneru

La butte isolée de Monteneru (70 m) est occupée par une ferme et ses dépendances. Nous n'y avons pas retrouvé de cailloux roulés en place, mais bien sur les murs ou dans l'assise du chemin. L'occupation intense de cette colline par l'homme et l'absence de coupe ou d'affleurement nous empêchent d'affirmer que ce replat représente un lambeau de terrasse.

50. Tiveri

Au sud de Monteneru, à Tiveri, un large replat est développé à 73 m. Ce sommet est en partie recouvert par des cailloux roulés à émoussé fluvial (coupe réalisée lors de la construction de la nouvelle route). Il s'agit donc bien d'une terrasse.

51. Su Crabione

Encore plus au sud, un autre replat situé à 75 m est surmonté par le nuraghe "Su Crabione". Ici aussi, il s'agit d'une terrasse comme l'atteste la présence de cailloux de quartz et de granite à émousé fluvial.

52. (a, b, c, d) Concas

Entre Concas et Su Sulianu, quatre autres replats situés à une altitude de 70 m sont particulièrement étendus. La carte géologique au 1/100.000e dressée par MORETTI (1957) y renseigne contrairement aux points précédents, des cailloutis fluviaux pléistocènes.

53. (a, b) Sas Contreddas

a) Une butte isolée (71 m), surmontée par une bergerie et située à l'ouest de Sas Contreddas est recouverte de galets d'origine fluviale.

b) Au nord du village, à proximité des fermes de Sinnadzu, on repère çà et là dans les pâturages et dans le maquis des galets émousés.

54. Sa Colonia

Enfin, à l'est de la ferme de Sa Colonia, et au sud du ruisseau de Sa Contra, est développé vers 70 m un autre replat recouvert également de galets émousés.

Dans cette série de terrasses de Sas Contreddas (49 à 54), aucune coupe n'a malheureusement pu être étudiée. Cependant, ce chapelet de terrasses décrit un large méandre du Coghinas vers le sud. Cet ancien cours débute à Sa Colonia et s'écarte au maximum du tracé actuel à hauteur de Sas Consas. Ces terrasses sont également les plus méridionales de la dépression de Tisiennari qu'elles délimitent vers le sud.

55. (a, b) Col de Middinu

A Middinu, une butte (98 m) se détache du versant nord de la dépression dont elle est reliée par un col situé à une altitude de 80-85 m. Ce col a été entaillé par une gravière abandonnée et par le passage de la route du Tisiennari. Ce col ainsi divisé comporte deux parties: la première est située au nord de la route la coupe de la gravière (fig. 3.1.26) y montre des dépôts de terrasse reposant en discordance sur une formation conglomératique redressée, très rubéfiée et d'âge tertiaire (cf. p. 5, Ia). Le dépôt

horizontal est constitué de galets de granite, porphyre, schiste et quartzite à émoussé fluviatile. Les schistes et granites sont soit très altérés, soit pulvérulents. La coloration de la matrice varie entre 5 YR et 7,5 YR. Le centile y est particulièrement élevé: 1,50 m. La puissance de ce dépôt est d'environ 1 m.



Fig. 3.1.26

Terrasse T_5 reposant sur la formation $M_1 t.$

Col du Middinu.

La seconde partie du col, située au sud de la route, est constituée par un replat extrêmement restreint. Nous n'y avons pas retrouvé de cailloux roulés en place, mais ils existent en contrebas dans les dépôts de pente.

Sur le flanc ouest de la colline de Middinu, un autre replat est développé vers 85 m, mais il n'est recouvert que de trachytes anguleux. Peut-être s'agit-il de la trace d'une ancienne terrasse dénudée du niveau T_5 , étant donné son altitude sensiblement égale à celle du col.

La disposition du col et du replat de Middinu nous fait penser à un méandre recoupé dont le mamelon central aurait été constitué par la colline de 98 m. Cependant, l'érosion considérable des versants nous empêche d'être plus affirmatif.

Les lambeaux de Miriagu et de Codinas

Développées de part et d'autre du nouveau pont sur le Coghinas et entaillées par la voie rapide Sassari-Tempio, s'étendent deux belles terrasses:

56. Miriagu (rive gauche) (fig.3.1.27)

Dominant la terrasse T_4 de quelques mètres, le niveau de Miriagu est de coloration orange (5 YR). Les granites y sont pourris et pulvérulents. L'entaille de la nouvelle route montre

seulement une mince pellicule de galets surmontant le bed-rock granitique vers 85 m. Cette couverture va en augmentant vers le sud puisqu'on retrouve des galets jusqu'à 90 mètres. La puissance maximale de ce cailloutis serait donc de 5 mètres.

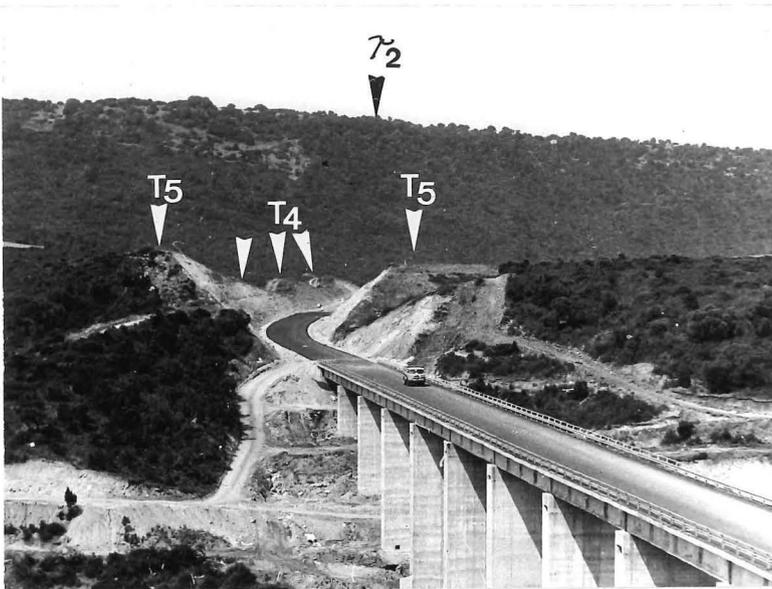


Fig. 3.1.27 .

Vue de Miriagu
(T₄ et T₅)

prise de la terrasse
de Codinas.

A l'arrière-plan, la
coulée de trachyte de
Sa Contra.

57. Codinas (rive droite)

La terrasse de Codinas (altitude relative: + 50 m), que nous avons déjà repérée avant les travaux routiers, est constituée notamment de granites pourris à pulvérulents ainsi que par de nombreux quartz et quartzites. L'épaisseur de ce dépôt atteint 4 à 5 m. Ce cailloutis repose sur le granite rose qu'il a entaillé en forme de cuvette, trace d'un ancien chenal.

Quant à la matrice du dépôt, sa teinte varie entre 5 YR et 7,5 YR 6/6 (orange). Certaines parties sont moins rubéfiées mais toujours de couleur orange (10 YR 7/4) (jaune-orange mat).

En résumé, l'ensemble des terrasses T₅ est situé à une altitude relative de 45-50 m, ne dominant les terrasses T₄ que de quelques mètres. L'altération y est forte. Granites et schistes y sont pourris et pulvérulents, le pourcentage de galets de granite pulvérulents pouvant être élevé. La coloration de la matrice est orange: variant entre 5 YR et 7,5 YR avec, cependant, localement, des passées moins rubéfiées.

De plus, le tracé de T₅ se différencie franchement de celui adopté par la suite par le Coghinas. Ce niveau est enfin le dernier représenté par de nombreux témoins.

Le niveau T₆

Le niveau T₆ ne subsiste qu'en trois endroits bien distincts:
a) à Gavineddu; b) au Tisiennari et c) à Middinu.

58. Gavineddu (rive gauche)

La nouvelle route reliant Perfugas à Santa Maria Coghinas a mis en évidence deux lambeaux de terrasses dans une région qui était d'accès malaisé et recouverte d'un maquis assez dense. A Gavineddu, l'entaille de la route a dégagé une coupe située vers 80 m (+ 65 m). Celle-ci traverse une terrasse composée de galets à émoissé relativement élevé: 291. Quoique le mode principal soit situé entre 150 et 200, ce qui atteste une origine fluviatile certaine, on remarque un mode secondaire moins marqué entre 300 et 400. Cette allure bimodale étonne en cet endroit, peut-être est-elle due au remaniement de galets mieux roulés, d'origine marine et d'âge tertiaire, ces derniers affleurent notamment au nord d'Isolana (cf. p.6, Id.). Cette augmentation de l'émoissé est peut-être due aussi au choix de la nature des galets: en l'occurrence les microgranites à cause de l'absence de porphyre permien. Ainsi à Miriagu (T₄, 45) l'émoissé (fig.3.1.28) également calculé uniquement sur des microgranites donnait 241 (niveau T₄), valeur supérieure à celle obtenue généralement pour les porphyres dans les autres affleurements. Quant à l'indice d'aplatissement, il est de 1,66, valeur normale pour ce type de dépôt.

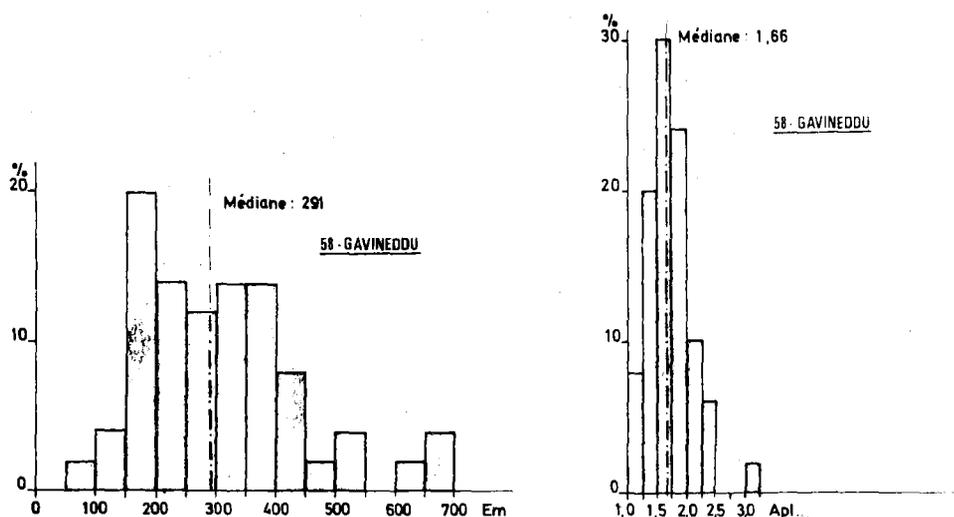


Fig.3.1.28

Histogrammes
d'émoissé et
d'aplatissement.
Gavineddu.

La composition lithologique de cette terrasse donne:

Schiste	2	Trachyte	6	Granite	16
Micaschiste	8	Granite Monte Ruiu	2	Micro-	
Gneiss	4	Indéterminé	6	granite	22
Quartzophyllade	2	(à cause de l'alté-		Aplite	8
Quartz	18	ration intense)		Roche basique	6

La composition est très variée mais les porphyres permien y sont absents. Par contre, on remarque des granites porphyroïdes du Monte Ruiu et des trachytes.

L'altération de ces roches est assez élevée pour les granites et les roches schisteuses:

	Sain	Peu alt.	Alt.	Très alt.	Pulv.	Tot.
Granite	0	1	4	3	-	8
Microgranite	8	-	1	1	-	10
Aplite	1	-	-	2	1	4
Trachyte	2	-	1	0	-	3
Schiste et Micaschiste	0	-	5	2	-	7

Par contre, les microgranites plus homogènes résistent mieux, de même que les trachytes qui constituent ici le soubassement. La coloration de la matrice est de 7,5 YR 5/6 à 5/8 (brun clair) à 7,5 YR 6/6 (orange).

Le centile est assez élevé: 102 cm. Il est constitué par un gros bloc de trachyte. De nombreux blocs de cette nature se retrouvent aussi dans ce dépôt, ce qui s'explique aisément puisque les flancs de cette vallée étaient taillés dans les coulées trachytiques du Miocène inférieur. Par contre, si l'on se limite aux galets de microgranite, on arrive à des valeurs du centile de 35 et 42 cm, valeurs normales et comparables à celles notées précédemment dans les autres terrasses. L'orientation des galets (fig.3.1.29) semble montrer trois directions d'écoulement: une principale vers N 70°E et deux secondaires vers N 30°E et N 10°E.

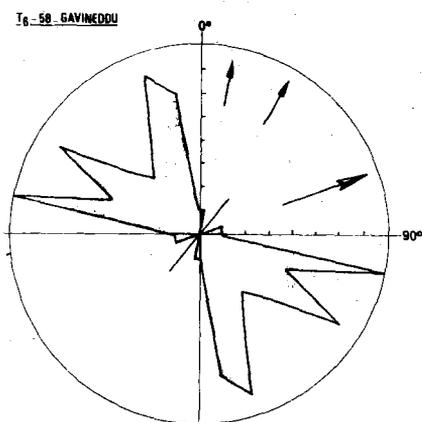


Fig.3.1.29

Rose d'orientation.
Gavineddu.

59. Gavineddu (rive gauche)

Toujours dans le même secteur, un peu plus au nord, nous avons trouvé un autre petit replat recouvert de galets roulés parmi lesquels des granites altérés, des trachytes et des porphyres. La présence de porphyres dans ce lambeau montre que leur absence dans le lambeau 58 était un fait occasionnel. Cette terrasse, perdue dans le maquis, fut positionnée par visées à la boussole. Elle devrait correspondre au replat situé vers 80 m au nord de Gavineddu (carte I.G.M.) et donc appartenir aussi au niveau T₆.

60. Isolana (rive gauche)

Au sud d'Isolana, aux altitudes de 75-80 m (altimètre), nous avons repéré le long d'un nouveau chemin, quelques cailloux roulés épars qui proviennent peut-être d'une terrasse du même

niveau. Cependant aucun fait morphologique n'est venu confirmer cette hypothèse.

60'. Scopaggiu

A l'est de Scopaggiu s'étend un replat vers 75 mètres, au bord duquel reposent de nombreux galets roulés à émoissé fluviale; parmi ceux-ci, on remarque des granites (20 %), des microgranites (30 %), des trachytes (22 %), des porphyres permien (9 %), des granites porphyroïdes du Monte Ruiu (6 %) et quelques aplites, rhyolites et quartzites (5 %).

Cette composition lithologique variée empêche ce dépôt d'être en relation avec un torrent descendant du Monte Ruiu et donc seul le Coghinas peut en être responsable. Cette terrasse est, d'autre part, surmontée à 81 m d'altitude de cailloux à peine émoissés de trachyte qui représentent un dépôt de pente provenant d'une cuesta trachytique bordant la dépression du Tisiennari. Signalons également que les champs situés entre la route et ce lambeau de terrasse sont remplis de cailloux roulés fluviaux non en place provenant de cette terrasse.

L'altitude relative de ce lambeau (+ 60 m) nous permet de le raccorder au niveau T_6 . D'autre part, sa position oblige le Coghinas à réaliser un large méandre vers l'est.

En liaison avec ce niveau, on observe entre 70 et 75 m, au SE de Scopaggiu, le long de la route, un autre petit lambeau de terrasse dans lequel nous avons trouvé entre autres quelques galets de porphyre permien émoissés. La position de ce lambeau rend donc plausible l'hypothèse d'un long méandre développé vers l'est.

61. Tisiennari (rive droite)

Un lambeau assez allongé se retrouve aussi dans le Tisiennari, aux environs de 80 m (+ 55-60 m), le long du chemin qui relie Ponti-Ezzu à Lu Torrino. On y trouve de nombreux galets roulés.

62. Middinu (a, b) (rive droite)

a) A Middinu, un replat très bien marqué est recouvert de nombreux galets roulés. Son altitude est de 106 m, altitude relative + 66 m. Il domine le col de Middinu (terrasse T_5).

b) La butte isolée de Middinu, située à 98 m (+ 58 m) et surmontée par un nuraghe, constitue un très beau replat taillé dans le trachyte où l'on ne retrouve aucun caillou roulé. Cette butte est peut-être une terrasse dénudée.

Le niveau T_6 est donc situé à une altitude variant entre 55 et 66 m par rapport au lit du Coghinas. De cet ancien tracé ne subsistent que quelques témoins.

L'altération des galets, étudiée en un seul endroit, est très forte pour les granites et les roches schisteuses. Quant à la coloration de la matrice, elle est orange (7,5 YR 6/6).

Le niveau T₇

Du niveau T₇ ne subsistent que deux témoins situés dans le secteur aval de la zone étudiée.

63. Les gorges de Castel Doria (rive droite) (fig.3.1.30)

Des gorges impressionnantes marquent la traversée du massif des granites porphyroïdes du Monte Ruiu. A hauteur du barrage-centrale hydroélectrique de Castel Doria, sur la rive droite, deux replats sont très bien marqués. Le premier, qui nous intéresse ici, est situé à une altitude de 100 m (+ 85 m). Ça et là, sur la bordure externe de ce replat, on observe quelques cailloux roulés de microgranite peu altéré, de quartz et de trachyte. La majeure partie du replat est cependant recouverte par une couche de un à plusieurs mètres de dépôts de pente constitués de blocs anguleux de porphyre rouge.



Fig. 3.1.30

Replats T₇ et T₈ de Castel Doria à hauteur du Barrage.

64. Monte Mesu - Crabilledu (a et b) (rive gauche)

Cette longue terrasse est séparée en deux lambeaux bien distincts.

64 a) Monte Mesu

La nouvelle route Santa Maria-Perfugas a dégagé une coupe dans un cailloutis. Celui-ci est situé entre 100 et 106 m et repose directement sur le trachyte miocène. Sa composition lithologique est la suivante (50 galets entre 40 et 80 mm),

Schiste	1	} 6	Trachyte	1	Granite	6
Phyllade	2		Miocène lacustre	2	Microgranite	7
Micaschiste	3		Porphyre permien	6	Roche basique	4
Quartz	10		Granite Monte Ruiu	6	Aplite	2

ce qui est la composition normale du Coghinas en cet endroit.

L'altération, comme on peut le voir dans le tableau suivant, varie fort d'une classe lithologique à l'autre.

	Sain	Peu alt.	Alt.	Très alt.	Pourri	Pulv.	Tot.
Granite porphyroïde du Monte Ruiu	2	0	3	1	0	0	6
Granite	0	0	4	1	0	1	6
Microgranite	6	1	0	0	0	0	7
Micaschiste et schiste	0	2	2	0	1	0	6

Comme pour les autres terrasses anciennes déjà envisagées, aucune roche schisteuse ni aucun granite n'est sain mais tous sont altérés à des degrés divers. L'ensemble des prophyres noirs permien, qui n'est pas repris dans ce tableau, est résistant avec un cortex blanchâtre.

La coloration de la gangue ne se distingue guère des autres niveaux anciens: 7,5 YR 5/8 (brun vif) à 7,5 YR 6/8 (orange).

Plusieurs mesures de centile ont été réalisées, elles donnent respectivement 39,55 et 60 cm.

Quant à l'épaisseur de cette terrasse qui repose directement sur le trachyte, elle est relativement faible: 1 à 2 mètres.

64 b. Crabilledu

Prolongement de la terrasse précédente, dont elle n'est séparée que par l'entaille d'un ruisseau, la terrasse de Crabilledu avait été partiellement cartographiée sur la carte géologique (MORETTI, 1959).

Ici aussi, le cailloutis repose directement sur le trachyte et s'étire depuis le hameau de Crabilledu, au sud, jusqu'au riu de Monte Mesu, au nord. La vigne située au nord du hameau est entièrement située sur cette terrasse. Son altitude est comprise entre 102 et 106 mètres (+ 80-85 m).

En conclusion, le niveau T₇ ne se différencie guère du précédent que par l'altitude (+ 80-85 m). Le centile, la composition lithologique, l'altération et la coloration de la matrice sont pratiquement semblables sur les deux niveaux T₆ et T₇.

En liaison avec ce niveau, nous avons repéré plusieurs replats situés à la même altitude relative de + 85 mètres.

65. Isolana

Sur la crête de la cuesta d'Isolana est taillé, dans le trachyte, un étroit replat, situé à 100 m (+ 85 m). Rappelons cependant que nous avons déjà signalé plus haut la présence de cailloux roulés non en place au pied d'Isolana (T₆, n°60) à une cote de 75-80. Ils doivent vraisemblablement provenir de plus haut.

66. Gaveniddu

A Gaveniddu, un large replat, culminant à 104 m, taillé dans les trachytes, est particulièrement remarquable. Il domine les terrasses T₆ n°58 et 59. Cependant, aucun caillou roulé n'y a été trouvé.

67. Serra Sa Linna

Sur la rive droite, à l'ouest de Serra sa Linna, un autre très beau replat est situé à 98 m et est taillé dans une formation blanchâtre lacustre (m₁). Ici aussi, aucune trace de cailloutis n'a été repérée.

Le niveau T₈

Le niveau de terrasse le plus élevé est situé à + 105-110 m par rapport au lit du Coghinas et n'est marqué que par quatre témoins.

68. Gorges de Castel Doria (rive droite) (fig.3.1.31)

Le second replat des gorges de Castel Doria est situé à une altitude de 125 m (+ 115 m) et domine celui de 100 m (T₇, n°63). Ici aussi, quelques très rares cailloux roulés s'observent en bordure du replat surmonté par de nombreux dépôts de pente constitués de blocs de porphyre.



Fig.3.1.31

Vue de la terrasse
T₈ prise de T₇

69. Tanchitta (rive droite)

La terrasse de Tanchitta, située entre Scopaggiu et Alvarizzu, domine de ses 129 m (+ 114) l'ensemble de la dépression du Tisiennari. Sa base semble se situer aux alentours de 120 m. Cette terrasse, la plus élevée, est particulièrement étendue et est recouverte de nombreux galets à émoussé fluvial. La carte géologique de 1959 n'y renseigne que la formation "m₁" qui en fait constitue le soubassement de cette terrasse.

70. Le replat de Monte Mesu (rive gauche)

A Monte Mesu, un très large replat taillé aussi dans le trachyte est situé à 125 m (+ 110 m) et se situe à la même altitude que le niveau T₈. On n'y retrouve cependant aucun caillou roulé. S'agit-il d'une terrasse dénudée ?

71. Le méandre de Li Paduli (rive gauche)

Dans la zone de Li Paduli et de Frati Agli, nous avons relevé par photos aériennes d'abord et sur le terrain ensuite, des éléments qui seraient favorables à un méandre recoupé très ancien. Il se situerait vers 195 m (altitude relative: + 135 m).

Au col de Li Paduli, quelques cailloux roulés ont été observés mais ils sont souvent enfouis sous des dépôts de pente fortement rubéfiés (5 YR à 2,5 YR). Le mamelon de ce méandre se situe aux environs de 210 m.

Plus vers le nord, des aplanissements situés vers 197 m, taillés dans des schistes métamorphiques, sont peut-être des terrasses dénudées de cet ancien tracé du Coghinas.

Ce sont peut-être là les restes d'un méandre que l'on pourrait raccorder soit à T₈ en imaginant un relèvement du profil longitudinal vers l'amont, soit à un niveau plus ancien encore (?).

Le niveau T₈ n'est donc conservé que très localement, en effet, seule la terrasse étendue de Tanchitta est un repère certain du plus ancien cours du Coghinas. Si l'on admet les quatre témoins envisagés plus haut, le fleuve s'écoulait, dans la région de Scopaggiu, vers 110-115 m par rapport au cours actuel; par contre, plus à l'amont, il se situait vers 135 m, ce qui implique un relèvement du profil longitudinal de ce cours d'eau.

LES TERRASSES DU BAS COGHINAS

La dépression côtière du Coghinas (fig.1.2.1 et 3.2.2) est bordée au nord-ouest par la mer, à l'est par les monts de la Gallura constitués:

1. de granite mis en place lors du Carbonifère.
2. de granite porphyroïde de Monte Ruiu et de porphyres noir et rouge-brun liés au volcanisme permien.
3. de phyllades quartzifères du Silurien métamorphisés au contact des granites.

Au sud-ouest, elle est dominée par les collines de l'Anglona: formations marines tertiaires (M_1t) (tufs, conglomérat, sable, marne, molasse...) avec, intercalés, des laves d'éruption sous-marine (M_1T), le tout surmonté de coulées trachiandésitiques du Miocène inférieur (T_2), et puis par les dépôts marins de l'Helvétien (Miocène moyen, M_2c) caractérisés d'abord par un conglomérat de transgression et enfin par un calcaire fossilifère (coraux, échidnés...)

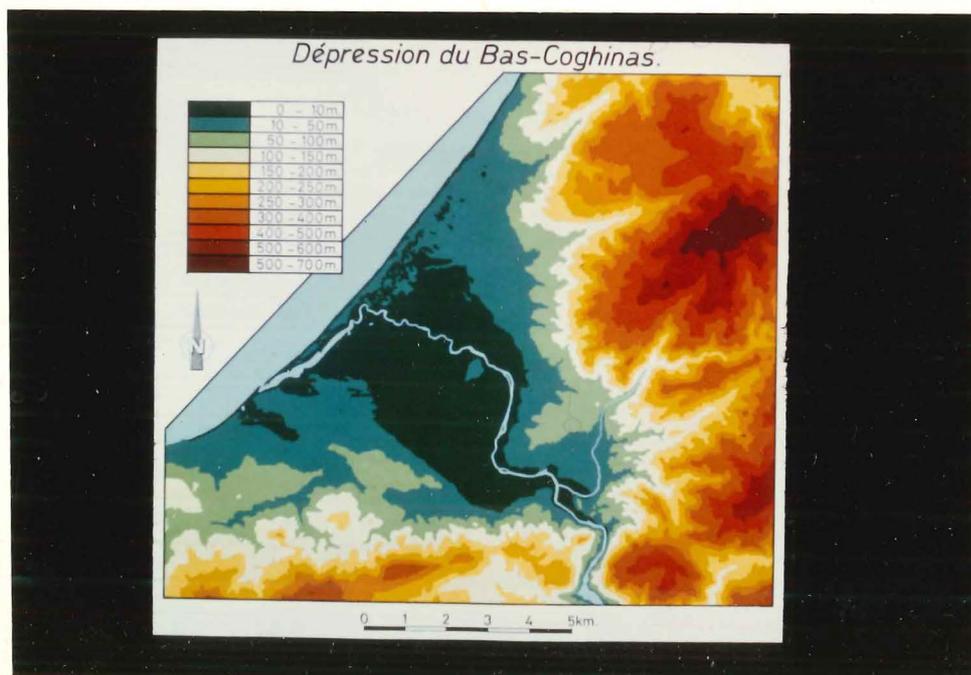


Fig.3.2.2

Carte oro-
hydrographique
de la
dépression
côtière du
Coghinas

Cette dépression est comblée de dépôts quaternaires importants qui masquent les roches du soubassement: les origines de ces accumulations quaternaires (voir aussi lère partie, ch.2) sont nombreuses et diversifiées puisqu'on y trouve des dépôts, actuels et fossiles, d'origine éolienne, fluviale, torrentielle, marine, ainsi que des dépôts de pente.

Dans ce chapitre, nous nous limiterons aux dépôts fluviaux du Bas-Coghinas, c'est-à-dire aux zones qui s'étirent depuis le débouché des gorges de Castel Doria jusqu'à l'embouchure du fleuve à San Pietro a Mare.

I. Les études préliminaires

Plusieurs auteurs ont évoqué plus ou moins brièvement la plaine côtière du Coghinas soit lors d'une description générale de la Sardaigne, soit à l'occasion d'études locales particulières. Ainsi, G.RUGIU (1935), dans sa publication sur la basse vallée du Coghinas et de son peuplement, traite des anciens tracés de ce fleuve au cours de la période historique.

Par après, SPANO (1956), dans une recherche approfondie sur l'évolution actuelle des côtes sardes, consacre quelques paragraphes aux modifications récentes du Coghinas tant à l'endroit de son embouchure que dans les derniers kilomètres de son cours.

Il faut cependant attendre la première carte géologique au 1/100.000e dressée par A.MORETTI en 1959 pour voir figurer la répartition des dépôts fluviaux. Ceux-ci sont répartis en deux groupes:

1. Les dépôts d'âge holocène: alluvions récentes ou actuelles.

2. Les dépôts d'âge pléistocène: dépôts fluviaux continentaux, essentiellement caillouteux, peut-être en partie plus anciens que le Quaternaire.

PELLETIER (1960, p.416-417) dans son monumental ouvrage intitulé: "Le relief de la Sardaigne" ne s'attarde guère à cette zone:

"... Au-delà de ce défilé, le fleuve n'a plus d'obstacles rocheux à franchir avant de parvenir à la Méditerranée. Il coule dans une large plaine triangulaire dont la base est sur la mer. Dans cette vaste dépression, on trouve de longs plans inclinés essentiellement rocheux du côté de la Gallura, des buttes de tufs et de trachytes (le stazzo de Su Monte à 25 m) et surtout de vastes accumulations de cailloux et de sables où l'on ne peut reconnaître aucun niveau étant donné la forte pente des formations alluviales. Le Coghinas ne peut arriver à la mer que plus loin vers le sud-ouest, vers San Pietro a Mare, car il en est séparé par un grand cordon littoral..."

BRANDIS, DETTORI et PIETRACAPRINA (1967) dans un premier mémoire consacré à la géo-hydrologie de la Sardaigne septentrionale distinguent trois épisodes dans les dépôts fluviatiles de la plaine côtière du Coghinas:

"1. Alluvions actuelles: bordure étroite parallèle au cours du fleuve, essentiellement sablo-limoneuse, remaniée par des travaux agricoles intenses, dont la cote moyenne varie entre 1 et 3 m par rapport au niveau de la mer.

2. Alluvions récentes et antiques, sableuses et localement à petits cailloux disposés en terrasses qui se détachent légèrement de la surface actuelle. A "l'oeil nu", la différence n'est pas observable mais le talus ressort clairement à l'examen des photos aériennes. Cette surface domine la précédente de quelques mètres seulement (2 à 3 mètres). Le territoire intéressé le plus par ces dépôts est la plaine développée sur la rive gauche du Coghinas et appelée Campo Coghinas.

3. Alluvions caillouteuses fluviatiles du plus vieil alluvionnement du Coghinas. Cette surface peut être rattachée à la plus haute surface présente dans la plaine de confluence de l'Altana et du Coghinas (Tisiennari). Elle est actuellement visible au sud et à l'ouest de St. Maria Coghinas, ainsi qu'en de petits lambeaux à Lu Razzoni (cours amont du Rio Muntiggioni, localité Paduledda). L'altitude moyenne de cette vieille surface voisine 90-95 mètres dans les zones internes et descend vers 35-40 mètres vers la mer."

Tout récemment, G. PIAMONTI FORTELEONI (1973) dans une première note dédiée à la basse vallée du Coghinas, présente une carte géologique de ce secteur au 1/100.000e. Celle-ci est fort semblable à celle de MORETTI (1959) et, comme lui, elle y distingue deux épisodes fluviatiles:

1. Alluvions récentes et actuelles d'âge holocène.
2. Dépôts continentaux fluviatiles essentiellement caillouteux d'âge pléistocène.

D'autre part, sur sa carte ne figurent plus (par rapport à celle de MORETTI) notamment les dépôts caillouteux pléistocènes de Serra, de Monte di Campo et du sud de Viddalba.

II. Les terrasses (fig.3.2.1, h.t.)

L'étude des terrasses du Bas-Coghinas est complexe car aux dépôts de ce fleuve viennent s'ajouter d'une part des cônes provenant des affluents de rive droite qui drainent la Gallura occidentale et d'autre part des accumulations éoliennes (1ère partie, ch.2). De plus, contrairement aux terrasses du Coghinas interne où les lambeaux sont assez nombreux et où la succession des niveaux apparaît clairement, ici, par contre, on est frappé par l'importance du niveau inférieur (campo di Coghinas) et par la faible étendue et le nombre restreint des terrasses anciennes, sauf à proximité du village de Santa Maria Coghinas où leur extension est assez notable.

D'autre part, alors que dans le Coghinas interne, nous nous sommes permis de classer les terrasses en nous basant essentiellement sur leur altitude par rapport au lit actuel; dans le secteur du Coghinas côtier, un classement altimétrique rencontre immédiatement une objection théorique de taille: la présence de deux catégories de terrasses liées aux fluctuations du niveau marin pendant le Quaternaire:

1) les terrasses climatiques contemporaines des épisodes froids du Quaternaire. Il s'agit des terrasses des plaines alluviales qui se poursuivaient vers le large au moment où le niveau marin était déprimé.

2) les terrasses eustatiques liées à de hauts niveaux marins et donc interglaciaires. Il s'agit de terrasses de remblaiement localisées à proximité du littoral.

Dans la dépression côtière du Coghinas, nous envisagerons, par secteur, chaque lambeau de terrasse en particulier et tenterons de distinguer les terrasses eustatiques des autres. Des corrélations seront ensuite proposées (ch.III) avec les profils longitudinaux du Coghinas interne.

A. La plaine alluviale

1. La plaine du Campo di Coghinas

La dépression du Coghinas côtier est marquée par l'ampleur peu commune de la plaine du Campo di Coghinas (fig.3.2.1 et 3.2.2). Cette plaine est large au maximum de 3.500 m (à hauteur du Monte di Campo) et s'étire sur 8 km depuis les thermes de Castel Doria jusqu'à la côte. A Santa-Maria-Coghinas, son altitude est d'environ 7 m et à l'embouchure de près d'un mètre. Elle domine le cours actuel du fleuve de 1 à 2 m, parfois 2,50 m. L'analyse du microrelief, qui est possible uniquement sur les cartes détaillées au 1/10.000e dressées par l'E.I.R.A. (1956), montre une topographie assez irrégulière constituée de larges dos allongés et de creux. Ce léger relief doit être mis en relation avec les anciens bras du Coghinas dont certains existaient encore au début du siècle, comme le montre la première édition de la carte topographique (1897) (carte 3.2.3).

Sur cette carte, on remarque que le fleuve se divisait en trois bras à l'aval de la butte de Monte di Campo: à l'ouest, le bras de Lu Piuaru, au centre le cours principal et à l'est le Brazzu Ecciu, ce qui signifie en sarde Vieux Bras. Selon la tradition, à la fin du XVIIIe siècle, le Vieux Bras constituait le cours principal du fleuve (RUGIU, 1935). La trace de ces anciens bras est par ailleurs visible sur les photos aériennes. La stabilisation actuelle du Coghinas est liée à la construction de deux digues protectrices parallèles au cours d'eau, réalisées en vue de la mise en valeur de la plaine du Coghinas.

Une série de sondages a été réalisée dans cette plaine à proximité de Santa Maria, en vue de l'installation d'un aqueduc industriel; dans un de ces carottages, des dépôts sableux riches en débris ligneux ont été récoltés à 4 m de profondeur. Ils contenaient notamment de grands morceaux de troncs d'arbres. Un de ces débris ligneux a été daté par C14 par le Dr GILOT de l'Université de Louvain, que nous remercions vivement pour son aimable contribution. La mesure, effectuée deux fois, donne un âge très récent de 500 ans B.P. (1950) \pm 75. Cela implique donc un alluvionnement d'une puissance minimale de 4 mètres pendant les 5 derniers siècles. Comme nous le verrons plus loin (ch.VII),

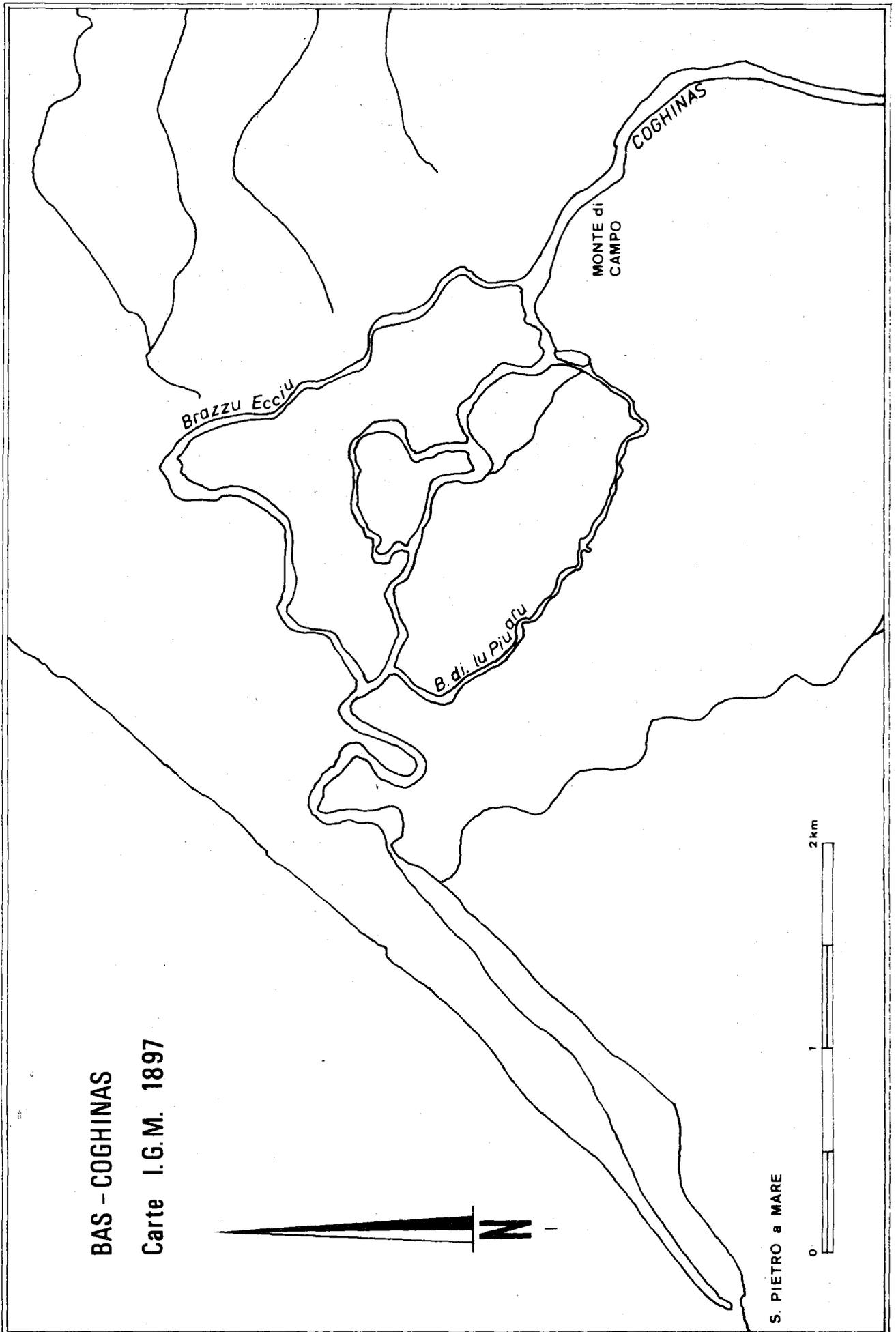


Figure 3.2.3 : Le cours inférieur du Coghinias d'après la carte IGM (1897).

tous les cours d'eau de cette région sont caractérisés par un alluvionnement historique important.

Les sondages de Santa Maria Coghinas montrent également la présence de dépôts fluviatiles sur 15,50 m de puissance au moins, le bed-rock n'étant pas encore atteint. Ces dépôts sont généralement constitués de sable, limon ou argile dans leur partie supérieure pour devenir, plus bas, beaucoup plus grossiers: d'abord graveleux puis caillouteux. L'altitude absolue de la base de ce cailloutis oscille entre -6 m et -2,20 m alors que la cote de la plaine varie, à l'emplacement des sondages, entre 6,60 m et 7,50 m. Dans ce cailloutis, nous avons repéré des galets à émoussé franchement fluviatile, de trachyte, de porphyre, de granite et de micaschiste. Un seul galet de granite était légèrement altéré, peut-être était-il remanié d'une terrasse plus ancienne voisine. La coloration de la matrice se situe dans des tons gris-jaune ou brun (2,5 Y).

Dans certains sondages, sous ce cailloutis, on retrouve de nouveau du matériel plus fin qui repose à son tour sur des galets. L'altitude de cette seconde génération de galets est de -8 m par rapport au niveau de la mer. La coloration de la matrice de ces sédiments fluviatiles se situe également dans les jaunes-gris (2,5 Y). Cependant, pour quelques sables, nous avons relevé des valeurs plus élevées: 10 YR 7/3 (jaune-orange) ce qui témoignerait d'une légère rubéfaction.

Nous observons donc dans ces sondages la superposition de deux nappes caillouteuses qui devaient nécessairement, vu leur altitude, se raccorder à un bas niveau marin. On peut donc affirmer qu'il s'agit, suivant le schéma proposé plus haut, de cailloutis mis en place pendant des périodes froides. De tels recouvrements de nappes ont été aussi observés en Corse orientale, notamment par O.CONCHON (1973).

Par contre, la brusque diminution de taille des alluvions supérieures doit être parallélisée avec une hausse récente du niveau de la mer (transgression versilienne) à laquelle aurait succédé une phase d'apports d'âge historique; apports qui, selon RUGIU (1935), seraient dus surtout à une intense exploitation de la forêt au XIXe siècle.

Cet alluvionnement est aujourd'hui arrêté suite à la création récente, à l'amont, de deux barrages. De plus, la construction de deux digues en bordure du Coghinas a régularisé le lit de ce fleuve qui s'est encaissé dans ses alluvions. La plaine du Campo Coghinas est donc une plaine alluviale qui, suite à l'action de l'homme, a été transformée en terrasse.

B. Secteur de Santa Maria

2. Terrasse de Santa-Maria-Coghinas. Cimetière (rive gauche) (13m70)

Cette terrasse est située à proximité du cimetière de Santa Maria, à une altitude de 13m70 (altitude du sommet des alluvions) et constitue un très beau replat. Deux coupes l'ont éventrée: d'abord la tranchée réalisée pour la mise en place de l'aqueduc industriel Castel Doria-Porto Torrès et ensuite l'entaille de la nouvelle route Santa Maria Perfugas.

Dans la tranchée de l'aqueduc, les cailloux de porphyre ont un émoissé de 222. L'histogramme d'émoissé (fig.3.2.4) présente un mode unique compris entre 100 et 150, ce qui implique un apport de galets ayant subi un transport limité, vraisemblablement en provenance des torrents qui aboutissent à Viddalba et qui drainent la Gallura occidentale. L'aplatissement de ces cailloux est de 1,9. Quant au centile de cette formation, il est de 35 cm.

La composition lithologique donne une majorité de porphyres, micaschistes et quartz, ainsi que quelques cailloux de gneiss, aplite, ignimbrite, granite, trachyte et grès tertiaire. L'altération est moyenne: les granites, quelques schistes et la moitié des gneiss sont altérés. La coloration de la matrice est de 7,5 YR 5/6 (brun vif). La disposition des galets indique un écoulement vers le nord-ouest (N 310°E)(fig. 3.2.5).

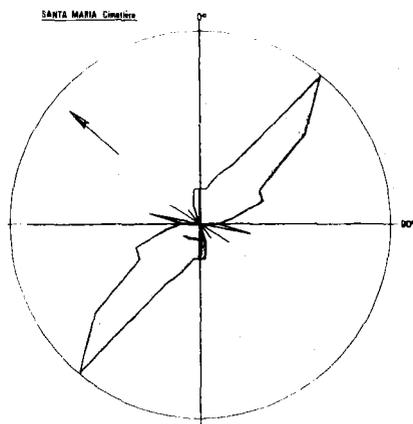


Fig.3.2.5

Rose d'orientation.
Santa Maria - Cimetière .

La seconde coupe, située non loin de la première, montre un cailloutis fort semblable: l'émoissé est de 182 et l'histogramme est unimodal (fig.3.2.6)(150 à 200). L'aplatissement atteint 1,84. Les valeurs du centile sont aussi du même ordre de grandeur: 18 et 24 cm. Le spectre pétrographique fournit:

Porphyre:	22 %	Micaschistes:	10 %	Trachyte:	16 %
Microgranite:	14 %	Quartz:	16 %	Silex:	2 %
Granite:	20 %	Gneiss:	4 %		

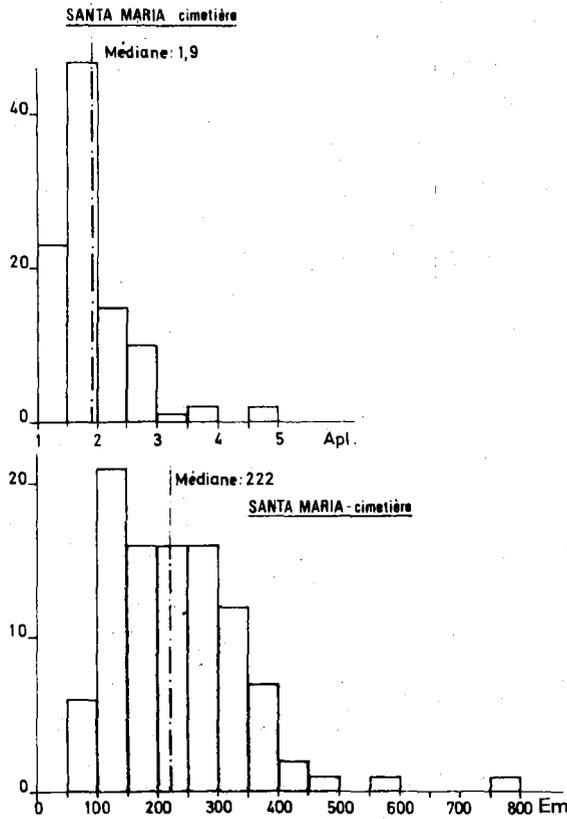


Fig. 3.2.4

Histogrammes d'émoussé et d'aplatissement.
(Santa-Maria - Cimetière)

Quant à l'altération, elle donne sur 10 granites:
2 sains, 3 peu altérés, 1 altéré, 3 très altérés et 1 pulvérulent;
et sur 10 micaschistes: 2 sains, 6 altérés et 2 très altérés.

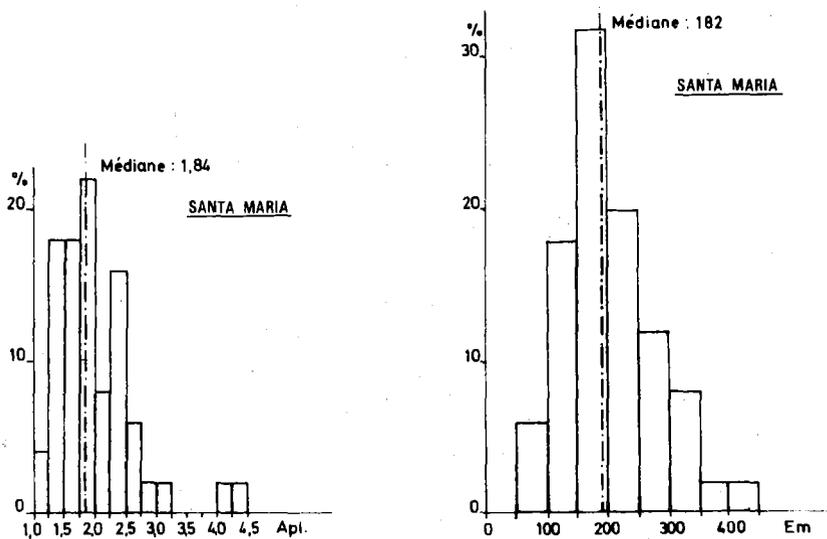


Fig. 3.2.6

Histogrammes d'aplatissement et d'émoussé.
(Santa-Maria. Cimetière)

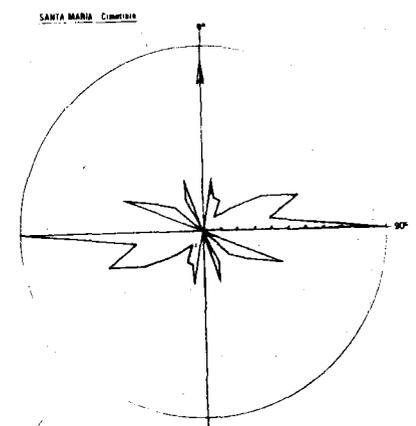


Fig.3.2.7

Rose d'orientation.
Santa-Maria.

La matrice de ce cailloutis possède une coloration brune (7,5 YR 4/6) valeur sensiblement égale à celle renseignée plus haut.

Dans cette coupe, seule la rose d'orientation diffère légèrement de celle obtenue plus haut, car ici l'écoulement paraît se faire vers le nord (fig.3.2.7).

3. Terrasse de Santa Maria Coghinas, rive gauche (25 m)

A l'est du village, soit à 230 m à l'est du cimetière, un replat allongé, occupé par quelques habitations, est situé à 16 m et est recouvert de galets.

4. Santa Maria Coghinas, rive gauche (22 m)

A l'extrémité ouest du village, une petite butte isolée culmine à 22m40. Elle est aussi occupée par des habitations. Peut-être s'agit-il ici aussi d'une terrasse.

5. Terrasse Marco Manzoni, rive gauche (29 m)

Au sud-ouest du village de Santa Maria, on retrouve deux lambeaux de terrasses entaillés par une nouvelle route parallèle à la route principale. La coupe, dans le lambeau oriental, montre un cailloutis surmonté par un dépôt sableux. Cette accumulation de sédiments culmine à 29 m. La majorité des galets est allongée N-S et leur inclinaison indique clairement un sens d'écoulement du fleuve vers l'ouest (fig.3.2.8).

La composition lithologique donne 30 % de schistes métamorphiques, 55 % de porphyres, 8 % d'ignimbrites et 7 % de granites. Ce spectre pétrographique montre que cette terrasse appartient au système du Coghinas.

L'é moussé, calculé sur 100 galets de porphyre, donne une valeur de 160. Les valeurs mesurées se présentent suivant un histogramme bimodal (fig.3.2.9) avec un mode bien marqué entre 100 et 150 et un autre, secondaire, entre 250 et 300. La nature même du matériel utilisé pour cette mesure explique cette diversité dans la répartition des galets: en effet, certains porphyres proviennent du Coghinas interne et ont, par conséquent, subi un transport assez long. Par contre, une grande partie des galets peut provenir des monts très proches de la Gallura, région où affleurent des roches liées au volcanisme permien. Les nombreux torrents qui drainent la bordure occidentale de la Gallura seraient responsables de cet apport principal de galets de porphyre. (Fig.3.2.8 et 3.2.9, p.59)

L'aplatissement de ces galets est de 1,8 et le centile de 70 cm (valeur assez élevée qui s'accorde avec l'apport torrentiel local).

Quant à l'altération des galets, elle est moyenne: 9/15 des schistes sont altérés, les autres sont sains; d'autre part, le tiers des granites est pulvérulent alors que les autres sont faiblement à modérément altérés. La majeure partie des porphyres

possède un cortex d'altération. La coloration de la matrice est brune (7,5 YR 4/6).

Cette accumulation caillouteuse est surmontée d'un dépôt sableux d'une puissance de 2 à 3 m.

6. Route des Thermes (Est de Santa Maria Coghinas) rive gauche (35 mètres)

A l'est de Santa Maria Coghinas, à 550 m à l'E.S.E. du cimetière du village, la route qui mène aux thermes de Castel Doria, traverse un replat situé vers 35 m et qui est constitué par une terrasse du Coghinas, comme le montrent d'abord les flancs d'une petite ravine affluente du Coghinas et ensuite l'entaille de la route.

Parmi les galets retrouvés, on note une majorité de granites (30 %), de roches à structure porphyrique (28 %), des micaschistes et des phyllades (20 %), des quartzites et quartzophyllades (14 %), des quartz, quelques gneiss, des trachytes et des grès tertiaires. L'altération de ces galets peut être intense: les granites sont généralement altérés, pourris ou pulvérulents; les micaschistes et les phyllades sont altérés à pourris; dans la plupart des cas, les porphyres et micro-granites possèdent un cortex blanc d'altération. La coloration de la matrice est de 7,5 YR.

Le centile de cette formation est particulièrement élevé: 137 et 180 cm, ce qui peut s'expliquer soit par un apport torrentiel en provenance des collines toutes proches soit par une diminution de la pente du profil longitudinal du Coghinas au débouché du défilé de Castel Doria, ce qui aurait entraîné une diminution de la compétence de ce fleuve.

L'émoissé des galets de porphyre est de 200, valeur commune pour les dépôts fluviatiles du Coghinas. Par contre, les éléments phylladeux sont faiblement émoissés, ce qui est dû à la proximité des affleurements et donc à un transport limité.

D'autre part, l'épaisseur des dépôts de cette terrasse est considérable: à 15 m, sous le replat, on ne rencontre pas encore le soubassement rocheux. En effet, en longeant le versant du Coghinas emprunté par l'aqueduc d'irrigation (alt.: 22 m), on note que des galets fluviatiles. La végétation empêche de faire des observations plus bas.

La puissance de ce cailloutis pose un problème. S'agit-il d'un dépôt unique ou de plusieurs terrasses fluviatiles superposées ou d'un remblaiement ?

C. Secteur de San Leonardo

7. San Leonardo, rive droite (12-15 m)

Cette terrasse se situe approximativement à 1500 m à l'est de Viddalba. D'une largeur approximative de 130 m, d'une longueur de 400 m, cette terrasse se situe à une altitude de 12-15 m. Aucune coupe ne nous a permis d'avoir plus de détail sur cette terrasse. Cependant, des cailloux roulés se retrouvent çà et là dans les prairies.

8. San Leonardo, rive droite (25 m)

1) Au lieu-dit San Leonardo, à 870 m à l'ouest du village de Viddalba, s'étale un beau replat recouvert de galets à émousé fluviatile. Son altitude absolue est de 25 m.

2) Toujours à San Leonardo, à proximité du cimetière et du terrain de football, la route emprunte un col développé à une altitude approximative de 25-27 m. On y retrouve aussi des cailloux roulés épars, notamment à proximité du chemin.

La position de ces deux lambeaux indique que le Coghinas devait réaliser un large méandre vers le nord, le pépin de ce méandre étant constitué par une colline isolée qui culmine à 43 m (n°11).

9. San Leonardo, rive droite (33 m)

Dominant d'une légère rupture de pente la terrasse n°8, la terrasse n°9 s'étire vers 33 m. Quelques excavations réalisées pour la mise en place de poteaux électriques nous ont permis d'observer le cailloutis. Il est constitué par une majorité de porphyre, entourés d'un cortex blanc d'altération et par diverses roches dont, notamment, des granites pulvérulents. La coloration de la matrice est brun vif (7,5 YR 5/8). Cette terrasse est localement surmontée de placages sableux peut-être d'origine éolienne.

10. San Leonardo, rive droite (1100 m à l'ouest de Viddalba) (45 m)

Dans cette terrasse, dont le sommet se situe à 45 m, une petite excavation réalisée dans la partie occidentale de ce lambeau nous a permis d'y observer des cailloux de porphyre, à émousé fluviatile et à cortex blanc. Ils sont accompagnés de granites altérés à pourris, de microgranites résistants, également avec cortex blanc, ainsi que de quelques quartz.

Par contre, sur la partie orientale de ce replat, les excavations ne montrent plus que des galets de porphyre avec cortex blanc. Il semble donc que cette terrasse soit située au confluent du Coghinas et du ruisseau de Viddalba qui est responsable de l'apport de la plupart des porphyres.

11. La butte isolée de San Leonardo (43 m)

Face à la terrasse précédente (10) s'étire la butte de San Leonardo. Elle a été isolée par un ancien méandre du Coghinas (n°8). Son sommet atteint la cote de 43 m. Une carrière a largement entamé la partie méridionale de cette butte. La coupe montre de bas en haut, une ignimbrite surmontée par des galets à émousé fluviatile.

D. Sud de Viddalba

12. Viddalba, rive droite (20 m)

A 1.000 m au S.S.E. de Viddalba, on observe une butte isolée (13) par le Coghinas au sud, par le ruisseau de Viddalba au nord, par la plaine alluviale à l'ouest et, à l'est, par une dépression allongée. Cette dépression atteint à peine l'altitude de 20 m dans sa partie nord, alors que la partie sud est entamée par un petit torrent. Dans le tronçon nord, nous avons retrouvé, vers 20 m, des galets roulés épars dans les champs. Il est vraisemblable qu'un affluent du Coghinas empruntait ce chemin. Un passage du Coghinas semble exclu étant donné l'étroitesse de cette dépression par rapport à la vallée actuelle du fleuve.

13. La terrasse de Viddalba, rive droite (61 m)

Entre le Coghinas et le ruisseau de Viddalba, s'observe une colline isolée taillée dans des formations miocènes et surmontée par un cailloutis fluviatile. Il s'agit d'une terrasse dont le sommet du cailloutis se trouve à 61 m. Cette terrasse a déjà été signalée sur la carte au 1/100.000e du Service Géologique d'Italie (MORETTI, 1959).

14. Les replats de Castel Doria, rive droite (50 m)

Face aux thermes de Castel Doria, sur la rive droite du fleuve, on note deux replats situés vers 50 m et taillés dans le granite porphyroïde du Monte Ruiu. Aucun galet n'y a été décelé.

E. Li Reni

15. La terrasse de Li Reni, rive droite (55 m)

A près d'un km, à l'ouest de Li Reni, sur la rive gauche du ruisseau Canale Naragheddu, se trouve une autre terrasse dont le sommet se situe à la cote de 55 m (1ère partie, ch.2).

Le spectre pétrographique présente des galets de

granite:	28 %	porphyre permien:	4 %
microgranite:	13 %	micaschiste:	7 %
granite porphyroïde		gneiss:	6 %
du Monte Ruiu:	20 %	quartz:	22 %

La composition lithologique de cette terrasse montre une grande variété, ce qui est l'indice d'un apport certain du fleuve Coghinas et non du Canale Naragheddu. En effet, ce torrent, drainant la bordure occidentale de la Gallura, ne charrie presque exclusivement que des porphyres permien qui, dans cette terrasse, sont peu nombreux.

Cette formation est rubéfiée: 7,5 YR 5/4 (brun jaunâtre) à 7,5 YR 5/6 (brun vif) et l'altération y est, pour certains galets, intense:

	sain	peu alt.	alt.	pourri	pulvérulent
Granite	7 %	7 %	26 %	33 %	27 %
Microgranite	43 %	57 %			
Granite porphyroïde du Monte Ruiu	9 %	18 %	73 %		
Micaschiste				25 %	75 %
Gneiss		67 %	33 %		

Les porphyres permien possèdent une croûte blanche importante.

Le degré d'altération des galets de granite et le nombre restreint de porphyre nous a obligé à prendre des galets de quartz pour effectuer la morphométrie des cailloux de cette formation. Cependant, par expérience en Sardaigne septentrionale, nous savons que les indices morphométriques des quartz sont fort semblables à ceux mesurés sur les galets de porphyre. Les résultats seront donc comparables.

Ainsi l'émoissé, mesuré sur 50 galets de quartz compris entre 38 et 58 mm, est de 205. L'histogramme d'émoissé est unimodal, 32 % des galets ont un émoissé compris entre 151 et 200. Il s'agit là d'une valeur courante pour les formations fluviales. Il en est de même pour l'indice d'aplatissement qui est de 1,70. L'histogramme est aussi unimodal, 30 % des galets ayant un aplatissement compris entre 1,51 et 1,75.

Le centile de cette formation est peu élevé: 38 cm. Il faut cependant remarquer que l'exiguité de la coupe nous limite dans cette mesure.

Ce dépôt de terrasse d'environ 4 m d'épaisseur repose sur une autre formation détritique sablo-graveleuse (16) qui est également rubéfiée (7,5 YR 5/8 à 6/6) et dont tous les indices granulométriques s'accordent pour indiquer une origine fluviale: par ex.: le mauvais classement (Q de ϕ 1,06). La morphoscopie des grains de quartz montre une majorité d'anguleux ou de subanguleux luisants ou picotés-luisants. Ce qui s'accorde aussi avec un transport fluviale.

Quelle est alors l'origine de cette formation sablo-graveleuse ? L'allure du dépôt et l'absence de gros blocs nous fait rejeter l'hypothèse d'un cône de déjection issu d'un des torrents de la Gallura toute proche. L'intensité de la rubéfaction nous montre que ce dépôt est moins rubéfié (7,5 YR) que les cailloutis tertiaires observés dans la région (10 R à 2,5 YR).

Ce dépôt, qui a une origine fluviale, appartiendrait au Coghinas et serait donc antérieur à la terrasse 15 dont le cailloutis le protégerait de toute érosion.

En cet endroit, nous observons donc la superposition de deux épisodes fluviaux, le plus récent reposant sur le plus ancien. Des phénomènes semblables ont déjà été décrits par OTTMAN (1958) et CONCHON (1975) dans la plaine orientale corse et, plus haut, dans la plaine du Campo di Coghinas (1) nous avons décrit une succession semblable.

F. La bordure occidentale de la dépression du Coghinas

Les replats de Sugliana (rive gauche)

17) A Sugliana (rive gauche) s'observe un petit replat situé à 45 m. Nous n'y avons pas retrouvé de caillou roulé. Il peut s'agir d'une terrasse érodée ou d'un niveau d'aplanissement.

18) Au nord du St. Pirastone, un autre replat s'étire vers 37 m, mais nous n'y avons observé aucun galet à émousé fluviatile. Ici aussi on peut imaginer une terrasse érodée.

Les replats de Serra (rive gauche)

19) La bordure occidentale de la dépression côtière du Coghinas est caractérisée par la présence de replats. L'un d'entre eux, dénommé le Monte Juanni, est très bien marqué dans le paysage. Il se situe à la cote de 61 m. La carte géologique y signale des dépôts fluviatiles pléistocènes; cependant, nous n'y avons trouvé aucun caillou roulé (le cailloutis était peut-être masqué par la végétation au moment de nos investigations).

20) De même, au nord-ouest du replat précédent et pratiquement à même altitude (62 m), s'étire un autre aplanissement sans couverture caillouteuse où affleure seulement le Miocène.

21. 22. 23) Toujours à Serra, trois autres replats sont situés respectivement à 74 m, à 84-85 m (Mte Lizzu) et à 93 m.

Suivant la carte géologique, seul le replat de 80-85 m (Monte Lizzu) serait recouvert de cailloutis fluviatile pléistocène. Cependant, après avoir parcouru tout le plateau, nous n'avons trouvé aucun caillou roulé, seulement quelques blocs de trachyte provenant, sans doute, du démantèlement d'un nuraghe.

Il est possible que ces replats, privés de couverture caillouteuse, soient liés à de très anciens tracés du Coghinas dont on ne retrouve pas la trace actuellement, ou peut-être à des niveaux marins très élevés. Rappelons que des niveaux de terrasses fluviatiles, également très élevés, ont déjà été repérés dans la dépression interne du Coghinas.

G. Monte di Campo

24. Monte di Campo (rive gauche) (28 m)

A proximité du pont sur le Coghinas, emprunté par la route Castel Doria-Santa Teresa, s'élève une colline atteignant la cote de 28 m. Il s'agit du Monte di Campo qui domine l'ensemble de la plaine du Campo di Coghinas.

Cette colline est constituée par la formation marine tertiaire M_t et est surmontée de dépôts caillouteux d'origine fluviatile. La base de la terrasse est située vers 21-22 m. Les galets qui la composent sont de nature très variée et correspondent aux ensembles lithologiques affleurant dans le bassin du Coghinas:

Gneiss:	2	Porphyre permien:	37	Granite:	18
Micaschiste:	2	Granite porphyroïde		Microgranite:	4
Phyllade:	3	du Monte Ruiu:	1	Aplite:	10
Quartzophyllade:	2	Marne (M ₁ l):	1	Roche basique:	4
Quartz:	12	Trachyte (T ₂):	2	Grès (M ₁ t) de	
				Castel Doria:	2

L'altération de ces cailloux est étroitement liée à leur nature lithologique, elle est intense. En effet, les porphyres permien, résistants, possèdent tous un cortex blanc d'altération. Les granites ont des comportements variables car sur 16 granites dénombrés, 2 sont sains, 4 peu altérés, 5 altérés, 2 très altérés ou pourris et 3 pulvérulents. Par contre, les microgranites comme les aplites sont soit résistants, soit peu altérés, mais possèdent toujours un cortex d'altération. Parmi les micaschistes et les phyllades, on ne trouve aucun cailloux sain, ils sont soit peu altérés (2/8), altérés (2/8), pourris (1/8) ou pulvérulents (3/8).

La coloration de la gangue varie entre 5 YR 5/8 (brun vif), 7,5 YR 5/8 (brun vif) et 7,5 YR 4/6 (brun).

Quant au centile, nous avons mesuré 16, 19 et 56 cm.

L'émoissé des galets est assez élevé: 300. L'histogramme d'émoissé (fig.3.2.10) montre un mode principal bien marqué situé entre 200 et 250 (18,6 %) et un mode secondaire compris entre 350 et 400 (14,3 %). Une mesure ultérieure, au départ d'un autre échantillonnage, donne une valeur identique pour l'émoissé: 298 et également un histogramme bimodal (3.2.11) bien net avec cette fois un mode principal entre 150 et 200 (22 %) et un secondaire entre 450 et 500 (10 %). Il apparaît que ce cailloutis résulte du mélange de deux familles de galets: une première à émoissé typiquement fluviale (150 à 250) et une autre fort émoissée (350 à 500) qui correspondrait à un façonnement marin.

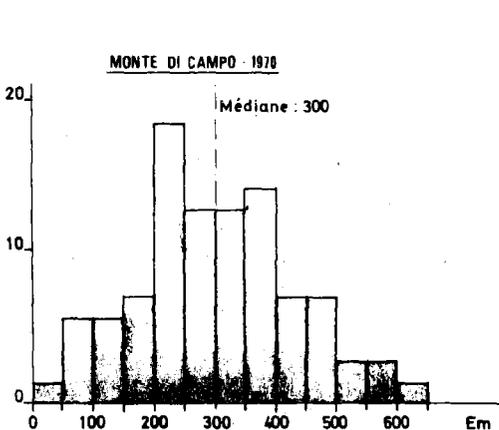


Fig.3.2.10

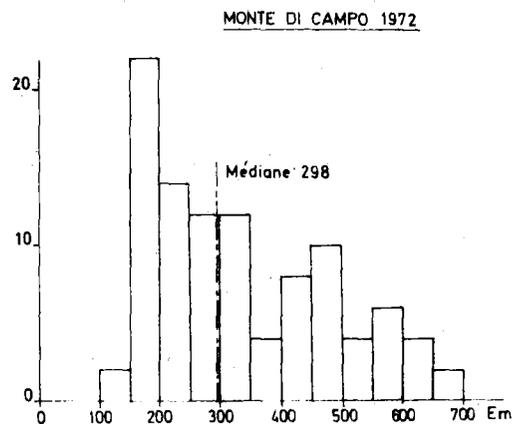
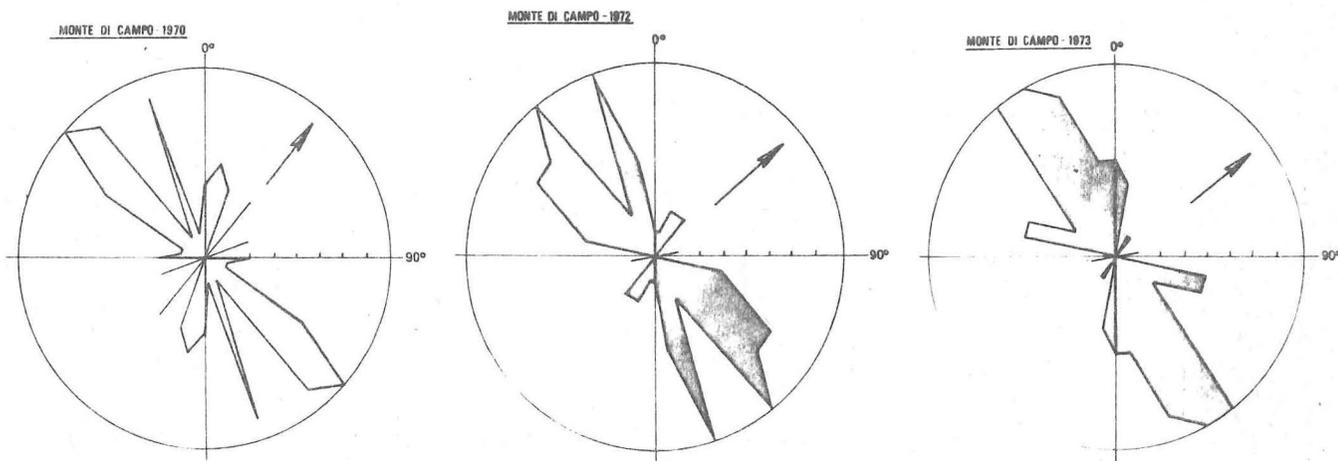


Fig.3.2.11

Histogrammes d'émoissé.
Monte di Campo.

La disposition des galets indique clairement une orientation prédominante NO-SE. De plus, la majorité des galets est inclinée vers le S.O., ce qui signifie soit un sens d'écoulement vers le N.E., s'il s'agit d'une rivière, soit une ligne de rivage orientée NO-SE, dans le cas d'un niveau marin.

La station de Monte di Campo a été choisie comme station de référence afin de tester si notre façon d'étudier les galets (émoissé et orientation) ne s'était pas modifiée au cours du temps. C'est ainsi que l'émoissé a été mesuré deux fois à deux ans d'intervalle et a fourni des résultats similaires. De même, trois mesures d'orientation des galets nous ont fourni des roses fort semblables (3.2.13/14/15).



Roses d'orientation. Monte di Campo.

1970
Fig. 3.2.13

1972
3.2.14

1973
3.2.15

En conséquence, la valeur relativement élevée de l'émoissé médian et l'allure bimodale de l'histogramme d'émoissé nous permettent de déceler une influence marine.

S'agit-il de dépôts marins plus anciens remaniés ou d'une terrasse marine située à proximité de l'embouchure du Coghinas ? La première hypothèse ne semble pas devoir être retenue car si cela était, les émoissés des terrasses fluviales voisines (secteur de Santa Maria, par exemple) devraient aussi être plus élevés. La seconde hypothèse paraît plus probable: dans ce cas la terrasse de Monte di Campo aurait une importance primordiale pour la compréhension du Quaternaire de la Sardaigne septentrionale: d'abord comme témoin du niveau marin de 20-25 mètres que nous avons trouvé en divers points du littoral: entre autres à la Costa Paradiso (Gallura), sur l'île de l'Asinara et en Nurra (ch.VII de la 1ère partie) et que nous avons rangé dans le Tyrrhénien I (interglaciaire Mindel-Riss).

Si cet âge est adopté, cela nous permettra de dater d'une façon relative les niveaux de terrasses de tout le bassin du Coghinas en nous basant sur le degré de l'altération du cailloutis et sur l'intensité de la coloration de la matrice.

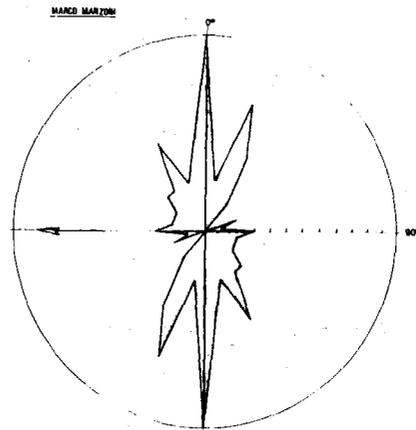


Fig.3.2.8. Rose d'orientation (Marco Manzoni)

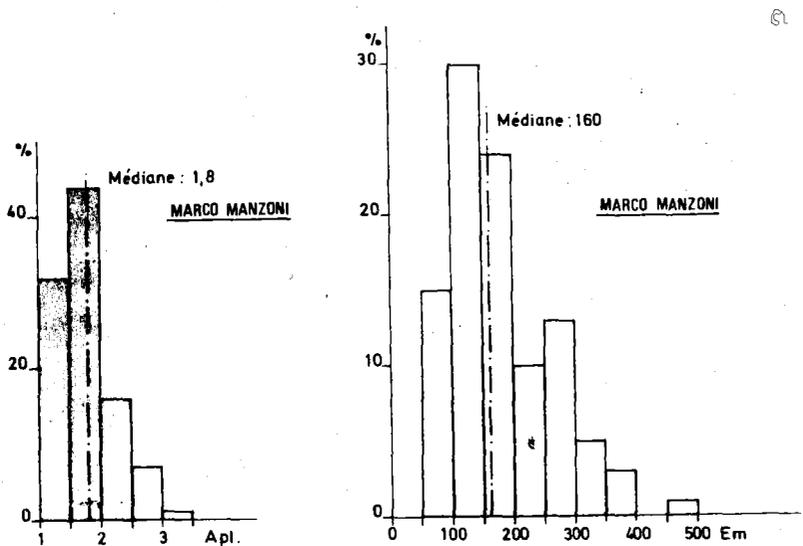


Fig.3.2.9. Histogrammes d'aplatissement et d'émoussé. Marco Manzoni.

III. Synthèse des terrasses du Bas-Coghinias.

Toutes les observations que nous avons rassemblées ne permettent pas de conclure aisément et de raccorder entre elles sans hésitation les terrasses que nous avons observées. Les raccords sont évidemment plus difficiles et plus hypothétiques encore lorsqu'il s'agit de proposer des corrélations entre les dépôts alluviaux que nous venons de décrire et les terrasses du cours supérieur du Coghinias.

Tout d'abord, la vaste plaine du Campo di Coghinias résulte d'une sédimentation consécutive à la transgression versilienne et son alluvionnement s'est certainement poursuivi jusqu'au siècle passé. La construction de barrages à l'amont et l'endiguement du fleuve ont modifié totalement la charge transportée par le Coghinias, le régime et l'action morphologique du fleuve dans cette région.

Des sondages ont révélé, à 8 km du littoral actuel, sous l'accumulation récente d'alluvions, l'existence de deux nappes de galets dont l'altitude est d'une part de -2 à -6m (base de la 1^{ère} nappe) et d'autre part, de - 8 m (sommet de la seconde nappe).

Il paraît évident que ces nappes caillouteuses, dont l'aspect frais des éléments autorise un âge récent, devaient se raccorder à des bas niveaux marins qu'il est difficile de situer. Ces deux nappes sont vraisemblablement des dépôts mis en place au cours de la dernière glaciation. La nappe caillouteuse supérieure témoignerait d'une période de remblaiement qui a été provoquée par la hausse du niveau marin.

D'autre part, nous avons vu que la terrasse de Monte di Campo (n° 24) est sans doute, d'après l'éroussé des éléments qui la constituent, une terrasse marine. Son altitude nous a permis de la considérer comme contemporaine de l'interglaciaire Mindel-Riss.

TABLEAU 3.2.1. Caractères des terrasses du Bas-Coghinas.

	N° des terrasses	Localité	Altitude	Coloration de lamatrice	Altération	Centile	Emousse
CAMPO DI COGHINAS	1	Campo di Coghinas	7	noir-gris 2,5 Y 2,5 Y-10 YR	Nulle Nulle Nulle		
	1'		-2 à -6				
	1"		-8				
SANTA MARIA COGHINAS	2	Cimetière Est Cimetière Ouest Sta Maria Marco Manzoni Thermes	14	7,5 YR 5/5 7,5 YR 4/6 7,5 YR	Altéré Altéré à pourri Cortex Altéré à pourri Cortex	18.24.35 137-180	182-222 160 200
	3		26				
	4		22				
	5		29				
	6		35				
	7		12-15				
SAN LEONARDO	8	San Leonardo	25	7,5 YR 5/8	Cortex .Altéré-pulv Cortex .Altéré-pulv.		
	9	"	33				
	10	"	45				
	11	(butte isolée)	43				
	12	Sud Viddalba	20				
SUD VIDALBA	13	" (butte isolée)	61				
	14	Face à Castel Doria. Replat	50				
	15	Li Reni	55				
	15	Li Reni	50				
LI RENI	17	replat	45	7,5 YR 5/4 à 5/6 7,5 YR 5/8 à 6/6	Pourri-pulv.	38	205
	18	replat	37				
SUGLI ANA	19	replat	51				
	20	replat	52				
	21	replat	74				
	22	replat	84-85				
	23	replat	93				
SERRA	24	Monte di Campo	28	7,5 YR 4/6 à 5/8 5 YR 5/8	Cortex Pulvé- rulent à altéré	16 19 56	298 -300
MONTE DI CAMPO							

Pour les autres terrasses, les données en notre possession sont bien maigres et rien ne permet de préciser quel était l'altitude du niveau marin au moment de leur mise en place. Cependant, la terrasse de la route des Thermes (35 m, n° 6) possède semble-t-il, plus de 15 m de puissance. Dans ce cas, on pourrait penser à l'existence d'un remblaiement suite à l'élévation du niveau marin. Comme d'autre part le degré d'altération du cailloutis est comparable à celui de la terrasse de Monte di Campo, on peut se risquer à un raccord altimétrique qui, comme le montre le profil longitudinal, paraît aisé. La terrasse des Thermes serait donc eustatique.

De même, la terrasse de Li Reni (55 m, n° 15) est formée de la superposition de formations caillouteuses sur des dépôts sableux. Les conditions d'observation très médiocres ne nous ont pas permis d'observer comment s'effectuait le passage entre ces deux matériaux. Si la transition sable-cailloutis était progressive, l'ensemble témoignerait, sans doute, d'un niveau marin élevé : le dépôt étant remplacé par un dépôt caillouteux lorsque le remblaiement a donné au cours de la rivière une pente suffisante. La datation de ce niveau marin élevé est cependant malaisée. Le seul niveau marin que nous connaissons en Sardaigne septentrionale à une altitude proche est celui de Rugginosu (Nurra)-Punta Capone (Asinara) situé à 65 m. Il y a donc un décalage de 10 m qui pose un problème pour réaliser un raccord. On peut aussi imaginer que le sommet de cette terrasse était auparavant plus élevé de quelques mètres.

Dans les autres cas, toute interprétation est purement hypothétique dans l'état actuel des connaissances. Les données d'observation sont résumées dans le tableau 3.2.1. D'après ces données, nous proposons la chronologie partielle suivante :

N° terrasse	Caractère	Age
1	eustatique	Maximum Versilien Historique
1'	climatique	Versilien ?
1''	climatique	Versilien Würm ?
2	?	?
5 6 9	eustatique	Mindel Riss
10	?	?
15	eustatique ?	Gunz Mindel
16	climatique ?	?

Pour les autres terrasses et replats, il demeure seulement un critère : leur altitude qui pourrait permettre des raccords de proche en proche (voir profil longitudinal figure 3.3.1.) ainsi que des liaisons avec les divers niveaux du Coghinas interne. Les problèmes que posent ces raccords seront envisagés dans le chapitre suivant.

IV. Le passage du Coghinas par la vallée du Cuggiani ?

Plusieurs éléments semblent indiquer que le Coghinas s'est écoulé temporairement vers le cours inférieur du Cuggiani. Ces éléments sont les suivants : (fig. 3.2.1.h.t.) :

1. Au sud de Serra, s'étire une dépression large de 300 mètres environ et qui relie la plaine côtière du Coghinas (Santa Maria), à l'est, au coude de Cuggiani, à l'ouest. Cette dépression n'est parcourue par pratiquement aucun cours d'eau.

2. Au débouché occidental de cette dépression sèche, le Cuggiani change brusquement de direction formant un méandre en "épingle à cheveux". Il passe en effet d'une direction OSO-ENE à une direction ESE-ONO.

3. A l'aval de ce coude, la vallée s'élargit considérablement, elle passe de 150 mètres à 300 mètres.

4.a. Dans la basse vallée du Cuggiani, se dégage une butte isolée à sommet plat (30 m) (n° 25 sur la carte) où nous avons repéré quelques galets roulés parmi lesquels des cailloux de granite, roche qui n'affleure pas dans le bassin du Cuggiani (voir carte géologique, figure 1.2.1.).

4.b. au pied de cette butte, dans la basse terrasse, nous avons récolté quelques galets de trachyte, un de quartz et un de porphyre noir, tous à émoussé fluvial. Or quartz et porphyre n'affleurent pas dans le bassin du Cuggiani.

4.c. Dans la dépression que relie le coude du Cuggiani, à Santa Maria, en trois endroits, nous avons, grâce à l'entaille de l'aqueduc, relevé des lentilles fluviales contenant essentiellement des roches locales : trachyte, tufs, grès, marne, mais aussi 5% de galets allochtones parmi lesquels des porphyres noirs d'âge permien, des porphyres rouges du Monte Ruiu, des schistes

métamorphiques et des granites. La présence de galets appartenant au bassin du Coghinas est un élément en faveur du passage du Coghinas en cet endroit.

Par contre :

1. Il est malaisé de comprendre pourquoi le Coghinas aurait abandonné la plaine côtière pour s'écouler dans le Cuggiani. En effet, comme le montre la localisation de la terrasse de Li Reni (15 et 16), le Coghinas s'écoulait d'abord vers le nord, dans un tracé voisin du cours actuel. Comment aussi expliquer le retour ultérieur du fleuve dans la plaine côtière?

2. La présence des galets allochtones est peut-être liée au remaniement d'une ancienne terrasse du Coghinas. En effet, à Serra, au nord de la dépression, plusieurs replats sont développés et certains sont repris comme terrasses sur la carte géologique.

En conséquence, l'hypothèse d'un ancien cours du Coghinas par le Cuggiani est possible mais pas certaine.

C H A P I T R E I I I

ESSAI DE RACCORDS ENTRE LES TERRASSES

DU COGHINAS INTERNE ET DU BAS-COGHINAS

PROPOSITION DE CHRONOLOGIE

Dans cet essai nous traiterons d'abord des terrasses du Coghinas interne qui, vraisemblablement, sont toutes des terrasses climatiques, c'est-à-dire, contemporaines des épisodes froids, ainsi que nous l'avons proposé au chapitre II. Par contre, dans la dépression côtière se mêlent terrasses climatiques (liées à des régressions marines) et terrasses eustatiques (contemporaines de niveaux marins élevés). Cependant, la distinction est souvent malaisée. Aussi, dans la seconde partie de ce chapitre, tenterons-nous des raccords entre les terrasses climatiques du secteur côtier avec les terrasses de l'intérieur et d'autre part, des raccords entre les terrasses eustatiques et les hauts niveaux marins.

I. Les terrasses du Coghinas interne

Les profils longitudinaux des terrasses du Coghinas interne présentent (fig. 3.3.1) 9 nappes alluviales numérotées de 0 à 8, le niveau 8 étant le plus ancien. Ces divers profils, relativement parallèles, se situent fort constamment aux altitudes respectives de 1-2 m, 4-5 m, 10 m, 20 m, 35-40 m, 45 m, 55-60 m, 80 m et 100 m par rapport au lit actuel du fleuve.

Chaque nappe est aussi caractérisée par l'altération de son cailloutis; celle-ci décroît de la terrasse la plus élevée à la plus basse. Cette altération affecte particulièrement les galets de granite et de schiste (données résumées sur les figures 3.3.2 et 3.3.3). Les galets de porphyre noir permien, plus résistants, présentent aussi un cortex blanchâtre dont l'épaisseur varie avec

COGHINAS INTERNE
GRANITES

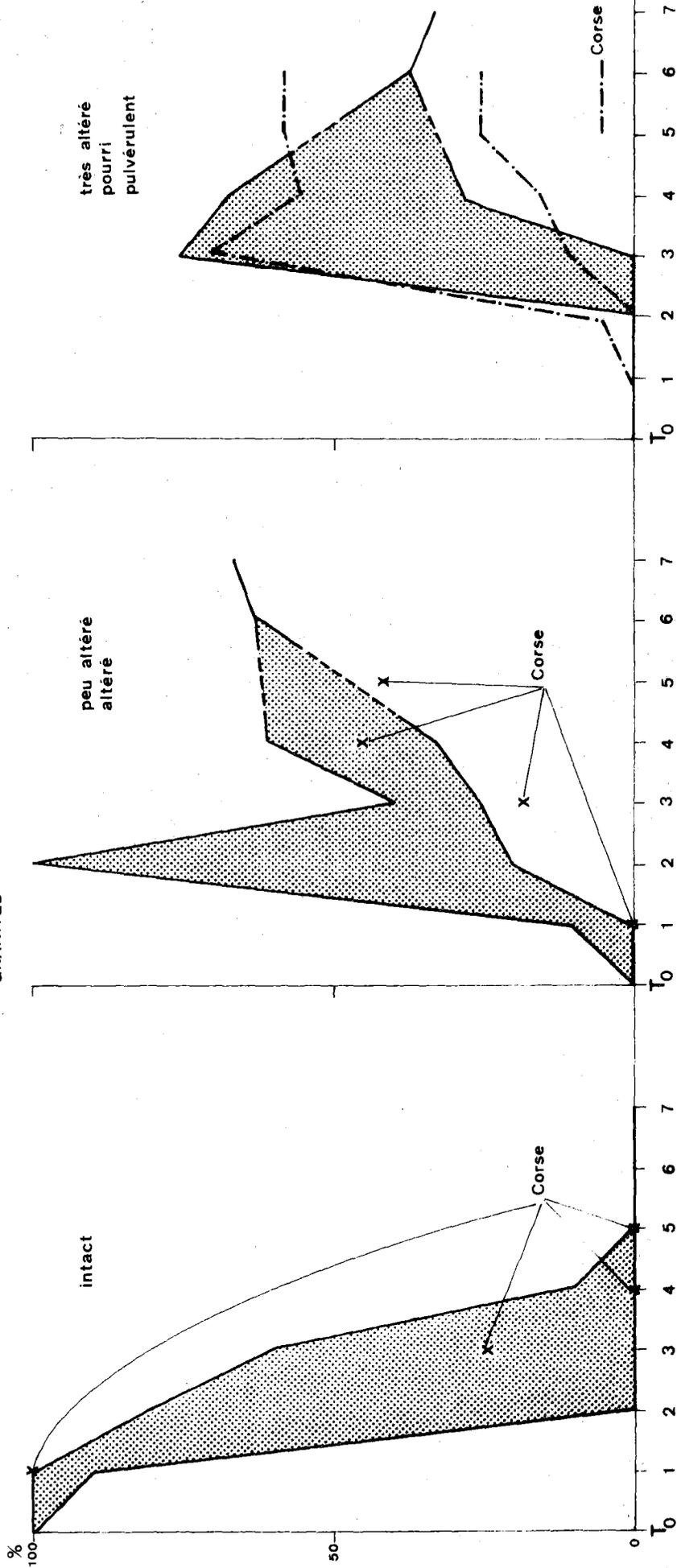


Figure 3.3.2 : Coghinas interne. Altération des galets de granite.
(En ordonnée le pourcentage de galets, en abscisse le numéro de la terrasse).
(Données de Corse, d'après O. CONCHON, 1972).

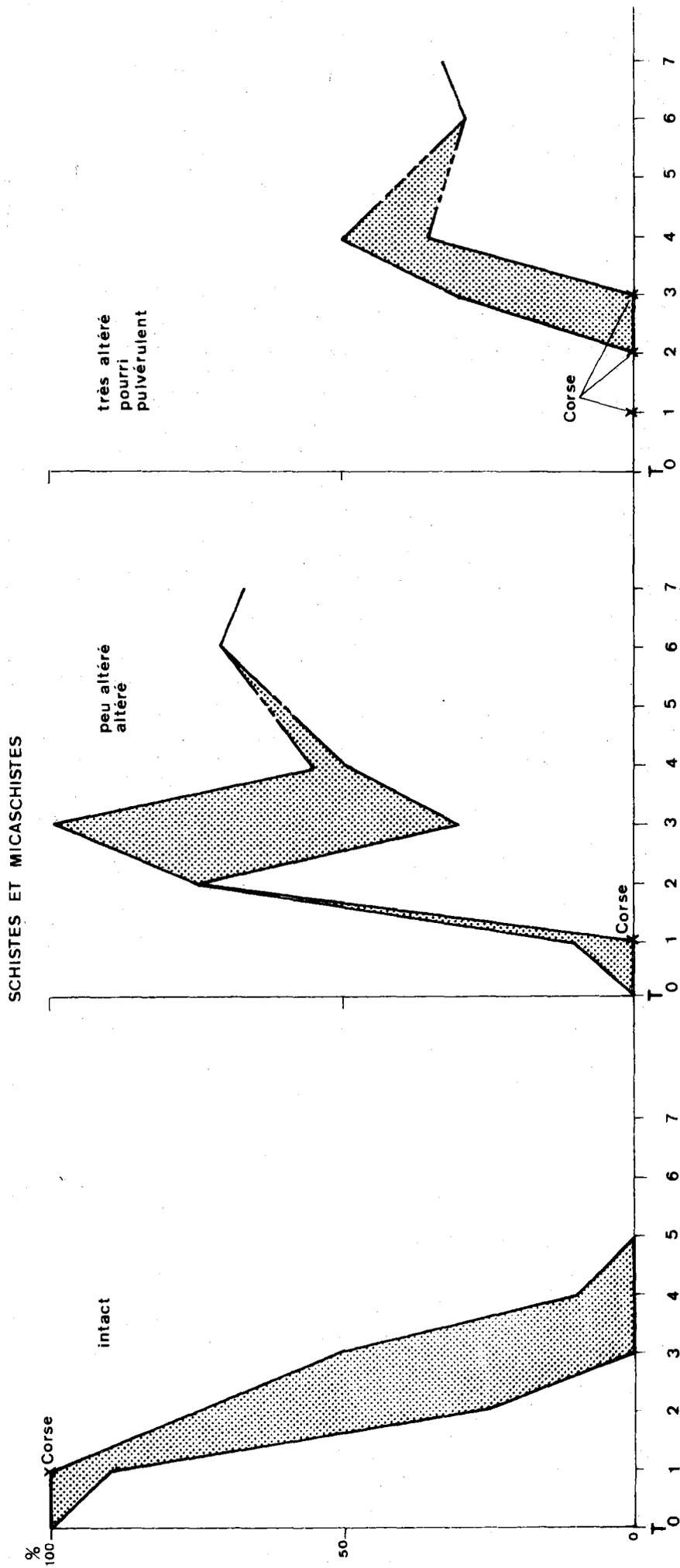


Figure 3.3.3 : Coghinas interne. Altération des galets de schiste et de micaschiste.
 (En ordonnée le pourcentage de galets, en abscisse le numéro de la terrasse).
 (Données de Corse, d'après O. CONCHON, 1972).

TABLEAU 3.3.1. : Caractères des terrasses du Coghinas interne
 Comparaison avec les vallées de la Corse Orientale.

COGHINAS INTERNE				VALLEES DE CORSE ORIENTALE			
Niveau	Altitude relative	Coloration	Emoussé	Aplatissement	Centile (en cm)	Niveau	Coloration
T0	1-2 m	Gris				N7	gris
T1	4-5 m	Gris				N6	10 YR 5/2
T2	10 m	Brun-jaune 2,5Y 5/4 7/4 10YR 5/3 4/6 5/5 7,5YR 4/6	185/231	1,8/2,0	30.50 51-55	N5	Brun-jaune 10 YR 5/4
T3	20 m	Brun 7,5YR 4/4 5/4 5/8 5YR 4/4	214/222	1,9	38.50 57	N4	Brun 10YR 6/5 7/4 5YR 4/4 6/4
T4	35-40 m	Brun-vif 7,5YR 4/4 5/4 5/6 Orange 5YR 4/4 5/8 6/6	222/241	1,8/1,83	20.30.38 52.58.60 62.150	N3	Brun-vif 10YR 6/5 7/4 Orange 7,5YR 5/6 6/6 5YR 5/6
T5	45 m	Orange 7,5YR 6/6				N2	Orange 10YR 6/4 7,5YR 6/6
T6	55-60 m	Brun-vif 7,5YR 5/5 5/8 6/6 Orange	345 ?	1,66	35.42.102	N1	Brun-rouge 10YR 4/5 vif 5YR 5/6
T7	80 m	Brun vif 7,5 YR 5/8 6/8 Orange			30.55.60		
T8	100 m						
Tertiaire (Miocène) /		Rouge 10R 4/6 2,5YR 3/6 4/6 4/8					

l'importance de l'altération.

De même, la coloration de la matrice est différente suivant les diverses nappes (tableau 3.3.1). Ainsi, les niveaux T_0 et T_1 n'ont subi aucune rubéfaction et sont de couleur grise; la matrice de la terrasse T_2 est de couleur jaune-brun, quant à celle de T_3 elle est franchement brune. La couleur de T_4 va de l'orange au brun-rouge alors que celle de T_5 est orange de même que T_6 et T_7 . La coloration de T_8 n'a pu être mesurée car nous n'avons jamais observé de coupe dans ces dépôts.

Il apparaît donc que les nappes les plus élevées T_5 , T_6 , T_7 et sans doute T_8 ont subi une forte pédogenèse rubéfiante. Or, il est généralement admis que le grand interglaciaire Mindel-Riss aurait été une période d'intense altération. Celle-ci aurait été responsable notamment des sols rubéfiés appelés "Ferretto" par PENCK (1907) dans les Alpes*. Cela implique donc que les niveaux de terrasses 5 à 8 étaient déjà en place lors du grand interglaciaire. Le niveau T_4 pourrait, par son altération et sa coloration, être inclus éventuellement dans ce groupe.

Pour les divers niveaux de terrasses, l'étude de la forme des galets a été effectuée (tableau 3.3.1). Les indices d'émoussé et d'aplatissement présentent, à chaque niveau, des valeurs comparables. Ils indiquent un transport fluvial, et leurs caractéristiques se sont peu modifiées au cours du temps. D'autre part, les valeurs de centile mesurées sont généralement du même ordre de grandeur. Parfois, nous avons noté quelques valeurs élevées qui paraissent dues à des conditions locales (proximité d'un versant ou d'un torrent affluent). Cependant, ces blocs de grande dimension ont été observés uniquement dans les terrasses élevées comme T_4 (centile maximum : 150 cm) ou T_6 (centile maximum : 102 cm).

* : En mai 1975, nous avons eu l'occasion d'observer ce "ferretto" dans une moraine "mindel" de l'amphithéâtre d'Ivrea (Piémont italien) sous la conduite du professeur G.C. CORTEMIGLIA.

TABLEAU 3.3.2. - Corrélation entre les datations proposées pour les terrasses fluviales de Corse et les terrasses du Coghinas interne.

C O R S E										Ozer Coghinas 1976	
OTTMANN 1958	CONCHON 1966	OTTMANN 1969	CONCHON (Go1o)1969	CONCHON (Bravone) 1970	GUIRAUD (Bravone) 1970	CONCHON (Bravone) 1973	CONCHON 1975				
WURM ou FLANDRIEN		Récent à historique	WURM	POST- WURM N7	NEO-WURM	HOLOCENE	HOLOCENE fin TARDI GLACIAIRE	HOLOCENE fin TARDI GLACIAIRE		HOLOCENE fin TARDI GLACIAIRE	T0
				WURM RECENT N6	WURM	TARDI - GLACIAIRE	DRYAS I	DRYAS I		DRYAS I	T1
RISS		WURM III WURM II WURM I	RISS	WURM ancien N5	WURM	WURM récent	WURM III	WURM III		WURM III	T2
	Ferreto "MINDEL RISS"			RISS N4	RISS	WURM ancien		WURM ancien		WURM ancien	T3
MINDEL		RISS	MINDEL	MINDEL N3	MINDEL	RISS				RISS	T4
		MINDEL							Ferreto "MINDEL RISS"		
VILLA- FRANCHIEN	GUNZ	MINDEL	GUNZ	GUNZ N2	GUNZ	MINDEL			MINDEL		T5
FINI- PLIOCENE	DONAU	VILLA- FRANCHIEN		DONAU N1	DONAU	GUNZ				GUNZ?	T6
										DONAU?	T7
										BIBER?	T8

Nous venons d'envisager les facteurs qui différencient ces diverses nappes. Leur position topographique permet une chronologie relative et la rubéfaction nous amène à émettre l'hypothèse que les terrasses T₅ à T₈ (peut-être T₄) seraient antérieures à l'interglaciaire Mindel-Riss. Des comparaisons avec les secteurs du Coghinas supérieur ou avec d'autres cours d'eau sardes sont malheureusement impossibles, aucune recherche de ce type n'ayant été effectuée à ce jour en Sardaigne. Cependant, comme de nombreuses analogies existent entre la Sardaigne septentrionale et la Corse, tant dans le domaine lithologique que climatique et étant donné la proximité de ces deux régions soeurs, nous avons fait des comparaisons avec les travaux récents effectués sur les dépôts fluviatiles de Corse. En effet, OTTMANN (1957-1969), GRELOU-ORSINI (1969), GUIRAUD (1970) mais surtout CONCHON (1966, 1969, 1970, 1971, 1972, 1973, 1975) se sont voués à l'étude du Quaternaire de cette île et ont proposé des datations aux diverses nappes alluviales corses. Le tableau 3.3.2 propose une synthèse des diverses hypothèses émises.

Un maximum de 7 nappes alluviales a ainsi été découvert en Corse. Une chronologie relative a été établie en se basant sur l'étagement de ces alluvions, leur altération et leur rubéfaction. Dans la dernière colonne du tableau 3.3.1, nous les comparons aux 9 niveaux du Coghinas en nous basant sur des critères semblables. Les auteurs précités ont, en outre, pu raccorder les niveaux de terrasses récents aux dépôts glaciaires développés dans les montagnes de Corse. Nous adopterons la chronologie proposée par O. CONCHON (1973, 1975), chronologie qui se base sur des données nouvelles, telles que datations par C₁₄, analyse pollinique et découvertes archéologiques.

Ainsi, la nappe N₅ (= T₂ ?) recouvre dans la région d'Urbino (Corse orientale) un dépôt lagunaire daté de 23-28.000 B.P. par la méthode du C₁₄, ce qui correspond à la transgression néorthotyrrhénienne (W_{II}-W_{III}) ou à l'interstade de la Salpêtrière (Arcy-Stillfried B). La nappe N₅ serait donc contemporaine du Würm III.

Ce même auteur a pu établir une corrélation entre d'une part les alluvions fluviatiles grises N6 (= T₁) et N7 (= T₀) et d'autre part les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires des massifs du Monte Cinto et du Monte Rotondo, corrélation étayée par des analyses polliniques et plusieurs datations au C₁₄ (7 mesures). Cela lui permet d'affirmer que les alluvions N7 correspondent à l'Holocène et à la fin du Tardiglaciaire et les alluvions N6 au Dryas I (Würm IV).

De plus, au sud de Bastia, des alluvions fluviatiles grises N7 (= T₀) recouvrent des vestiges romains datés de 2.000 ans et 1.600 ans B.P. La partie superficielle de cette nappe date donc de l'époque historique.

En conséquence, si nous acceptons la chronologie proposée pour les terrasses de Corse orientale, et si nous l'adoptons pour les terrasses du Coghinas, on obtient :

Corse	Coghinas interne	Age
N7	T ₀	Holocène (fin du Tardiglaciaire Historique)
N6	T ₁	Dryas I ou Würm IV
N5	T ₂	Würm III
N4	T ₃	Würm ancien
N3	T ₄	Riss
N2	T ₅	Mindel
N1	T ₆	Gunz ?
	T ₇	Donau ?
	T ₈	Biber ?

II. Le Coghinas côtier

Proposer une datation pour les lambeaux de terrasses répartis dans la dépression côtière du Coghinas est malaisé comme nous l'avons déjà dit plus haut. En effet, les raccords avec les terrasses du Coghinas interne sont incertains et, d'autre part, l'intense érosion de ce secteur, liée sans doute aux changements de niveau de la mer, n'a laissé subsister que quelques rares lambeaux de terrasses. Aussi, nos observations concernant l'altération, la coloration de la matrice et la morphométrie des galets sont-elles souvent fragmentaires. Par contre nous pouvons nous baser, d'une part, sur une donnée radiochronologique qui montre un alluvionnement historique et, d'autre part, sur la terrasse de Monte di Campo qui, sans doute, est une terrasse marine qui, au cours de l'interglaciaire Mindel-Riss, se situait à proximité de l'embouchure du Coghinas.

Ainsi, s'il n'y a pas eu de contaminations postérieures, les alluvions situées à 4 mètres sous la plaine de Campo di Coghinas (n° 1) datent de 500 ans B.P. \pm 75. Ces dépôts sont donc historiques et cette phase d'alluvionnement s'est poursuivie jusqu'à notre siècle, moment où des barrages et des digues ont modifié le transport fluvial et le cours du Coghinas. La plaine du Campo di Coghinas est donc la plaine alluviale du Coghinas taillée en terrasse, suite aux actions anthropiques. Cette plaine peut donc aisément être corrélée avec le niveau N7 décrit par O. CONCHON, en Corse orientale, au sud de Bastia. En cet endroit, les alluvions recouvrent les fondations d'une basilique paléochrétienne, ainsi qu'une chaussée datant du premier siècle avant J.C. (O. CONCHON, 1973). Nous pouvons également raccorder ce niveau avec le niveau T₀ du Coghinas interne qui correspond à un lit majeur.

D'autre part, la découverte, sous la plaine du Campo di Coghinas, de deux nappes de cailloutis superposées et situées respectivement à l'altitude de -2/-6 m (base de la première nappe) et -8 m (sommet de la seconde) nous autorise à les corréler à des épisodes froids du Würm.

On pourrait proposer de raccorder la première nappe au niveau T₁ du Coghinas interne : elle serait donc contemporaine du Dryas I ou Würm IV. Pour la seconde nappe (n° 1", -8 m), nous observons pour la première fois, localement, une coloration de l'ordre de 10 YR. Une constatation semblable a été faite sur les terrasses T₂ du Coghinas interne (tableau 3.3.1). Elle autorise donc un raccord avec ce niveau. Nous proposons donc pour le cailloutis un âge Würm III, ce qui correspondrait au maximum régressif du dernier glaciaire.

Nous envisagerons maintenant les terrasses pour lesquelles nous possédons des observations sédimentologiques, les autres seront raccordées en utilisant le critère altimétrique.

Ainsi, si l'on considère la terrasse n° 2 (tableau 3.2.1) (Santa Maria Coghinas - Cimetière) caractérisée par une altération des granites et des schistes, et par une rubéfaction notoire (7,5 YR 4/6), il faut remonter au niveau T₃ du Coghinas interne (tableau 3.3.1) pour lui trouver une terrasse à altération comparable; elle daterait donc du Würm ancien.

Sur base du critère altimétrique (voir profil, fig. 3.3.1), nous pouvons aussi raccorder les terrasses 7 et 12 à ce niveau. Mais nous savons (Ière partie, ch. II) que la terrasse marine du Tyrrhénien II (Riss-Würm) est développée vers 7-8 m à l'embouchure du Coghinas. Comme le montre l'allure du profil, il ne serait pas impossible non plus que la terrasse n° 7 se raccorde à la terrasse marine du dernier interglaciaire et soit donc eustatique.

Nous avons aussi envisagé plus haut le problème du raccord de la terrasse marine du Monte di Campo (28 m). En effet, la terrasse n° 6 (route des Thermes) paraît être une terrasse de remblaiement et, comme elle présente une altération comparable à celle de Monte di Campo, nous pouvons donc lui attribuer un âge interglaciaire Mindel-Riss. Le profil longitudinal montre aussi que les terrasses n° 9 (San Leonardo, 33 m) et peut-être 5 (Marco Manzoni, 29 m), qui présentent une altération comparable à celle de Monte di Campo ou à celle du n° 6, sont vraisemblablement contemporaines.

Un raisonnement semblable peut aussi être adopté pour la terrasse n° 15 (Li Reni, +55 m) pour laquelle, avec réserves, nous proposons un âge Gunz-Mindel auquel cas les dépôts fluviatiles sur lesquels elle repose (n° 16), seraient d'âge Gunz et donc contemporains du niveau T₆ du Coghinas interne. Ce raccord nous fait envisager la datation de la terrasse n° 13 (sud Viddalba) qui paraît être contemporaine du Gunz, comme nous l'avons indiqué sur le profil mais qui peut être aussi de l'interglaciaire Gunz-Mindel.

Pour les autres terrasses du Bas-Coghinas, nous ne possédons que des données altimétriques et donc, toute datation ou tout raccord avec le Coghinas interne est, par conséquent, plus aléatoire encore.

Un raccord altimétrique limité est peut-être possible entre les terrasses 3, 4 et 8. Comme elles sont situées plus bas que le niveau Mindel-Riss, et plus haut que le niveau du Würm "ancien" ou du Riss-Würm, on peut envisager un âge Riss auquel cas un raccord avec le niveau T₄ du Coghinas interne serait possible.

De même, le raccord altimétrique entre les terrasses et replats 18, 10, 11 et 14 semble former un niveau qui est antérieur à l'interglaciaire Mindel-Riss et postérieur à l'interglaciaire Gunz-Mindel. En conséquence, avec réserves, nous proposons pour ce niveau un âge Mindel, ce qui permettrait un raccord avec le niveau T₅ du Coghinas interne.

En conclusion, la dépression côtière du Coghinas est marquée par une série de terrasses fluviatiles dont certaines sont d'origine eustatique et d'autres vraisemblablement d'origine climatique (glaciaire).

En conséquence la chronologie suivante peut être proposée, mais avec des réserves :

N° des terrasses	Age proposé	Corrélation avec le Coghinas interne
1	Versilien Actuel	T ₀
1'	Würm IV	T ₁
1"	Würm III	T ₂
7. 2. 12	Würm ancien ou Tyrrhénien II	T ₃
4. 8. 3	Riss	T ₄
24. 5. 9. 6	Mindel-Riss	-
18. 10. 11. 14	Mindel	T ₅
15 et 13 ?	Gunz-Mindel	-
16. 13. ? 17 ?	Gunz	T ₆

réserves qui pourront être levées par l'observation de nouvelles coupes. Nous posons seulement ici un premier jalon.

LES FORMATIONS ALLUVIALES DE LA
GALLURA OCCIDENTALE

I. INTRODUCTION

Entre Isola Rossa et Torre Vignola, s'étire une dépression longue d'environ 20 kilomètres et large de près de 2000 mètres (Figures 3.4.1, 3.4.2 et 3.4.3). Cette dépression est orientée SO-NE et est donc parallèle à la côte dont elle est séparée par les monts granitiques de Tinnari (214 m), de la Costa Paradiso (Punta Cruzitta: 266 m) et de Sarra Tamburu (217 m). La bordure méridionale est aussi constituée par des monts très déchiquetés de granite avec le Monte Ruiu (254 m), la Punta Colombo (276 m) et la Serra di Cinqu Denti (387 m).



Fig. 3.4.4.

La dépression de la
Gallura occidentale,
vue de Communagliu
vers le nord.

Cette dépression, développée dans le granite, est remarquable par ses larges épandages d'ignimbrites. La présence de ces ignimbrites a été signalée pour la première fois par S.Vardabasso (1942) qui leur attribua un âge oligocène. Peu après, ce même auteur, dans sa carte géologique de la Sardaigne (1966) (éch.: 1/750.000e) proposait une extension peu précise et trop réduite de cette formation. Ensuite, G.PECORINI (1971) dans sa carte au 1/1.000.000e parue dans l'"Atlante della Sardegna" signalait aussi quelques lambeaux de cette formation volcanique.

Les limites proposées manquaient de précision et leur extension était trop faible. Par comparaison avec des formations semblables en Sardaigne centrale et septentrionale, il datait ces coulées de la fin du Miocène inférieur (Langhien), époque qui a connu les derniers épisodes de volcanisme oligo-miocène en Sardaigne.

T.Cocozza (1972) dans sa carte au 1/500.000e d'Isola "Schema Stratigrafico-Strutturale della Sardegna" proposait une répartition légèrement différente de ces ignimbrites, répartition aussi trop schématique.

Il faut attendre la carte géologique au 1/100.000e d'Isola Rossa-La Maddalena (1974), pour voir apparaître une extension précise de cette coulée. G.Armari, auteur de cette carte, avançait pour cette formation un âge miocène (Postlanghien).

Tout récemment enfin, P.Brotzu et al.(1975) ont daté ces roches par la méthode du K/Ar. Un âge de 14,9 à 17,1.10⁶ ans a été trouvé ce qui permet de ranger cette formation dans le Miocène.

Lorsqu'en 1970, j'ai découvert cette formation, aucune de ces cartes n'était éditée, exception faite de celle de Vardabasso.

D'autre part, après deux saisons de recherches sur le terrain, je me suis rendu au Service Géologique d'Italie* et j'ai pu y prendre connaissance des épreuves de la carte au 1/100.000e dont le levé avait été affectué en 1966-68. La carte que nous proposons ci-joint (Fig.3.4.1, hors texte) a donc été dressée au départ de nos observations de terrain et des données de la carte géologique levée par Armari.

Cette ignimbrite se présente avec une couleur blanc mat ou gris luisant. Elle contient fréquemment des inclusions diverses tels des débris de granite,... Elle s'altère en une argile blanche qui est localement exploitée (à l'ouest de l'entrée de la Costa Paradiso). Surmontant cette coulée, on trouve fréquemment des dépôts mis en place par des coulées de boue syngénétiques, de couleur blanchâtre (observation commune de W.Alvarez et A.Ozer en 1972).

* Nous remercions vivement le directeur du Serv.Géol.d'Italie, le professeur Moretti, pour son aimable accueil en ses services à Rome.

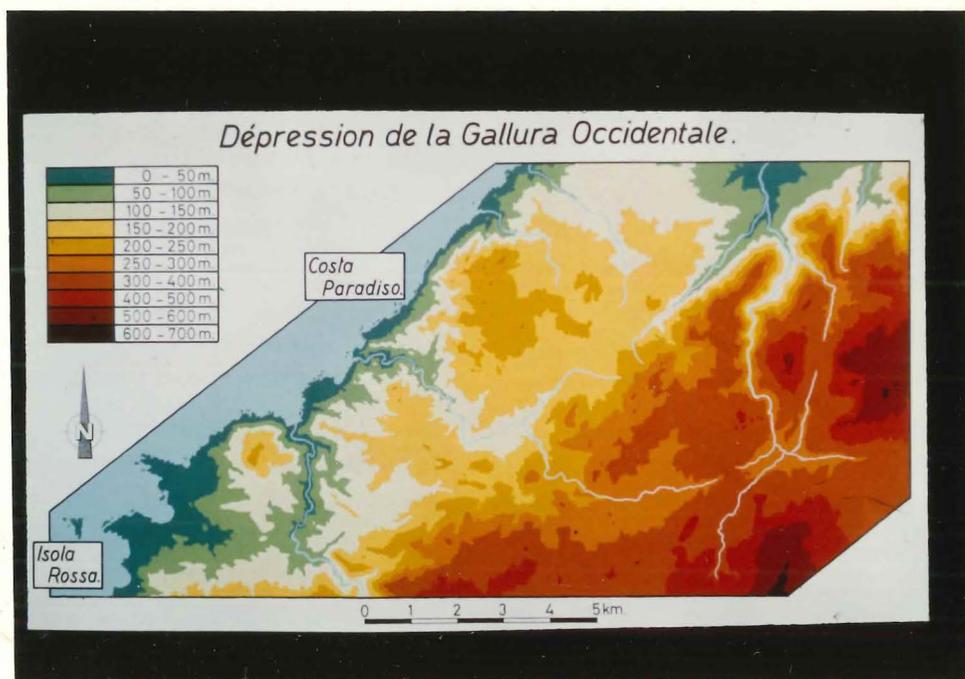
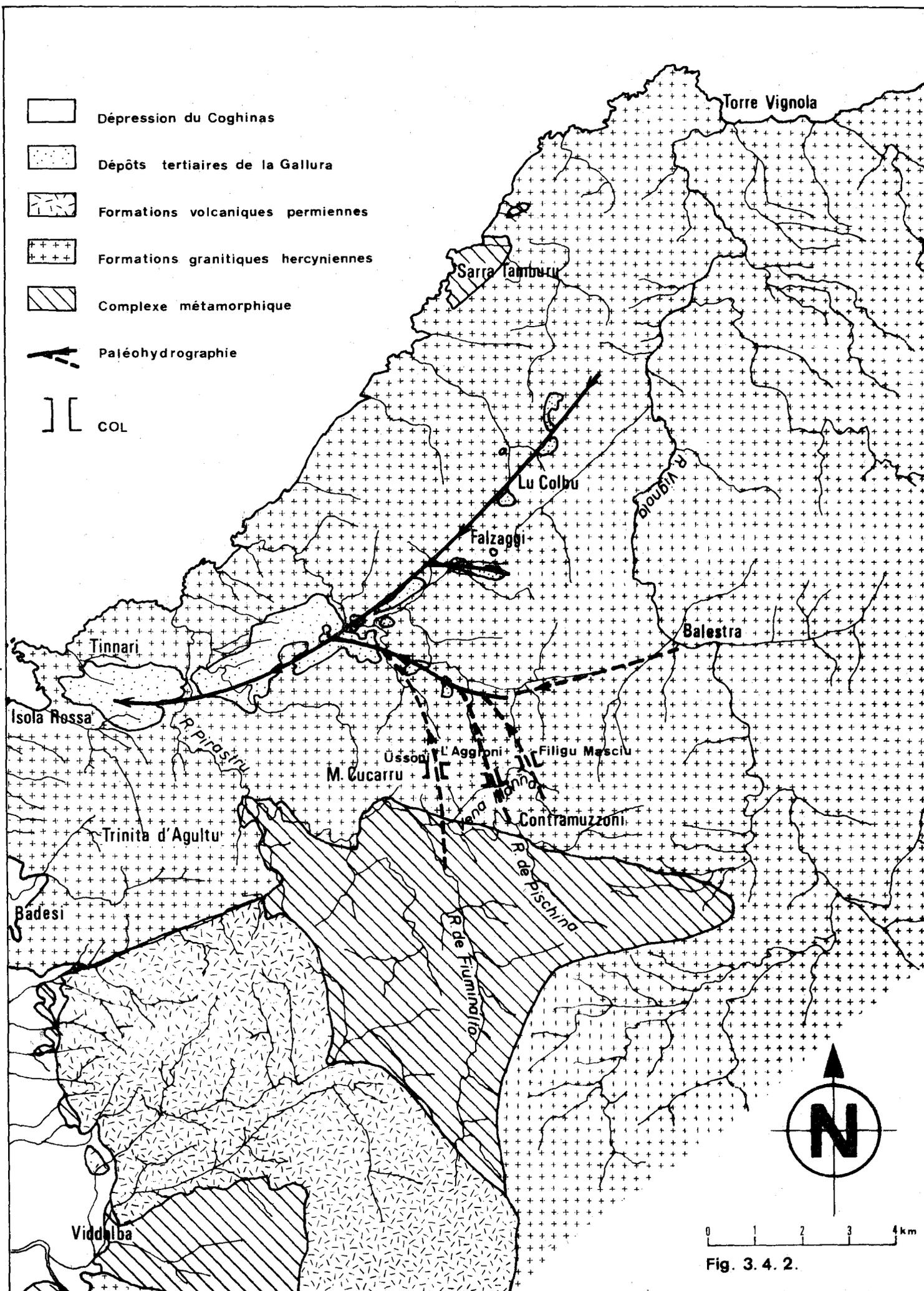


Fig. 3.4.3. - Carte oro-hydrographique de la dépression de Gallura occidentale.
 Cette carte couvre le même territoire que la carte 3.3.1. (hors texte) voir fig. 1B, p. 9 (1er volume).



- Dépression du Coghinas
- Dépôts tertiaires de la Gallura
- Formations volcaniques permienes
- Formations granitiques hercyniennes
- Complexe métamorphique
- Paléohydrographie
- COL

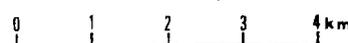


Fig. 3. 4. 2.

Cette formation est aussi fossilifère (S.Vardabasso, 1942 et G.Armari, 1974). En effet, le mont Littu di Colbu (306 m) contient une couche riche en de nombreux débris de bois en partie silicifié ou transformés en lignite*. A notre demande, le Dr A.Gandin (Université de Cagliari) a réalisé une analyse pollinique de la matrice de ce dépôt fossilifère mais celle-ci s'est malheureusement révélée stérile.

Cette ignimbrite s'est mise en place dans une vallée pré-existante. Cela est confirmé par le fait qu'en plusieurs endroits les coulées reposent sur une formation caillouteuse. En outre, nos observations sur photos aériennes ont montré, sur la bordure sud de la dépression, une linéation très nette soulignée, entre autres, par les tracés rectilignes des ruisseaux: Riu li Teuladori (affluent du Rio Vignola), Vena di li Buddi et Vena di li Canni. Cette linéation peut correspondre à une faille. Le flanc nord, continu et rectiligne, du massif de Concu Denti, pourrait ainsi être considéré comme un abrupt de faille (Fig.3.4.1., hors texte). La présence d'une faille à cet endroit est aussi signalée par les auteurs contemporains, mais nous ne connaissons pas les observations qui étayaient leur opinion (carte géologique au 1/100.000e, 1974; Cocozza ed altri, 1974, ainsi que Cocozza, 1971, avec un tracé légèrement déplacé vers le nord).

D'autre part, on ne peut manquer d'être frappé par le tracé "rectiligne en grand" (Fig.3.4.1. et 3.4.2) du littoral de ce secteur. Celui-ci est pareil à la dépression et est constitué par un versant abrupt plongeant dans la mer. Ce tracé rectiligne et le parallélisme avec la dépression et la faille évoquée plus haut nous amènent à considérer cette bordure littorale comme due également à une faille. Comme le versant septentrional de la dépression que nous étudions est en pente douce vers le sud, on peut donc imaginer qu'elle correspond à un bloc effondré et basculé comme nous le montrons sur la figure 3.4.5.

* Ces fossiles végétaux n'ont pas encore été déterminés à notre connaissance; nous en avons récolté des exemplaires que nous tenons à la disposition des paléontologues.

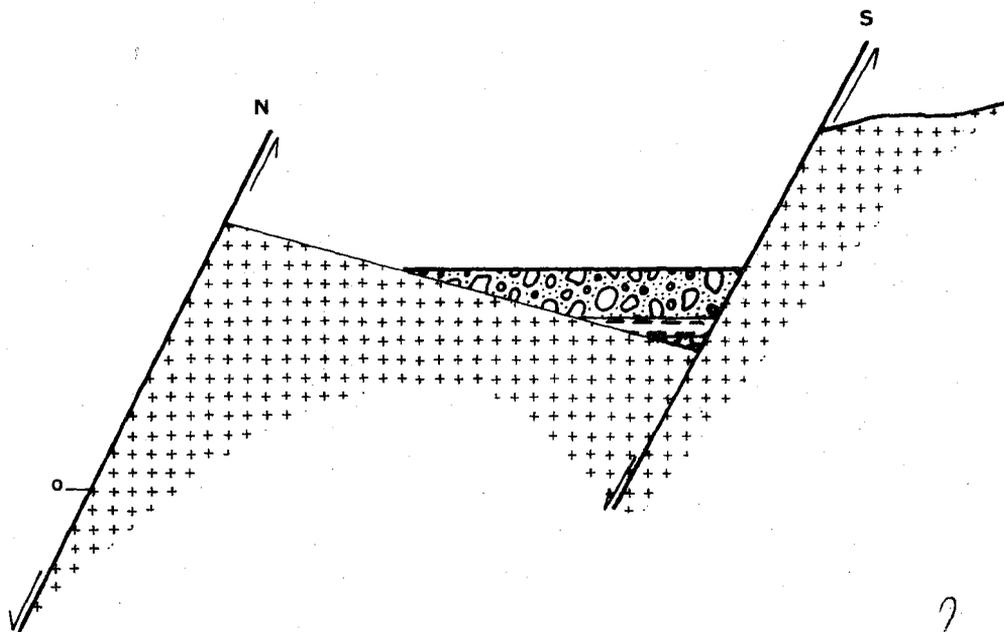


Fig.3.4.5. Coupe schématique N-S au travers de la dépression occidentale de la Gallura.

Cette vallée ainsi créée a ensuite été parcourue par un cours d'eau responsable d'un premier dépôt conglomératique, puis à la fin du Miocène inférieur, des coulées d'ignimbrite se sont mises en place dans la dépression. A Falzaggi, nous avons dénombré deux coulées d'ignimbrite superposées. Enfin, par après, cette vallée a été comblée par des dépôts conglomératiques localement très puissants. L'horizontalité du sommet de ces accumulations, la proximité de la mer et surtout leur importance pour la compréhension de la morphologie de ce secteur littoral nous ont obligés à étudier de plus près ce cailloutis.

II. LES AFFLEUREMENTS

Nous présenterons les affleurements observés de cette formation conglomératique en les considérant successivement d'est en ouest. Nous les caractériserons comme nous l'avons fait pour les terrasses du Coghinas par leur composition lithologique, l'altération des galets, la coloration de la matrice, la valeur du centile, les indices morphométriques des galets (émoussé, aplatissement et dissymétrie), la disposition des galets, ainsi que par

l'altitude du dépôt et par sa position par rapport à la coulée d'ignimbrite.

1. Nord-est de Lu Colbu

Au lieu dit "l'Abbaitoggia", à l'est de Lu Colbu, le talus de la route est creusé dans une coulée d'ignimbrite peu épaisse comprise entre deux épisodes conglomératiques.

A. Formation inférieure

La formation conglomératique située sous la coulée d'ignimbrite semble avoir peu de puissance. Elle est comprise dans une matrice gris-vert avec localement des passées légèrement rubéfiées (10 YR). Le centile de ce cailloutis varie de 70 à 78 cm.

La composition lithologique (réalisée au départ de 50 galets compris entre 40 et 80 mm) montre 36 % de galets de microgranite, 34 % de granite, 16 % d'aplite et 14 % de quartz. En ce qui concerne leur altération, ces roches présentent un comportement assez variable. Tous les microgranites et les quartz sont sains de même que 75 % des aplites (25 % des aplites sont altérées). Par contre, parmi les granites, 59 % sont pulvérulents, 6 % très altérés, 29 % altérés et seulement 6 % non altérés.

La morphométrie des galets a été effectuée sur les cailloux de microgranite (50 galets de 40 à 60 mm), les plus nombreux et les plus résistants: la médiane d'émoissé est de 172 ce qui indique clairement une origine fluviatile, ainsi que l'histogramme d'émoissé qui est unimodal (mode compris entre 150 et 200).

L'aplatissement est de 1,82 et la dissymétrie de 640

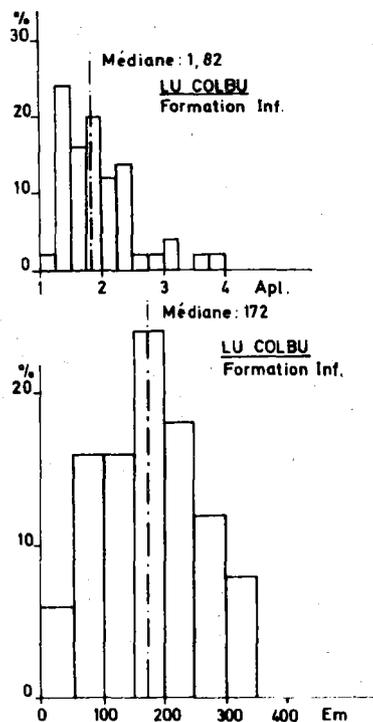
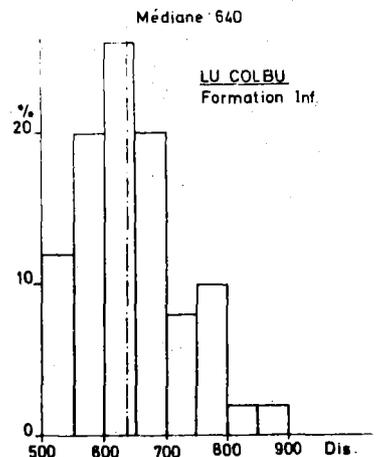


Fig.3.4.6.
Histogrammes d'émoissé, d'aplatissement et de dissymétrie.



La disposition des galets montre deux directions préférentielles orientées respectivement à 110°E et à 150°E . Comme les galets sont en majorité relevant vers l'est, l'ensemble des mesures indique deux courants dirigés respectivement vers $\text{N}160^{\circ}\text{W}$ et vers $\text{N}120^{\circ}\text{W}$.

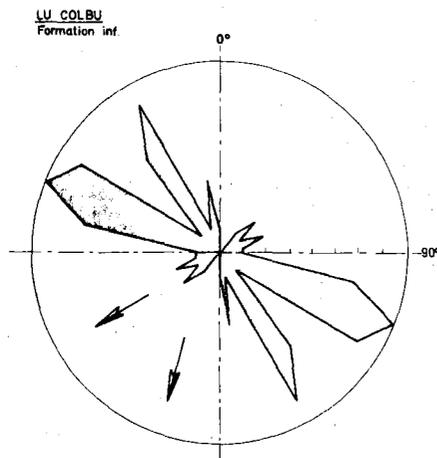


Fig.3.4.7.

Rose d'orientation.

Signalons également que ce cailloutis constitue le seul affleurement conglomératique important situé sous la coulée d'ignimbrite.

B. La formation supérieure

Un autre épisode caillouteux repose sur l'ignimbrite. Le centile de cette formation est de 52 cm. Le spectre pétrographique (réalisé au départ de 103 galets compris entre 40 et 80 mm) est fort semblable à celui décrit plus haut. Il est, en effet, composé des mêmes roches: 43 % de granite, 32 % de microgranite, 13 % d'aprites, 10 % de quartz et 2 % de roche basique. Cette composition lithologique suppose un bassin-versant fort semblable à celui de la formation pré-ignimbritique.

L'altération des galets (réalisée sur ces 103 mêmes galets) se présente comme suit en pourcentage.

	Résistants	Peu altérés	Altérés	Très altérés	Pulvérulents
Granite	22	4	52	9	13
Microgranite	71	18	6	6	-
Aplite	72	-	14	14	-
Quartz	100	-	-	-	-
Roche basique	100	-	-	-	-

Cette altération est aussi comparable à celle observée sur les cailloux de la formation inférieure.

Dans cette formation, la morphométrie des galets n'a pas été mesurée, mais leur origine fluviatile paraît évidente.

Quant à la rose d'orientation des galets, elle présente deux pics bien marqués: le principal orienté $\text{N } 90^{\circ}\text{-}100^{\circ}\text{E}$ et le second à $\text{N}140^{\circ}\text{E}$. La majorité des cailloux qui constituent le pic principal pendent vers le nord, ce qui indique un courant vers le sud. Quant au pendage des galets de la pointe secondaire, il témoigne d'un courant dirigé vers le sud-ouest, direction qui est identique à

celle du flanc de cette paléovallée: en effet, le contact entre ces dépôts caillouteux et le granite, dégagé par les talus de la chaussée, est orienté N 50°E. (fig.3.4.8)

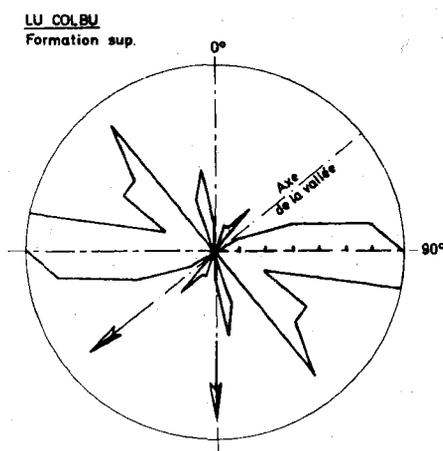


Fig. 3.4.8.

Rose d'orientation.

2. Falzaggi

a) A la ferme de Falzaggi, l'entaille de la route montre deux coulées d'ignimbrite superposées.

b) A 800 m à l'O.S.O. de Falzaggi, au nord de la Vena di li Budi, un affleurement de la formation caillouteuse supérieure a été étudié le long de la route St Teresa Castel Sardo. Cette coupe se situe vers 162 m d'altitude.

Pour cet affleurement, la morphométrie des galets n'a pas été effectuée, l'origine fluviatile de ce dépôt étant certaine.

Les mesures du centile pour cette formation sont respectivement de 16, 20 et 23 cm.

Les galets que nous y avons observés (52 galets compris entre 40 et 80 mm) sont constitués par des granites (41 %), des microgranites (35 %), des aplites (14 %) et des quartz (10 %). Cette composition est identique à celle de la formation supérieure de Lu Colbu.

La matrice de ce cailloutis est, localement, intensément rubéfiée: brun-rouge (2,5 YR 4/8).

Quant à l'altération des galets, évaluée sur le même échantillon, elle se présente comme suit:

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulents
Granite	-	10	43	14	33
Microgranite	67	5	28	-	-
Aplite	57	-	29	-	14
Quartz	100	-	-	-	-

L'altération des granites et des aplites paraît plus intense qu'à Lu Colbu.

Quant à l'orientation des galets, elle présente un pic bien marqué à N 150°E qui indique, par le pendage des cailloux, un écoulement vers l'est (N 60°E). (fig.3.4.9)

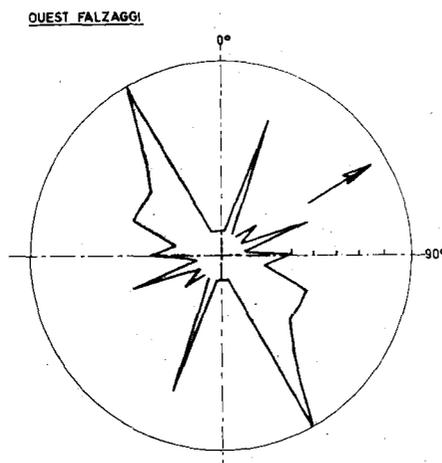


Fig. 3.4.9.

Rose d'orientation.

3. Entrée du complexe touristique de la Costa Paradiso

La coupe située à proximité de l'entrée de la Costa Paradiso, non loin du confluent de la Vena di li Budi et de la Vena di li Canni, montre une coulée d'ignimbrite surmontée par des dépôts dus à des coulées de boue et enfin par plusieurs mètres de cailloutis (altitude: 150 m).

Dans cette formation, nous avons observé surtout des microgranites et des granites ainsi que quelques quartz. La morphométrie des microgranites a été étudiée.

L'é moussé est de 208 et l'histogramme unimodal; l'origine fluviatile du dépôt est donc, encore une fois, confirmée. L'indice d'aplatissement est de 1,85, valeur courante pour un dépôt de ce type mais l'histogramme présente deux modes bien distincts, l'un situé entre 1,50 et 1,75 et l'autre entre 2,00 et 2,25, ce qui semble indiquer le mélange de deux microgranites l'un étant, au départ, beaucoup plus diaclasé que l'autre. Cette impression est également fournie par l'histogramme de dissymétrie, celui-ci présente aussi une allure bimodale avec un maximum entre 500 et 550 et un autre entre 600 et 650.

La valeur élevée du centile, 170 cm, semble témoigner d'un apport torrentiel capable de transporter de très gros blocs.

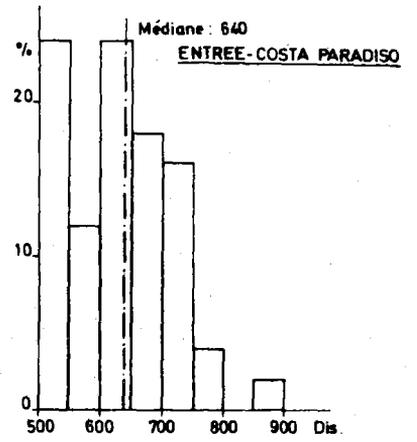
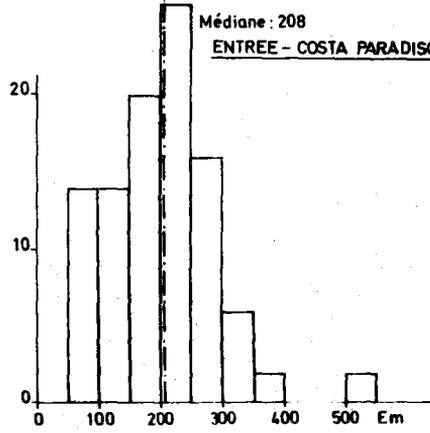
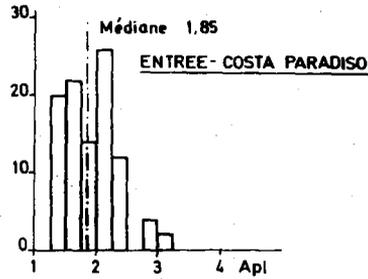


Fig.3.4.10

Histogrammes d'émoussé, d'aplatissement et de dissymétrie.

Quant à l'allure de la rose d'orientation, elle est particulière: elle montre trois orientations préférentielles: 130-310°, 150-330°, et nord-sud. Comme la majorité des galets pend vers l'est, cela indique un sens d'écoulement vers l'ouest ou le sud-ouest.

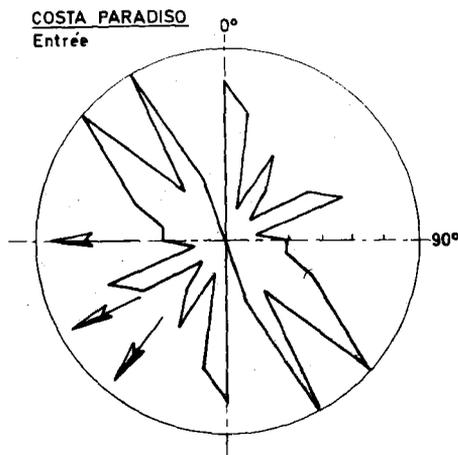


Fig.3.4.11

Rose d'orientation.

La gangue de ce dépôt possède une coloration de 2,5 YR 4/8 (brun rouge).

4. Carrière de l'Azza di li Cossi

A l'ouest de la Costa Paradiso, s'ouvre sur un sommet situé vers 210 m, une exploitation d'argile, résultat de l'altération de l'ignimbrite. Dominant cette argile, repose une formation caillouteuse que nous avons étudiée.

La matrice de cailloutis est fortement rubéfiée: 10 R 4/8 (rouge); en outre, certains galets sont recouverts d'un encroûtement noirâtre, vraisemblablement du manganèse.

Le spectre pétrographique (mesuré sur 83 galets entre 40 et 80 mm) est, pour la première fois, particulièrement varié:

Granite:	38 %	Porphyre permien:	10 %
Microgranite:	12 %	Gneiss:	8 %
Roche basique:	14 %	Micaschistes:	4 %
Quartz:	6 %	Schiste:	8 %

On y note surtout la présence de galets allochtones: gneiss, schistes, micaschistes, et surtout porphyre permien. Ces derniers, surtout, ne peuvent provenir que du massif endogène d'âge permien bordant le Coghinas inférieur (région de Badesi-Viddalba). Cela suppose la présence d'un bassin versant très étendu vers le sud-ouest ou d'un autre affleurement aujourd'hui disparu.

Paradoxalement, l'altération des galets paraît moins développée que précédemment (évaluation réalisée sur le même échantillon):

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	84	11	5	-	-
Microgranite	100	-	-	-	-
Roche basique	100	-	-	-	-
Porphyre permien	100	-	-	-	-
Gneiss	50	50	-	-	-
Micaschiste	-	50	-	-	50
Schiste	-	-	50	-	50

La rose d'orientation est très bien marquée (160-340°). Comme les galets pendent pour la plupart vers le sud ou l'ouest, cela indique un écoulement vers N 70°E.

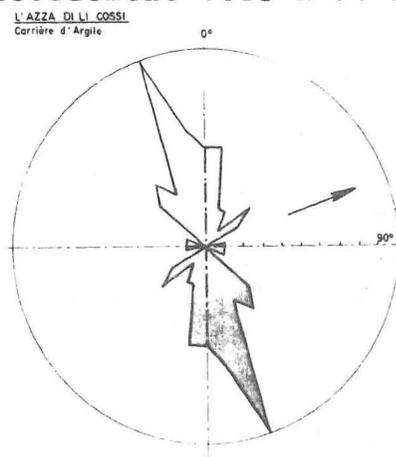


Fig.3.4.12

Rose d'orientation.

Cette formation possède un centile de 78 cm, valeur assez élevée.

Les indices morphométriques des galets ont été mesurés sur 50 cailloux de microgranite compris entre 40 et 60 mm. La médiane d'éroulé est de 154, valeur qui indique un écoulement sur une distance relativement courte et sans doute d'un torrent local. En outre, l'histogramme présente deux modes, un bien marqué entre 100 et 150 et l'autre, compris entre 200 et 250. Ce dernier mode correspond mieux à un écoulement fluvial comparable par exemple à celui que nous avons mesuré dans les terrasses du Coghinas. Il semble donc qu'il y ait un mélange de deux familles de galets, ayant subi un transport différent.

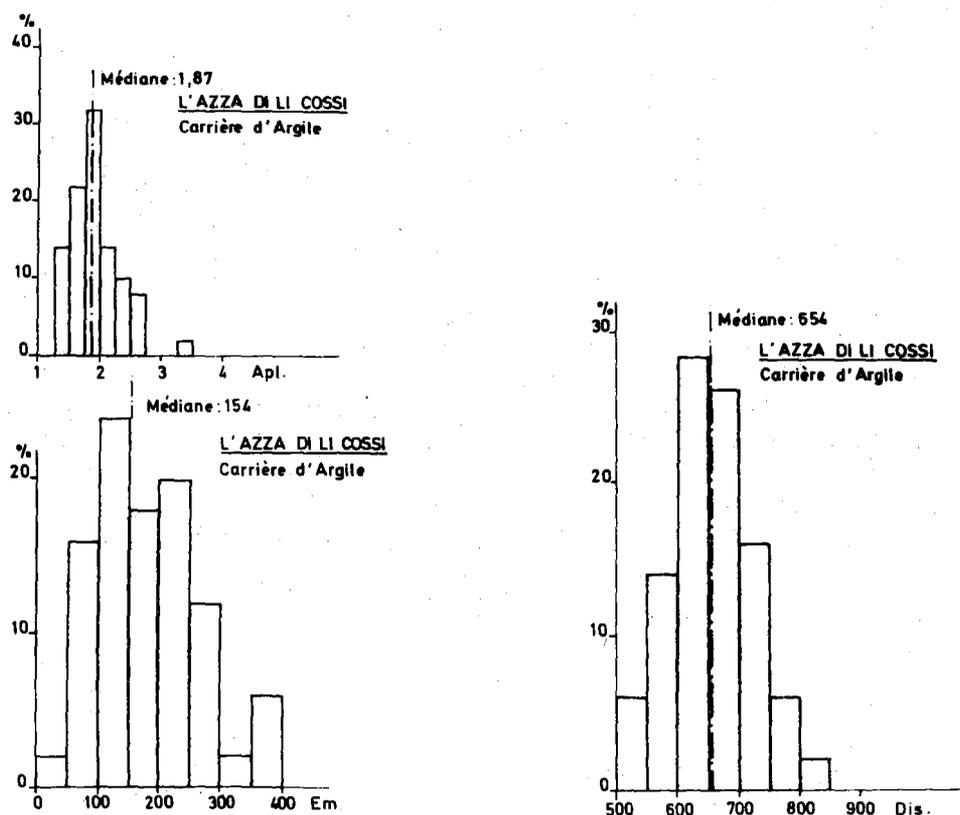


Fig.3.4.13

Histogrammes d'éroulé, d'aplatissement et de dissymétrie.

L'indice d'aplatissement est de 1,87 et l'histogramme unimodal 1,75-2,00. L'indice de dissymétrie est de 654, l'histogramme étant aussi unimodal. Ces valeurs confirment l'origine fluviale de ce sédiment.

5. Crête de l'Azza di li Cossi

Deux stations, situées entre 190 et 200 m, ont été étudiées au sommet du dépôt, à l'ouest de la carrière précitée.

A. Une première station se situe à l'entrée d'un lotissement touristique, à une altitude de 190 m. Le spectre lithologique-

observé est assez large: on y note des granites, des microgranites, quelques aplites et roches basiques mais aussi des prophyres permien. Ce dépôt connaît un centile peu élevé (32 cm). La coloration de la matrice est de 2,5 YR 5/8 (brun vif).

La rose d'orientation, mesurée sur 50 galets, donne une orientation préférentielle vers N 60°E. Comme la majorité des galets pendent vers le sud, cela nous donne un écoulement prédominant dirigé vers l'ouest (N 30°W). (fig.3.4.14)

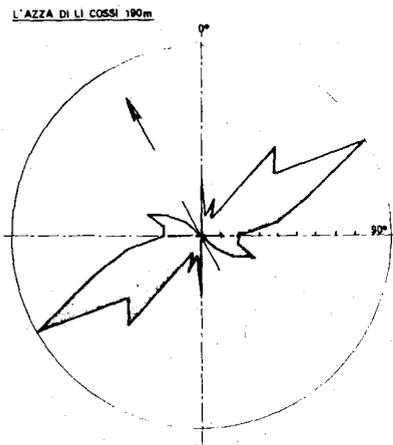


Fig.3.4.14

Rose d'orientation.

B. A quelques centaines de mètres à l'ouest de la dernière station à l'entrée principale de la "Côte des Belges" - nouveau complexe touristique prévu à l'ouest de la Costa Paradiso - une coupe montre la même formation. Le centile est de 37 cm, valeur comparable à celle de la station précédente.

Le spectre pétrographique donne (53 galets compris entre 40 et 80 mm):

Granite	30 %	Quartz:	6 %
Microgranite:	39 %	Porphyre permien:	1 %
Aplite:	10 %	Gneiss:	4 %
Roche basique:	10 %		

On remarquera donc, encore une fois, outre les galets autochtones, la présence de galets étrangers en faible proportion (gneiss, porphyre permien).

L'altération de ces cailloux est comparable aux autres stations.

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	13	-	34	13	40
Microgranite	68	11	11	10	-
Aplite	40	20	40	-	-
Gneiss	-	-	50	-	50

La matrice est également intensément rubéfiée: 10 R 4/8 (rouge).

L'orientation des galets témoigne d'un écoulement prédominant vers 10°W, direction fort semblable à celle observée dans la station voisine. (fig.3.4.15)

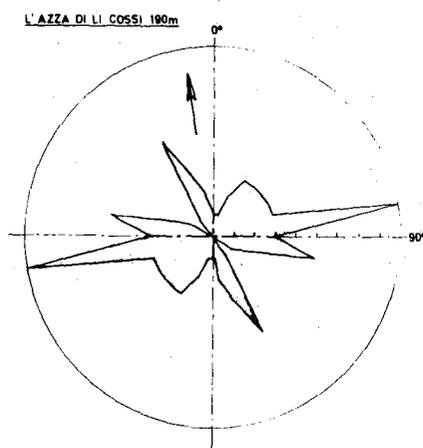


Fig.3.4.15
Rose d'orientation

6. Littu di Zoccaru

Au départ de la station précédente, un chemin se dirigeant vers la mer, vers Porto Leccio, traverse la même formation caillouteuse où alternent localement des passées sablo-graveleuses également rubéfiées de couleur rose-rouge et parfois même violacée (10 YR 5/4 = brun rouge).

Nous avons suivi cette formation jusqu'à une altitude de 154 m (mesure à l'altimètre), endroit du contact entre le cailloutis et le granite. Le paléo-versant taillé dans un granite altéré est orienté perpendiculairement à un petit torrent qui se dirige vers la côte de Tinnari. Entre cet ancien versant et le cailloutis, on note un dépôt de pente constitué par des éléments granitiques anguleux et pourris dans une matrice fort rubéfiée.

Au sud de ce contact, une coupe le long de ce chemin nous a permis d'étudier une nouvelle fois la formation caillouteuse.

On y rencontre des galets de

Granite:	26 %	Feldspath:	2 %
Microgranite:	40 %	Quartz:	2 %
Aplite:	2 %	Gneiss:	6 %
Roche basique:	22 %		

Cette composition lithologique est fort semblable à celle de la station précédente. Ici aussi, seuls quelques gneiss sont allochtones.

L'altération des galets est comparable à la station du sommet.

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite:	14	14	58	7	7
Microgranite:	73	4	23	-	-
Roche basique:	8	33	33	8	18
Aplite:	50	-	-	-	50
Gneiss:	-	-	-	33	67

Seuls les quartz et les feldspaths sont tous résistants.

Le centile dans cette coupe est de 47 cm, valeur peu élevée et comparable avec les stations de la crête.

L'orientation des galets montre un écoulement ancien dirigé vers N 80-90°W, direction qui concorde avec l'extension du remplissage caillouteux.

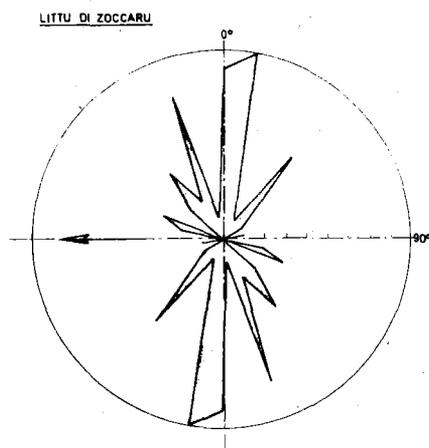


Fig. 3.4.16

Rose d'orientation

7. Campo di li Trigu

Après avoir quitté le plateau de l'Azza di li Cossi, la route Santa-Teresa-Castel-Sardo, descend vers le Campo di li Trigu et passe d'une altitude de 180-200 m à la cote de 125 m, à proximité du Riu Pischinoni où affleure l'ignimbrite.

Sur les flancs de cette route, on observe une série de coupes qui nous permettent d'observer la formation caillouteuse supérieure et qui nous donnent une idée de la puissance de cet ensemble; cette puissance serait d'au moins 60 m.

Des observations ont été faites vers 175 m, 160 m et 150 m.

A. A 175 m.

Comme pour les autres observations du sommet (L'Azza di li Cossi), la formation caillouteuse est caractérisée par un centile assez faible: 39 cm.

La composition lithologique des galets montre une grande majorité de microgranites des granites, des roches basiques, de rares quartz mais aussi quelques porphyres noirs, allochtones. Tous les granites sont altérés à pulvérulents; par contre, les microgranites et les porphyres permieniens sont tous résistants mais entourés d'un cortex blanchâtre. La coloration de la matrice est brun-rouge (2,5 YR 4/8).

La morphométrie des galets de microgranite, compris entre 40 et 60 mm, donne un indice d'émoissé de 204, valeur franchement fluviatile. Le mode unique de l'histogramme d'émoissé est compris entre 150 et 250. L'indice d'aplatissement, 1,93, est légèrement plus élevé que de coutume. Mais l'histogramme pour cet indice est bimodal: un premier mode est compris entre 1,25 et 1,50 et le second entre 1,75 et 2,00. Cela signifie peut-être deux origines différentes pour les galets de microgranites.

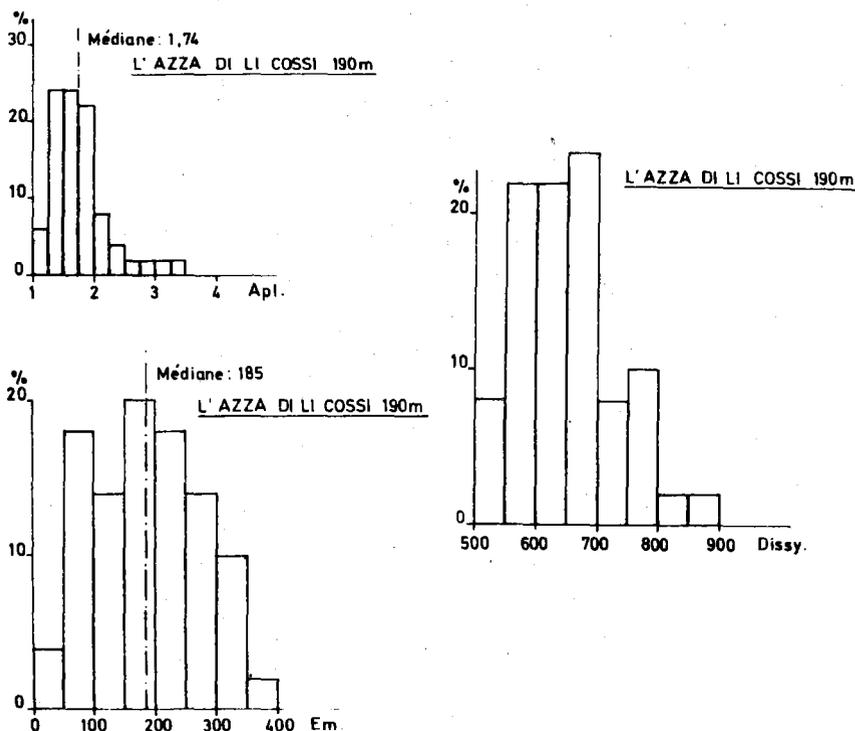


Fig. 3.4.17

Histogrammes d'émoissé, d'aplatissement et de dissymétrie (p.90).

L'indice de dissymétrie atteint 700, valeur la plus élevée de cette formation conglomératique, ce qui peut témoigner d'un transport fluviatile assez long. L'histogramme pour la dissymétrie présente un mode unique bien net compris entre 700 et 750 (34 %).

Les quelques quartz mesurés possèdent les indices suivants: Emoissé 2,17, aplatissement 1,91, dissymétrie 7,14, valeurs comparables aux indices des microgranites.

Le rose d'orientation des galets témoigne de deux directions préférentielles dans le courant: un écoulement vers N 120°W et un autre vers N 160°W.

CAMPO DI LI TRIGU
175m

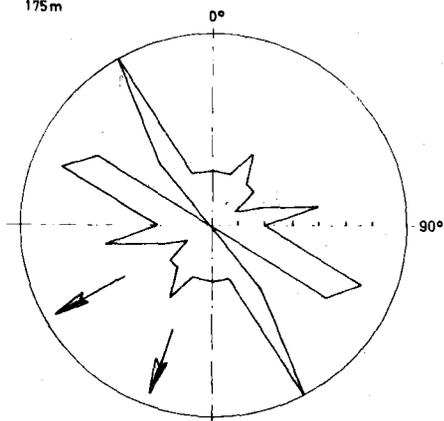


Fig. 3.4.18

Rose d'orientation.

B. Station de 160 m

A l'altitude de 160 m, s'étire un replat développé dans la formation caillouteuse et entaillée par la route. La coupe étudiée se situe sous un pylône électrique.

Le cailloutis est aussi caractérisé par un centile assez modeste: 34 cm. Cependant, nous avons noté la présence de quelques blocs plus importants.

La coloration de la matrice a une valeur 5 YR 5/8 (brun-rouge vif), mais dans les lentilles sablo-graveleuses, la coloration atteint localement la valeur de 2,5 YR 4/8 (brun-rouge).

Le spectre lithologique observé est assez varié (50 galets entre 40 et 80 mm).

Granite: 35	Quartz: 4
Microgranite: 25	Porphyre permien: 14
Aplite: 4	Gneiss: 2
Roche basique: 14	Micaschiste: 4

et nous y notons une proportion non négligeable de galets allochtones (20 %).

L'altération de ces galets, réalisée sur le même échantillon, est étroitement liée à leur nature lithologique.

	Non altéré	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	6	22	11	28	33
Microgranite	76	8	8	8	-
Aplite	50	-	50	-	-
Roche basique	72	-	14	14	-
Porphyre permien	100	-	-	-	-
Gneiss	-	-	100	-	-
Micaschiste	-	-	-	-	100

Signalons aussi que la plupart des galets et particulièrement les porphyres permien possèdent une croûte blanche d'altération.

C. Station de 150 m

Cette coupe fait face à une étable. La formation est ici remarquable par la présence de très gros blocs, parmi lesquels on remarque des micaschistes altérés. Le centile est de l'ordre de 1,50 m.

La composition lithologique est ici aussi très variée (50 galets de 40 à 80 mm):

Granite:	30 %	Quartz:	2 %
Microgranite:	28 %	Porphyre permien:	20 %
Aplite:	2 %	Micaschiste:	2 %
Roche basique:	16 %		

Ce spectre est comparable à celui décrit dans la station de 160 mètres.

L'altération de certains galets, notamment les granites et micaschistes, y est aussi très intense comme dans toutes les stations décrites jusqu'à présent.

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	33	14	33	-	30
Microgranite	79	14	7	-	-
Aplite	100	-	-	-	-
Roche basique	50	13	25	12	-
Porphyre permien	100	-	-	-	-
Micaschiste	-	-	50	50	-

La coloration de la matrice est de 2,5 YR 4/8 (brun-rouge) et est donc identique aux autres colorations relevées dans le même secteur.

L'orientation des galets témoigne de deux courants importants: l'un dirigé vers N 170°W et l'autre vers N 40-50°W.

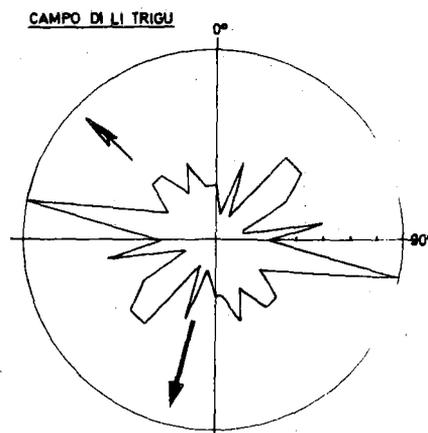


Fig. 3.4.19

Rose d'orientation.

La morphométrie des cailloux de microgranite (nombreux et résistants) donne une médiane d'émoissé de 238. Cette valeur est assez élevée et le caractère fluviatile de ces galets est beaucoup plus affirmé que dans la plupart des autres stations où l'influence d'apports torrentiels se fait sentir. Le mode unique, compris entre 250 et 300, confirme cette hypothèse.

L'indice d'aplatissement est de 1,77. L'histogramme pour cet indice est unimodal et compris entre 1,50 et 2,00. Quant à l'indice de dissymétrie, il est de 628. Ces nouvelles données confirment une origine fluviatile du dépôt.

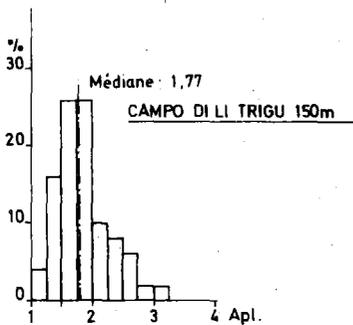
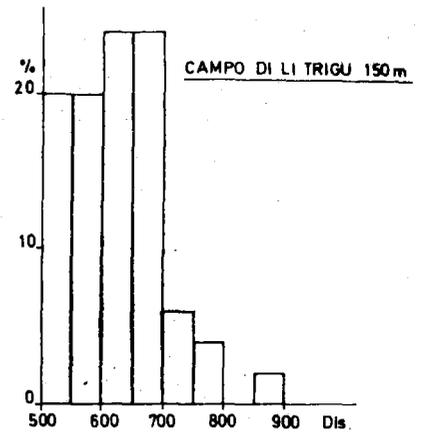
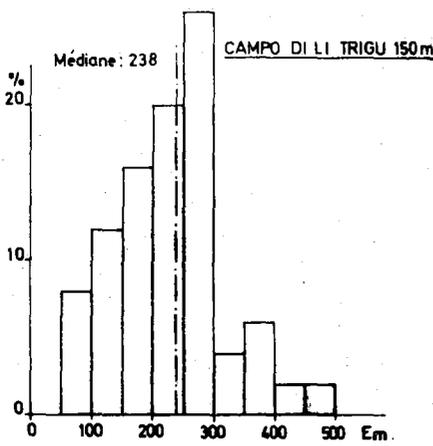


Fig.3.4.20

Histogrammes
d'émoussé,
d'aplatissement
et de dissymétrie



8. Interfluve entre le Riu Pirastru et le Riu Pischinoni

Entre le Riu Pirastru et le Riu Pischinoni s'étire une étroite et longue crête d'interfluve dont le sommet est aplani (altitude 157 m). Cet interfluve est parcouru par un chemin SE-NW qui traverse toute la paléovallée et rencontre successivement toutes les formations géologiques qui nous intéressent.

Tout d'abord, au sud, affleure le substrat granitique localement altéré en arène. Ce granite arénisé a été, par ailleurs, exploité dans une carrière située à proximité de la route. Ensuite, reposant sur le granite, dans une légère dépression, affleure l'ignimbrite altérée en argile blanche ce qui donne lieu à de petites zones marécageuses. Par après, sur la montée du chemin accédant à la crête proprement dite, on rencontre l'ignimbrite résistante mais diaclasée. Enfin, surmontant cette coulée et formant toute la crête, on retrouve la formation caillouteuse supérieure. Celle-ci est constituée par des porphyres permien, des microgranites résistants, des granites généralement très altérés et par quelques quartz.

Sur le flanc occidental de cet interfluve, après le cailloutis, on observe des chicots granitiques qui dépassent le

maquis. Cependant, au centre de l'interfluve, à mi-pente sur le versant occidental, s'étale un petit replat taillé dans le granite. A proximité, dans l'entaille creusée par une ravine affluente du Riu Pirastru, on trouve des débris anguleux d'ignimbrite mêlés à des cailloux roulés. Ces roches en place surmontent un autre cailloutis et ensuite le granite. Cela suppose donc d'une part la présence d'un affleurement d'ignimbrite que nous n'avons pas pu repérer à cause de la densité du maquis et d'autre part d'un autre épisode caillouteux sous l'ignimbrite. Il s'agirait de la formation fluviatile inférieure déjà signalée à Lu Colbu.

Sur le flanc oriental de l'interfluve, la carte géologique signale, sous le cailloutis et dans le fond de la vallée du Riu Pischinoni des affleurements d'ignimbrite.

A la terminaison nord-ouest de la crête d'interfluve, la formation caillouteuse repose directement sur le granite à une altitude de 90-95 m. Il n'existe donc pas, en cet endroit, d'intermédiaire ignimbritique.

9. Route vers Tinnari

Au sud du mont Tinnari, la formation caillouteuse s'étale sur 1500 m de large et est découpée en trois replats bien distincts, situés respectivement à 102 m, 119 m et 140-147 m. Ces replats sont traversés et localement entaillés par un chemin qui relie le complexe touristique de Tinnari à la route principale.

A. Le niveau de 140 m

a) Le replat de 140-147 m se situe au nord de la dépression. La route de Tinnari y a dégagé quelques coupes de faible hauteur. Dans une de celle-ci, le centile mesuré est de 23 cm, mais étant donné l'exiguité de la coupe et la présence de plus gros blocs non en place, déplacés lors de la construction de la route, cela nous fait supposer que ce centile pourrait être plus élevé. En effet, si on effectue cette mesure à la surface de la terrasse et non sur la coupe, on atteint la valeur de 80 cm.

La composition lithologique montre (100 galets entre 40 et 80 mm):

Granite:	48 %	Porphyre permien:	12 %
Microgranite:	21 %	Gneiss:	2 %
Roche basique:	12 %		
Quartz:	5 %		

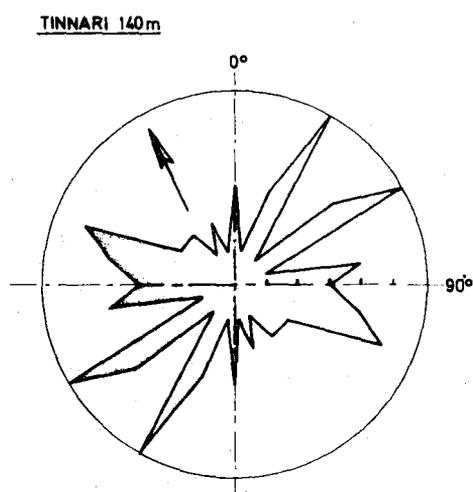
Ici aussi, un pourcentage non négligeable de roches allochtones est présent.

La coloration de la matrice oscille entre 2,5 YR 4/8 (rouge-brun) et 10 R 4/8 (rouge), valeurs fréquemment notées dans les autres stations. L'altération des galets présente les caractéristiques suivantes (en pourcentage):

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	44	24	12	8	12
Microgranite	73	18	-	-	9
Roche basique	83	-	17	-	-
Porphyre permien	100	-	-	-	-
Gneiss	-	100	-	-	-

On peut remarquer que l'altération des roches granitiques est moins intense que dans les autres stations.

La rose d'orientation des galets est assez complexe, trois directions prédominantes s'en dégagent et témoignent, d'après l'inclinaison des galets, de paléocourants dirigés respectivement vers N 60°W, N 30°W et vers le nord.



La morphométrie des galets réalisée sur les microgranites donne 196 comme indice d'émoissé. Le caractère fluvial est, ici aussi, bien net. L'indice d'aplatissement est de 1,77, le mode unique étant compris entre 1,75 et 2,00. Quant à l'indice de dissymétrie il est de 650, valeur comparable à la majorité des stations précédentes. Ces mêmes mesures réalisées sur quelques quartz ont fourni des valeurs comparables: Emoissé: 184; Aplatissement: 1,93; Dissymétrie: 628. (fig. 3.4.22)

b) Sur ce même replat, une autre station éloignée de 200 m environ de la précédente, nous donne un même centile: 80 cm. La composition lithologique y est presque identique de même que l'altération. Les indices morphométriques donnent des valeurs semblables: Emoissé: 211; Aplatissement: 1,82 et dissymétrie: 644. (fig.3.4.23)

Quant à l'orientation des galets, elle est fort mal définie. Un pic assez grossier se dégage cependant et indique un écoulement prédominant vers le sud-ouest: N 140°W. (fig. 3.4.24)

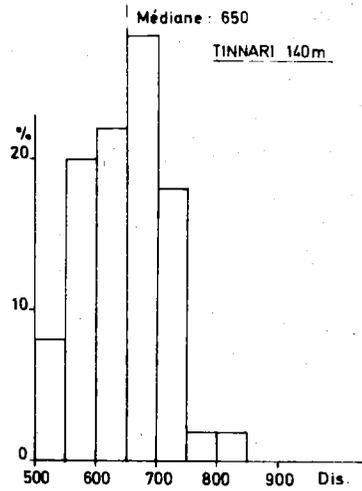
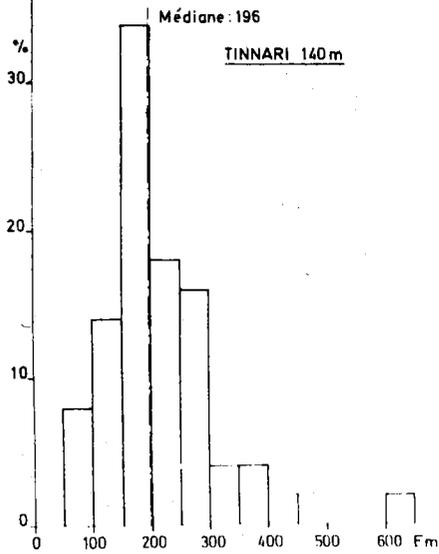
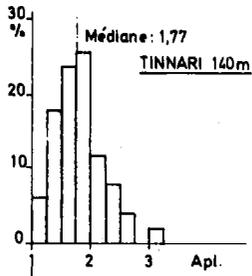


Fig. 3.4.22

Histogrammes d'émoûsé, d'aplatissement et de dissymétrie.

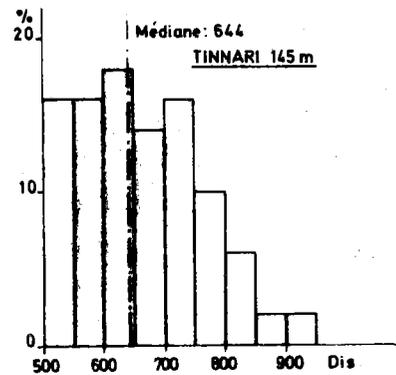
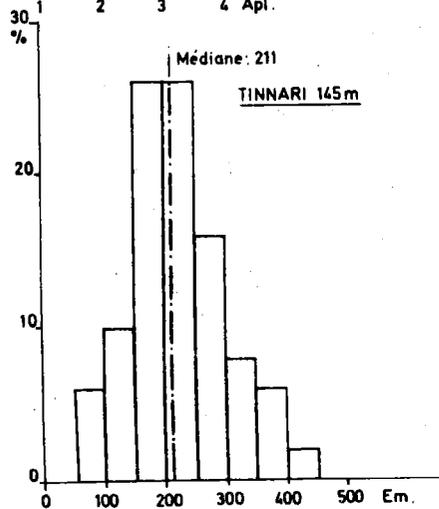
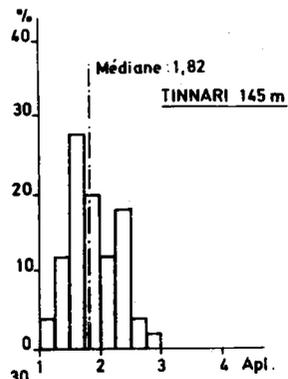


Fig. 3.4.23

Histogrammes d'émoûsé, d'aplatissement et de dissymétrie.

TINNARI 145m

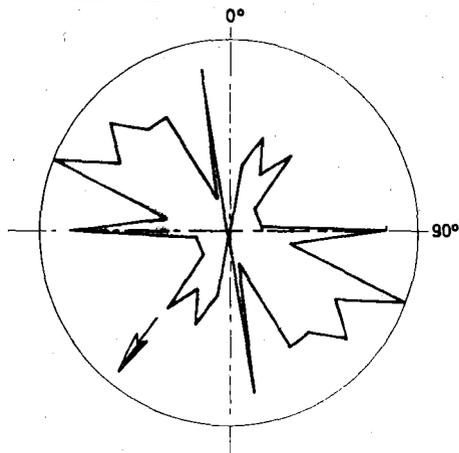


Fig. 3.4.24

Rose d'orientation

B. Le replat de 119 m

Non étudié , faute de coupe satisfaisante.

C. Le niveau de 100-102 m

Une coupe située en contre-bas d'une ferme nous a permis d'étudier le dépôt caillouteux qui constitue le replat de 100 m.

Le centile de cette formation a été également malaisé à mesurer étant donné l'exiguité de la coupe. La valeur de 73 cm est cependant proposée.

La coloration de la matrice est aussi de 2,5 YR 4/8.

La composition lithologique présente une forte proportion de galets autochtones:

Granite: 20 %	Quartz: 17 %
Microgranite: 14 %	Porphyre permien: 20 %
Aplite: 2 %	Gneiss: 6 %
Roche basique: 12 %	

Le pourcentage élevé des quartz est remarquable. Cependant ce fait paraît exceptionnel et local, aussi nous ne lui attribuons aucune signification spéciale.

L'altération des galets est, curieusement, assez faible en pourcentage.

	Résistant	Peu altéré	Altéré	Très altéré	Pulvérulent
Granite	33	27	40	-	-
Microgranite	71	14	-	15	-
Roche basique	100	-	-	-	-
Porphyre permien	100	-	-	-	-
Gneiss	100	-	-	-	-

Tous les galets de quartz et d'aplite sont résistants. Le fait remarquable est qu'aucun galet ne soit pulvérulent. Doit-on en tirer comme conclusion que ce cailloutis est moins ancien que les autres ou qu'il a été recouvert de formations qui l'ont soustrait à une forte altération ?

D'autre part, les cailloux de microgranite ont un émoissé de 200, valeur fréquemment observée dans ce dépôt. Le mode, peu marqué, se situe entre 150 et 200. Pour l'aplatissement, il est de 1,77, valeur courante dans les autres stations. Le mode est ici compris entre 1,75 et 2,00. Ces deux indices concordent donc pour donner à ce sédiment une origine fluviatile certaine.

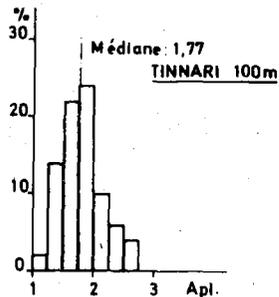
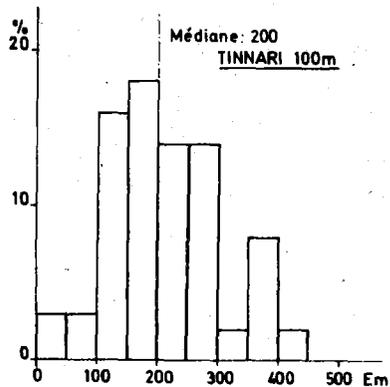


Fig. 3.4.25

Histogrammes d'émoissé et d'aplatissement



Les affluents de la paléo-vallée

=====

Plusieurs placages d'ignimbrite associés à des cailloutis fluviatiles se situent en dehors de la vallée principale. Il s'agit d'abord du placage de Falzaggi (information donnée par la carte du Service Géologique d'Italie) où l'ignimbrite est recouverte d'une nappe caillouteuse. C'est en cette localité que nous avons repéré deux coulées d'ignimbrite superposées.

Ce sont également les placages de Littu di Colbu et de Communagliu (Fig. 3.4.1.h.t.).

A. Littu di Colbu

Au lieu-dit "Littu di Colbu", parmi les nombreux éperons granitiques à l'aspect déchiqueté, se dégage une colline (alt. 306 m) chapeauté par une couverture blanchâtre subhorizontale. C'est une coulée d'ignimbrite découpée par l'érosion en deux flots. Le premier placage assez restreint, débute à 255 m à l'emplacement

où le petit chemin traverse un mur de pierres sèches et il se poursuit jusqu'à la cote de 270 m. Cette coulée repose directement sur le granite ou parfois sur l'arène granitique.

Après une interruption due à l'érosion régressive de quelques ravines, cette coulée se retrouve à 270 m et couvre le reste de la colline jusqu'à son sommet, 306 m. A la base de ce lambeau, on note des passées argileuses blanchâtres associées à de nombreux débris de troncs d'arbres en partie silicifiés ou fréquemment transformés en lignite.

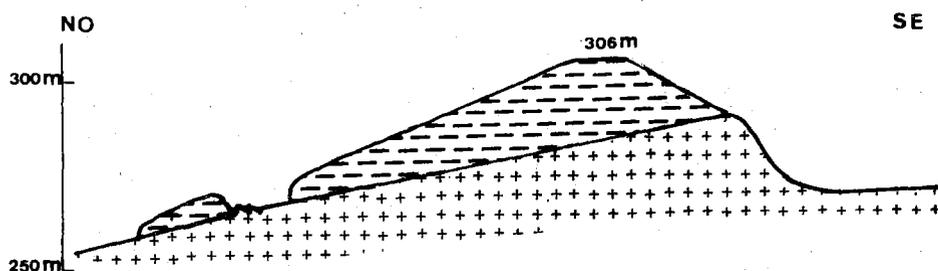


Fig. 3.4.26

Coupe NO-SE au travers des placages de Littu di Colbu.

Au sud-est de la colline, le contact granite-ignimbrite se situe vers 290 m. De part et d'autre du placage (au NE et au SO), reposant sur le contact granitique dégagé, s'observent de nombreux cailloux et blocs émoussés de granite, de porphyre permien et même de gneiss. Plusieurs blocs ont un mètre de diamètre et même jusque près de 2 mètres pour un fragment de porphyre permien.

D'autre part, au centre de ce placage, il semble que l'ignimbrite soit plus puissante. Sans doute s'agit-il d'une ancienne vallée comblée par la coulée volcanique. Cette coulée aurait ensuite été partiellement érodée par un cours d'eau qui aurait aussi dégagé le soubassement granitique. Ce cours d'eau aurait été dévié par la coulée, ce qui expliquerait la présence de cailloutis de part et d'autre de l'ignimbrite (fig.3.4.27).

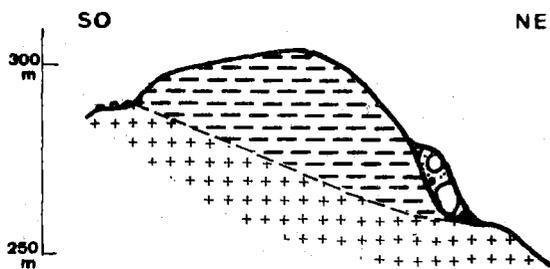


Fig. 3.4.27

Coupe SO-NE dans le placage de Littu di Colbu.

Il est à signaler que, localement, sous l'ignimbrite, nous avons observé de l'argile contenant aussi des cailloux de granite, de porphyre... En tenant compte de cette information, on peut aussi imaginer que les cailloux envisagés plus haut appartiennent tous à une phase pré-ignimbritique (Fig. 3.4.28). Les observations suivantes nous amèneront à ne pas retenir cette dernière hypothèse.

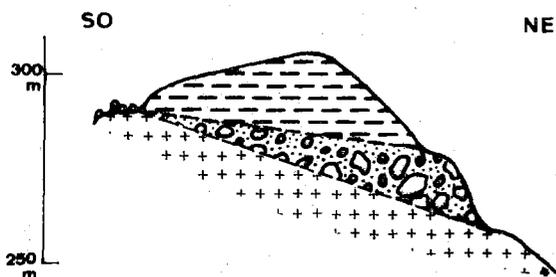


Fig. 3.4.28

Coupe SO-NE dans le placage de Littu di Colbu.
(2e hypothèse)

B. Communagliu

Dans le prolongement de ces lambeaux, on retrouve une colline dont le sommet se situe à 278 m. Celle-ci est constituée par une formation caillouteuse assez puissante (puissance variable pouvant atteindre 28 m) surmontant une coulée d'ignimbrite qui repose à son tour sur le substrat granitique.

Lorsqu'on vient du hameau de Communagliu vers la butte de même nom, on note d'abord sur le flanc oriental de cette butte un replat situé à 231 m, il s'agit du contact entre le granite et l'ignimbrite. Non loin de là, compris entre le granite et l'ignimbrite, s'observe un dépôt argileux contenant des cailloux roulés parmi lesquels des porphyres permien. Il s'agit donc ici du premier épisode fluviatile, caractérisé par une faible puissance, et que l'on retrouve en deux endroits dans la vallée principale ainsi qu'à Littu di li Colbu.

La formation caillouteuse qui domine l'ignimbrite est constituée par une majorité de granites parfois altérés, des microgranites, de nombreux porphyres permien et également des quartz. Le caractère particulier de cette formation est la taille des éléments. Ainsi, le centile est de l'ordre de 2,50 m. Parmi les porphyres permien, nous avons mesuré des blocs de 34 cm et 59 cm.

Le contact granite-ignimbrite se marque fréquemment par un replat où affleure le granite. Par contre, le front de l'ignimbrite se présente souvent comme une large concavité. Les affleurements de cette formation volcanique sont généralement marqués par des sources ou des aires marécageuses.

Sur la bordure orientale de la colline, le contact granite-ignimbrite se dirige vers le nord-ouest, s'écartant ainsi de la vallée actuelle de Vena di li Canni (Fig. 3.4.1.)

L'altitude de contact est très variable ainsi que la puissance de la coulée ignimbritique: ainsi, à l'ouest et au sud-ouest de la colline, le contact se situe vers 235 m à proximité d'un mur de pierres sèches. La puissance de la coulée est ici de 15 mètres environ. Au sud-est, par contre, la base de cette formation se situe à 253 mètres et son sommet à 260 mètres. Plus loin encore, elle est comprise entre 244 et 253 m, puis entre 240 et 255 m, pour plonger enfin jusqu'à 228 m, altitude minimale du dépôt (à proximité du chemin situé entre les deux collines).

III. CARACTERISTIQUES DU CAILLOUTIS ET

CONSEQUENCES PALEOGEOGRAPHIQUES

Par leur position, on peut scinder les formations caillouteuses de la dépression interne de la Gallura occidentale en deux parties bien distinctes: a) un premier cailloutis, peu important, qui précède la coulée d'ignimbrite. Nous l'avons retrouvé en quatre endroits à l'est de Lu Colbu, sur le versant droit du riu Pirastru, à Comunagliu et à Littu di li Colbu.*

* Vu l'exiguité des affleurements rencontrés, le premier cailloutis ne sera pas cartographié.

TABLEAU 3.4.1. : Caractères du cailloutis de la dépression de Gallura Occidentale.

Localité	Altitude	Coloration (standard soil color chart)	Centile (en cm)	Emoussé	Aplatis- sement	Dissymétrie	Orientation du courant
Est Lu Colbu Form.inférieure Form.supérieure		gris-vert+10YR	70-78 cm 52 cm	172	1,82	640	N160°W /N120°W Sud/N130°W N 60°E
Falzaggi	162 m	2,5YR 4/8	16-20-23 cm				
Entrée Costa Paradiso	150 m	2,5YR 4/8	170 cm	208	1,85	640	N90°W N120°W
L'Azza di li Cossi							
Carrière argile	210 m	10R 4/8	78 cm	154	1,87	654	N 140°W N 70°E N 30°W N10°W
Crête A	190 m	2,5YR 5/8	32 cm				
B	190 m	10 R 4/8	37 cm	185	1,74	638	
Littu di Zoccaru	154 m	10 R 5/4	47 cm				N80°-90°W
Campo di li Trigu							
	175 m	2,5YR 4/8	39 cm	204	1,93	700	N120°W-N/60°W
	160 m	5YR 5/8-	34 cm				
		2,5YR 4/8					
	150 m	2,5YR 4/8	150 cm	238	1,77	628	N170°W N40-50°W
Tinnari							
	140 m	2,5YR 4/8-	23 cm(80 cm)	196	1,77	650	N/N60°W /N30°W
		10R 4/8					
	145 m	—	80 cm	211	1,82	644	N 140°W
	100 m	2,5YR 4/8	73 cm	200	1,77		

b) un second, localement très puissant, qui recouvre la coulée volcanique et dont l'extension est considérable.

1. Morphométrie des galets

Un des caractères communs à ces deux formations caillouteuses est leur origine: toutes deux sont liées à un transport fluvial. En effet, la mesure d'émoissé réalisée à Lu Colbu dans la formation inférieure, donne un indice de 172 alors que pour toutes les stations de la formation supérieure l'émoissé varie entre 154 et 238. Quant à l'aplatissement, à Lu Colbu, il est de 1,82 et, dans les autres stations, il oscille entre 1,77 et 2,05. Pour l'indice de dissymétrie, il est de 640, alors qu'il est compris entre 629 et 700 pour l'épisode post-ignimbrétique.

(Tableau 3.4.1.)

Si l'on envisage l'évolution de l'indice d'émoissé dans la formation supérieure, lorsqu'on se dirige de l'est vers l'ouest, on note d'abord une valeur de 213 (Costa Paradiso) puis, à la carrière d'argile de l'Azza de Li Cossi, une brusque diminution à 154. Ce changement brutal peut s'expliquer par les apports d'un affluent torrentiel provenant de Communagliu-Littu di Colbu, ce qui est confirmé par l'allure bimodale de l'histogramme d'émoissé (Fig.3.4.13). A l'ouest de ce point, la puissance du cailloutis est telle qu'il faut dissocier les observations provenant de la partie basse du conglomérat des mesures prises au sommet de cet ensemble. Ainsi à Campo di li Trigu (150 m), l'émoissé est de nouveau relativement élevé: 238 et à Tinnari (affleurement de 100 m), il atteint une valeur fort comparable: 200. Dans ces deux dernières stations, l'influence des apports locaux est considérablement diminuée et l'émoissé indique un caractère franchement fluvial du dépôt.

Dans la partie supérieure de la formation, l'émoissé va de 185 à 204 au sommet de l'Azza di li Cossi (180 à 200 m) et passe à des valeurs comprises entre 196 et 211 à Tinnari (145 m). Ici aussi, le caractère fluvial est bien marqué et on note une légère augmentation de l'émoissé vers l'ouest.

L'évolution de l'indice d'aplatissement n'est pas significative. Ces valeurs sont généralement bien groupées. Cependant, l'histogramme d'aplatissement, ainsi d'ailleurs que celui de l'indice de dissymétrie, sont bimodaux à la station Costa Paradiso.

TABLEAU 3.4.2. : Composition lithologique du cailloutis de la Dépression de la Gallura occidentale.

Localité	Altitude	Aplite	Micro-granite	Granite	R. Basique	Quartz	Feldspath	Gneiss	Micaschiste	"Porphyre permien"
Est Lu Colbu Form. inférieure Form. supérieure		16 13	36 32	34 43	- 2	14 10	- -	- -	- -	- -
Falzaggi	162 m	14	35	41	-	10	-	-	-	-
Entrée Costa Paradiso	150 m	-	*	*	-	*	-	-	-	-
L'Azza di li Cossi										
Carrière argile Crête A	210 m	-	12*	38*	14*	6*	-	8	12	10*
B	190 m	10	39	30	10	5	-	4	-	1
Littu di Zoccaru	190 m	2	40	26	22	2	2	5	-	-
Campo di li Trigu	154 m	2	*	*	*	*	-	-	-	*
	175 m	-	25	35	14	4	-	2	4	14
	160 m	2	28	30	15	2	-	-	2	20
	150 m	2	21	48	12	5	-	2	-	12
Tinnari	140 m	-	14	29	12	17	-	6	-	20
	100 m	2								

Cela semble indiquer des origines diverses pour les microgranites, ceux-ci pouvant provenir de zones plus ou moins diaclasées.

De même, au sommet de Campo di li Trigu, une station présente un histogramme d'aplatissement bimodal, ce qui peut signifier aussi une origine localement diversifiée pour le microgranite. Ces allures bimodales ne se retrouvent pas aux autres stations, notamment à Tinnari. Ces variations semblent donc liées à des facteurs locaux.

Les valeurs de l'indice de dissymétrie sont toutes bien groupées, à l'exception d'une seule, entre 628 et 654. Seule, la station de Campo di li Trigu présente une valeur assez élevée: 700. C'est peut-être en relation avec l'aplatissement dont la valeur est aussi plus élevée en cette station. Ces deux valeurs paraissent cependant exceptionnelles.

2. La composition lithologique (Tableau 3.4.2. et fig. 3.4.2.)

La composition lithologique permet aussi de différencier cette formation en deux grands groupes suivant la présence ou non de galets allochtones. Si pour toutes les stations on retrouve, dans des proportions plus ou moins variables, des galets de granite, microgranite, aplite, "roche basique" et quartz, roches qui constituent l'essentiel du substrat de la Gallura occidentale, par contre, la présence de cailloux de porphyre d'âge permien indique une origine plus lointaine. Ceux-ci ne peuvent provenir que des confins de la Gallura occidentale dans la région de Badesi-Trinita d'Agulta-Viddalba. Aux galets de porphyre sont généralement associés des gneiss, des micaschistes et, plus rarement, des schistes. Ces roches affleurent également dans la même région. Il importe cependant de signaler un affleurement limité de gneiss à Sara Tamburu, au nord de la dépression, non loin de Lu Colbu. Cependant, comme les porphyres sont toujours, ou du moins souvent, associés aux gneiss et micaschistes, on peut supposer que l'origine principale de ces gneiss est la région de Trinita d'Agultu ou un autre affleurement aujourd'hui érodé.

D'autre part, seules les stations situées à l'ouest de l'entrée de la Costa Paradiso contiennent des galets allochtones. Or, c'est à cet endroit, à l'Azza di li Cossi, que la paléo-

vallée reçoit un affluent qui transportait des porphyres permien en grand nombre ainsi que nous l'avons relevé à Communagliu et à Littu di Colbu. Cet affluent avait donc un bassin-versant très étendu vers le sud-ouest puisqu'il atteignait le massif volcanique permien (situé entre 6 et 10 km au sud).

Ces galets nous donnent aussi une indication précieuse quant au sens du courant de la paléo-vallée. Le cours d'eau ne pouvait s'écouler que vers le sud-ouest, c'est-à-dire vers Tinnari et Isola Rossa.

De plus, il est à noter que, dans les stations occidentales où ont été trouvés ces galets, la proportion des allochtones diminue avec l'augmentation de l'altitude.

Ainsi, à la carrière de l'Azza di li Cossi (Fig.3.4.1), située à proximité de la confluence, on note 30 % d'allochtones; le cailloutis repose ici directement sur l'ignimbrite.

A Campo di li Trigu et l'Azza di li Cossi, la proportion des allochtones passe de 22 % (150 m) à 20 % (160 m) puis à 6 % (route vers Porto Lecchio) et enfin à 5 % (sommet vers 200 m).

Une évolution similaire se note à Tinnari où nous comptons 26 % d'allochtones au niveau de 100 m et seulement 14 % à 140 m.

Signalons aussi que la carrière de l'Azza di li Cossi est la seule station où s'observent quelques schistes. Ceux-ci ont sans doute été désagrégés avant d'atteindre les stations situées à l'aval.

3. Le centile (Tableau 3.4.1)

La mesure du centile est aussi fort intéressante car elle nous donne une idée de la compétence du cours d'eau. Si, à Lu Colbu, cette valeur était assez moyenne tant pour la formation inférieure que pour la supérieure - 70 et 78 cm d'une part et 52 cm d'autre part - cette valeur diminue fortement à Falzaggi (16 à 23 cm). Par contre, à la Costa Paradiso, le centile passe à 170 cm. Il est vrai que cette station se situe à proximité du contact avec la coulée d'ignimbrite, contrairement à celle de Falzaggi qui se situe au sommet de la formation caillouteuse. Cette valeur très élevée du centile peut être mise en relation

avec un apport torrentiel provenant du premier affluent qui débouche à Falzaggi. Les apports de cet affluent pourraient également expliquer l'allure bimodale des histogrammes d'aplatissement et de dissymétrie de cette station.

A la carrière de l'Azza di li Cossi et à la base de Campo di li Trigu (150 m), les valeurs du centile sont élevées, 78 cm et 170 cm. On observe en outre de gros blocs de micaschistes et de porphyre. Ceci est à mettre en relation avec l'affluent de Communagliu où le centile est de l'ordre de 250 cm et où les blocs de porphyre ont jusque 59 cm alors qu'à Littu di Colbu il n'est pas rare de voir des blocs de porphyre permien dont la longueur dépasse un mètre.

A Campo di li Trigu, le centile diminue si l'on monte dans le dépôt: à 150 m il est de 150 cm, à 160 m de 34 cm; sur la route de Porto Lecchio il atteint 47 cm et au sommet les valeurs oscillent entre 32 et 39 cm.

A Tinnari, cette évolution ne se retrouve pas: à 100 m, 73 cm et à 140 m, 80 cm.

La valeur du centile nous permet donc de dissocier, dans la formation supérieure, deux ensembles superposés. Ces variations vont généralement dans le même sens que celles observées pour la proportion des galets allochtones.

Le centile nous permet aussi de voir l'influence des affluents sur la grosseur des éléments transportés et nous donne, indirectement, le sens du courant qui devait se diriger vers le sud-ouest.

4. Les roses d'orientation (Tableau 3.4.1)

Pour mieux exprimer la direction de ce paléo-courant, nous avons mesuré, dans la plupart des stations, la disposition des galets. C'est ainsi que de l'interprétation de la majorité des roses d'orientation, il résulte un écoulement souvent bien marqué vers l'ouest. Seules deux mesures (sur 13) ne concordent pas avec l'ensemble des résultats et indiquent un courant dirigé franchement vers l'est: il s'agit des stations de Falzaggi et de la carrière de l'Azza di li Cossi. Ces résultats divergents peuvent s'expliquer en imaginant des méandres où le courant s'écoulerait

localement dans le sens inverse du courant général. Cela expliquerait en outre, que nombre de mesures ne sont pas parallèles à la vallée mais oscillent entre N 10°W et N 160°W. Une autre explication serait d'imaginer que les mouvements tectoniques dont il sera question plus loin seraient responsables de modifications du pendage de ces galets.

Si toutes les orientations de courant observées sont réunies sur une rose d'orientation, on s'aperçoit qu'une majorité de mesures est parallèle à l'allongement de cette vallée et dirigé vers l'ouest.

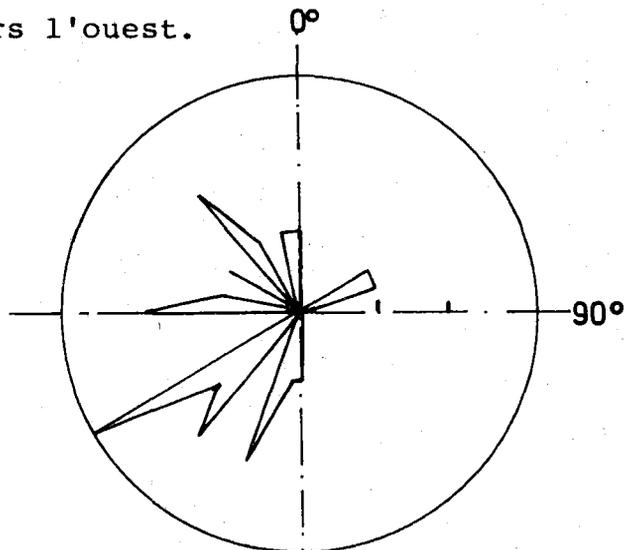


Fig. 3.4.29

Rose d'orientation générale

5. La coloration de la matrice (Tableau 3.4.1)

La teinte de la matrice ne montre pas de différenciation particulière dans la formation supérieure. La matrice y est partout rubéfiée et sa coloration oscille entre 5 YR et 10 R. La valeur de 2,5 YR 4/8 (brun rouge) est cependant la coloration la plus fréquemment observée (7 mesures sur 13).

Par contre, la formation inférieure possède une coloration blanchâtre, parfois verdâtre et rarement légèrement rubéfiée (10 YR) comme au nord-est de Lu Colbu.

La coloration de la matrice est donc un critère supplémentaire pour dissocier les deux formations caillouteuses.

6. L'altération du cailloutis

Pour la formation inférieure, nous ne possédons que peu de données sur l'altération des galets. Seule la station de Lu Colbu, où elle a été envisagée, nous donne une proportion importante de granites altérés.

Dans la formation supérieure les granites et, dans une moindre mesure, les aplites, les roches basiques et parfois quelques microgranites, présentent des indices d'altération. De même, parmi les allochtones, les gneiss, micaschistes et schistes peuvent avoir subi une altération intense.

Dans la plupart des stations l'altération est comparable. Cependant, dans la carrière de l'Azza di li Cossi, les cailloux sont assez peu altérés. Cela est peut-être lié à une couverture caillouteuse relativement importante aujourd'hui érodée, qui aurait freiné l'altération en profondeur et protégé les cailloux étudiés.

A Tinnari (100 m), l'altération est moindre qu'aux autres stations, mais ici aussi on peut penser qu'un dépôt important recouvrirait ce cailloutis, le protégeant de toute altération ultérieure.

Le tableau suivant donne les valeurs de l'altération (exprimées en % de galets) pour l'ensemble des stations. Les chiffres qui précèdent la barre oblique concernent la formation inférieure.

Tableau 3.4.3. - Altération du cailloutis

	Résist.	Peu alt.	Altéré	Très alt.	Pulver.
Granite	6/0-84	0/0-24	29/5-58	6/0-28	59/0-40
Microgr.	100/67-100	0/0-18	0/0-28	0/0-15	0/0-9
Aplite	75/50-100	0/0-20	25/0-50	0/0-14	0/0-14
Roche bas.	-/8-100	-/0-33	-/0-33	-/0-14	-/0-18
Quartz	100/100	-	-	-	-
Porph.perm.	-/100	-	-	-	-
Gneiss	-/0-100	-/0-100	-/0-100	-/0-33	-/0-67
Micasch.	-	-/0-50	-/0/50	-/0-50	-/50-100
Schiste	-	-	-/50	-	-/50

7. Géomorphologie des zones affectées par ces remplissages récents

La présence, au sein de la Gallura, de coulées d'ignimbrites associées à des dépôts fluviatiles, a modifié considérablement le paysage granitique qui caractérise de nord-est de la Sardaigne.

A. Les zones de contact

Ces dépôts, relativement récents, reposent dans une dépression taillée dans le granite. Le contact latéral "granite-formation caillouteuse" se marque généralement par une ravine parallèle à la paléo-vallée ce qui s'explique aisément, car ainsi que P.BIROT l'a déjà signalé, les granites en région méditerranéenne, subissent une intense décomposition chimique. Ces vallées de contact sont donc causées par une érosion différentielle.

Ainsi, par exemple, à l'est de Tinnari, sur le versant gauche du riu Pirastru, une vallée, incisée dans le granite, se situe au contact entre les deux ensembles. En témoignent par ailleurs sur le versant sud de cette petite vallée, des dépôts de pente où se mêlent éléments granitiques anguleux et cailloux roulés (Fig.3.4.30)

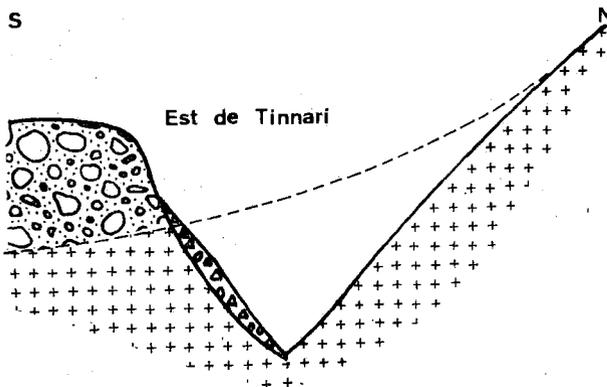


Fig. 3.4.30

Vallée située au contact cailloutis-granite.

A l'ouest de Tinnari, un autre petit cours d'eau se situe aussi presque au contact entre ces deux formations: un des flancs est taillé dans le cailloutis et l'autre dans le cailloutis et le granite.

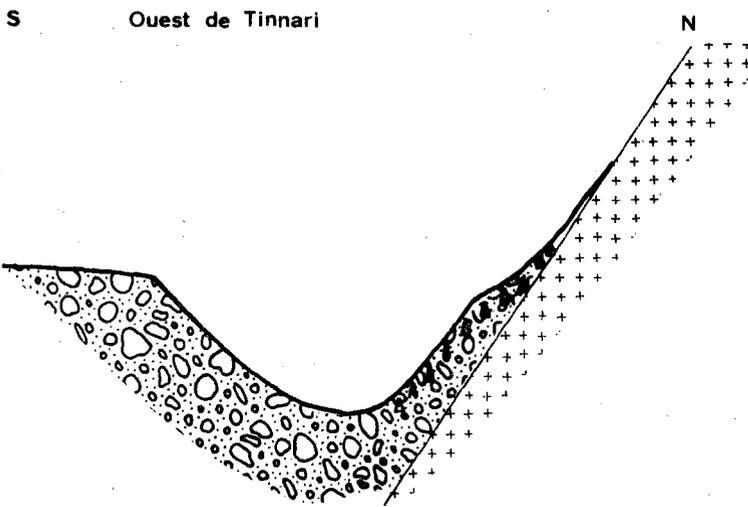


Fig.3.4.31

Vallée située à l'ouest de la route vers Tinnari.

Au sud de Tinnari, deux autres ravines, affluentes soit du riu Lu Rinaggiu, soit du riu Pirastru, sont situées au contact entre les deux formations.

Entre le riu Pirastru et le riu Pischinoni, une étroite dépression délimite la formation caillouteuse vers le sud. Ce creux fait cependant apparaître l'ignimbrite intercalée entre le cailloutis et le granite. Cette ignimbrite, en partie altérée, est responsable d'une zone marécageuse.

Au nord de cet interfluve, la formation caillouteuse est bordée par une autre dépression taillée dans le granite.

Ces vallées de contact s'observent presque partout; également à Campo di li Trigu, à l'Azza di li Cossi. Rares sont les endroits où le contact n'a pas encore été dégagé comme à Littu di Zoccaru ou encore à l'est de Lu Colbu. Ces observations montrent donc clairement une altération profonde du granite en marge du remplissage caillouteux.

Le cailloutis, l'ignimbrite et même le granite sous-jacent sont, d'autre part, entaillés par des cours d'eau à caractère torrentiel qui s'écoulent perpendiculairement à la paléo-vallée et qui sont orientés grosso-modo SE-NO. Le réseau hydrographique actuel est donc fondamentalement différent de celui qui fut responsable des accumulations caillouteuses observées.

Le contact ignimbrite-granite se présente généralement comme un replat, taillé dans le granite et surmonté par une concavité prononcée développée dans l'ignimbrite. Ce replat a été observé en maints endroits:

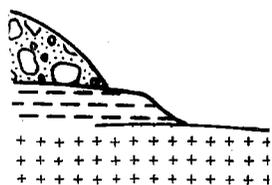


Fig. 3.4.32

Contacts granite-ignimbrite et ignimbrite-cailloutis

Littu di Colbu, Communagliu, versant oriental de l'Azza di li Cossi, versant de rive gauche du riu Pirastru... Le contact se marque aussi par des zones marécageuses ou des sources, ce qui doit être mis en parallèle avec l'altération de la formation ignimbritique (Communagliu, sud-ouest du Campo di li Trigu, rive

gauche du riu Pirastru et proximité de la Punta Cannedi). La puissance de l'ignimbrite est très variable: ainsi, à Lu Colbu, elle est de l'ordre de 2-3 mètres; par contre, à Communagliu elle oscille entre 7 et 15 mètres et à Littu di Colbu, elle atteint au moins 16 mètres.

Sur le versant ouest du riu Pirastru plusieurs observations ont été faites à ce sujet.

a) Du côté nord, la puissance de l'ignimbrite ne dépasse pas un mètre. Cette roche est surmontée par un mètre d'argile jaune-olive puis par deux mètres de dépôts dus à des mud-flows et enfin par la formation caillouteuse.

b) au centre de la paléo-vallée, sous une maison (alors en construction), la couche d'ignimbrite possède au moins 6 mètres de puissance.

c) au sud de l'affleurement précédent, la coulée atteint la puissance maximale de 30 mètres.

Le contact ignimbrite-cailloutis se marque parfois par un replat (fig.3.4.32). Celui-ci a été observé à Communagliu ainsi qu'à la terminaison occidentale du dépôt, non loin de la Punta Cannedi où l'altitude de ce contact se situe vers 25 mètres.

B. Les replats sommitaux (fig.3.4.33)

La topographie du sommet de la formation caillouteuse est caractérisée par une série de surfaces subhorizontales dont les rebords sont convexes. Il n'est pas rare de rencontrer dans une même localité divers niveaux de ces surfaces planes. Ainsi, à Tinnari, trois surfaces horizontales sont développées respectivement à 140-145 mètres, 115-120 mètres et vers 100 mètres. Par contre, entre les rius Pirastru et Pischioni, on n'en rencontre qu'un seul situé à 150-155 mètres. De nouveau à Campo di li Trigu, se retrouvent 3 niveaux: 140 m, 155-160 m et 180 m. Alors qu'à l'Azza di li Cossi, la formation fluviatile culmine vers 200 m, 215 et 230 m. A l'entrée de la Costa Paradiso, deux niveaux peuvent être délimités à 150 et à 162 m. La butte de Communagliu possède un sommet aplani qui se situe à 278 m.

Reportés sur une coupe longitudinale traversant d'est en ouest cette paléovallée, les replats que nous venons d'évoquer ne peuvent tous se raccorder. Seuls les replats les plus élevés: 140 m (Tinnari), 155 m (Interfluve Riu Pirastru-Riu Pischinoni),

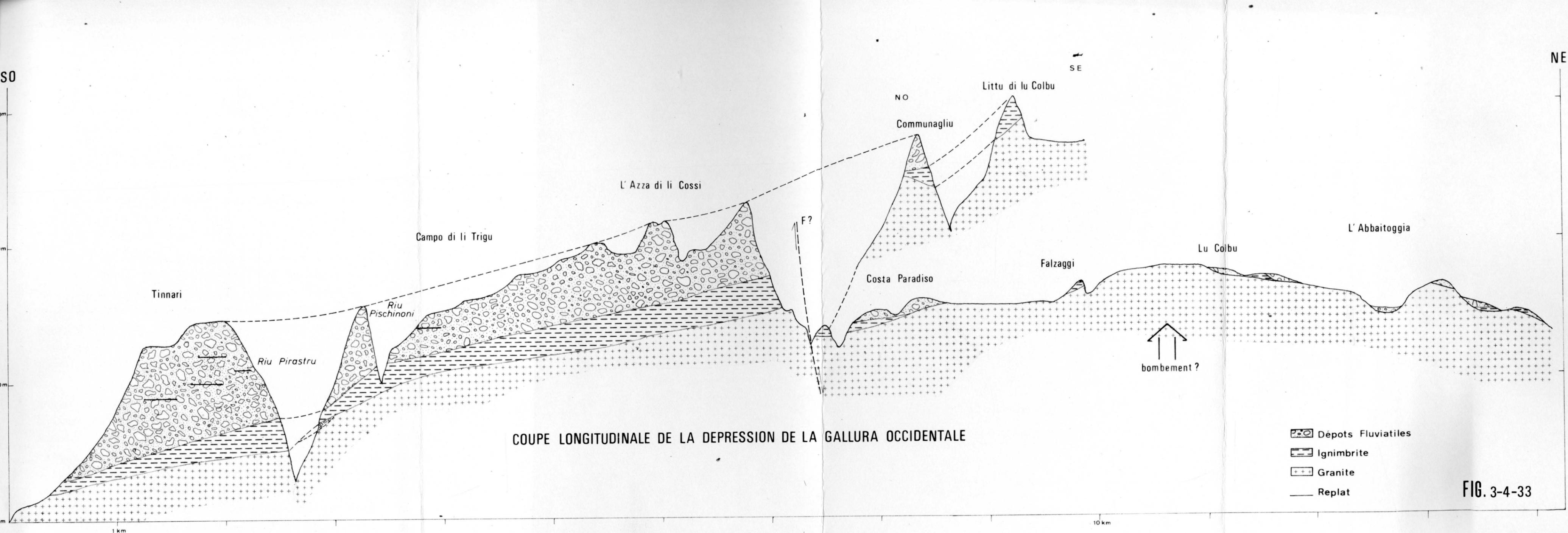


FIG. 3-4-33

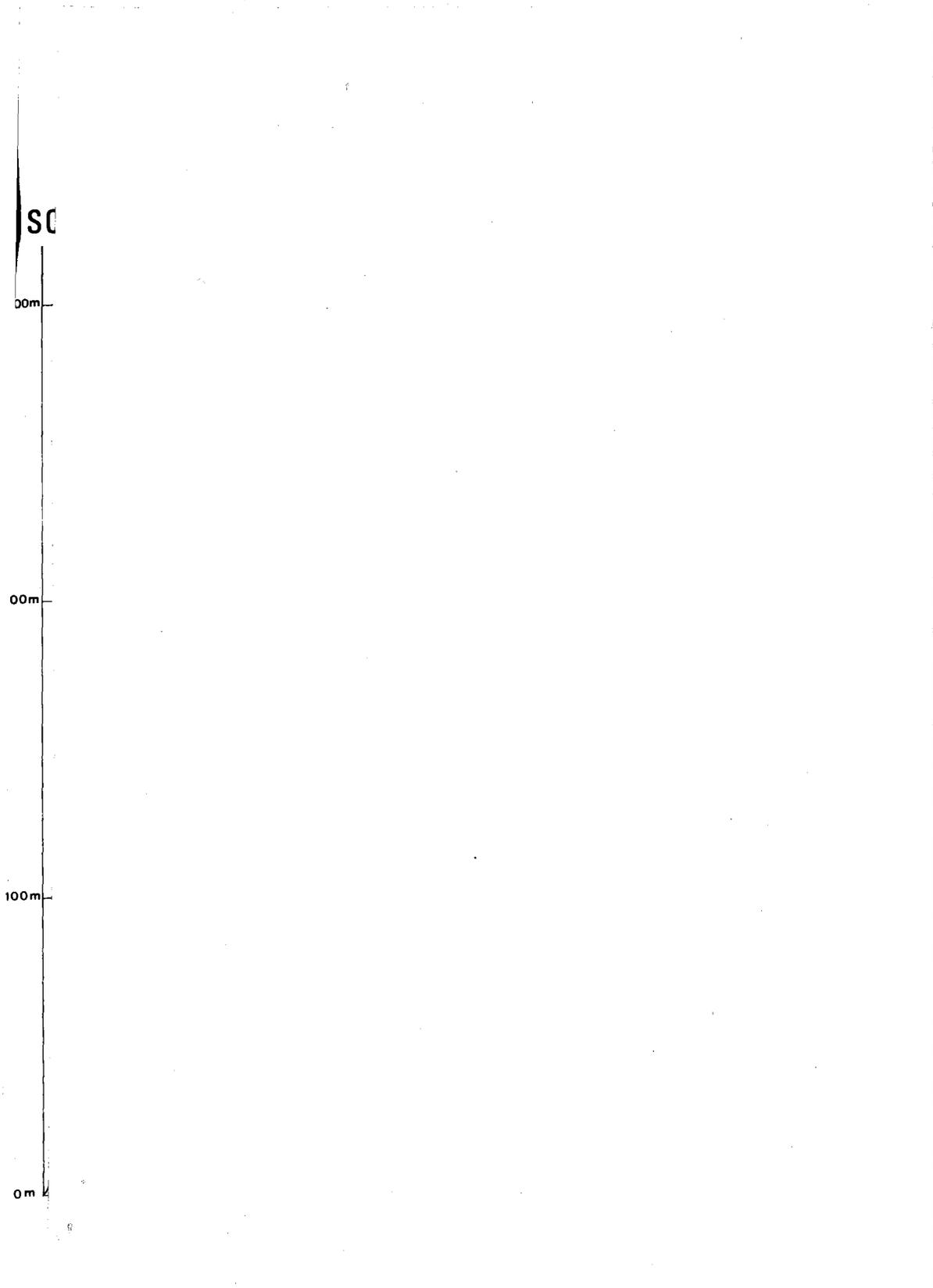


Fig.3.4.33. - Coupe longitudinale SO-NE au travers de la dépression de la Gallura orientale.

200 m, 215, 230 m (l'Azza di li Cossi), 278 m (Communagliu) peuvent être réunis en un profil longitudinal parallèle, dans les grandes lignes, à celui de l'ignimbrite. Dans ce cas, les surfaces horizontales peuvent être considérées comme la partie sommitale du dépôt fluviatile et donc comme le sommet du remblaiement de la vallée.

Mais les autres replats posent des problèmes. Quelle est leur origine ? En effet, il est impossible de les relier par un profil longitudinal car l'interfluve Pirastru-Pischinoni empêche tout raccord entre les replats de Tinnari et ceux de Campo di li Trigu. En conséquence, nous pensons que ces morphologies planes sont des formes d'érosion: des aplanissements locaux liés aux deux rivières qui ont traversé perpendiculairement cette ancienne vallée. En faveur de cette hypothèse, nous observons sur le versant ouest de la vallée du riu Pirastru un beau replat situé à 110 m et taillé dans la formation fluviatile.

D'autre part, les coupes situées à la base du dépôt laissent apparaître une composition lithologique légèrement différente - la proportion de galets allochtones - de celle observée dans la partie supérieure. Cette composition différente se retrouve dans tous les replats inférieurs. L'érosion liée à ces cours d'eau aurait donc dégagé la partie sommitale de l'accumulation caillouteuse.

D'un autre côté, l'allure de la coupe longitudinale à l'est de l'Azza di li Cossi est assez particulière. En effet, à l'entrée de la Costa Paradiso, on ne peut qu'être frappé par la faible puissance du cailloutis par rapport à celle observée à l'Azza di li Cossi. Des failles orientées SE-NO et donc perpendiculaires à la paléovallée pourraient peut-être expliquer l'existence de cette véritable "falaise" dans le cailloutis (fig.3.4.33). Quant à la faible épaisseur du dépôt caillouteux, elle peut aussi être liée à l'érosion du ruisseau Vena di Li Canni dont le bassin versant est considérable. Cette intense érosion expliquerait aussi l'isolement des buttes de Littu di Colbu et de Communagliu qui, aujourd'hui, sont en inversion de relief (fig.3.4.1. et 3.4.33).

Les dépôts d'ignimbrite et les cailloutis de la partie orientale de la paléovallée (est de Lu Colbu) semblent appartenir à un autre bassin versant dirigé vers le nord-est comme le montre une coupe longitudinale. Cependant, les deux seules mesures de courant réalisées à Abbaitoggia dans les deux formations fluviales indiquent un écoulement vers le sud-ouest. On peut donc émettre l'hypothèse qu'un bombement, peut-être lié au rejeu de certaines failles, déjà responsables de la paléovallée, serait la cause des dépôts en contre-pente. Ce soulèvement se situerait aux environs de Lu Colbu et pourrait être contemporain de la phase tectonique fini-pliocène (fig.3.4.33).

8. Les apports de galets allochtones (Fig.3.4.2.)

Comme nous l'avons vu, l'affluent du Communagliu-Littu di Colbu est responsable des apports de galets allochtones, porphyre permien, gneiss et micaschiste) dans la paléovallée.

Comme le suggère le réseau hydrographique actuel, ce cours d'eau pourrait être alimenté par le rio Vignola dont le tracé aurait été est-ouest au départ de Balestra (Fig.3.4.2). Ce cours possible du Rio Vignola expliquerait, entre autres, la large dépression occupée seulement par la Vena di li Canni.

D'autres cours d'eau pouvaient aussi faire partie du bassin versant de l'"affluent Communagliu", il s'agit de trois torrents aujourd'hui affluents du riu Pirastru.

1) La Vena Manna . Ce petit cours d'eau d'abord dirigé du sud vers le nord, forme ensuite une large boucle pour se diriger vers le sud-ouest et se jeter dans le riu de Pischina.

2) Le riu de Pischina, dont les sources sont situées dans les micaschistes, est également dirigé sud-nord et, à hauteur de Contramuzzoni, ce cours d'eau tourne vers l'ouest pour se jeter dans le riu de Fiuminetto.

3) Le riu Fiuminetto, beaucoup plus important, traverse tout le micaschiste et atteint même le permien. Son tracé est aussi sud-nord et, au sud de Monte Cuccaru, il tourne brusquement vers le sud-ouest pour former de riu Pirastru qui va traverser la paléovallée.

Dans le prolongement des tronçons sud-nord de ces trois cours d'eau, la crête granitique qui borde, au sud, la dépression de Littu di Colbu-Vena di li Canni est traversée par des cols situés respectivement à Filigu Masciu vers 366 et 375 m, à l'Aggioni à 373 m et à Ussoni à 383 m (fig.3.4.1 et 3.4.2.). Peut-être s'agit-il là de traces du passage de ces cours d'eau dont certains pouvaient être responsables des apports de ces galets allochtones.

9. Age de la formation fluviatile supérieure

Comme nous l'avons avancé dans l'introduction de ce chapitre, la formation de cette paléo-vallée est sans doute étroitement liée à la tectonique oligocène dont les effets se sont faits sentir dans toute la Sardaigne. D'autre part, les coulées d'ignimbrite peuvent être considérées comme contemporaines du Miocène, ce qui a été confirmé par les récentes datations absolues par la

méthode du K/Ar (P.BROTZU, 1975). On peut donc en déduire aisément que la première formation caillouteuse s'est mise en place à la fin de l'Oligocène ou au Miocène inférieur.

Quant à la formation fluviatile supérieure, les seuls arguments stratigraphiques sont qu'elle repose sur des coulées volcaniques du Miocène inférieur et que, localement, elle est recouverte de placages éoliens sans doute d'âge Würm.

ARMARI (1974) donne, dans la légende de la carte géologique, un âge pléistocène à ce dépôt fluviatile. Cependant, si nous comparons cette formation avec les terrasses les plus élevées du bassin interne du Coghinas, un point important les différencie: il s'agit de la coloration de la matrice.

En effet, la coloration la plus forte observée sur une terrasse du Coghinas est de 5 YR. Or, la matrice du cailloutis de la Gallura occidentale possède une coloration de l'ordre de 10 R-2,5 YR. De plus, une telle coloration ne s'observe, dans le bassin du Coghinas, que dans les dépôts conglomératiques tertiaires déjà décrits plus haut (3e partie, chapitre 1).

Un autre élément important pour la datation de cette formation est l'influence de la tectonique. En effet, lors de l'étude du profil en long des dépôts de la dépression galluraise, nous avons envisagé un soulèvement local qui aurait entraîné le basculement vers le nord-est des placages orientaux. Cette phase tectonique se serait déroulée à la fin du Pliocène et serait aussi responsable des failles qui ont affecté, entre autres, les formations tertiaires du bassin du Coghinas et de l'Anglona.

Par contre, l'allure régulière des bassins longitudinaux des terrasses du Coghinas semble indiquer, du moins dans cette partie de la Sardaigne, l'absence de mouvements tectoniques notables au Quaternaire.

En conséquence, nous pensons que cette accumulation conglomératique de la Gallura s'est mise en place entre le Miocène inférieur et le Pliocène supérieur et qu'elle résulte de l'intense érosion liée aux soulèvements de la Gallura pendant l'orogénèse alpine.

D'autre part, l'épisode tectonique fin-pliocène aurait aussi désorganisé considérablement le réseau hydrographique de la Gallura occidentale, entraînant la fin du cours d'eau responsable des accumulations fluviatiles envisagées. Ensuite, pendant tout le Quaternaire, le nouveau réseau hydrographique a guidé des phases érosives intenses qui ont abouti au démembrement partiel des formations tertiaires de cette

IV. CONCLUSIONS

En conclusion, nous pouvons admettre avec VARDABASSO (1952) et ARMARI (1974) que ces dépôts caillouteux sont d'origine fluviatile et que, par conséquent, les replats qui apparaissent comme des terrasses littorales, à proximité de Tinnari (voir fig.3.4.33) ne sont pas marins. Si le profil longitudinal de ce cours d'eau devait être prolongé, il aurait atteint la mer entre 80 et 120 m. Or, nous ne connaissons aucune trace de rivage à cette altitude sur cette portion du littoral. Mais, comme toute la région a été soumise à la fin du Pliocène à une dernière phase tectonique, il est normal de ne pas retrouver cet ancien littoral.

Rappelons aussi que cet ancien fleuve, interrompu dans son histoire par des coulées d'ignimbrite se dirigeait vers le sud-ouest, vers Isola-Rossa et qu'il était alimenté par deux affluents dont le plus important, celui du Communagliu, avait un bassin versant très important qui atteignait la frontière occidentale de la Gallura.

Quant à l'épaisseur considérable de ce cailloutis, elle ne peut s'expliquer que par un affaissement de cette région, contemporaine de la sédimentation.

LES AUTRES FORMATIONS CAILLOUTEUSES FLUVIATILES
DE GALLURA OCCIDENTALE

La bordure littorale de la Gallura occidentale compte, outre les dépôts importants de la paléovallée de Tinnari-Lu Colbu (3e partie, ch.IV), d'autres accumulations caillouteuses également d'origine fluviatile et qui, localement, peuvent aussi avoir une extension assez considérable. Il s'agit des terrasses du Rio Vignola et de ses affluents qui, sans doute, sont partiellement développées dans un lambeau oriental de la formation continentale tertiaire décrite au chapitre précédent. D'autres terrasses de la bordure littorale seront également évoquées et leur origine fluviatile sera démontrée. Enfin, un cailloutis trouvé à 635 m d'altitude, en bordure de la Gallura occidentale sera décrit.

A. Les terrasses du Rio Vignola

Les terrasses du Rio Vignola connaissent leur développement maximum au nord de la faille SO-NE qui limite, au sud, la dépression de Tinnari-Lu Colbu (fig.3.4.1, h.t.). En effet, à l'aval, soit au nord-est, du confluent du Riu Li Tauladori et du Rio Vignola des dépôts caillouteux ont été observés (fig.3.5.1.). Ces cailloutis ont d'ailleurs été cartographiés de façon remarquable sur la carte géologique au 1/100.000e (G.ARMARI, 1974). Nous y avons distingué, essentiellement par l'étude des altitudes relatives, plusieurs niveaux qui dominent une basse terrasse souvent très large.

Ainsi, face au Stazzo Pietro Scano, vers 74 m, on observe une terrasse bien nette dont l'altitude relative est de + 32 m.

A Santa Maria, des replats se notent à + 33 m (73 m) et à + 10 m (50 m).

Plus à l'aval, à proximité du Stazzo Patru, des terrasses se retrouvent vers (+ 10 m) 35-40 m, (+ 25 m) 50-55 m et enfin certains placages culminent à (+ 45 m) 70-75 m.

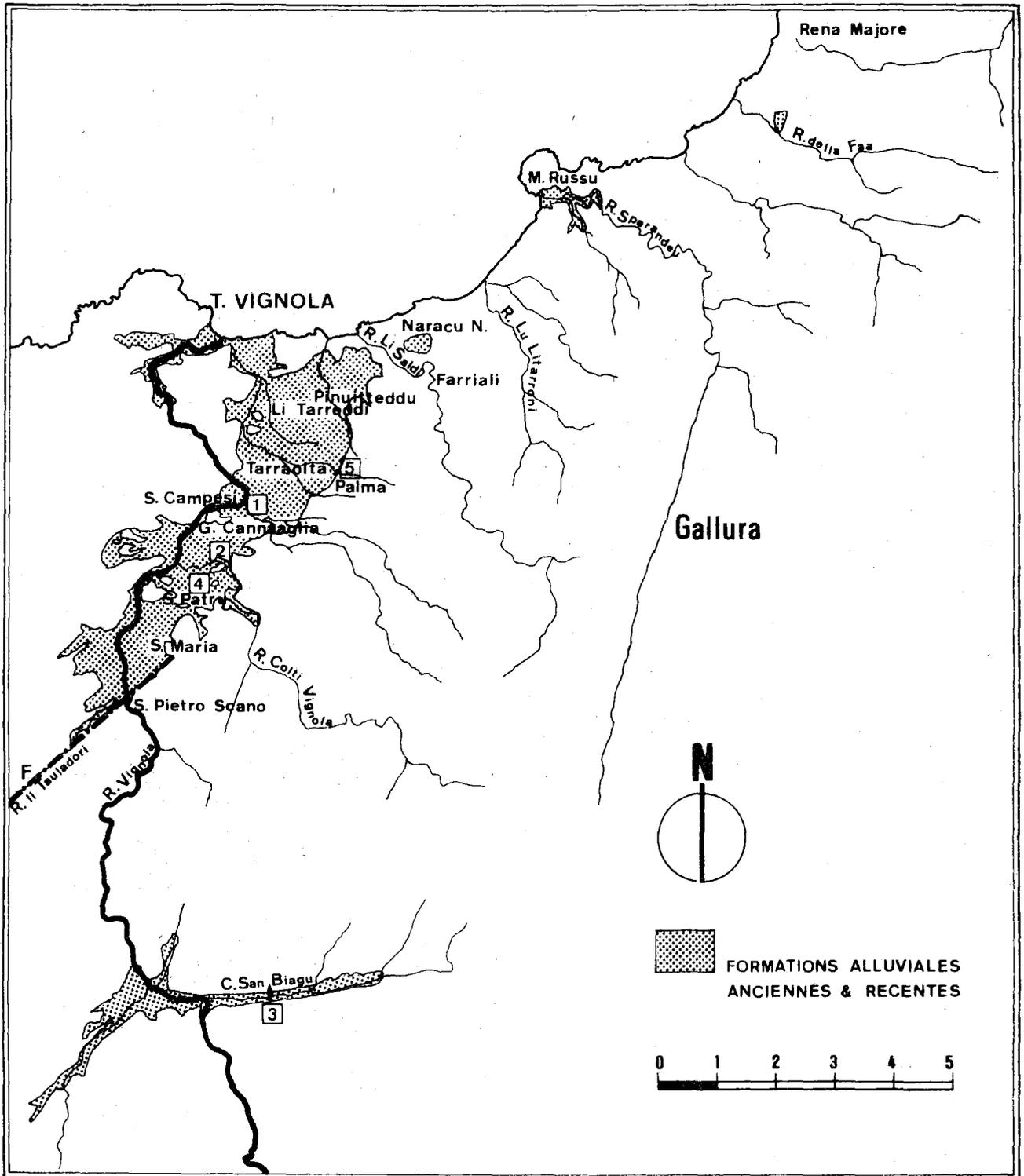


Fig. 3.5.1.

Carte de répartition des formations alluviales de la région de Torre Vignola - Rena Maggiore d'après G.ARMARI (1974) modifié.

A Guado Cannaglia existe encore une très belle terrasse à + 10 m et située entre 36 et 38 m.

Cependant, à Tarraolta, le Vignola quitte son tracé SSO-NNE pour s'écouler vers le nord-ouest dans des gorges étroites taillées dans des roches granitiques. Les dépôts caillouteux, par contre, continuent à s'étaler vers le nord-est mais à des altitudes parfois plus élevées. A Tarraolta, le cailloutis est à au moins 50 mètres de puissance comme on peut l'observer à l'est du pont sur le riu Vignola dans l'entaille de la nouvelle route, et il est recoupé par un replat situé à l'altitude de 90-95 m (+ 70-75 m.).

Plus à l'est, le cailloutis culmine à 126 m et à 123 m, au lieu-dit Palma. Ces dépôts s'étirent ainsi jusqu'à proximité de l'embouchure du Riu de li Saldi. Dans ce secteur oriental, outre les niveaux très élevés que nous venons de signaler, on observe aussi des replats développés dans le cailloutis à 70-75 m, 62 m et 35 m à Li Tarreddi et à 57 m et 53 m à Pinuitteddu.

En conséquence, dans ces dépôts, on peut définir deux zones: une première liée directement au tracé actuel du Rio Vignola et une seconde développée vers le nord-est et sans aucune relation avec le réseau hydrographique actuel.

Dans la première zone, on note 5 niveaux de terrasses dont nous avons noté l'altitude au-dessus de la plaine alluviale:

1. une basse terrasse située à + 2 m.
2. un niveau situé à + 10 m.
3. un niveau situé à + 22 m.
4. un niveau que l'on retrouve à + 32-33 m.
5. enfin un niveau plus élevé à 45 m.

Dans la deuxième zone, c'est-à-dire la partie nord-orientale, les replats peuvent se grouper en plusieurs niveaux situés aux altitudes respectives par rapport au niveau de la mer de:

1. 35 m.
2. 53 m, 57 m, 62 m.
3. 70-75 m.
4. 90-110 m.
5. 123-126 m.

La rareté des coupes et la densité du maquis ne nous a cependant pas permis de mieux définir ces nombreux niveaux. Seuls, quelques affleurements nous ont apporté des données intéressantes:

1. Tarraolta

Au pied de Tarraolta, face au Stazzo Campesi, une coupe entaille le niveau de + 10 m. Cette coupe est située le long du chemin qui se dirige vers Santa Maria, au sud du nouveau pont sur le rio Vignola. Le spectre pétrographique révèle une grosse majorité de galets de microgranites, également des granites de rares cailloux d'aplite, de roches basiques et de quartz. Tous les galets de granite sont altérés et la coloration de la matrice est de l'ordre de 7,5 YR. Le centile est de 25 cm. La rose d'orientation des galets indique clairement deux orientations de cailloux: une principale orientée N 80°E et une seconde, N 60° E (fig.3.5.2). Du pendage des galets, on ne peut définir avec certitude le sens de l'écoulement. Il est cependant vraisemblable que le Vignola se dirigeait vers N 10°W.

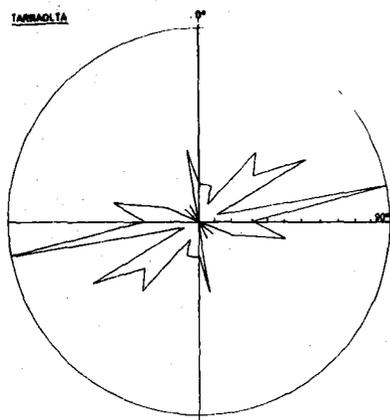


Fig. 3.5.2

Rose d'orientation
Tarraolta

2. Guado Cannaaglia

Une seconde coupe située aussi dans le niveau de 10 m, a été étudiée à Guado Cannaaglia. Elle se trouve à quelques mètres au nord du petit pont sur le rio Colti Vignola, le long du chemin, à l'altitude de 35 m environ.

Comme dans l'affleurement précédent, on note une grande majorité de microgranites, accompagnés de granites, d'aprites et de quelques quartz. Le centile mesuré dans cette coupe est de 41 cm.

La coloration de la matrice est de 7,5 YR 5/6 et l'altération est variable, suivant la nature des galets: tous les quartz et les microgranites sont résistants ainsi que la plupart des aprites, tandis que la majorité des granites est altérée.

Comme les microgranites sont les plus sains et les plus nombreux, ils ont été choisis pour la morphométrie des galets. La médiane d'éroulé est de 184 et l'histogramme est unimodal, ce qui indique un transport fluvial sur une distance modérée. L'indice d'aplatissement est de 2,00.

Quant à la rose d'orientation, elle indique clairement une majorité de galets allongés entre 110 et 140°E, et dont l'inclinaison montre un écoulement dirigé vers N 40°E, ce qui correspond à la direction de la vallée. (fig.3.5.3)

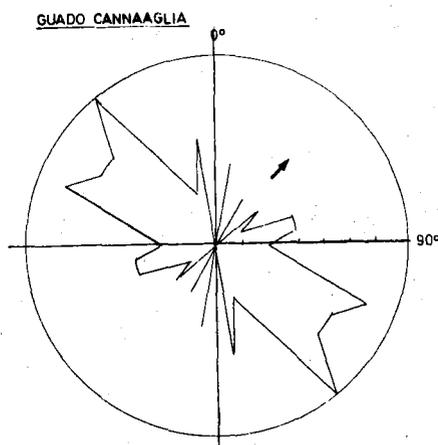


Fig. 3.5.3
Rose d'orientation.
Guado Cannaaglia.

3. Terrasse du Canale di San Biagu

A l'intérieur des terres, dans la vallée du Canale di San Biagu, affluent de rive droite du Rio Vignola, nous avons repéré une terrasse située à l'altitude relative de 10 m (altitude: 300 m). Ce dépôt est constitué par une majorité de galets de microgranite auxquels s'ajoutent quelques aplites, des granites et de rares cailloux endogènes basiques.

L'altération atteint tous les granites alors que les microgranites et les aplites demeurent résistants mais ils sont entourés d'un léger cortex. La rubéfaction de la matrice est de l'ordre de 7,5 YR 5/8.

Par la rubéfaction et l'altitude relative on peut rattacher cette terrasse au niveau de 10 m observé à Cannaaglia et à Tarraolta.

4. Stazzo Patru

Cette coupe se situe à la cote de 50 m, dans le niveau de + 22 m. Elle se trouve le long du chemin de Santa Maria, non loin du Stazzo Patru, au sud du rio Colti Vignola.

La composition lithologique du cailloutis est identique à celle observée dans le niveau précédent: de nombreux microgranites, des granites et des aplites, quelques quartz et aussi une roche provenant d'un filon basique.

L'altération, cependant, est légèrement plus importante que dans la terrasse précédente:

La majorité des granites est altérée, la plupart des microgranites sont peu altérés alors qu'on relève quelques microgranites un peu altérés.

A cette augmentation de l'altération, se joint une rubéfaction plus intense de la matrice: 5 YR 5/8. Signalons aussi que tous les galets de microgranite possèdent un cortex blanc.

Le centile est du même ordre de grandeur: 43 et 47 cm. La rose d'orientation montre une majorité de galets orientés N 100°E, direction perpendiculaire à l'axe de la vallée (fig.3.5.4)

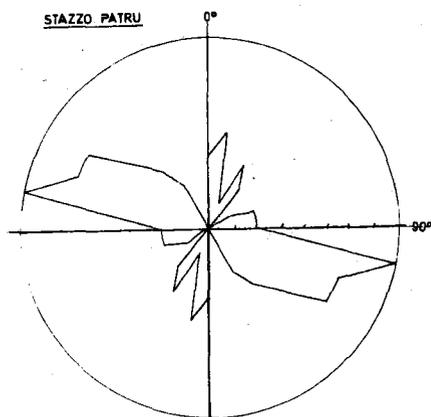


Fig. 3.5.4.

Rose d'orientation

Stazzo Patru

L'émoussé donne une valeur assez faible de 167; cependant, l'examen de l'histogramme révèle que le cailloutis est composé de deux familles de galets: une dont le mode se situe entre 100 et 150 et l'autre qui est comprise entre 200 et 250. Cette terrasse contient peut-être des galets originaires du Rio Vignola d'une part et du Rio Colti Vignola d'autre part. Une distinction lithologique entre les apports de ces deux cours d'eau est impossible à observer, la géologie des bassins versants étant identique.

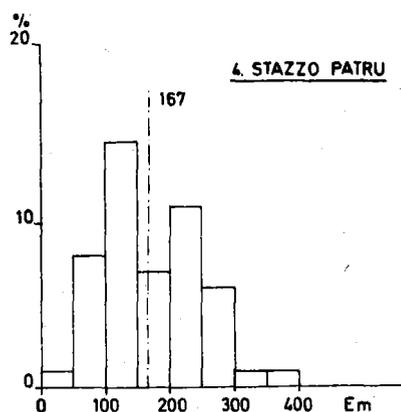


Fig. 3.5.5

Histogramme d'émoussé

Stazzo Patru

Ce mélange de familles de galets se marque également dans l'histogramme d'aplatissement où un mode se situe entre 1,75 et 2,00 et un autre entre 2,25 et 2,50, la médiane d'aplatissement étant assez élevée: 2,29. De même, l'histogramme présente aussi deux modes bien nets, un situé entre 500 et 550 et l'autre entre 600 et 700.

5. Palma

Au lieu dit Palma, le long de la route Torre Vignola-San Francesco d'Agliantu, une coupe nous a permis d'observer la formation caillouteuse à une altitude d'environ 120 m. à proximité du contact avec le granite.

Le cailloutis est toujours composé d'une majorité de microgranites, de quelques aplites et granites, mais aussi de nombreuses roches basiques.

Les granites sont tous altérés à pulvérulents.

Quant à la morphométrie des galets réalisée sur 50 cailloux de microgranite, elle montre un émoussé de 171, un aplatissement de 1,84 et un indice de dissymétrie de 625, tous les histogrammes étant unimodaux. Ce sédiment a donc une origine fluviale.

La rose d'orientation présente deux dispositions préférentielles pour les galets qui témoignent d'écoulements dirigés vers N 30°W et N 90°W (fig.3.5.6).

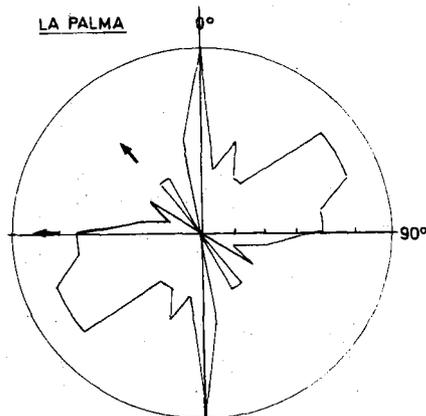


Fig.3.5.6

Rose d'orientation
La Palma

Les directions d'écoulement montrent que ce dépôt n'a pas été mis en place par le Vignola. Cette observation, ajoutée à la forte altération des granites et à l'altitude élevée nous fait envisager l'appartenance de ce cailloutis à la formation fluviale de la paléovallée de Tinnari-Lu Colbu dont il serait le lambeau le plus oriental.

En conclusion, le bassin du Rio Vignola est caractérisé par une série de niveaux de terrasses. On peut, avec des réserves, les corréler avec celles du Coghinas.

Ainsi, par l'altitude et l'absence de rubéfaction, on peut associer le niveau de + 2 m, au niveau T₀ du Coghinas côtier et, par conséquent, lui attribuer un âge holocène.

Le niveau de 10 m peut se comparer au niveau T₃ du Coghinas interne car il possède une même coloration de la matrice et une altération des galets semblable.

De même, le niveau de + 25 m peut se raccorder au niveau T₄ pour les mêmes raisons.

Par contre, nous manquons d'informations pour corréler les niveaux plus élevés à ceux déjà décrits dans le bassin du Coghinas.

L'extension du cailloutis vers le nord-est au départ de Tarraolta demeure un problème important car elle ne concorde pas avec le tracé actuel du Rio Vignola. Cependant, la puissance de cette formation (50 m à Tarraolta), l'altitude élevée de son sommet (126 m à Palma), l'importance de l'altération et le sens de l'écoulement sont autant d'indices qui nous font envisager l'appartenance de ces cailloutis à la paléovallée de la Gallura occidentale (ch.IV). Quant aux replats que l'on y observe, ils ont pu être découpés par le Vignola ou certains de ses affluents.

En ^{à saut} synthèse, il y aurait donc dans le secteur de Torre Vignola, deux cailloutis différents: un premier constitué par les terrasses du Vignola et développé de part et d'autre de cette rivière et un second qui témoignerait d'une extension plus grande vers l'ouest de la paléovallée de la Gallura occidentale.

B. Les autres formations fluviatiles

Outre les formations du Rio Vignola, nous avons aussi repéré d'autres accumulations caillouteuses. Elles sont généralement peu étendues.

1. Riu de li Saldi (fig.3.5.1)

La nouvelle route nationale Castel-Sardo-Santa Teresa recoupe, au lieu dit Naracu Nieddu entre le Riu de li Saldi et le Riu lu Litarroni, un placage caillouteux assez étendu qui culmine à 73 m (altitude relative 47 m). Ce cailloutis se trouve dans le prolongement du riu de li Saldi dont il domine le coude situé au Stazzo Farriali (26 m).

La tranchée de la route montre que ce cailloutis a au moins 5 m de puissance. Le spectre lithologique des galets est fort semblable à celui observé dans le bassin du Rio Vignola: une faible majorité de microgranites, des granites, des roches endogènes basiques, des aplites et de rares quartz.

La morphométrie des galets de microgranite donne une médiane d'éroulé de 98. Cette valeur très faible témoigne d'un transport sur une courte distance qui n'a guère permis aux galets d'être façonnés. Un transport torrentiel explique aussi la valeur élevée du centile (85 cm) et est confirmé par la pente de ce dépôt qui est de l'ordre de 4 %.

On ne peut manquer d'être frappé par l'aspect éroulé des blocs de granite. Cette forme arrondie ne paraît pas liée au transport mais doit provenir de l'altération de cette roche au

départ des diaclases (boules granitiques) (P.MACAR, 1946, p.50). Il semble d'autre part que cette couverture caillouteuse ait protégé, de façon efficace, le granite sous-jacent qui, ailleurs, peut être très altéré comme nous l'avons observé dans des affleurements voisins.

Signalons aussi que la plupart des cailloux de granite sont altérés à très altérés et que la matrice de ce dépôt est rubéfiée (la coloration est malaisée à évaluer à cause d'un lessivage intense qui n'a laissé que des petites taches fort rouges).

L'étude de la disposition des galets montre que la majorité d'entre eux est orientée parallèlement à la direction du riu de Li Saldi (fig.3.5.7). Cette disposition est contraire à celle observée généralement dans les courants fluviatiles; cependant, TRICART et CAILLEUX (1959, p.299) signalent que, dans les torrents, la pente a une influence dans la mise en place des galets: "A pente forte, c'est évidemment l'effet de la pesanteur qui tend à augmenter le pourcentage des parallèles". Remarquons, d'autre part, que la majorité des galets mesurés sont baissants, c'est-à-dire plus inclinés que la pente, ce qui peut être aussi lié à un torrent en forte pente.

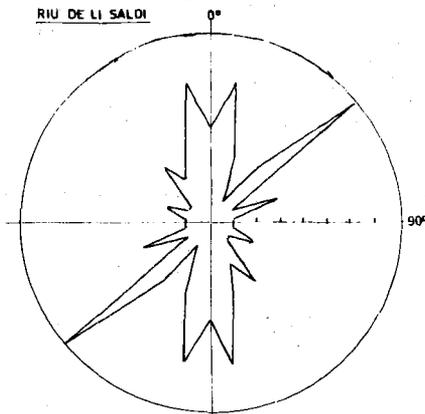


Fig. 3.5.7.

Rose d'orientation
Riu di li Saldi

En résumé, nous sommes devant une terrasse torrentielle du riu di li Saldi, qui est en inversion de relief et qui est malaisément datable.

Signalons que ce lambeau n'a pas été signalé sur la carte géologique de 1974.

2. Riu Sperandeu (fig.3.5.1)

Entre le Monte Russu et la nouvelle route littorale, nous avons observé une basse terrasse qui s'étale de part et d'autre du Riu Sperandeu. Cette basse terrasse est aussi cartographiée sur la carte géologique et un âge holocène lui est attribué.

A la faveur de la construction de la route littorale, une entreprise a momentanément exploité cette basse terrasse comme

gravière. Deux coupes y ont été dégagées:

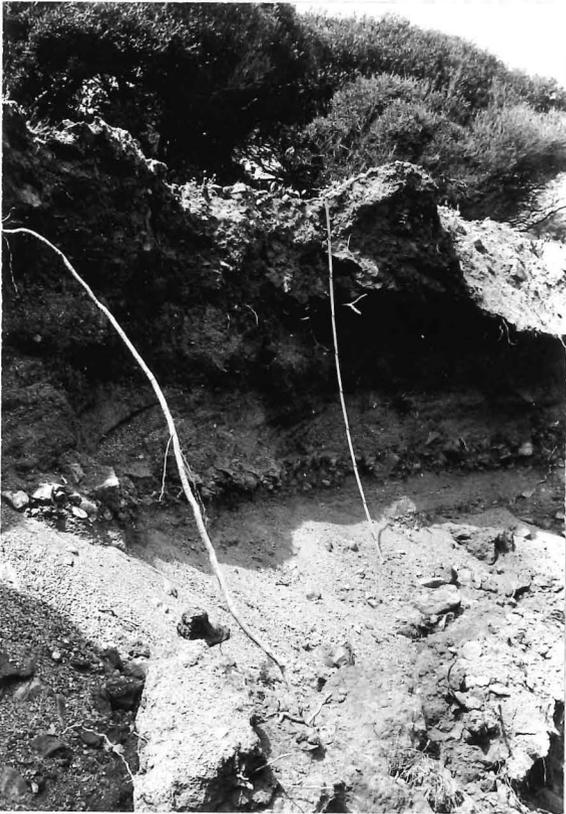


Fig. 3.5.8.

Coupe dans la basse terrasse
du Riu Sperandeu

1ère coupe:

- 0-40 cm: niveau argilo-sableux de couleur noirâtre à faible charge caillouteuse. Les quelques galets sont tous anguleux.
- 40-60 cm: niveau sablo-graveleux de couleur brun-jaune.
- 60-80 cm: niveau graveleux de couleur noirâtre avec, épars, des éléments anguleux.
- 80-115 cm: zone graveleuse de couleur grise, constituée de lits inclinés, parallèle et composés de gravier variant entre 1 et 15 mm (voir photo, fig.3.5.8). L'inclinaison de ces lits peut être assez forte: de 20° à 32° . Ils sont, en outre, orientés suivant une direction préférentielle ($N 140^{\circ}E$) perpendiculaire à la vallée.
- 115-130 cm: Zone caillouteuse à matrice grisâtre. L'émoissé mesuré sur des galets de microgranite est de 185, valeur typiquement fluviale. L'histogramme d'émoissé présente un mode très bien marqué entre 100 et 150 et un second mode situé entre 300 et 350, ce qui laisse supposer un mélange de deux familles de galets, certains auraient subi un transport plus long que d'autres. La disposition des galets montre en outre que ceux-ci ont la même orientation que celle des lits inclinés, relevée dans le banc précédent: $N 140^{\circ}E$ (fig.3.5.9).
- 130-150 cm: Zone essentiellement graveleuse bien litée horizontalement.

150-190 cm: niveau caillouteux contenant des galets à émoussé fluviatile orientés de façon nette suivant la direction N 120°E (fig.3.5.10).

190-260 cm: Accumulation caillouteuse. Les galets sont entourés d'une patine violacée. L'émoussé de ces cailloux est de 203, valeur comparable à la mesure précédente. L'histogramme d'émoussé est, ici aussi, bimodal. Un maximum de galets se situe entre 100 et 150 et un mode secondaire se trouve entre 200 et 250. La disposition des galets est cependant moins nette que dans les bancs précédents car on note trois directions préférentielles: 180°, 140° et 100° (fig.3.5.11).

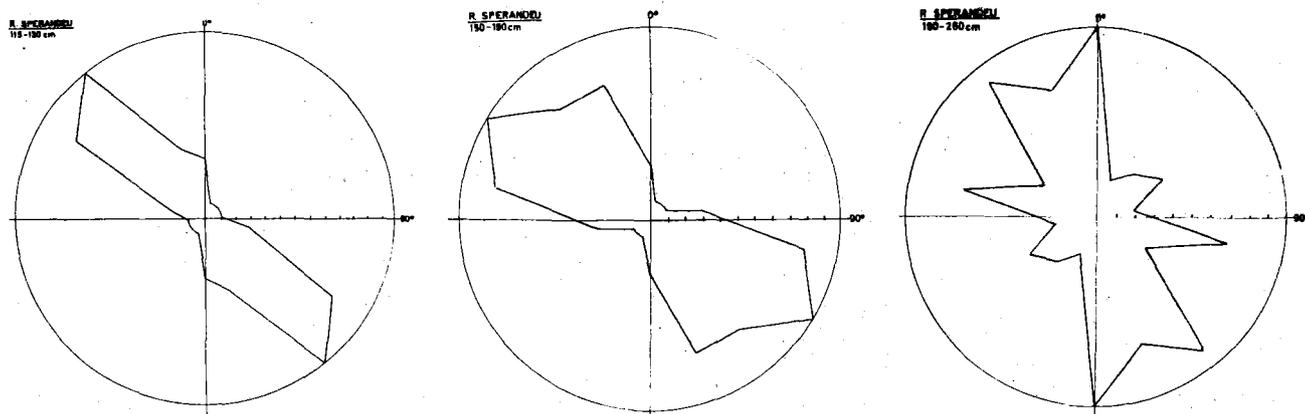


Fig. 3.5.9, 10 et 11: Roses d'orientation. Coupe du Riu Sperandeu (basse terrasse)

2^e coupe:

Non loin de la première coupe, une seconde coupe présente une succession comparable:

0-40 cm: Niveau sableux noirâtre à faible charge caillouteuse. Les quelques galets repérés sont tous anguleux.

40-50 cm: Niveau graveleux contenant quelques galets émoussés.

50-75 cm: Niveau sableux semblable au premier ensemble.

75-175 cm : Alternance de bancs graveleux et de lentilles caillouteuses.

175-255 cm: zone sablo-graveleuse dans laquelle des débris ligneux ont été repérés.

Cette basse terrasse est donc composée d'éléments caillouteux sains contenus dans une matrice non rubéfiée. Il s'agit donc d'une terrasse récente datant soit de l'Holocène, soit du Würm récent. Son allure nous permet de la comparer à la terrasse T₁ du Coghinas.

3. Riu della Faa

Au sud du placage sableux d'origine éolienne de Rena Majore, il existe, dominant le riu della Faa, une terrasse étendue sur 250 m de long et 200 m de large environ. Cette terrasse a été aussi cartographiée par le Servizio Geologico d'Italia.

Le centile de cette formation est de 60 cm, et le cailloutis possède un émoissé fluviatile bien net: 208. L'histogramme d'émoissé est, encore une fois, bimodal: le mode secondaire entre 100 et 150. La valeur de l'émoissé et l'allure de l'histogramme montrent donc une similitude parfaite avec la terrasse récente du Riu Sperandeu. L'aplatissement est de 1,93, valeur commune dans les dépôts fluviatiles.

La coloration de la matrice de ce dépôt est localement très forte puisqu'elle atteint 2,5 YR 4/8. De même, les cailloux de granite sont tous très altérés à pourris. Il n'est donc pas impossible que cette terrasse date du Quaternaire ancien, ou peut-être même du Tertiaire. Il semble cependant étrange qu'un torrent de l'importance actuelle du Riu della Faa ait pu engendrer un tel dépôt.

4. Dépôt fluviatile de San Guiseppe di Cugurenza

(carte h.t., fig.3.2.1)

A l'extrémité occidentale de la Gallura, à l'ouest du monte Littigheddu (693 m), non loin de la chapelle de San Giuseppe di Cugurenza, s'étire, à une altitude de 640 m, un replat long de près de 200 m et large de 150 m environ. Ce replat est taillé dans les roches volcaniques du Permien, en l'occurrence des porphyres quartzifères (A.MORETTI, 1959; G.TRAVERSA, 1966) et n'est surmonté d'aucun dépôt.

Cependant, à proximité, à la cote de 635-640 m, nous avons repéré, épars, dans le maquis, des cailloux émoissés. Ce cailloutis se situe à quelques mètres à l'est d'une station de captage d'eau potable. Nous avons ainsi recueilli 21 galets de nature assez variée: 3 de porphyre permien, 3 de granite porphyroïde du Monte Ruiu, 5 de granite, 4 de microgranite, 1 d'aplite, 1 de quartz et 4 de trachyte. Cette composition lithologique est pour le moins curieuse: alors que nous nous trouvons pratiquement sur le point

culminant de ce secteur, au coeur de la zone où affleure le porphyre permien, seulement 14 % des galets sont autochtones. Ce spectre ressemble plus à celui que l'on rencontre généralement dans le bassin du Coghinas (3e partie, ch.1 et 2).

Nous avons effectué la morphométrie de ces galets: ils sont cependant trop peu nombreux pour que leurs indices aient une réelle valeur statistique, ces mesures seront cependant utiles pour déterminer le mode de dépôt.

Ainsi, pour les porphyres permien, les émoussés mesurés sont les suivants: 77, 140 et 264; pour les porphyres de Monte Ruiu, ils sont de 192, 232 et 312; pour les granites, de 44, 171, 186, 234 et 462; pour les microgranites de 125, 294, 308 et 400; celui de l'aplite est de 400, celui du quartz, de 126 et ceux de trachyte sont de 231, 235, 278 et 458.

Les indices ainsi relevés semblent dans leur grande majorité correspondre à un mode de dépôt fluviatile. Cette interprétation n'est pas infirmée par les mesures d'aplatissement qui vont de 1,15 à 2,53 pour l'ensemble des galets (médiane: 1,62).

S'agit-il alors de la trace du passage du Coghinas comme le suggère la composition lithologique ? Si oui, comment se trouve-t-il à cette altitude et quand a-t-il été mis en place ?

L'âge de ce cailloutis pose des problèmes. Par son altitude et sa position, il ne peut être rattaché au système des terrasses quaternaires du Coghinas. D'autre part, la présence dans ce cailloutis de galets de trachyte prouve qu'il est postérieur à l'Oligocène-Miocène inférieur. De plus, son altitude peut s'expliquer en faisant intervenir un soulèvement tectonique sans doute d'âge Fini-pliocène. Cette phase tectonique aurait aussi été responsable des modifications subies par d'autres dépôts alluviaux tertiaires du bassin du Coghinas (ch.I et II).

Ce cailloutis peut donc être raisonnablement daté de la fin du Miocène ou du Pliocène. Il témoignerait sans doute d'un ancien tracé du Coghinas.

D'autres replats ont été examinés dans le secteur: aucun d'eux n'était recouvert de galets.

LES ALLUVIONNEMENTS DE LA NURRA SEPTENTRIONALE

La géologie de la Nurra est caractérisée par trois ensembles bien distincts (fig.3.6.1.):

1) d'abord par le substratum qui est constitué par des schistes, phyllades, micaschistes et quartzites du Cambro-Silurien et qui est traversé par des filons de quartz; ces formations affleurent dans la partie occidentale de la Nurra, s'étirent depuis Porto Ferro au sud jusqu'à la presqu'île de Stintino au nord et forment la majeure partie de l'île de l'Asinara.

2) ensuite, par un ensemble essentiellement calcaro-dolomitique d'âge mésozoïque qui recouvre les roches du Paléozoïque. Ces roches sédimentaires affleurent d'une part dans la Nurra orientale (Mte S.Giusta, Mte Alvaro, Mte Elva,...) et d'autre part dans le secteur méridional (Capo Caccia, Fertilia et Alghero). Selon l'opinion généralement admise, la Nurra orientale aurait été soumise à un affaissement tectonique, ce qui aurait favorisé la conservation des calcaires secondaires et, en contrepartie, aurait entraîné dans la bordure occidentale, la mise à nu du socle paléozoïque. Les coulées de trachyte d'âge oligo-miocène qui affleurent à la limite orientale de la Nurra peuvent aussi être mises en relation avec ces dislocations tectoniques tertiaires (S.BONICELLI-VARDABASSO, 1960).

3) enfin, par des accumulations qui comprennent, outre les dépôts éoliens, les terrasses marines et les éboulis ordonnés, d'importantes accumulations alluviales. Ces dernières sont surtout constituées par des cailloux de quartz plongés dans une matrice sablo-argileuse rubéfiée et proviennent du démantèlement du substrat paléozoïque. Ces accumulations s'étirent d'une part vers le sud (région de Fertilia et d'Alghero) et d'autre part vers le nord, de Canaglia vers le golfe de l'Asinara (Etang Pilo-Saline).

SCHEMA GEOLOGIQUE DE LA NURRA SEPTENTRIONALE

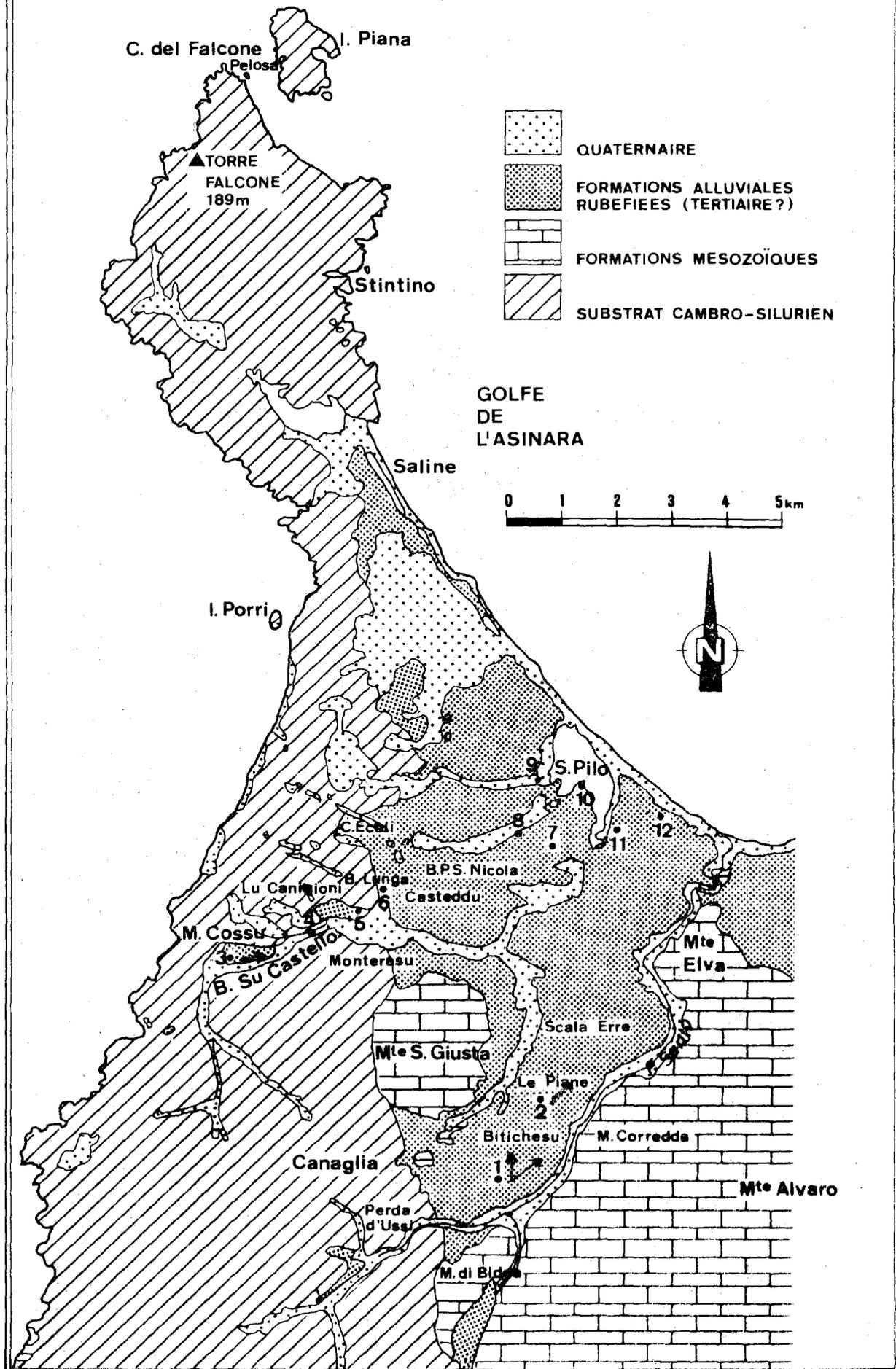


Fig.3.6.1

Dès 1910, FRANCHI était frappé par ces accumulations alluviales auxquelles il donnait un âge quaternaire. Il les décrivait comme de l'argile rouge avec des cailloux roulés de quartz, cailloux qui proviennent des veines de quartz très fréquentes dans les phyllades.

MORETTI (1953) donne à cette formation une origine probablement fluvio-lacustre; il signale qu'elle est constituée de galets généralement bien roulés. Il lui attribue un âge quaternaire en insistant sur l'incertitude de cette datation, étant donné l'absence totale de fossile. L'unique repère géologique est formé par les sables éoliens post-tyrrhéniens qui la recouvrent. MALATESTA (1953), envisageant ces dépôts alluviaux en Nurra méridionale et en les comparant avec ceux de la Nurra septentrionale, arrive à des conclusions semblables. Cette datation quaternaire a été, par la suite, reprise par MARTELLI (1953) et VARDABASSO-BONICELLI (1960).

Par après, PECORINI (1963) étudiant cette formation en Nurra méridionale, la décrit comme une couverture continue de cailloux de quartz, quartzites et schistes cristallins, d'argile et de sable très rubéfiés riches en oxyde de fer, le tout d'une épaisseur moyenne de 10 à 20 mètres. Ce même auteur remarque que cette couche plonge sous le niveau de la mer. PECORINI suppose qu'il s'agit de la formation la plus ancienne postérieure au Miocène et qu'elle représente le Pliocène et, en partie, le Pléistocène inférieur (Villafranchien ?) car ces alluvions reposent directement sur du Miocène et sont recouvertes de dépôts quaternaires dont les plus anciens sont considérés comme Mindel.

Cette datation est aussi retenue par A.PIETRACAPRINA (1971) et par B.DETTORI (1972).

Il importe aussi de signaler l'analyse micropaléontologique d'échantillons prélevés dans des sondages qui traversent cette formation à l'est de l'étang Pilo. Cette analyse effectuée par A.GANDIN de l'Université de Cagliari pour le compte de la Société GEOSONDA (rapport inédit, 1971) aboutit aux résultats suivants:

- 1) ces dépôts résultent d'une sédimentation en milieu lacustre.

- 2) pour leur datation, on ne possède aucune indication précise: dans les échantillons examinés, des fossiles remaniés ont été retrouvés et les plus récents d'entre eux sont d'âge crétacé. On peut donc affirmer que ces dépôts sont postérieurs au Crétacé et donc, probablement, d'âge tertiaire.

Nous nous sommes aussi occupés de cette formation particulière qui recouvre la majeure partie du territoire de la Nurra septentrionale et qui est associée à un relief de bas-plateaux qui se présente comme de longs glacis. La morphologie de ce secteur sera envisagée à la fin de ce chapitre.

A. Dépression de Scala Erre-Canaglia (Fig.3.6.1)

Au nord-est de Canaglia s'étire une dépression large de 2 km 800 environ, bordée au nord-ouest par les monts de Santa Giusta (251 m, calcaire du Trias) et au sud-est par les Monti di Bidda (158 m) et la crête de M. Correda (168 m) (calcaires du Jurassique). Cette dépression se termine en cul-de-sac vers le sud-ouest par la zone de Canaglia où affleurent des formations schisteuses du Cambro-Silurien (Perda d'Ussi, 140 m).

Le remplissage de cette large vallée est constitué par des dépôts alluviaux essentiellement caillouteux et d'une puissance atteignant au moins 30 mètres comme le montrent les coupes des chemins qui traversent cette formation.

Cette dépression a un fond plat qui pend doucement vers le nord-est, c'est-à-dire en direction du golfe de l'Asinara. Cette surface subhorizontale se situe à une altitude de 80 m au km 4 de la route Scala Erre-Canaglia qui la traverse dans le sens de la longueur, à 76 m au km 3, à 68 m au km 2, à 60 m à Sant' Osanneddu et à 55 m à Scala Erre, localité où elle rejoint le bas-plateau littoral qui se poursuit sans discontinuité jusqu'à la falaise de Cabu Aspru (30 m). Cette surface plane est entaillée sur les côtés par deux cours d'eau: au nord-ouest par le Canale de Chirigu Cossu, affluent du Rio S. Nicola qui se jette dans l'étang côtier de Pilo et au sud-est par le cours supérieur du Fiume Santo.

9

Cette dépression, aux limites rectilignes, est sans doute liée à une faille comme le supposent d'ailleurs les cartes géologiques de MORETTI (1959) et de COCOZZA (1972).

Deux coupes ont retenu notre attention dans ce secteur:
(les numéros des stations sont repris sur la fig.3.6.1)

1. Bitichesu

A Bitichesu, une route secondaire se dirige vers le sud et entaille le bas-plateau vers 80 mètres. Dans la coupe ainsi dégagée, on observe un cailloutis constitué par une majorité de galets de quartz et aussi par quelques galets de minerai de fer: en effet, la dépression aboutit dans la région de Canaglia où affleure ce minerai et où il a été intensément exploité.

Les cailloux de quartz qui sont les plus nombreux et les plus résistants ont été choisis pour réaliser la morphométrie ici, comme dans les autres stations (50 galets compris entre 40 et 60 mm).

Nous avons mesuré un émoissé assez modeste: 111. L'histogramme d'émoissé est nettement unimodal (100 à 150)(fig.3.6.2.). L'aplatissement est de 2,17. Quant à l'indice de dissymétrie, il atteint 621.

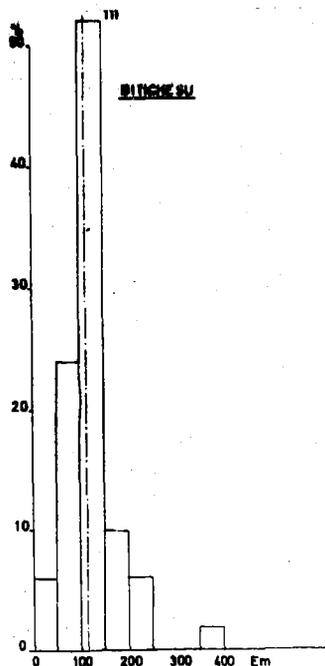


Fig. 3.6.2.

Histogramme d'émoissé de
Bitichesu (50 galets de quartz)

Le centile de cette formation atteint 38 cm.

Quant à la coloration de la matrice, elle est brune (7,5 YR 4/6).

La rose d'orientation de Lundquist (fig.3.6.3) présente deux directions préférentielles, une première orientée N 90-100° E et une autre, moins importante, orientée N 150° E. La majorité des galets pendait vers l'ouest ou le sud; ils sont dans leur grande

majorité relevants. Cette disposition témoigne donc de deux directions de courants dirigées respectivement vers le nord et le nord-est.

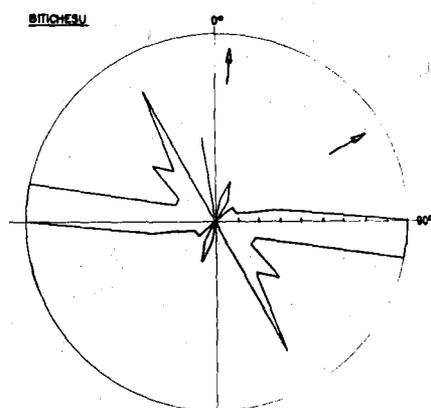


Fig. 3.6.3

Rose d'orientation des galets de Bitichesu

2. Le Piane

A proximité du km 2 de la route de Canaglia, au lieu-dit Le Piane, la chaussée traverse la formation alluviale vers 68 m.

La composition lithologique de ce cailloutis montre une grande majorité de quartz accompagnés de quelques galets de schistes et de phyllades. L'émoissé des quartz est de 120. L'histogramme d'émoissé présente aussi un mode unique situé entre 100 et 150 (Fig.3.6.4). L'indice d'aplatissement est de 2,24 et celui de dissymétrie de 623. Ces indices sont presque identiques à ceux observés dans la station précédente. Le centile aussi est semblable, il atteint 34 cm. Seule, la coloration de la matrice est différente, elle est brun-rouge (2,5 YR 4/8).

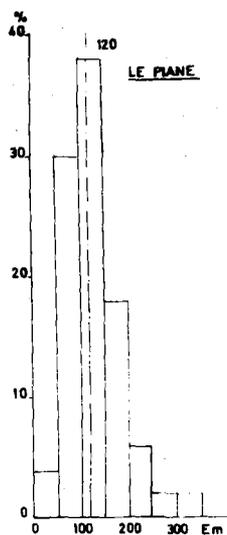


Fig. 3.6.4.

Histogramme d'émoissé Le Piane

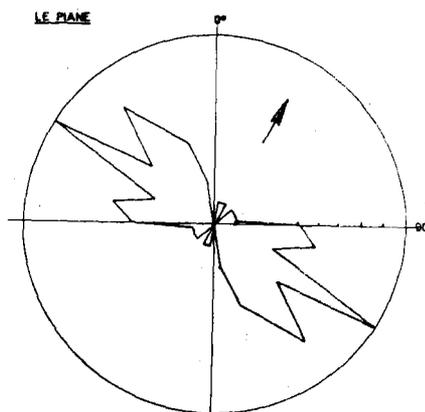


Fig.3.6.5.

Rose d'orientation Le Piane

L'étude de l'orientation des galets montre qu'un maximum d'entre eux est allongé suivant la direction N 120°E et incliné vers le sud et l'ouest, ce qui signifie que le courant qui les a déposés était dirigé vers le N 30°E, valeur qui correspond au sens de la dépression.

B. Dépression du Baddu de Su Castello (fig.3.6.1)

Une autre vallée, située plus au nord, est également responsable des dépôts alluviaux qui s'étalent sur la bordure littorale du golfe de l'Asinara. Cette dépression, beaucoup plus étroite - 400 m environ - est développée dans les roches schisteuses du Cambro-Silurien et se trouve au sud du Monte Cossu. Elle aboutit dans la Nurra orientale au nord du Monte S.Giusta, relief déjà évoqué plus haut. Cette dépression est traversée par le Baddu de Su Castello et aussi par une nouvelle route qui, au départ de Borgata Pozzo San Nicola, se dirige vers l'ouest. La morphologie de cette zone est aussi caractérisée par une surface subhorizontale qui est fort disséquée par le Baddu de Su Castello et ses affluents. A Lu Canigioni, cette surface se trouve à 60 m puis à 55 m, à Monterasu à 50 m, à 44 m à Casteddu et enfin vers 40 m à Borgata Pozzo San Nicola.

Quatre coupes ont retenu notre attention dans ce secteur.

3. Lu Canigioni

Une première coupe située à l'extrémité occidentale de la vallée, au lieu-dit Lu Canigioni, à la cote de 55 m, traverse la formation alluviale où l'on note une majorité absolue de galets de quartz mais aussi de nombreux phyllades.

L'émoissé des cailloux de quartz est de 93, le mode unique étant situé entre 100 et 150. L'aplatissement est de 1,88 et la dissymétrie de 649. (fig.3.6.6)

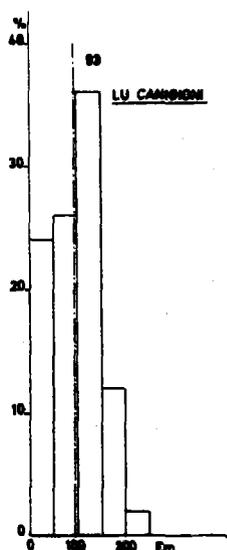


Fig.3.6.6.

Histogramme d'émoissé de
Lu Canigioni

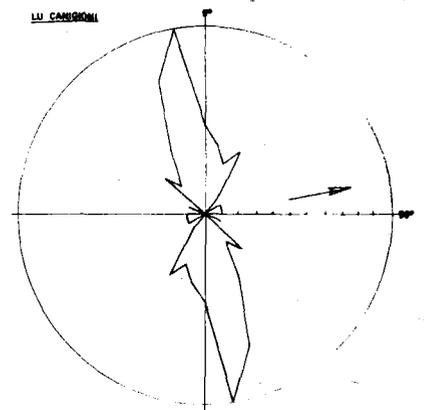


Fig. 3.6.7.

Rose d'orientation de
Lu Canigioni

Le centile mesuré est de l'ordre de 36 cm.

La coloration de la matrice est, ici aussi, très forte: brun-rouge (2,5 YR 4/8).

La plupart des cailloux sont orientés N 150°E et l'inclinaison des galets indique un écoulement dirigé vers l'est: N 80° E (fig.3.6.7.).

4. Monterasu

Plus vers l'est, la route recoupe, à hauteur de Monterasu, un replat situé vers 50 m. L'entaille de la chaussée montre la succession suivante de bas en haut: d'abord le bed-rock schisteux surmonté par une couche d'argile brun-jaune (7,5 YR 4/4 à 10 YR 5/4).

On observe aussi à proximité des dépôts de grès éoliens qui reposent indifféremment sur le schiste ou sur le cailloutis qui nous intéresse. Nous considérons ce grès éolien comme contemporain de la régression würmienne (voir Ière partie, ch.V).

Les cailloux de cette couche comportent une grande majorité de quartz et quelques schistes généralement peu altérés.

Le centile varie entre 16 et 20 cm.

Les cailloux de quartz sont assez faiblement émousés: 93, le mode étant situé entre 50 et 100 (fig.3.6.8.). L'aplatissement est de 2,09 et la dissymétrie de 625

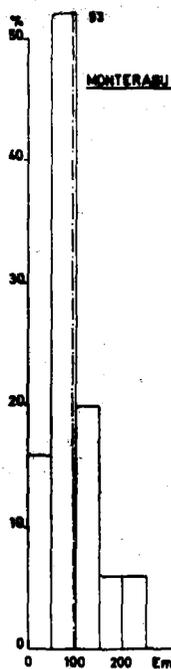


Fig.3.6.8.

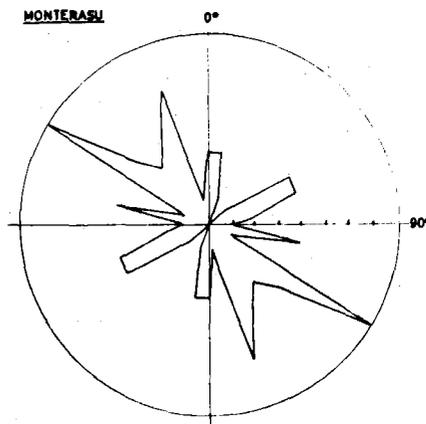


Fig.3.6.9.

Histogramme d'émousé Monterasu

Rose d'orientation Monterasu

La majeure partie des galets est orientée N 120° E, cependant la plupart d'entre eux sont inclinés vers le nord et sont donc baissants. (fig.3.6.9)

5. Badde Lunga

La route de Borgata Pozzo San Nicola recoupe, à hauteur de Badde Lunga, le cailloutis vers 45 m. Ici, cependant, nous n'avons aucune idée de la puissance de cette formation, le substratum n'étant pas visible.

Le centile de ce cailloutis est de 24 cm. La composition lithologique est toujours caractérisée par une majorité de quartz, des schistes fort aplatis et très émoussés et des phyllades.

La coloration de la matrice est intense: brun rouge sombre (2,5 YR 3/6).

L'émoussé des galets de quartz est de 136, le mode étant compris entre 100 et 150. (fig.3.6.10). L'aplatissement est toujours relativement élevé: 2,16. L'indice de dissymétrie est de 651.

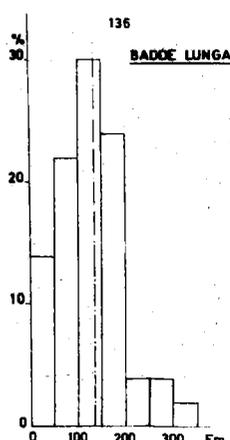


Fig. 3.6.10
Histogramme d'émoussé
Badde Lunga

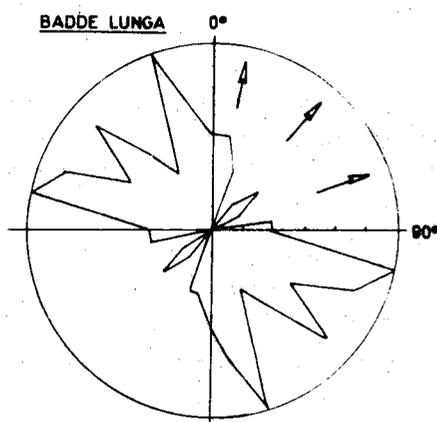


Fig. 3.6.11.
Rose d'orientation Badde Lunga

Les galets sont disposés suivant trois directions principales: N 100° - 130° - 160° E (fig.3.6.11). Ils sont donc, grosso modo, allongés perpendiculairement à la direction générale de la paléovallée. D'autre part, les galets sont inclinés un peu dans tous les sens: une faible majorité d'entre eux est inclinée vers le sud et l'ouest, ce qui pourrait indiquer un écoulement vers le N-E, c'est-à-dire vers les Stagno Pilo.

6. Casteddu

A 400 m à l'est de la station de Badde Lunga, au croisement de la route principale et du chemin qui se dirige vers Pittiaccia, l'entaille de la chaussée dégage une coupe dans le cailloutis qui est, ici aussi, fort rubéfié brun rouge (5 YR 4/6 et 5 YR 4/8).

La composition lithologique est identique à celle relevée à Badde Lunga. Le centile est aussi fort semblable: 22 cm.

L'émoussé des galets de quartz est de 109 (mode compris entre 100 et 150 (fig.3.6.12), l'aplatissement de 2,25 et la dissymétrie de 635.

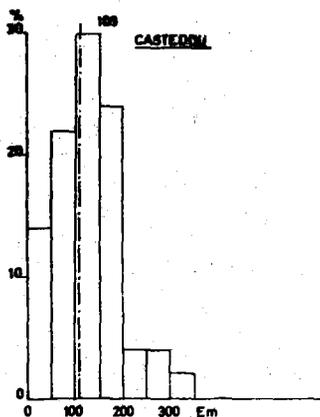


Fig.3.6.12

Histogramme d'émoissé Casteddu

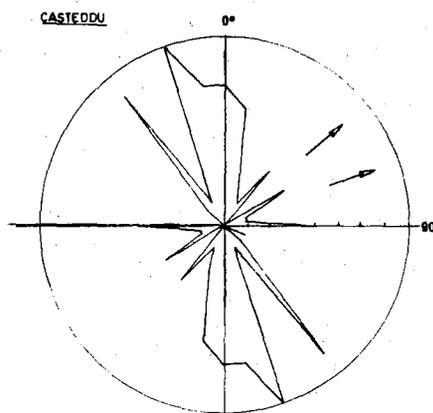


Fig.3.6.13

Rose d'orientation Casteddu

Les galets sont allongés suivant deux directions préférentielles voisines N 140°E et N 160°E. Comme la majorité d'entre eux sont relevants, cette disposition témoigne donc d'un écoulement vers le nord est: N 70°E et N 50° E (fig.3.6.13).

C. Ouest de la route Borgata Pozzo San Nicola-Stintino

Plus au nord, la formation conglomératique provient directement du démantèlement de la crête côtière occidentale taillée dans les roches du Cambro-Silurien. Comme le note la carte géologique (1959) des apports proviennent surtout de la Cuile Ercoli. Vers le nord, les dépôts sont toujours visibles, nous les avons notamment repérés au sud de la Cuile Nanni d'Oreddu, mais ils sont souvent recouverts de formations du Quaternaire supérieur d'origine éolienne (MALATESTA, 1953, p.388; MARTELLI, 1953, p.746; MORETTI, 1953, p.755), lagunaire ou marine (voir lère partie, ch.V).

D. Frange littorale du Golfe de l'Asinara de Torre Saline

à l'embouchure du Fiume Santo (carte 1.5.1 h.t. et fig. 3.6.1)

Outre les dépôts quaternaires dont nous venons de parler, la bordure littorale orientale de la Nurra est marquée par un développement intense des dépôts alluviaux rubéfiés qui couvrent une étendue considérable comme le montre la carte 3.6.1.

Ces dépôts rubéfiés forment le plateau de Planu d'Ezi (30 m), le plateau compris entre le Badde Guardia Secca et le Badde Lu Laccu (31 m), celui de Cuili Essi (30 m), celui de Cabu Aspru (33 m) et de Cazzalarga (44 m).

Les coupes y sont rares mais quelques carrières, tranchées ou berges de lacs nous ont fourni quelques informations.

7. Cuili Issi

a) A l'ouest du hameau de Cuili Issi, la route entaille entre 20 et 25 m la formation caillouteuse. Le centile dans ce dépôt est de 20 cm. La coloration de la matrice atteint 5 YR 3/6 (brun rouge foncé). La majorité des galets sont des quartz; en outre, on note des schistes dont certains sont impressionnés. La conservation de ces schistes semble liée à un "squelette" de veines de quartz.

L'émoissé des quartz est de 117 (fig.3.6.14), l'aplatissement de 1,94 et la dissymétrie de 673

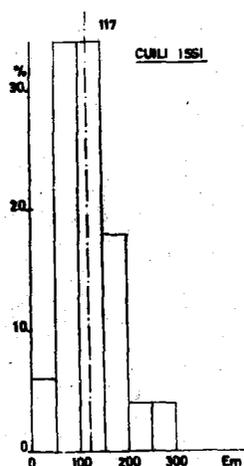


Fig. 3.6.14

Histogramme d'émoissé. Cuili Issi.

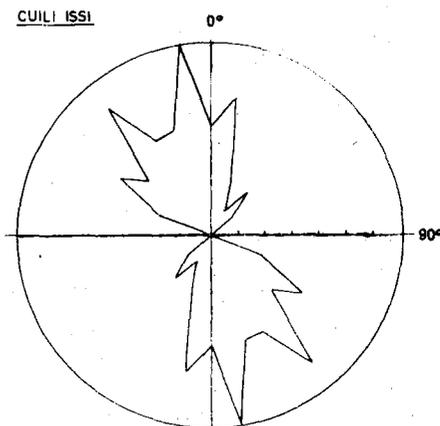


Fig. 3.6.15

Rose d'orientation. Cuili Issi.

La majorité des galets est allongée dans une direction N 170°E et est inclinée vers le sud et l'ouest. Cette disposition témoigne donc d'un écoulement vers N 80° E (fig.3.6.15).

b) Plus à l'ouest, vers 25 m, l'entaille de la route montre encore ce dépôt conglomératique rubéfié (5 YR). En cet endroit, la couche caillouteuse repose sur une formation argileuse à structure polyédrique dont la coloration est de 7,5 YR 5/6 (brun vif).

8. Guardia Secca

Le versant sud du ruisseau de Guardia Secca est taillé dans la formation conglomératique mais, localement, il est recouvert de placages éoliens du Würm. Une carrière développée dans ce versant a dégagé une coupe qui montre la succession suivante:

- 1) Des couches argileuses rubéfiées de couleur brun rouge (5 YR 4/8)
- 2) surmontées de plusieurs mètres de cailloutis siliceux dans une matrice également colorée en brun rouge vif (5 YR 5/6)
- 3) et enfin, le tout est recouvert par une couche d'argile grisâtre (10 YR 8/2) d'une puissance de 50 cm à 1 m.

9. Badde Lu Laccu

A proximité de l'embouchure du ruisseau Badde Lu Laccu, dans le Stagno di Pilo, sous la ferme Cuile Cagaboi, affleure la formation argilo-graveleuse dont la coloration est d'un rouge très intense puisqu'elle atteint 2,5 YR et même 10 R.

10. Stagno di Pilo

a) Toute la bordure occidentale du Stagno di Pilo est marquée par des collines taillées elles aussi dans la formation caillouteuse qui se poursuit sous le lac.

b) D'autre part, à l'avancée de Cagaboi, ce dépôt est surmonté par une dalle de calcaire à *Cardium* témoin du rivage de la lagune au Tyrrhénien II.

c) L'avancée centrale, qui s'est développée au nord de Cuili Issi et qui découpe le Stagno di Pilo en deux lobes, est aussi constituée par le dépôt caillouteux rubéfié. Le flanc oriental de cette avancée est caractérisé par des affleurements de calcaire à *Cardium* contemporain du Tyrrhénien II et par du grès éolien datant de la régression du Würm; ces dépôts récents reposent sur la formation caillouteuse.

A l'extrémité de cette avancée, de même que sur son flanc occidental, affleure la formation rubéfiée. L'émoissé des quartz atteint 136 (fig.3.6.16), l'aplatissement 2,14 et la dissymétrie 650.

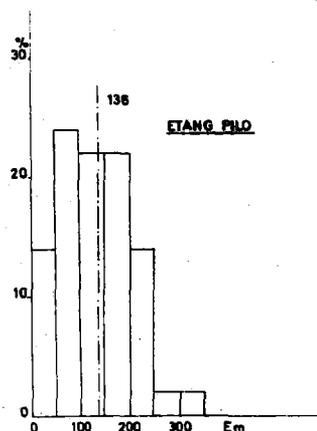


Fig. 3.6.16

Histogramme d'émoissé
Stagno di Pilo

11. Cabu Aspru

A l'est du Stagno di Pilo s'étend le replat de Cabu Aspru qui est situé à l'altitude de 30-35 m et qui est taillé dans cette formation caillouteuse. Comme ce dépôt affleure jusqu'au niveau de l'étang côtier, on peut donc supposer que cette formation a, au moins 35 m de puissance, valeur qui confirme celle que nous avons proposée au nord-est de Canaglia.

La bordure de l'étang di Pilo est aussi marquée par des dépôts lagunaires et marins du Tyrrhénien II qui reposent sur le dépôt rubéfié (voir Ière partie, ch.V).

Au sud de Cabu Aspru, d'importantes carrières ont entamé le versant du plateau pour y exploiter de l'argile pour une briquetterie de Porto Torrès ainsi que du gravier et du cailloutis. Dans cette carrière, nous avons observé des lentilles de galets de quartz et des passées argileuses ou sableuses. Certains galets peuvent atteindre jusqu'à 20 cm de longueur. Le sommet (34 m) est souvent dominé par une strate à forte charge caillouteuse. La coloration de la matrice est ici aussi fortement rubéfiée (brun vif): 2,5 YR 5/8.

Sur le front de la carrière, à une altitude de 25 m, nous avons aussi repéré une passée caillouteuse caractérisée par des quartz bien roulés. En effet, sur 32 galets compris entre 18 et 43 mm l'émoissé est de 357. L'histogramme d'émoissé présente deux modes bien marqués: un premier, peu développé et situé entre 150 et 200 et un second, très important entre 350 et 400 (fig.3.6.17). Cela indique une origine marine certaine avec un apport minime d'origine fluviatile. Peut-être s'agit-il d'une ancienne embouchure ? L'âge de cet ancien rivage est cependant difficile à déterminer. Notons que l'aplatissement est de 1,82 et la dissymétrie de 640.

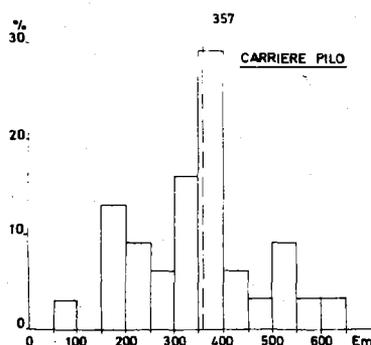


Fig.3.6.17

Histogramme d'émoissé
Carrière Pilo

Vers le sommet du front de la carrière, nous avons localement observé des couches d'une épaisseur moyenne de 4-5 cm dont le pendage était de 20° vers le sud et où alternent des lentilles caillouteuses et des passées sableuses. Peut-être s'agit-il de foreset bed d'un petit lac ? Ce pendage peut aussi résulter d'un mouvement tectonique local mais aucune faille dans le dépôt caillouteux n'a jamais été repérée. L'origine lacustre de cette formation a déjà été avancée par MORETTI (1963, p.755) et par GANDIN (1971)

12. Centrale E.N.E.L. du Fiume Santo.

Entre le Stagno Pilo et l'embouchure du Fiume Santo, une importante centrale thermique était en construction lors de nos campagnes sur le terrain. Une étude géologique importante, préliminaire aux travaux, a été réalisée dans ce secteur tant sur terre qu'au large. Il ressort de cette recherche que cette formation possède une puissance d'au moins 60 m, le socle de roches secondaires ou primaires n'ayant jamais été atteint. Les conclusions de ces géologues sont que cette formation serait d'origine fluvio-lacustre et d'âge tertiaire. (Figures 1.5.6, 7 et 8)

CONCLUSIONS

La formation alluviale de la Nurra septentrionale possède une puissance variable qui peut atteindre au moins 60 mètres, comme le révèlent les sondages réalisés pour la centrale électrique du Fiume Santo, sondages qui montrent aussi que cette formation se poursuit au large sous le niveau de la mer.

Elle est constituée par une alternance de bancs argileux, sablo-limoneux, graveleux et surtout par des passées caillouteuses. Celles-ci sont essentiellement constituées de cailloux de quartz dans leur grande majorité (80 à 100%) mais aussi par des schistes et des phyllades. Ces galets proviennent du démantèlement de la chaîne cambro-silurienne de la Nurra occidentale.

La disposition des galets montre qu'ils ont été soumis à un courant dirigé vers le golfe de l'Asinara. Cependant, l'étendue de cette formation nous fait penser que cet écoulement s'effectuait en nappe et qu'il n'était pas ravinant. En effet, les couches successives, qu'elles soient composées de cailloux, de sable, de limon ou d'argile, ne recoupent pas les couches précédentes.

Les mesures du centile (tableau 3.6.1.) réalisées dans ce cailloutis montrent une nette tendance pour celui-ci à diminuer vers l'est. Ainsi, à proximité des reliefs occidentaux, le centile est de l'ordre de 38, 36 et 34 cm; par contre, vers le golfe de l'Asinara, il passe à des valeurs nettement plus faibles (24, 22, 20 cm). Seul, le centile de l'affleurement de Monterasu (16 à 20 cm) ne concorde pas avec cette évolution.

L'émoissé des galets de quartz présente lui aussi une certaine augmentation vers l'aval : dans la vallée de Canaglia, il passe de 111 à 120. De même dans la vallée de Badde Casteddu, il est de 93 dans la partie occidentale pour atteindre 109 à Casteddu, 117 à Cuili Issi et 137 à l'étang Pilo. Seul l'émoissé relevé à Badde Lunga (136) est plus élevé par rapport à l'évolution généralement observée. Il est cependant malaisé de savoir si les mesures sont effectuées dans la même lentille caillouteuse. (tableau 3.6.1)

Les émoussés des quartz varient donc entre 93 et 137. Ces indices précisent les descriptions de FRANCHI (1908) et MORETTI (1953, p. 755) qui voyaient ces galets roulés ou bien roulés. Ces valeurs sont donc relativement faibles surtout si nous les comparons avec les mesures que nous avons réalisées sur les galets de quartz d'autres formations fluviatiles.

Ainsi, la terrasse fluviatile de Li Reni appartenant au niveau t6 du Bas-Coghinas fournit un émoussé de 205 pour 50 galets de quartz.

De même, nous avons mesuré en Corse septentrionale les émoussés du cailloutis de plusieurs basses terrasses de torrents côtiers. Dans chaque station, nous avons prélevé 100 galets de quartz : pour la rivière Aliso à St Florent, l'émoussé est de 175; pour le torrent Stromo, toujours à St Florent, il n'atteint que 128 et dans le torrent du Pietracorbara (Cap Corse) il est de 173.

Ces émoussés de quartz d'origine fluviatile sont donc généralement plus élevés que ceux mesurés dans la formation rubéfiée de la Nurra. Si l'on s'en réfère au tableau des émoussés des galets de quartz de 50 mm (CAILLEUX et TRICART, 1959, TI, p. 279, tableau 41), trois catégories semblent pouvoir convenir aux galets de la Nurra, il s'agit 1) des galets retrouvés sur les surfaces désertiques où l'émoussé varie entre 30 et 135 avec une médiane de 90, 2) de ceux déposés dans les eaux courantes en climat semi-aride où l'émoussé varie 35 et 360, la médiane étant située vers 165, 3) et ceux liés aux dépôts fluviatiles de climat tempéré ou chaud et humide : émoussé compris entre 30 et 380, médiane de 220.

Le diagramme de R. DAL CIN (1968) (fig. 3.6.18) met en relation l'indice d'émoussé des quartz avec le pourcentage des galets de quartz par rapport au total des galets de quartz, roches granitiques et métamorphiques et permet de tirer des conclusions quant aux conditions climatiques qui régnaient lors de la mise en place du cailloutis. Comme le pourcentage des galets de quartz de la Nurra varie, grosso modo, entre 80 et 100% et l'émoussé de ces galets

TABLEAU 3.6.1. Caractéristiques des alluvions de la Nurra septentrionale.

N°	Situation	Altitude	Coloration	Centile	Emoussé	Aplatissement	Dissymétrie
1	Bitichesu	80 m	7,5YR 4/5	38 cm	111	2,17	521
2	Le Piane	68 m	2,5 YR 4/8	34 cm	120	2,24	623
3	Lu Canigioni	55 m	2,5 YR 4/8	35 cm	93	1,88	649
4	Monterasu	50 m	-	16-20 cm	93	2,09	625
5	Badde Lunga	45 m	2,5 YR 3/5	24 cm	136	2,16	651
6	Casteddu	45 m	5 YR 4/6-4/8	22 cm	109	2,25	635
7	Cuilli Issi	20 m	5 YR 3/6	20 cm	117	1,94	675
10	Etang Pilo	3 m			136	2,14	650
11	Cabu Aspru	25 m	2,5 YR		357	1,82	640

oscille entre 93 et 136, cela signifierait que cette formation se serait déposée pendant un climat chaud et humide.

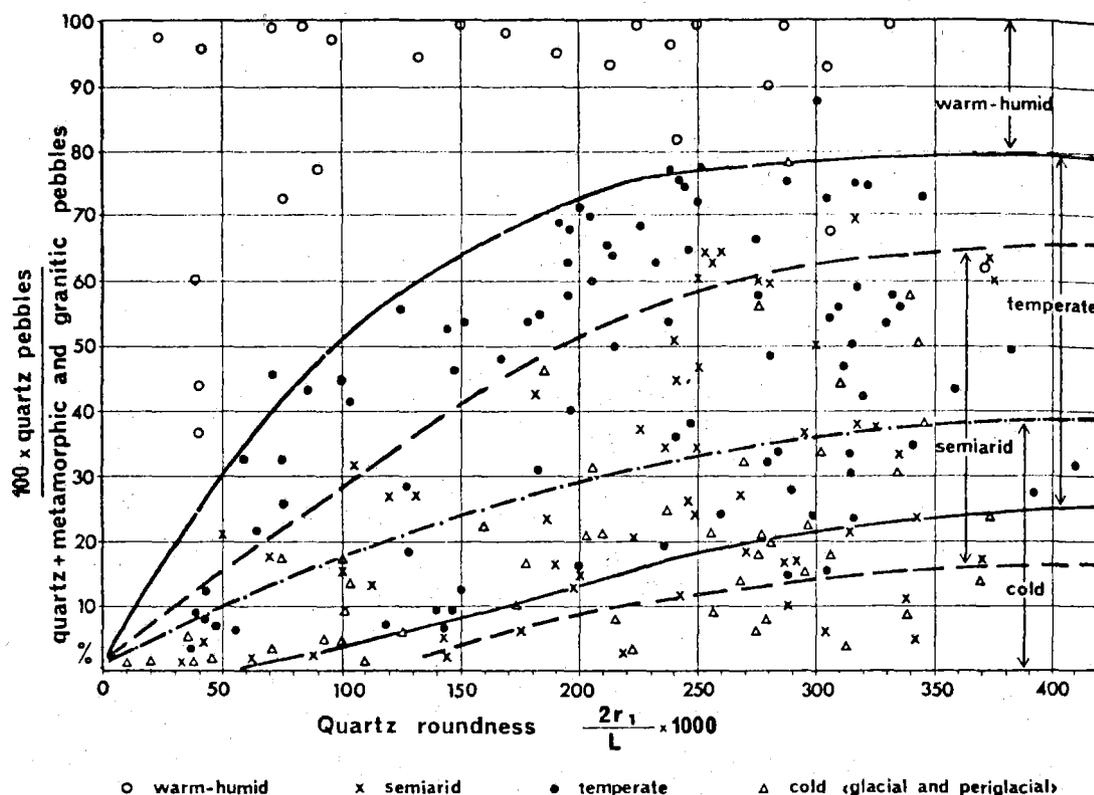


Fig. 3.6.18 : Diagramme de DAL CIN (1968).

L'écoulement en nappe que nous avons évoqué plus haut s'accorde très bien avec le faible émoissé des quartz.

Signalons aussi l'émoissé particulièrement élevé relevé dans une lentille caillouteuse de la carrière de Pilo. Cette valeur de 357 ne peut témoigner que d'un bref épisode marin.

Les valeurs de l'indice d'aplatissement (tableau 3.6.1.) présentent elles aussi une légère évolution. L'aplatissement augmente un peu vers l'est. Ainsi, dans la vallée de Canaglia il passe de 2,17 à 2,24. Dans la dépression de Badde Casteddu, on note les valeurs successives suivantes : 1,88 - 2,09 - 2,16 et 2,25. Cependant, à Cuili Issi, il retombe à 1,94 pour atteindre 2,14 au centre de l'étang di Pilo.

Il est difficile d'affirmer que ces modestes modifications de l'aplatissement ont une réelle signification car toutes ces valeurs sont fort rapprochées et peu nombreuses.

L'indice d'aplatissement oscille donc entre 1,88 et 2,25, valeurs qui sont assez élevées par rapport à celles présentées au tableau 41 par CAILLEUX et TRICART (1959, p. 279). Seuls les galets mis en place par l'eau courante en climat semi-aride (aplatissement compris entre 1,6 et 2,0) ou d'origine fluviatile en climat tempéré ou chaud humide (aplatissement compris entre 1,4 et 2,1) paraissent avoir un aplatissement comparable à ceux de la Nurra.

Les indices de dissymétrie (tableau 3.6.1) des quartz sont fort groupés entre 621 et 675. Aucune évolution ne semble s'y remarquer. Comparés avec les mesures citées dans le Tome III de CAILLEUX et TRICART (1959), les cailloux de quartz de la Nurra peuvent s'assimiler à des dépôts fluviatiles en climat chaud (III, p. 32) ou à des dépôts fluviatiles en climat semi-aride (T. III, p. 34).

Une conclusion importante se dégage donc de l'ensemble des indices morphométriques. Ceux-ci témoignent, par comparaison avec les nombreuses mesures de CAILLEUX et TRICART (1959), d'un dépôt fluviatile mis en place en climat chaud ou en climat semi-aride. De plus, si l'on admet le diagramme de DAL CIN, seul le climat chaud et humide est à retenir pour la formation alluviale de la Nurra.

A ce climat, sans doute de type équatorial, on peut lier l'intense altération chimique qui serait responsable de la disparition totale des calcaires. Quant à la matrice argilo-limoneuse, elle serait due à l'hydratation des roches schisteuses cambro-siluriennes et, dans une moindre mesure, à la dissolution des roches calcaires du Mésozoïque. Rappelons que A. CAILLEUX (CAILLEUX et TRICART, 1959, p. 212) pense que : "les galets à dominance de quartz ont été surtout élaborés à la suite d'une décomposition chimique intense, dans des sols où l'eau s'infiltrait sans ruisseler, comme c'est le cas, sous forêt équatoriale dense".

Ce climat très chaud pourrait peut-être aussi expliquer l'intense rubéfaction qui caractérise cette formation. La coloration la plus fréquemment relevée se situe dans la gamme des 2,5 YR. Rappelons à ce sujet que, dans le bassin du Coghinas

et en Gallura, seuls les dépôts d'âge tertiaire possédaient des colorations de cet ordre.

En ce qui concerne l'âge de cette formation, nous savions déjà et l'avons aussi souvent remarqué qu'elle était surmontée par des dépôts de grès éolien attribué au Würm. De plus, nous observons en maints endroits (Stagno di Pilo...) des dépôts marins et lagunaires que nous datons de l'interglaciaire Riss-Würm et qui reposent sur la formation conglomératique (Ie partie, ch. 5). Des informations inédites sont fournies par les géologues de l'E.N.E.L. qui signalent un dépôt marin reposant vers 20 m sur cette formation. Ils attribuent à ce dépôt un âge quaternaire ancien. Nous le rattachons, par comparaison altimétrique, aux terrasses marines de l'Asinara, de la Costa Paradiso et de Monte di Campo et donc au Tyrrhénien I (interglaciaire Mindel-Riss). Ces données concordent donc avec celles de PECORINI (1963) en Nurra méridionale. De plus, comme cet auteur avait observé que cette formation recouvrait les calcaires du Miocène, nous pouvons admettre avec lui qu'elle s'est mise en place pendant le Pliocène ou peut-être même pendant le Pléistocène inférieur. Cette datation est renforcée par la vigueur de la coloration et par les conclusions paléoclimatiques tirées notamment de la morphométrie des galets. Cette hypothèse s'accorde également ^{avec} ~~aux~~ données inédites de A. GANDIN (1971) et des géologues de E.N.E.L.

Rappelons qu'en Sardaigne méridionale (Campidano), une formation continentale très puissante, d'origine fluvio-deltaïque recouvre les dépôts du Miocène et du Pliocène inférieur et moyen. Il s'agit de la "formation de Samassi" qui se serait mise en place pendant le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur (A. CHERCHI, C. MAXIA et A. ULZEGA, 1973). La formation de Samassi nous paraît être comparable aux dépôts alluviaux de la Nurra.

Quant à la lentille marine intercalée dans la formation alluviale et repérée uniquement dans la carrière de Pilo, elle doit correspondre à une brève phase marine transgressive développée pendant le Pliocène ou le Pléistocène inférieur. Cependant l'absence de fossiles rend malaisée toute datation plus précise, d'autant plus que le critère altimétrique n'a plus de valeur pour des formations si anciennes.

Le relief de la Nurra nord-orientale

Le relief de la Nurra nord-orientale est caractérisé par de longs glacis qui débutent vers 80 m et qui se terminent à proximité du littoral du golfe de l'Asinara par une falaise de 20-30 m (fig.3.6.19) témoin du rivage de la mer du Tyrrhénien II (Ière partie, ch.V) (Fig.1.5.1. h.t.)

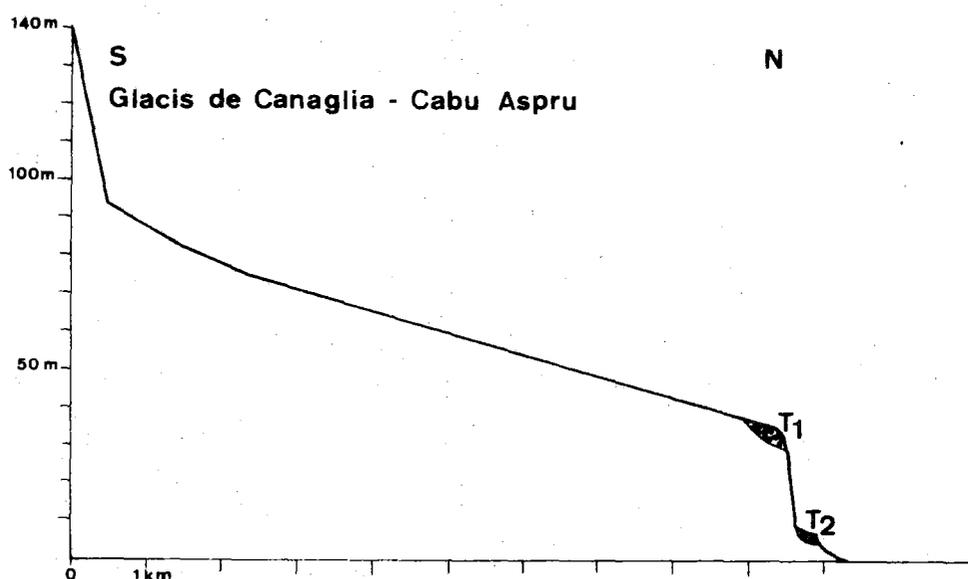


Fig.3.1.19: Profil longitudinal du glacis de Canaglia - Cabu Aspru. (exagération des hauteurs: 50 X)

Cette topographie subhorizontale est développée tant sur le cailloutis rubéfié que sur les roches calcaires du Mésozoïque (replat de 35 m à l'est du Mont Elva) et même, comme le signale PELLETIER (1960, p.426), sur les trachytes et le calcaire miocène. Comme cette surface se raccorde parfaitement avec les dépôts du Tyrrhénien I repérés à Cabu Aspru, elle peut être considérée comme une surface d'érosion développée pendant l'interglaciaire Mindel-Riss. Rappelons que PELLETIER (1960, p.425) avait aussi interprété ces topographies planes comme des surfaces d'érosion. D'autre part, la monotonie du relief de cette région est brisée par des collines bien dégagées, bien isolées, telle que le Monte Elva, qui ressemblent étrangement à des inselbergs. Leurs versants se raccordent au plateau par un knick-point très net. PELLETIER observe également des faits semblables (p.425): "Il y a sur ce plan de beaux reliefs résiduels arrondis qui se raccordent assez brutalement avec lui, mais sans abrupt véritable..." ou plus

loin (p.426): "... le plan de 80 mètres butte littéralement contre les parois calcaires et il y a un magnifique knick basal."

De tels faits nous amènent à interpréter cette surface comme un pédiment.

Signalons que J.MASSEPORT (1960) suggère aussi la formation de glacis pendant l'interglaciaire Mindel-Riss, dans le sud de la France (Durance).

LES APPORTS FLUVIATILES DU SASSARESE ET
DE L'ANGLONA SEPTENTRIONAL

Si les dépôts fluviatiles du Coghinas sont nombreux et leur succession relativement complexe, si les accumulations fluviatiles, tant tertiaires que quaternaires, sont un élément important de la géologie et du relief de la Gallura et de la Nurra, par contre, en Sassarese et en Anglona, les apports fluviatiles sont plus discrets, moins importants, mais cependant dignes d'intérêt.

Dans ce chapitre, une première partie sera consacrée à la couverture discontinue de galets de quartz du bas Sassarese (Turritano). Ensuite, suivront les observations relatives aux cours d'eau qui drainent la bordure littorale des deux régions, en commençant par le Riu Pedras de Fogu qui constitue la limite entre l'Anglona et le Sassarese, puis, plus à l'est, le Riu di Lu Bagnu, seul cours d'eau uniquement anglonais envisagé ici et enfin successivement, d'est en ouest, le Riu de Tres Montes, le Fiume Silis, le Riu de Buddi-Buddi et, pour terminer, le Riu Mannu di Porto-Torrès.

A. Les cailloutis de quartz du Turritano

Entre Sassari et le littoral du golfe de l'Asinara, s'étire le plateau du Bas-Sassarese, appelé Turritano, qui s'est développé dans les calcaires et les marnes du Miocène (Helvétien).

Ce plateau est incliné vers le nord-ouest et cette topographie monotone est seulement interrompue par les vallées du Riu Mannu di Porto Torres et de ses deux affluents, le Riu d'Ottava et le Riu Ertas. Le plateau se termine au littoral par un replat situé aux environs de 25 m à Porto Torres et par un autre aplanissement situé vers 70-75 m à Abbacurrente (ouest de Platamona). Il est aussi caractérisé par une couverture discontinue de galets de quartz.

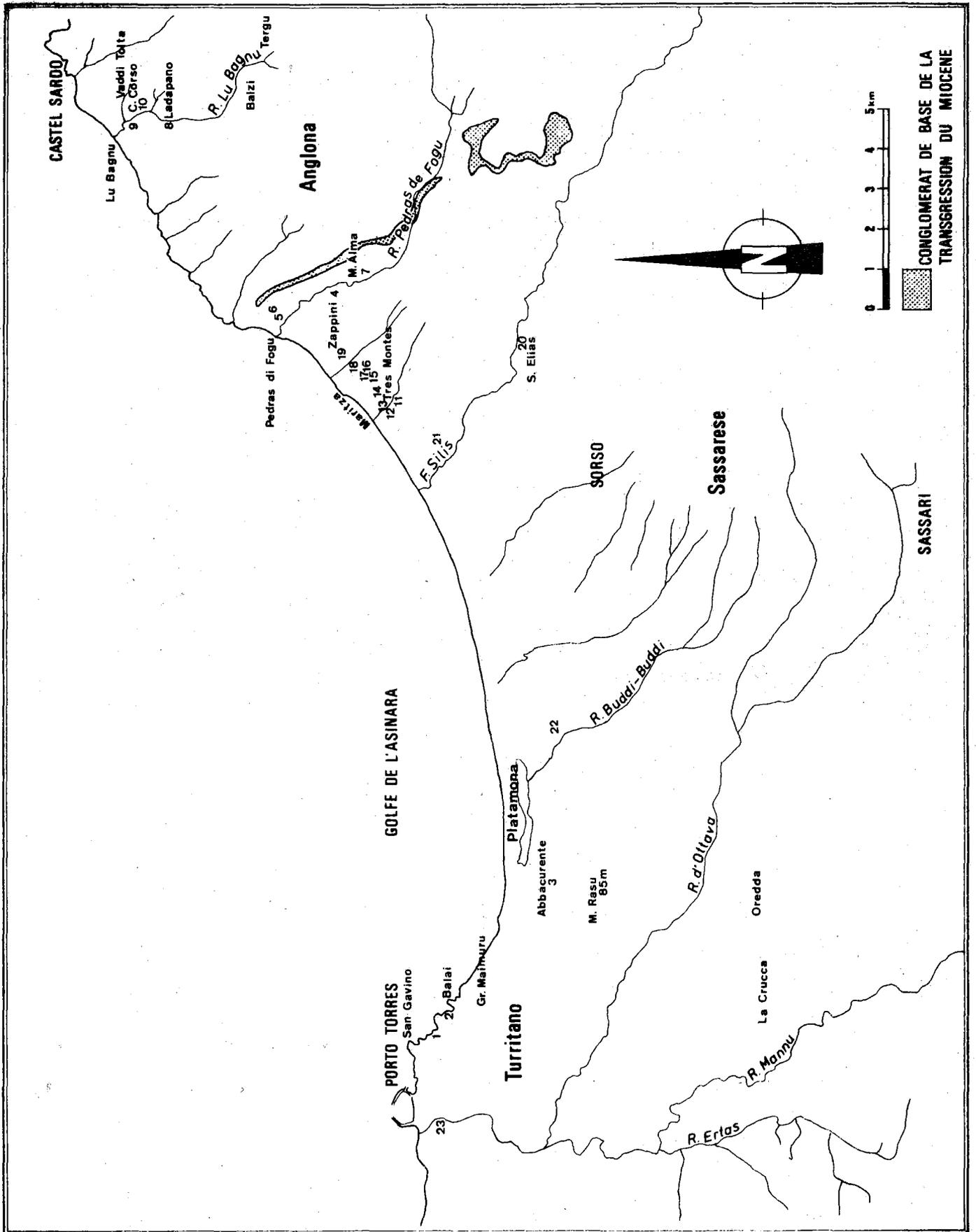


Fig. 3.7.1. - Les cours d'eau du Sassarese et de l'Anglona

S.Vardabasso (1953) a signalé la présence de ce cailloutis siliceux à l'intérieur du Turritano: d'une part entre les fermes d'Oredda et de la Crucca vers 84 m et d'autre part vers 31-40 m au confluent du Riu Mannu et du Riu d'Ottava. Il l'a interprété comme un dépôt d'origine fluviale mis en place à un moment où le réseau n'était pas encore incisé. Après l'avoir comparé avec d'autres dépôts similaires en Sardaigne, il est d'avis que ces galets cadrent mieux avec un réseau pliocène plutôt que quaternaire.

Nous avons aussi observé ces galets dans la frange littorale du Turritano:

a. Littoral de San Gavino-Balai

A l'est de Porto-Torres, vers 25 mètres, s'étire un large replat parallèle à la côte, qui va du cimetière de la ville portuaire jusqu'à la grotte de Maimuru. Ce replat est considéré par Moretti (1951) comme une terrasse marine à cause

- 1) de sa topographie
- 2) de la présence d'un dépôt de "panchina" (formation de plage) situé à 500 m au nord-ouest de la chapelle de Balai
- 3) et de la grotte de Maimuru qui a toute l'apparence d'une cavité d'érosion marine.

Il considère donc ce niveau comme une terrasse du Tyrrhénien II, soulevée jusqu'à cette cote par des failles récentes.

En ce qui concerne la grotte de Maimuru, sa base se situe à 30,70 m (carte topographique réalisée pour l'Aqueduc industriel de Porto Torres) et est donc plus élevée que l'ensemble du replat; d'autre part, elle ressemble à une "Domus de Janas" (*). Nous n'y avons pas observé de perforations d'organismes lithophages, ni de dépôts marins. L'origine marine de cette grotte n'est donc pas certaine.

* Petite grotte funéraire taillée dans le roc par l'homme pré-nuragique; ces cavités anthropiques sont fréquentes dans tout le Sassarese.

Nous n'avons pas non plus retrouvé le dépôt de plage fossile signalé au N.O. de Balai. Cet affleurement a cependant pu être détruit par la construction de la route. Signalons que Moretti (1959) ne localise pas ce dépôt sur sa carte géologique.

Par contre, sur le replat, et notamment à l'ouest de la grotte, à proximité d'une ferme entourée d'un long mur, nous avons observé çà et là dans l'entaille du chemin et dans les champs quelques galets de quartz émousés.

D'autre part, dans l'entaille de la nouvelle route littorale qui va de la chapelle de San Gavino vers Platamona en passant par Balai, nous avons repéré deux affleurements de cailloutis de quartz.

Le premier (n°1 sur la carte 3.7.1.) se situe à 350 m au SSE de San Gavino, sur un replat bien net à l'altitude de 20 m. Le calcaire miocène est surmonté par une couverture constituée uniquement de cailloux de quartz dans une matrice sablo-argileuse rubéfiée de coloration brun-rouge vif (5 YR 5/8).

La morphométrie de ces galets, effectuée sur 50 cailloux compris entre 36 et 64 mm (45 entre 40 et 60 mm), fournit un émousé de 250. L'histogramme d'émousé présente un mode unique situé entre 250 et 300 (fig.3.7.3). L'indice d'aplatissement est de 1,85, le mode étant compris entre 1,50 et 2,00.

Le second affleurement se localise plus à l'est encore, à environ 600 mètres au nord-ouest de la chapelle de Balai, à une altitude fort semblable. La majorité du cailloutis est, ici aussi, constituée par des quartz mais également par quelques rares petits galets de minerai de fer. La matrice de ce dépôt a la même teinte rubéfiée et la même composition que celle du premier affleurement.

La médiane d'émousé est aussi fort semblable: 235. Cependant, l'histogramme présente ici deux modes bien nets: l'un compris entre 150 et 200 et l'autre entre 300 et 350 (fig.3.7.4). Quant à l'aplatissement, il est un peu plus élevé: 2,00, le mode se situant entre 1,75 et 2,00.

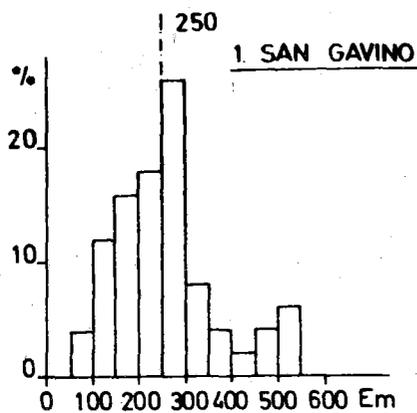


Fig.3.7.3

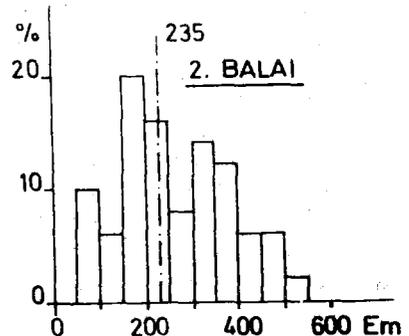


Fig.3.7.4

Histogramme d'émoissé. Station 1. Histogramme d'émoissé. Station 2.

Les médianes d'émoissé de ces deux stations semblent indiquer que le cailloutis est fluviatile surtout lorsqu'on les compare avec celles d'autres dépôts (Terrasse 15, du Bas-Coghinas). Toutefois, l'allure de l'histogramme d'émoissé du second affleurement montre clairement un mélange de deux familles de galets: l'une est d'origine fluviatile certaine, mais l'autre correspond vraisemblablement à un dépôt marin. En cet endroit, le cailloutis témoignerait donc d'une zone d'embouchure dans un "haut" niveau marin, d'autant plus qu'à proximité aucun conglomérat marin n'a jamais été signalé.

L'analyse granulométrique de la matrice des deux cailloutis (n°4086 pour la station 1, 4087 pour la station 2) montre, dans chaque cas, un sédiment sablo-limoneux. Les courbes granulométriques obtenues sont caractéristiques d'un sédiment fluviatile. Le classement, médiocre, est cependant meilleur dans l'échantillon 4087 que dans le 4086.

	4086	4087
Médiane	557 μ	379 μ
Hé de Cailleux	0,90	0,55
Q de ϕ de Krumbein	0,97	0,72
% < 20 μ	13,71	6,96

L'examen morphoscopique de grains de sable montre, surtout dans l'échantillon 4087, une proportion importante de grains de quartz émoissés-luisants qui peut dépasser 40 % pour les grains compris entre 1190 et 1680 μ .

Or, d'après Cailleux et Tricart, la présence de grains émoissés-luisants est possible soit après un transport fluviatile de 300 km, soit sur une plage ouverte soumise à des vagues assez

fortes. Un transport par un cours d'eau aussi long est exclu dans cette région; rappelons que même le Coghinas, à proximité de son embouchure apporte surtout des grains anguleux ou sub-anguleux. Les données morphoscopiques témoignent donc d'un façonnement marin d'au moins une partie de ce sédiment. Cette interprétation concorde avec les conclusions tirées de la morphométrie des galets de quartz.

Dans le sédiment 4086 (station I), le pourcentage plus faible mais non négligeable de grains émoussés-luisants ou sub-émoussés-luisants indique une influence moindre du façonnement marin. Mais cette influence marine reste probable et expliquerait que 50 % des galets ont un émoussé compris entre 250 et 550.

Le replat de 20-25 m aurait donc été surtout façonné par l'érosion fluviale et, peut-être, localement, par l'érosion marine. Rappelons que nous avons repéré, à une altitude semblable, des terrasses marines - sur l'île de l'Asinara, en Nurra, à la Costa Paradiso, au Monte di Campo - que nous avons interprétées comme autant de témoins du littoral du Tyrrhénien I (interglaciaire Mindel-Riss). Il est donc possible que le replat de Porto-Torres soit contemporain de ce niveau marin.

La coloration de la matrice du cailloutis concorde d'ailleurs avec celle observée localement à Monte di Campo. Cette intensité de la rubéfaction exclut d'autre part l'appartenance de ce niveau au Tyrrhénien II, comme le pensait Moretti. L'attribution de ce replat au Tyrrhénien I ne nécessite plus l'existence de failles, l'altitude de cette terrasse fluvio-marine étant due au glacio-eustatisme.

b. Littoral d'Abbacurrente

La bordure littorale d'Abbacurrente est formée par le plateau calcaire qui culmine vers 70-75 mètres et atteint localement 85 mètres (Monte Rasu). La face côtière de ce secteur présente deux falaises (Voir Ière partie, ch.4): celle du Tyrrhénien II taillée dans les calcaires du Miocène et la falaise actuelle qui recoupe le Miocène, la formation marine du Tyrrhénien II et les accumulations würmiennes composées de dépôts de pente et de sable d'origine éolienne. Dans ces dépôts de pente on remarque, outre les débris du Miocène, de nombreux galets de quartz, émoussés à subémoussés, ce qui suppose la présence d'une couverture caillouteuse sur le plateau calcaire. Signalons aussi que dans les dépôts du Tyrrhénien II, tant à Abbacurrente qu'à

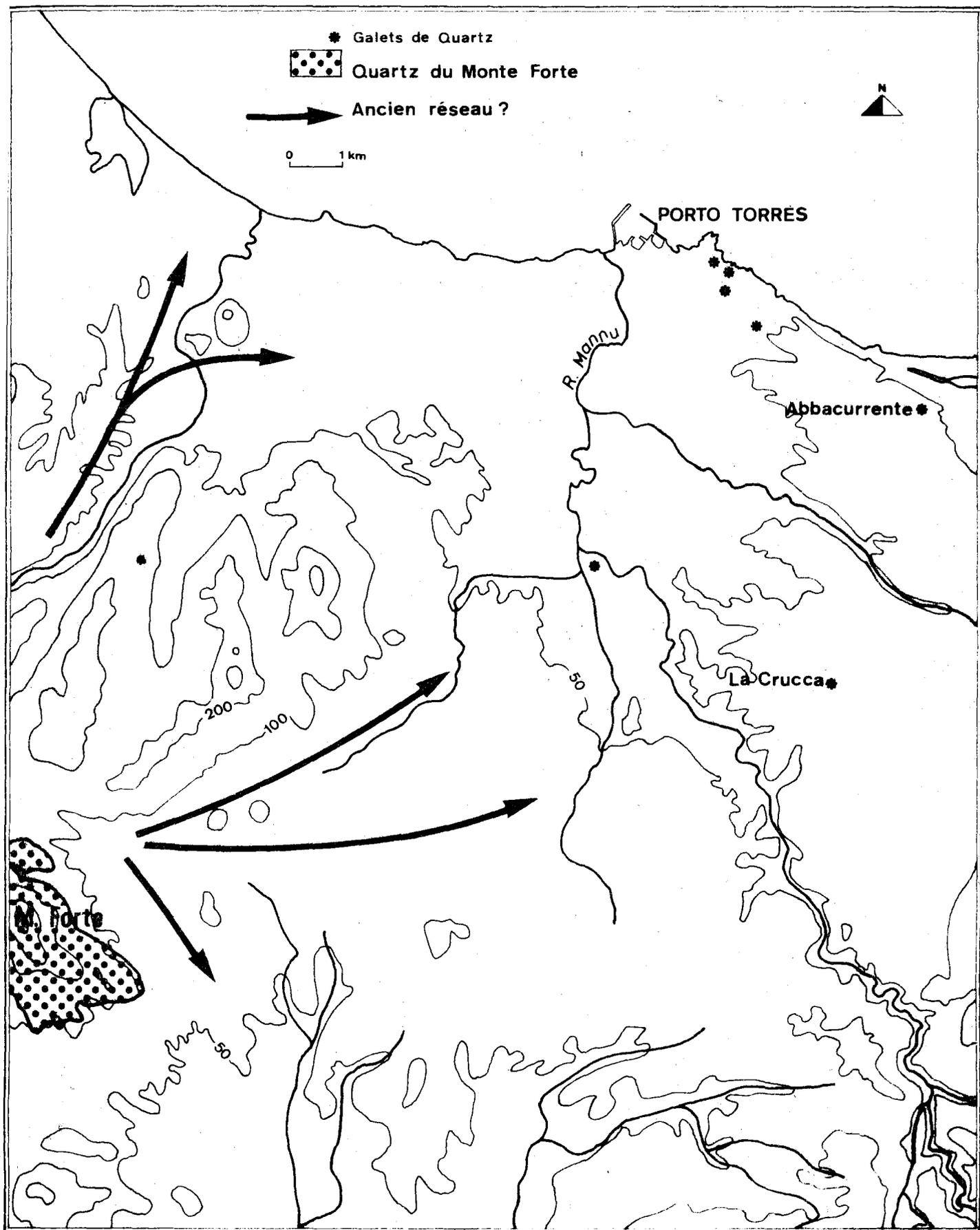


Fig. 3.7.2. - Paléohydrographie du Sassaiese occidental

Buddi-Buddi on relève de fréquents galets de quartz à émoussé marin. Ces galets allochtones proviennent, eux aussi, de la couverture du plateau et ont ensuite été remaniés par la mer.

Sur le plateau, nous avons repéré, en quelques endroits, ce cailloutis de couverture, notamment au rebord proche de la ferme d'Abbacurrente. Cependant, le plus bel affleurement se situe le long de la route Porto-Torres-Sorso à Abbacurrente, à une altitude de 70 m, non loin d'une cabine électrique (n°3 sur la carte 3.7.1.)

Le cailloutis y a une puissance d'un mètre environ et s'observe sur près de 30 mètres de long. Il est constitué uniquement de galets de quartz dont les plus gros ont jusqu'à 10 cm. La coloration de la matrice est fort semblable à celle relevée à Balai: 5 YR 4/6 (brun rouge). L'émoussé des galets a une valeur de 218, le mode unique est situé entre 150 et 200 (fig.3.7.5). L'aplatissement est de 1,74, le mode étant compris entre 1,50 et 1,75. Ces données morphométriques donnent indubitablement une origine fluviatile à cette formation.

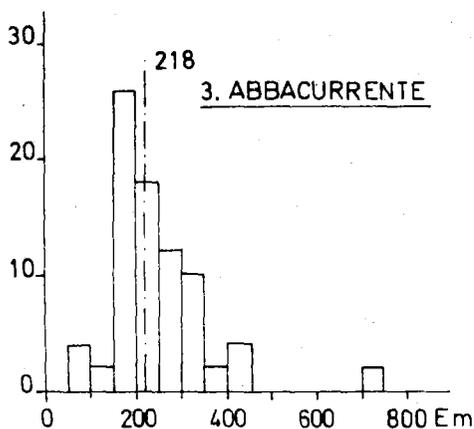


Fig. 3.7.5

Histogramme d'émoussé
d'Abbacurrente

c. Conclusions (carte 3.7.2)

Nos observations, ajoutées à celles de S.Vardabasso (1953), montrent que les galets de quartz sont fréquents en ce secteur et ont peut-être formé une couverture fort continue sur le plateau de Turritano, alors qu'aucune formation quartzreuse n'affleure dans le Sassarese ou dans le bassin actuel du Riu Mannu di Porto Torres. Pour rencontrer de telles roches en place, il faut aller jusqu'à la Nurra avec les phyllades - traversées de veines de quartz - du Cambro-Silurien (à 17 km au Sud-Ouest) et les dépôts alluviaux plio-pléistocènes riches en galets siliceux (IIIe partie, ch.VI).

Ces galets ont donc été apportés jusqu'ici par des cours d'eau qui provenaient de la Nurra, sans doute du Monte Forte taillé dans le quartz, et qui se sont étalés sur le plateau du Sassarese. Ces cours d'eau ne correspondent donc pas au réseau hydrographique actuel. Les cailloux, qui recouvrent ces formations miocènes, ont peut-être été mis en place dès le Pliocène, comme l'avançait S.Vardabasso (1953), et aussi vraisemblablement pendant le Quaternaire ancien. Il semble que localement (niveau de 25 m) ils aient été remaniés au Quaternaire moyen (interglaciaire Mindel-Riss) par un cours d'eau, sans doute l'ancêtre du Rio Mannu et ensuite par la mer du Tyrrhénien I. Des galets de quartz remaniés ont aussi été repérés dans les plages marines du Tyrrhénien II (interglaciaire Riss-Würm) à Porto-Torres, Abbacurrente et Buddi-Buddi ainsi que dans de nombreux dépôts de pente d'âge würm et parfois même holocène.

B. Les cours d'eau de l'Anglona et du Sassarese

a) Le riu Pedras de Fogu

Le riu Pedras de Fogu a une importance particulière dans le découpage régional de la Sardaigne septentrionale; c'est ce cours d'eau qui délimite l'Anglona du Sassarese; c'est aussi ce ruisseau qui alimentait partiellement la plage de Maritza-Sorso-Platamona en galets. Son bassin est limité aux formations tertiaires: calcaire et conglomérat du Miocène (Sassarese) et roches volcaniques oligo-miocène de l'Anglona.

1. Terrasse de Zappinu (n°4 sur carte 3.7.1.)

Dans le cours inférieur du Pedras de Fogu, nous avons repéré une terrasse ancienne. Elle est située à l'est de Tres Montes, au lieu-dit Zappinu, à une altitude approximative de 55 m (altitude relative: + 30 m).

Le cailloutis de cette terrasse est visible dans le talus du chemin qui relie Tres Montes à cette rivière. Il est constitué de galets de calcaire du Miocène et de trachytes de couleur violacée; parmi ces derniers, certains sont très altérés à pourris.

Un échantillon de 71 galets de trachyte compris entre 40 et 60 mm donne un émoissé de 178; l'histogramme est nettement unimodal (mode compris entre 50 et 150). Ce cailloutis est franchement fluviatile et certains galets n'ont même subi qu'un très faible transport.

La rose d'orientation des galets présente un très beau maximum orienté N 40°E, ce qui signifie sans ambiguïté un courant dirigé vers N 50°W.

Ce dépôt fluviatile, d'âge pléistocène, est l'unique terrasse ancienne du Pedras de Fogu que nous ayons repérée dans ce secteur côtier.

2. Basse-terrasse du Pedras de Fogu

La vallée du Pedras de Fogu est marquée par une basse terrasse dans laquelle la rivière a creusé une étroite tranchée de quelques mètres de profondeur. Quelques observations ont pu être effectuées dans cette basse terrasse à la faveur de l'entaille de la rivière, d'une tranchée de l'aqueduc et d'un puits.

2 a) Lieu-dit Pedras de Fogu (n°5 sur la carte)

A 75 m en amont du pont de la route nationale de l'Anglona, la berge du riu Pedras de Fogu présente la succession suivante, de bas en haut:

50 cm de calcaire miocène sur lequel repose un mètre d'alluvions caillouteuses surmonté par deux mètres de dépôts sablo-limoneux de couleur brun-gris.

Le centile du cailloutis est ici étonnamment élevé: 120 cm; il s'agit d'un bloc d'une brèche volcanique (roche tertiaire affleurant à proximité, au Mont Pedras de Fogu). Dans le cailloutis, constitué surtout de galets de trachyte, nous avons repéré un morceau de brique de couleur rouge.

L'émoissé des galets de trachyte est de 292 (mesure réalisée sur 47 cailloux). L'histogramme présente deux modes: un principal situé entre 200 et 250 et un autre plus faible, localisé entre 450 et 500. Si le premier mode témoigne d'une transport fluviatile, le second est franchement marin, ce qui semble indiquer qu'au moment de la mise en place du cailloutis il

y aurait eu mélange. Peut-être se trouve-t-on au début du delta du Riu Pedras de Fogu ou bien encore ces galets sont remaniés du conglomérat de base de la mer du Miocène ? (Fig.3.7.1.)

Dans la formation sablo-limoneuse supérieure, nous avons relevé, à 1,50 m du sol, des passées graveleuses contenant un morceau de verre de facture grossière et des tessons de terre cuite de couleur rouge ainsi que de nombreux débris organiques carbonisés. Il n'est pas rare non plus de rencontrer, à toutes les hauteurs, des coquilles marines - généralement des valves isolées de *Cardium edule* - témoins de restes de repas.

La présence de nombreux débris d'origine anthropique sur toute la hauteur de la formation fluviatile, tant dans le cailloutis que dans l'épisode sablo-limoneux, nous amène à conclure que cet alluvionnement est d'âge historique. En effet, les débris de terre cuite datent de l'occupation romaine, ce qui est confirmé par le morceau de verre.

Ensuite, une modification des conditions locales a entraîné l'arrêt du dépôt et permis une phase érosive qui est responsable de l'encaissement actuel de la rivière. Cette phase érosive serait assez récente et semble se poursuivre aujourd'hui.

2 b) Coupe de l'aqueduc

Une coupe, étudiée ultérieurement à l'occasion du creusement de la tranchée pour l'aqueduc industriel de Porto Torres, nous a permis d'observer sur plusieurs mètres cette basse terrasse, non loin de la berge décrite plus haut.

On y note 1 à 2 mètres de sable limoneux de couleur grise recouvrant une nappe caillouteuse. La morphométrie des galets de trachyte (95 galets compris entre 40 et 60 mm) donne un émousé assez élevé de 271. Comme dans la station précédente, l'histogramme présente plusieurs modes: un situé entre 100 et 200, un autre - très bien marqué - localisé entre 250 et 350 et aussi un dernier, moins important, entre 450 et 500. Comme dans la coupe précédente, l'influence du façonnement marin se fait ici aussi sentir dans la forme des galets.

L'indice d'aplatissement est de 1,7.

J. de Cord.

2 c) Monte Alma (puits) (n°7 sur la carte)

Au lieu-dit Monte Alma, à 1500 mètres à l'amont de l'embouchure du Pedras de Fogu, un puits a été creusé dans la basse terrasse (altitude: 25 m), à 50 m à l'est du ruisseau. On y observe la succession suivante:

0 à -4 m: formation sablo-limoneuse de couleur grise avec, à -1 m, une mince lentille graveleuse;

-4 à -5 m: accumulation caillouteuse grossière dont les plus gros éléments ont entre 20 et 30 cm;

au-delà de -5 m: bed-rock calcaire helvétique (M₂c)

L'éroulé des galets de trachyte (51 cailloux) est de 245, valeur franchement fluviale, le mode unique étant situé entre 200 et 250. Ce cailloutis est donc comparable à celui observé précédemment, exception faite des galets à fort éroulé qui, ici, sont peu nombreux.

Quant à la formation sablo-limoneuse supérieure, elle possède le même aspect que celle observée à Pedras de Fogu, mais ici sa puissance est plus importante.

b) Riu di Lu Bagnu

Le Riu di Lu Bagnu draine une partie importante de l'Anglona occidentale. Selon la carte géologique au 1/100.000e, cette vallée serait caractérisée par des alluvions fluviales pléistocènes au lieu-dit Balzi, de part et d'autre de la route Lu Bagnu-Tergu. Nous n'avons pas retrouvé trace de ce cailloutis ni d'une morphologie qui pourrait faire penser à une terrasse fluviale.

1. Ladapanu (n°8 sur la carte)

Par contre, plus à l'aval, au lieu-dit Ladapanu, la rivière entaille une basse terrasse, très bien cartographiée sur la carte citée plus haut. On observe un épisode caillouteux qui est surmonté par un dépôt sablo-limoneux de couleur grise. Ce cailloutis repose sur le bed-rock miocène à une altitude relative de + 2 m.

L'émoissé des galets de trachyte est de 244 (74 mesures). Cependant l'histogramme présente deux modes: l'un très net situé entre 100 et 150 et l'autre entre 300 et 350. Cette bimodalité signifie soit des natures différentes dans le trachyte, soit des galets ayant subi des transports différents.

Quant à la formation sablo-limoneuse supérieure, elle contenait des traces de foyer et des ossements - une mâchoire inférieure et plusieurs vertèbres - d'un âne (détermination J.M. Cordy). Ces restes d'animaux domestiques témoignent de l'âge historique de cet alluvionnement. Il est en effet généralement admis que l'âne aurait été introduit en Sardaigne sans doute par les Romains en même temps que le chien, le cheval... Cette observation nous permet donc de corréliser cette terrasse avec celle du riu Pedras de Fogu.

2. Casa Corso (Tranchée Aqueduc) (n°9 sur la carte)

A l'aval, à proximité de la Casa Corso, la tranchée de l'aqueduc traverse le même niveau de terrasse que celui envisagé plus haut. Son altitude est de 19 m par rapport au niveau de la mer. L'altitude relative de la base de la terrasse, difficilement mesurable à cause des travaux de l'aqueduc, est de l'ordre de deux mètres.

La coupe montre, sous deux mètres de sable limoneux brun-gris, mêlé localement à des éléments de désagrégation du trachyte, la formation caillouteuse. Le centile est de 68 cm, valeur courante dans ces torrents côtiers. L'émoissé des trachytes est de 182, valeur inférieure à celle mesurée dans la station précédente. L'histogramme d'émoissé présente cependant la même allure: on y observe deux modes situés aux mêmes endroits: un principal bien marqué localisé entre 100 et 150 et un secondaire entre 300 et 350. Ce cailloutis est donc comparable à celui de Ladapanu. Pour mémoire, l'indice d'aplatissement de ces galets est de 2,0.

La rose d'orientation de ces galets montre qu'une majorité d'entre eux sont allongés grosso-modo dans le sens N-S, cette orientation est donc parallèle à l'écoulement du torrent. Il est vraisemblable que la forte pente longitudinale de ce cours d'eau ait influencé la disposition de ces galets.

3. Affluents de rive droite du riu di lu Bagnu

3.a - Vaddi-Tolta

Au lieu-dit Vaddi-Tolta, la tranchée de l'aqueduc recoupe un vallon affluent. La coupe montre que cette vallée taillée dans les trachytes miocènes est comblée par une formation sablo-limoneuse de couleur brun-noir. La couleur de ce dépôt est d'autant plus noire que l'on se rapproche de l'axe de la vallée. La puissance de ce remblaiement récent atteint au moins 5 mètres.

3.b - Interfluve_Casa_Corso (pt 10 sur carte)

Sur l'interfluve entre ce vallon et le riu di Lu Bagnu, à proximité de la Casa Corso, la tranchée met en évidence une petite vallée comblée qui se marque à peine dans le relief. On y note d'abord, reposant sur le bed-rock trachyque, une lentille caillouteuse caractérisée par un graded-bedding très net et un centile de 23 cm.

La rose d'orientation des galets montre aussi un allongement préférentiel orienté NNO-SSE, ce qui correspond à l'axe de ce vallon.

Ce cailloutis est recouvert par une formation sablo-limoneuse de couleur brun-noir, dans laquelle, à un mètre de profondeur, nous avons récolté des tessons de terre cuite d'âge nuragique, un silex pointu et diverses coquilles marines parmi lesquelles des patelles. Ces artefacts nous permettent donc d'affirmer que cette phase d'alluvionnement est contemporaine des terrasses holocènes de Pedras de Fogu et du Riu di Lu Bagnu.

c) Plaine de Tres Montes à Pedras de Fogu

Au pied de Très Montes et jusqu'à Pedras de Fogu, la topographie est relativement plane comme le montre la route côtière qui la parcourt. L'entaille de l'aqueduc, parallèle à la route, nous a montré, comme l'indique par ailleurs la carte géologique, des dépôts sableux d'origine éolienne en place ou remaniés. Cependant, cette coupe a mis en évidence de nombreux vallons de tailles diverses entièrement comblés de sables limoneux de couleur gris-noir et dont rien dans la topographie ne laissait supposer la présence. Dans ces remplissages, il n'est pas rare de

retrouver des coquilles marines et surtout des valves isolées de Cardium, témoins de restes de repas.

Pt 13) A Montizzeddu, on observe une "vallée" de 40 m de large et de plus de 5 m de profondeur.

Pt 14) A hauteur du km 18: un vallon remblayé de 10 m sur 3.

Pt 15) A Très Montes, entre les deux collines de 56 et 47 m: un vallon de 10 m de large sur 2 m de profondeur.

Pt 16) Face à la colline "47 m", à proximité d'une petite maison: un vallon de 20 m sur 1.

Pt 17) Au nord de la colline "47 m": un vallon de 50 m de large sur plus de 5 m de profondeur. Ici cependant, le relief est marqué par une légère dépression.

Pt 18) Plus au nord-est, on note encore deux petits vallons dont un de 5 m sur 3.

Pt 19) Enfin, à hauteur du Km 19,2 de la route nationale, on note un ancien vallon de 25 m de large et d'au moins 5 m de profondeur entièrement rempli de limon.

De même, sur le flanc sud du Mont Pedras de Fogu, l'entaille qui va de la "cantoniera" à la rivière découvre une couverture éolienne reposant sur le miocène. Ce dépôt sableux, en place ou remanié, est aussi entamé par de nombreux petits vallons qui tous sont complètement remplis par des limons sableux de couleur gris-brun. Ici aussi, rien en surface ne laisse supposer la présence des ces vallons et comme pour la zone de Très Montes, leur taille est variable: 5 m sur 1m50, 10 m sur 3 m, 1m50 sur 0,50 m...



Fig. 3.7.6: Coupe de l'Aqueduc. Vallon "néolithique" développé dans un grès d'âge würm. (Pedras de Fogu)

Le remplissage est constitué d'un sable très mal classé (Hé de Cailleux: 0,7, Q de ϕ : 1,78). La courbe de ce sédiment révèle un mode situé entre 297 et 420 μ . A l'examen morphoscopique, la fraction sableuse présente une majorité de grains de quartz émoussés-mats.

Ce remplissage s'est donc effectué en partie grâce au remaniement des sables éoliens mis en place lors des phases régressives du Quaternaire et plus particulièrement au Würm.

d) Ruisseau de Très Montès

Au sud des collines de Très Montès, s'étire une petite vallée qui atteint la côte au lieu-dit Maritza. Un petit cours d'eau intermittent parcourt cette vallée et est encaissé dans une étroite entaille qui laisse apparaître une formation sablo-limoneuse grise et dans laquelle nous avons repéré quelques tessons de terre cuite de couleur rouge (50 mètres à l'amont du pont de la route de l'Anglona) (pt 11).

Plus à l'aval (100 m à l'aval du pont) (pt 12), la tranchée de l'Aqueduc recoupe perpendiculairement la vallée et montre, s'appuyant sur les flancs taillés dans le calcaire helvétique, un remplissage sableux d'origine éolienne, en place ou remanié et auquel nous attribuons un âge würm. Le remblaiement de la vallée suppose une dépression préexistante et donc une phase érosive antérieure que l'on peut situer soit au début du Würm, soit plus loin encore, peut-être au Riss ?

Dans cette formation, on note des dépôts fluviatiles constitués de gravier de calcaire faiblement émoussé, témoins du passage du ruisseau de Très Montès et de brèves phases érosives au cours du Würm (fig.3.7.7).

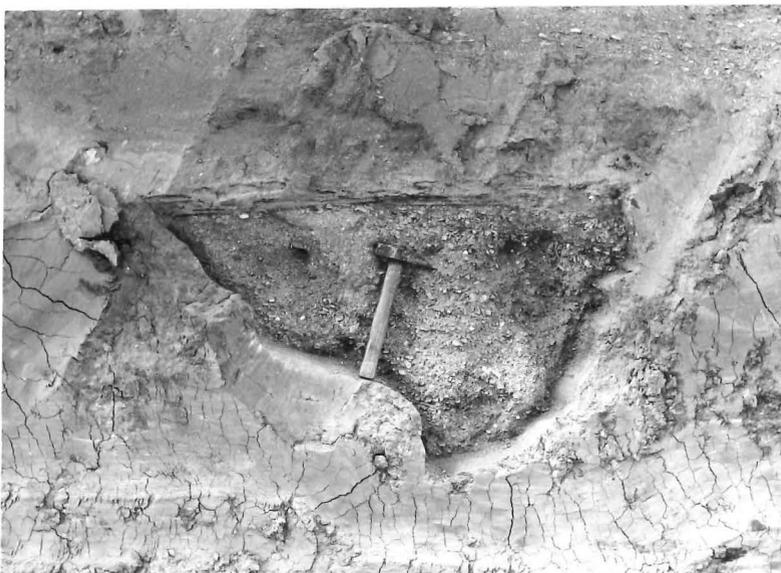


Fig.3.7.7.

Coupe de l'Aqueduc
Très Montès

Lentille fluviatile
développée dans les
dépôts du Würm.

3. e - Le Fiume Silis

Le Fiume Silis, appelé aussi Riu di Sorso, est un cours d'eau relativement important qui draine le secteur nord oriental du Sassarese et une partie de l'Anglona occidentale. Son bassin assez développé est de l'ordre de 117 km² (B. DETTORI, 1972).

Le cours inférieur du Fiume Silis est encaissé dans les roches sédimentaires de l'Helvétien. Le fond de la vallée est occupé par une basse terrasse qui peut atteindre 400 m de large. Le sol limono-sableux de cette basse-terrasse et la proximité de l'eau font que ce secteur est intensément cultivé : vergers, cultures de légumes...

1) (Pt20) - A 50 m à l'aval du pont intérieur (route de Sennori vers San Lorenzo) rive gauche, au lieu-dit S. Elias, affleure le cailloutis qui constitue le soubassement de cette basse terrasse. Son sommet se situe à + 1 m par rapport au lit de la rivière actuelle. La matrice possède une coloration grise classée dans la gamme des 2,5 YR. Le centile est de l'ordre de 50 cm.

Le cailloutis est composé de galets de calcaire provenant des affleurements voisins, mais aussi et surtout, de trachytes. Une mesure d'émoissé a été réalisée sur ces derniers (80 cailloux) et l'indice obtenu est de 227. L'histogramme d'émoissé est curieusement plurimodal, ce qui semble indiquer des transports de longueurs différentes ou des origines diverses. Ces modes se situent à 100-150, 200-250, 300-350 et 400-450. Ce dernier mode, peu important certes, est curieux car il témoigne généralement d'un façonnement marin. Or, une influence marine récente est à exclure dans ce secteur éloigné de la côte (4 km 500 de l'embouchure). On peut cependant envisager un remaniement de la formation marine helvétique dont la base est constituée de galets bien émoisés (M₂S sur la carte géologique). Ce dépôt transgressif du Miocène affleure quelques kilomètres à l'amont (carte 3.7.1.).

La disposition des galets de cette terrasse est banale et montre un allongement préférentiel (30% des cailloux) orientés N 40° E, c'est-à-dire perpendiculaire à l'axe de la rivière.

Une mesure d'émoissé effectuée sur 83 galets de trachyte appartenant au lit actuel montre un indice de 255. L'histogramme d'émoissé est aussi plurimodal : 50-100, 150-200 et 250-300. La proportion des galets fort émoissés est relativement minime.

2) (Pt21) - A l'aval du pont sur la route nationale n° 200, à 1500 m de l'embouchure, la tranchée de l'acqueduc recoupe la vallée et traverse ainsi la basse terrasse (altitude 6 à 7 m) rivière : 3,80 m à 4,70 m). Cette coupe met en outre en évidence une autre terrasse légèrement plus élevée qui repose sur des formations éoliennes würmiennes et dont la base se situe à l'altitude relative de + 6 m par rapport au lit du fleuve. L'émoissé mesuré sur 100 galets de trachyte donne une valeur de 279 : valeur supérieure à celles enregistrées à l'amont dans le lit actuel et dans la basse terrasse. L'histogramme est cependant unimodal; il se situe entre 250 et 300. Il semble donc qu'à plus de 5 km des premiers affleurements de roches volcaniques les diversités dans la forme des galets aient disparu. L'indice d'aplatissement de ces mêmes cailloux est de 1,8, valeur fréquemment observée dans des formations fluviatiles. Quant à la rose d'orientation, elle présente un mode unique orienté 100°-280°. Comme la majorité des galets pendent vers le sud, cette disposition témoigne d'un écoulement vers le Nord (N10°E), soit vers le littoral tout proche.

3.f - ruisseau de Buddi-Buddi

Le ruisseau de Buddi-Buddi qui aboutit dans l'étang côtier de Platamona draine le Sassarese septentrional. Il n'y affleure que la formation calcaire du Miocène, surmontée par une couverture discontinue de cailloux de quartz et des placages de grès d'origine éolienne liés aux diverses phases régressives du Quaternaire (1ère partie, ch. 4).

La tranchée de l'acqueduc de Porto-Torres et trois sondages nous ont fourni des données intéressantes sur ce petit cours d'eau.

1. Entaille de l'acqueduc (Pt22)

L'entaille de l'acqueduc recoupe, au lieu-dit Buddi-Buddi, la vallée du même nom qui est remblayée sur toute sa longueur par plusieurs mètres d'une formation sablo-limoneuse de couleur brun-noir. Dans cette formation affleurent quelques lentilles caillouteuses constituées surtout de galets de calcaire miocène à émousé fluviatile, ainsi que de quelques galets de quartz. Dans ce dépôt, nous avons également repéré des restes de repas, valves isolées de *Cardium* et traces éparses de foyers ainsi que de fréquents débris de terre cuite de couleur rouge dont un morceau de tuile. Ce remblaiement historique s'observe de part et d'autre de la nouvelle route Sassari-Buddi-Buddi, au nord d'un petit restaurant.

Aujourd'hui, le ruisseau coule dans une petite entaille creusée dans ce dépôt.

2. Sondages de Buddi-Buddi (Pt22)

Trois petits sondages préliminaires au creusement de la tranchée de l'acqueduc ont été réalisés dans ce secteur*.

Dans les sondages 2 et 3 (voir I^e partie, ch. 4), on observe aux profondeurs respectives de 15 mètres (sondage 2) (altitude réelle - 10 m) et de 12 mètres (sondage 3) (altitude réelle - 5 m), un épisode fluviatile constitué par des cailloux de calcaire miocène à faible émousé. L'indice d'émousé mesuré sur seulement 11 galets compris entre 15 et 75 mm est de 108 (valeurs comprises entre 27 et 333) (voir fig. 3.7.7), tandis

* Le bureau d'études de l'entreprise qui a réalisé cet ouvrage a bien voulu nous transmettre les données de ce sondage et des échantillons. Nous le remercions vivement.

que l'indice d'aplatissement est de 2,90 (valeurs comprises entre 1,39 et 3,63). Ces valeurs, quoique fragmentaires, témoignent d'un transport fluviatile sur une faible distance (voir photo). Cet épisode fluviatile est surmonté par des dépôts marins que nous avons attribué, avec des réserves, dans la première partie de ce travail (ch. 4), à un interstade du Riss. On peut donc en conclure à l'existence d'une phase érosive liée vraisemblablement à une phase régressive du Riss.

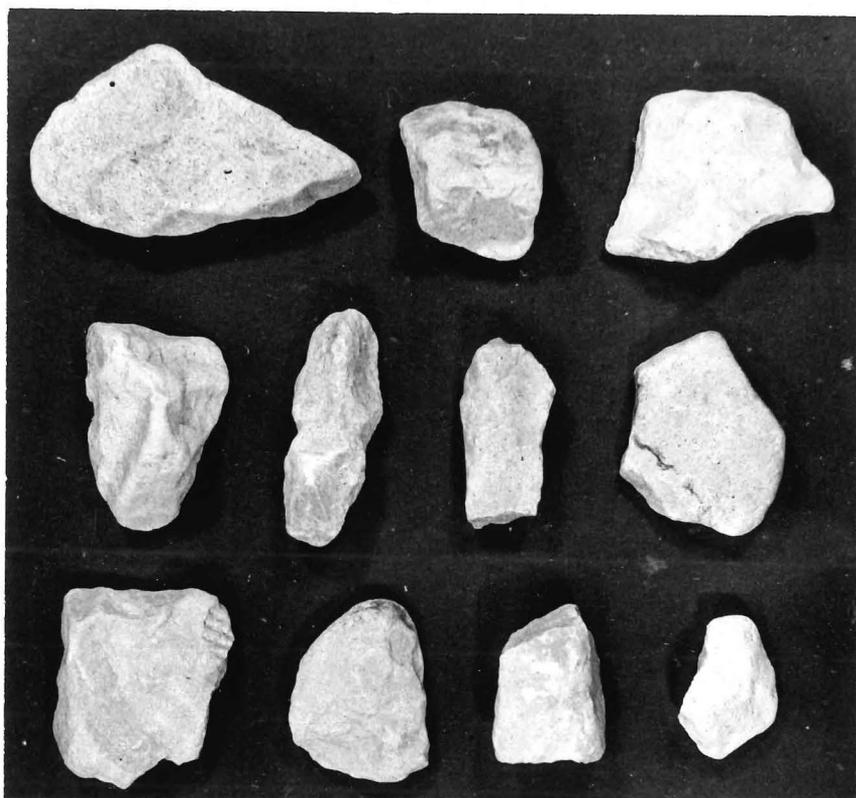


Fig. 3.7.7. Cailloux prélevés à la base du sondage de Buddi-Buddi (le plus grand galet a une longueur de 75mm).

3. g - Le Rio Mannu di Porto Torres

Lors de l'étude du cailloutis du Turritano (région de Porto Torres) (p.162), nous avons relevé des galets de quartz dont l'émoussé témoignait une influence fluviatile et marine attribuée à l'interglaciaire du Mindel-Riss et liée à l'ancêtre du Rio Mannu.

Aujourd'hui, ce cours d'eau s'écoule dans une vallée encaissée d'une vingtaine de mètres dans le Miocène, et d'une largeur moyenne de 250 m. Le fond de la vallée est constitué par une basse terrasse très bien cartographiée sur la carte géologique au 1/100.000e de Moretti (1959). Plusieurs sondages ont été effectués dans la basse terrasse du cours inférieur du Rio Mannu : respectivement à l'embouchure du fleuve, au nouveau pont (P^t23) vers le complexe industriel de la S.I.R., 100 m à l'aval et

1000 m à l'amont de ce pont. Nous ne possédons que des données partielles de ces sondages et, malheureusement, nous n'avons pas eu accès aux sédiments recueillis. Nous croyons cependant utile de fournir ces résultats :

Ainsi, le bed-rock calcaire (Miocène) ne se rencontre qu'entre 15 et 25,50 m de profondeur (fin du sondage). Le remblaiement qui le surmonte est constitué de cailloutis, de sable, de limon et d'argile.

Dans les deux premiers sondages (embouchure et 100 m à l'aval du pont), on note d'abord 10 mètres de sable marin : peut-être s'agit-il d'un remblaiement lié à la transgression versilienne? C'est vraisemblable et cela concorde avec les données de Pecorini (1973) en ce secteur et pour d'autres rivières de Sardaigne.

Les sondages du pont signalent, reposant directement sur le bed-rock, un épisode caillouteux. S'agit-il d'un dépôt fluviatile lié au maximum érosif du Würm ou à une phase de creusement du Riss ? Il nous est difficile de répondre à cette question car nous n'avons pas pu voir le matériel récolté.

Le fait important est que cette vallée a été profondément incisée : au pont, le bed-rock se situe à environ 20 m sous le niveau de la mer. Cet épisode érosif intense doit donc être lié à une phase régressive marine.

3. h - Conclusions

De l'ensemble des cours d'eau qui drainent l'Anglona et le Sassarese, nous ne possédons que des informations fragmentaires. La plupart de ces nouvelles données proviennent de l'examen de la tranchée de l'aqueduc de Porto Torres, du creusement de puits, de plusieurs sondages dont parfois nous ne possédons qu'une description sommaire (Rio Mannu) et de coupes naturelles dégagées par l'encaissement récent des rivières.

I. La terrasse historique

De toutes ces données, il ressort un point commun : la présence d'une basse terrasse dominant généralement le cours actuel de 2-3 m, basse-terrasse qui n'est jamais inondée. Cette terrasse repose soit sur le bed-rock tertiaire, soit sur des dépôts éoliens - en place ou remaniés - d'âge würm. Elle est constituée de galets à la base et est surmontée par un à deux mètres, souvent plus, de sable limoneux de couleur grise ou noire. Cette formation meuble est parfois traversée par des lits graveleux; en outre, elle contient fréquemment des traces d'une occupation humaine :

- a) restes de foyers ;
- b) restes de repas : essentiellement des coquilles de *Cardium* et de Patelle mais aussi une mâchoire, en partie brûlée, d'un âne;
- c) tessons de terre cuite. Parmi ceux-ci, on note deux types : 1) certains sont de couleur noire et de facture grossière. Ils ont été attribués à la civilisation nuragique par le professeur Carlo MAXIA (Université de Cagliari); 2) les autres, plus nombreux, sont de couleur rouge, mieux élaborés et datés de l'époque romaine;
- d) morceaux de briques de couleur rouge, sans doute d'âge romain. Un fragment a été repéré dès la base, mêlé au cailloutis (Pedras de Fogu);
- e) fragment de verre de facture très grossière.

Nous pouvons donc conclure que la vallée du Cuggiani comporte également une basse terrasse dans laquelle nous avons repéré des tessons de poterie d'âge nuragique.

Nous pouvons également mettre en parallèle cet alluvionnement historique avec le niveau 1 du Coghinas inférieur où un morceau de bois a été daté par C14 de 500 ans \pm 75 B.P. Cette datation absolue nous permet d'affirmer que l'alluvionnement se poursuivait encore au Moyen Age.

De même, les recherches récentes menées en Corse par O. CONCHON (1975) montrent que l'alluvionnement s'est poursuivi jusqu'à l'époque historique : ainsi au sud de Bastia, dans la vallée du Golo, des ruines gallo-romaines du 4^e siècle après J.C. sont recouvertes par des limons et une chaussée datant du 1^{er} siècle avant J.C. est surmontée par 2,60 m de sable où s'intercale un lit de petits galets.

Nos observations de Sardaigne septentrionale s'accordent très bien avec ces données.

D'autre part, dans un ouvrage remarquable sur les vallées méditerranéennes, Cl. VITA-FINZI (1969) montre, dans des cours d'eau de Grèce, Italie, Espagne, Maroc, Algérie, Tunisie, Lybie et Jordanie, la présence d'une terrasse médiévale. Cette phase d'alluvionnement aurait commencé après l'époque romaine et les dépôts n'auraient été incisés qu'assez récemment; l'ultime phase érosive se poursuivrait d'ailleurs encore aujourd'hui.

Cet auteur décrit les alluvions de cette basse terrasse comme des sables fins limoneux de couleur grise ou chamois, un lit de cailloux existant à la base de ce dépôt.

C. VITA-FINZI recherche les causes de cet alluvionnement historique. Après avoir signalé quelques facteurs d'origine locale, il considère l'homme comme un agent géologique responsable, notamment de déforestations intenses au Moyen Age; il emploie le terme de "medieval devegetation"; il cite aussi M. GIGOUT (1960) pour des observations se rapportant au Maroc: "La pratique du nomadisme importée par les Arabes vers le 11^e siècle a eu des effets catastrophiques sur le couvert végétal; en conséquence, l'érosion a entraîné abondamment les sols aux rivières". Ces déforestations étaient cependant déjà localement entreprises durant l'époque romaine. Le problème de l'origine de cette basse terrasse est donc complexe. Aussi VITA-FINZI envisage-t-il comme facteur d'explication de l'aggradation médiévale des modifications climatiques tel l'existence du Xe au XII^e siècle, d'un "petit optimum" et, entre 1550 et 1850

la présence d'un "Petit Age Glaciaire". Ces modifications climatiques mineures auraient entraîné un accroissement de certaines précipitations saisonnières ce qui aurait eu un profond effet sur le pouvoir érosif du ruissellement.

En Sardaigne, lors des derniers siècles, une déforestation aurait eu lieu, cela en vue notamment de fournir du charbon de bois pour l'Italie continentale. En outre, elle aurait aussi connu une déforestation importante au XIXe et au XXe siècle qui doit être mis en parallèle avec le développement du chemin de fer et de certaines mines (communication orale de C. MAXIA).

II. Autre niveaux de terrasse

Si l'on excepte la terrasse historique, les autres niveaux de terrasses de ces cours d'eau sont relativement restreints. Rappelons seulement la présence d'une terrasse à + 6 m au Fiume Silis et une autre à + 30 m au Riu Pedras de Fogu. Les données sur ces deux niveaux sont cependant trop limitées pour que l'on puisse se permettre des corrélations avec la stratigraphie proposée pour le bassin du Coghinis.

III. Les phases érosives

Nos observations sur tous ces cours d'eau ont mis en évidence l'existence de plusieurs phases érosives.

Tout d'abord une phase érosive récente ou actuelle entaille la terrasse historique. Les éléments en notre possession ne nous permettent pas d'expliquer cette incision. En effet, nous ne connaissons pas, au cours des derniers siècles, de fluctuations du niveau de la mer engendrées soit par un changement eustatique, soit par des mouvements tectoniques locaux. Peut-être, une modification du couvert végétal, liée à l'influence humaine, permettrait-elle d'expliquer ce phénomène. Cette influence humaine serait, par exemple, le reboisement des régions littorales ou bien encore l'abandon récent de terrains cultivés ou la transformation de l'économie pastorale. Des études historiques

devraient permettre de le préciser.

Tout récemment, des phénomènes érosifs "catastrophiques" liés à de fortes pluies, ont été observés en Sardaigne centrale en octobre 1951 (J. PELLETIER, 1952) et dans la région de Sorso en septembre 1967 (A. PIETRACAPRINA, 1967).

Nous observons aussi une phase érosive bien marquée qui entaille les dépôts du Würm et dont les creux sont ensuite comblés par des dépôts contenant des traces d'occupation humaine : c'est l'érosion qui a précédé l'alluvionnement historique notamment à Lu Bagnu, Pedras de Fogu, Buddi-Buddi et qui est aussi responsable des nombreux vallons décrits dans la région de Tres Montes ou de Pedras de Fogu. Les dits vallons sont comblés de sables limoneux contenant de fréquentes coquilles de *Cardium*. Malheureusement ces restes de repas n'apportent aucun élément de datation précis et témoignent seulement de l'occupation humaine. Il est cependant communément admis que l'homme n'aurait occupé la Sardaigne que dès le Néolithique (Carlo MAXIA, 1968); cette période constitue donc l'âge maximum à conférer aux restes de repas et donc aux remplissages des vallons. La phase d'érosion préliminaire peut donc être considérée comme, en partie, encore holocène, mais une datation plus précise paraît impossible actuellement.

D'autres traces érosives ont été également repérées au sein du dépôt würm (Tres Montes). Elles concordent avec les brefs épisodes torrentiels que nous avons relevés au sein de l'accumulation éolienne wurmienne en Anglona occidental.

A Tres Montes comme au Rio Mannu, un intense creusement atteignant localement des profondeurs plus basses que le niveau actuel de la mer a créé d'anciennes vallées. Celles-ci sont en grande partie comblées, surtout par des dépôts éoliens liés à la régression würmienne. On peut donc supposer que ce creusement est contemporain du Würm.

D'autre part, par sondages, on a décelé à Buddi-Buddi, un dépôt fluviatile situé sous le niveau actuel de la mer et sous un dépôt marin attribué, avec des réserves, à un interstadaire du Riss. Cette phase érosive pourrait donc être corrélée à un épisode du Riss pendant lequel le niveau de la mer était sous son niveau actuel.

IV^{ème} partie

CONCLUSIONS GENERALES

C O N C L U S I O N S G E N E R A L E S

Ci-après, nous résumons, brièvement, les principaux résultats de notre recherche. Un essai de synthèse est ensuite proposé (tableau 4.1.1) où formations marines et continentales que nous avons reconnues sont comparées et intégrées dans l'histoire du Quaternaire du monde méditerranéen.

1) Les terrasses marines émergées

a) Quelques auteurs avaient, avant nous, retrouvé, localement, des affleurements de la plage du Tyrrhénien II; pour notre part, nous avons pu montrer la présence quasi continue de ce niveau marin entre 2 et 5 mètres, sur tout le littoral de la Sardaigne septentrionale. | *oui*

b) En outre, nous avons découvert, sous le Tyrrhénien II, soit à une altitude proche du niveau de la mer, une ancienne plage. Nous la rangeons dans le dernier interstade du Riss car elle n'est séparée de la plage du dernier interglaciaire que par des apports éoliens non rubéfiés; la présence de ces derniers indique une régression marine et l'absence de rubéfaction suppose qu'aucun interstade ne s'est développé entre les deux niveaux marins. PECORINI (1954) a déjà signalé à Alghero (Sardaigne occidentale) des dépôts semblables; il les datait de l'interglaciaire Mindel-Riss.

c) Nos recherches nous ont permis de trouver plusieurs lambeaux d'une terrasse marine localisée vers 20 m. Le caractère marin de cette terrasse est prouvé par l'émoussé élevé des galets que nous y avons récoltés. En raison du degré d'altération des cailloux et aussi en raison de son altitude, nous datons cette terrasse de la transgression de l'interglaciaire Mindel-Riss (Tyrrhénien I).

d) Plus haut encore, nous avons découvert, pour la première fois en Sardaigne, les traces d'un niveau marin vers 65 m. Il semble dater d'un interglaciaire plus ancien encore : Gunz-Mindel (?), en se basant sur le seul critère altimétrique.

Les niveaux postérieurs au Tyrrhénien II

e) Nous avons aussi retrouvé des traces d'un niveau marin postérieur au Tyrrhénien II, situé vers 2 m et fort érodé. Par comparaison avec la Corse, un âge WI-WII ou WII-WIII peut lui être attribué.

f) Enfin, quelques indices (beach-rock, cordon littoral) semblent témoigner d'un maximum transgressif versilien (flandrien) qui aurait dépassé de quelque 50 cm le niveau actuel. Les beach-rocks contemporaines de la dernière transgression sont fréquentes en Méditerranée.

2) Les terrasses submergées

En plus de cette succession de niveaux subaériens, nous avons retrouvé, par l'interprétation de données bathymétriques, 14 niveaux submergés, répartis entre -10 et -157 m.

Un des résultats les plus marquants de cette prospection de la plate-forme continentale a été la découverte à -100 m, sur plus de 10 km de longueur, d'un ancien rivage marqué par un ou plusieurs cordons littoraux très bien conservés. Par comparaison avec d'autres secteurs de Méditerranée occidentale où ce niveau est connu et est bien daté, nous pensons qu'il s'agit du témoin de la régression du Würm IV (13.000-14.000 ans B.P.).

Le rivage lié au maximum régressif du Würm III (20.000 ans B.P.) serait alors localisé entre -115 et -130 m.

Quant aux autres niveaux, compris entre -100 m et le zéro actuel, ils témoigneraient d'autant de phases de stationnement de la mer durant la transgression versilienne (= flandrienne).

Ces données établissent pour la première fois, au large de la Sardaigne, l'importance des régressions marines qui se sont produites au Quaternaire.

3) Les apports éoliens

C'est surtout pendant les phases régressives que se sont mis en place la plupart des dépôts éoliens qui, aujourd'hui, bordent le rivage et sont découpés en falaise par la mer.

Plusieurs générations d'apports éoliens ont été reconnues :

a) Les sables antérieurs au Tyrrhénien II : nous les datons du Riss III.

b) Les sables contemporains des divers épisodes froids du Würm. L'importance de ces apports est, semble-t-il, directement proportionnelle à l'ampleur de la régression.

c) Les dunes holocènes et actuelles.

En outre, nous avons relevé, dans les grès pléistocènes d'origine éolienne, des structures particulières, en l'espèce, des cannelures parallèles au vent dominant. Nous les considérons comme étant surtout des formes de déflation.

4) Les paléosols

Nous avons aussi montré que les apports éoliens ont parfois été interrompus, apparemment suite à des mouvements transgressifs de la mer. Les périodes de réchauffement ainsi suggérées ont permis le développement de plusieurs paléosols dans les dépôts surmontant le Tyrrhénien II.

a) un inférieur de couleur brune (7,5 YR) contemporain de la fin du Tyrrhénien II dont il surmonte les dépôts;

b) un moyen, moins bien développé, daterait de l'interstade Würm I - Würm II (couleur brune moins rouge : 10 YR);

- c) un supérieur, très bien marqué (couleur brune : 7,5 YR), que nous supposons contemporain de l'interstade Würm II - Würm III (transgression néorthotyrrhénienne). Il serait l'équivalent, en Europe occidentale, de l'interstade Arcy-Stillfried B;
- d) parfois un quatrième et dernier paléosol a été observé, il pourrait être contemporain du Würm III - Würm IV (Lagerie-Lascaux);
- e) ailleurs, dans les dépôts holocènes, nous avons trouvé un sol néolithique mais nous ne pensons pas qu'une signification climatique doive lui être attribuée;
- f) enfin, signalons que les dépôts pliocènes sont souvent caractérisés par une forte rubéfaction (10 R à 2,5 YR).

5) Les terrasses fluviales

La suite logique de nos recherches nous a amené à tenter le raccord de nos observations littorales aux terrasses fluviales, en axant nos efforts sur le Coghinas.

C'est la première fois, à notre connaissance, que l'on décrit en Sardaigne une série aussi complète de terrasses fluviales. Nous avons reconnu 8 niveaux de terrasses climatiques (contemporains des périodes froides). La chronologie que nous avons adoptée cadre, dans les grandes lignes, avec celles proposées pour les cours d'eau de la Corse orientale (OTTMANN et CONCHON).

En outre, dans le secteur côtier nous avons reconnu des terrasses fluviales eustatiques liées aux niveaux marins élevés (Monte di Campo-Thermes : interglaciaire Mindel-Riss ...).

Nous avons aussi décrit une série de cônes de déjection que nous rattachons aux périodes froides du Quaternaire.

PROPOSITION DE CORRELATION ENTRE LES FORMATIONS MARINES ET LES FORMATIONS CONTINENTALES

SARDAIGNE SEPTENTRIONALE

Chronologie alpine	Chronol. marine méditerranéenne	Terrasses marines Dépôts marins Transgressions	Régressions marines	Dépôts éoliens	Paléosols	T. eustatiques	Terrasses fluviales Côghinas	Affluents	Faune (mammif.)	Occupation humaine
Holocène	Versilien (Flandrien)	+0,50/+1 m		Dunes actuelles Dunes holocènes	Sol néolithique	T0		Historique C1	Prolagus sardus Nesolepoceros	Historique Mésolithique Néolithique
Würm IV (Tardiglaciaire)	Maximum Régressif Néorthotyrrh.	+1/+2 ? m	-100 m -60/-70 m	Grès éolien	Sol mal défini = Laugerie Laseaux 7,5YR = Arcy Still- Iffried B 10YR = Amersfoord ? 7,5YR		T1 T2 T3			Restes de repas ?
Würm III		ou +1/+2 ? m		Grès éolien Maximum						
Würm II	Néotyrrh. =Tyrrh. III			Grès éolien						
Würm I	Styrrh. =Tyrrh. II	0/+5/+10 m		Grès éolien		Santa Maria Cimetière ?				
Riss III			-130 m ?	Grès éolien						
Riss II		-1/+1 m	-140 m				T4			
Riss I	Paléotyrrh. =Tyrrh. I Millaziens	+20 m			"Ferreto"	Monte di Campo Thermes				
Mindel			-140 ? m				T5			
Gunz		+65 m								
Donau			-150/-157 ? m							
Biber							T6 T7 T8			
Pliocène		(+20 ?) Etang de Pilo			2,5YR Rouge 10 R					

Tableau 4.1.1.1.

6) Dans les dernières colonnes de notre tableau synthétique, nous renseignons l'extension admise pour les deux espèces de mammifères dont nous avons découvert des restes, et quelques données relatives à l'occupation de la Sardaigne par l'homme.

Dans les dépôts éoliens du Würm, nous avons récolté des restes de cervidé attribués à *Nésoleipoceros cazioti* et des ossements d'une sorte de rongeur aujourd'hui disparu : *Prolagus sardus*. Ces déterminations sont dues à notre collègue J.M. CORDY.

Quant à l'occupation de la Sardaigne par l'homme, nous avons été frappé par l'abondance des restes de repas et autres témoins de l'époque néolithique. Ces nombreux artefacts nous ont permis de dater un sol masqué sous des apports éoliens.

La découverte de restes de repas probables dans un paléosol attribué au WII-WIII nous fait envisager la présence de l'homme sur l'île dès le Paléolithique supérieur. Cette hypothèse devra cependant être confirmée.

Nous ne pouvons cacher que notre tableau du Quaternaire de la Sardaigne septentrionale présente des lacunes.

Il y manque notamment des datations absolues qui seraient surtout les bienvenues pour nos observations sous-marines. N'ayant récolté aucune donnée directe à ce sujet, nous avons préféré ne pas aborder ce problème.

Disons enfin que si, au cours de cette recherche, nous avons tenté de mieux connaître le Quaternaire du nord de la Sardaigne, nous avons aussi, par la même occasion, découvert une île attachante et même envoûtante et surtout un peuple pratiquant l'hospitalité d'une façon vraiment remarquable :

"Ad s'istranzu non l'abbaiddes sa bertula"
(proverbe sarde / G. SPANO, 1852).

B I B L I O G R A P H I E

- ALEXANDERSSON, T., 1972. - Mediterranean beachrock cementation : marine precipitation of Mg - calcite. in : The Mediterranean Sea, 203-223.
- ALOISI, J.C., MONACO, A., THOMMERET, J. et THOMMERET, Y., 1975. - Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 17, 13-22.
- ANNOSCIA, E. et FIERRO, G., 1973. - Bryozan ecology in relation to sediment texture in the "Golfo dell'Asinara" (Sardinia, Italy). in : Living and fossil Bryozoa. Recent advances in research. Academic Press, London, 53-64.
- ARMARI, G., 1974. - Carte geologica d'Italia.
Foglio 167.168 Isola Rossa - La Maddalena (1/100.000°).
Servizio geologico d'Italia e Regione autonoma della Sardegna.
- BAGGIONI, M., 1975. - Les côtes du Cilento (Italie du sud).
Morphogenèse littorale actuelle et héritée. Méditerranée, (2), 22, 35-52.
- BARBAZA, Y., 1970. - Morphologie des secteurs rocheux du littoral catalan septentrional. Mémoires et Documents (n^{elle} série), 11, 152 p.
- BARCA, S. et PALMERINI, V., 1973. - Indagine sedimentologica e significato paleoclimatico delle facies clastiche alla base dei "Tacchi". R.S.F.S.U. Cagliari, 43, 28 p.

- BARCA, S. et PALMERINI, V., 1973. - Contributo alla conoscenza degli ambienti di sedimentazione relativi alla "formazione del Cixerri" (Sardegna sud-occidentale). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 12, 13-50.
- BAZILE, F., 1974. - Nouvelles données sur l'âge des cordons littoraux récents du golfe d'Aigues-Mortes. Bull. Soc. Languedocienne de Géographie, (3), 8, 199-206.
- BELLAICHE, G., 1972. - Les dépôts quaternaires immergés du golfe de Fréjus (Var) France. in : The Mediterranean Sea, 171-176.
- BELLAN, G., MOLINIER, R. et PICARD, J., 1961. - Distribution et particularités des peuplements benthiques de l'étage circalittoral des parages de Bonifacio (Corse). Rapp. et P.V. C.I.E. S.M.M., 16, 523-528.
- BERTHOIS, L., 1951. - Façonnement et granulométrie des galets du Delec près de Brest. Rev. Géom. Dyn., 2, 259-275.
- BIROT, P., 1949. - Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. Centro de estudos geograficos, Lisbonne, 176 p.
- BIROT, P. et JEREMINE, E., 1950. - Recherches sur le comportement de l'érosion différentielle dans les roches granitiques de Corse. Compte Rendu du XVI^e Congrès International de Géographie, Lisbonne, 1949, 243-253.
- BLANC, A.C., 1936. - Giacimento sottomarino a "Cyprina islandica L." nel golfo di Terranova Pausania. Rend. Acc. Linc., (6a), 22, 695-698.
- BLANC, A.C., 1938. - Spiaggia fossile tirreniana presso Porto Torres. Atti Soc. Toscana di Sc. Nat. P.V., 47, 40-45.
- BLANC, A.C., 1955. - Notizie preliminari sull'attività scientifica dell'Istituto Italiano di Paleontologia Umana nel 1955. Quaternaria, 2, 310-311.

- BLANC, A.C., 1962. - Sur le Pléistocène marin des côtes tyrrhéniennes et ioniennes et les cultures paléolithiques associées. Quaternaria, 6, 371-389.
- BLANC-VERNET, L., 1972. - Données micropaléontologiques et paléoclimatiques d'après des sédiments profonds de Méditerranée. in : The Mediterranean Sea, 115-127.
- BLANC-VERNET, L., 1974. - Microfaune de quelques dragages et carotages effectués devant les côtes de Tunisie (golfe de Gabès) et de Lybie (Tripolitaine). Géologie Méditerranéenne, 1, 9-26.
- BONIFAY, E., 1962. - Les terrains quaternaires du sud-est de la France. Travaux de l'Inst. Préhistoire Université de Bordeaux, 2, 194 p.
- BONIFAY, E., 1962. - Quaternaire et préhistoire des régions méditerranéennes françaises. Quaternaria, 6, 343-370.
- BONIFAY, E., 1969. - Le Quaternaire littoral et sous-marin des côtes françaises de la Méditerranée. in : Etudes françaises sur le Quaternaire. Suppl. Bull. A.F.E.Q., 43-55.
- BONIFAY, E., 1973. - Données géologiques sur la transgression versilienne le long des côtes françaises de la Méditerranée. in : Le Quaternaire. Géodynamique, Stratigraphie et Environnement. Suppl. Bull. A.F.E.Q., 137-142.
- BONIFAY, E., 1975. - L'"Ere quaternaire" : définition, limites et subdivisions sur la base de la chronologie méditerranéenne. B.S.G.F., (7), 17, 380-393.
- BONIFAY, E., COURTIN, J. et THOMMERET, J., 1971. - Datation des derniers stades de la transgression versilienne dans la région de Marseille. C.R. Acad. Sc. Paris, (D), 273, 2042-2044.

- BOURCART, J., 1958. - Problèmes de géologie sous-marine.
Masson, Paris, 123 p.
- BRANDIS, P., DETTORI, B. et PIETRACAPRINA, A., 1967. - Studio geoidrologico della Sardegna settentrionale. Memoria n° 1.
Studi Ssassaresi, (33), 15, 103 p.
- BROTZU, P., MORBIDELLI, L., NICOLETTI, M., PETRUCCIANI, C. et TRAVERSA, G., 1975. - Vulcanismo miocenico in Gallura (Sardegna sett.). Datazioni K/Ar. Rend. Soc. Ital. Min. Petrol., 31, 409-414.
- BUTZER, K.W., 1966. - Mediterranean area : quaternary history.
in : The Encyclopedia of Oceanography, New-York, 485-490.
- CAILLEUX, A., 1948. - Lithologie des dépôts émergés actuels de l'embouchure du Var au Cap d'Antibes. Bull. de l'Inst. Océan. de Monaco, 940, 1-11.
- CAILLEUX, A. et TRICART, J., 1959. - L'étude des sables et des galets. C.D.U., Paris, 1, 2 et 3, 765 p.
- CALVINO, F. et DIENI, E., 1973. - Il problema dell'Archeozoico in altre parti d'Italia : Sardegna. in : Geologia dell'Italia, U.T.E.T., 66-67.
- CANO, M. et STOCCHINO, C., 1966. - Sulla circolazione delle correnti nel golfo dell'Asinara e nelle Bocche di Bonifacio. Atti Ass. Geofis. Ital., 523-536.
- CAPEDER, G., 1906. - Sulla esistenza di antiche linee di spiaggia sulle rocce mioceniche dell'interno della Sardegna settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 25, 803-824.
- CASTALDI, F., 1940. - Osservazioni morfologiche sulla costa settentrionale della Sardegna (Porto Torres). Boll. Soc. Naturaliste, 51, 65-80.
- CHERCHI, A., 1973. - Appunti biostratigrafici sul Pliocene in Sardegna. Boll. Soc. Geol. It., 92, 891-902.

- CHERCHI, A., MAXIA, C. et ULZEGA, A., 1973. - Evoluzione paleogeografica del Terziario della Sardegna. in : Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale. R.S.F.S.U. Cagliari, Suppl. 12, 73-89.
- CHOURBERT, G., 1962. - Reflexion sur les parallélismes probables des formations quaternaires atlantiques du Maroc avec celles de la Méditerranée. Quaternaria, 6, 137-175.
- CIAMPI, A., 1922. - I giacimenti ramiferi di Calabona presso Alghero. Boll. Soc. Geol. It., 41, 352-355.
- COCOZZA, T., 1966. - Contributo allo studio dei depositi ciottolosi dell'Isola di San Pietro. Mem. Soc. Geol. It., 5, 165-188.
- COCOZZA, T., 1972. - Schema stratigrafico-strutturale della Sardegna. Istituto di Geologia dell'Università di Cagliari, 110, (1/500.000°).
- COCOZZA, T., JACOBACCI, A., NARDI, R. et SALVATORI, I., 1974. - Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna. Mem. Soc. Geol. It., 13, 85-186.
- COLLOMB, E., 1853. - Notice sur un voyage géologique en Corse, en Sardaigne, en Italie et en Sicile. B.S.G.F., (2a), 11, 69-70.
- COMASCHI-CARIA, I., 1950. - Osservazioni paleontologico-stratigrafiche sul Miocene e sul Quaternario marino della zona di Pittinuri a nord del golfo di Oristano. R.S.F.S.U. Cagliari, 20, 324-340.
- COMASCHI-CARIA, I., 1952. - Fossili tirreniani di Su Tippi (Bosa). R.S.F.S.U. Cagliari, 22, 107-108.
- COMASCHI-CARIA, I., 1954. - Nuovi lembi di Quaternario in Sardegna. R.S.F.S.U. Cagliari, 24, 205-216.

- COMASCHI-CARIA, I., 1955. - Resti di cervidi nel Quaternario di Porto Vesme. Riv. It. Paleont. Stratigr., 61, 17-26.
- COMASCHI-CARIA, I., 1955. - Il Miocene di Capo Testa nella Sardegna settentrionale. Ass. min. sarda, 59, 5-10.
- COMASCHI-CARIA, I., 1968. - Fossili marini e continentali del Quaternario della Sardegna. Atti del X Congresso Internazionale di Studi Sardi, Cagliari, 140-229.
- COMASCHI-CARIA, I. et PASTORE, R., 1959. - Fauna del Tirreniano di Margine Rosso (Quartu S. Elena) e di Calamosca (Cagliari). R.S.F.S.U. Cagliari, 29, 85-94.
- CONCHON, O., 1966. - Les formations fluviatiles quaternaires en Corse orientale. c.r. S.G.F., 1, 25-27.
- CONCHON, O., 1969. - Formations fluviatiles des moyennes vallées corses. Formations glaciaires et fluvio-glaciaires en montagne. Livret-guide excursion C 17, Corse, VIIIe Congr. INQUA, 17-20 et 64-72.
- CONCHON, O., 1970. - Géologie du Quaternaire. Précisions sur la chronologie des formations fluviatiles de Corse orientale. C.R. Acad. Sci., 270, 283-286.
- CONCHON, O., 1972. - Observations sur les terrasses fluviatiles de Corse orientale. Leur caractérisation, leur sédimentologie, leurs déformations. Bull. BRGM, (2), 1, 5-13.
- CONCHON, O., 1972. - Caractères généraux et chronologie relative des alluvions fluviatiles rubéfiées de quelques vallées de Corse orientale. Bull. AFEQ, 3, 171-184.
- CONCHON, O., 1973. - Alluvions fluviatiles quaternaires rubéfiées en Corse orientale : leur extension. Bull. Soc. Sc. hist. et nat. Corse, 606, 41-48.

- CONCHON, O., 1973. - Données radiochronologiques sur le Quaternaire récent de Corse, et considérations sur la néotectonique. C.R. Acad. Sci., Paris, 276, 1957-1960.
- CONCHON, O., 1975. - Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse de Doctorat, Université de Paris VI, 2 volumes, 514 p. et 243 p.
- CORDY, J.M., 1972. - Description du cervidé de Maritza. A.S.G.B., 95, 435-449.
- CORTEMIGLIA, G.C. et TERRANOVA, R., 1974. - Aspetti geomorfologici, idrologici ed oceanografici del golfo di Rapallo. Atti Soc. It. Sc. Nat., 115, 285-384.
- COTTECHIA, V., DAI PRA, G. et MAGRI, G., 1969. - Oscillazioni tirreniane e oloceniche del livello del mare nel golfo di Taranto, corredate da datazioni col metodo del radiocarbonio. Geologia applicata e idrogeologia, 4, 93-148.
- CURRAY, J.R., 1960. - Sediments and history of Holocene transgression : continental shelf and northwest gulf of Mexico. Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico. ^mAnn. Assoc. Petr. Geol., 221-256.
- CURRAY, J.R., 1961. - Late Quaternary Sea Level : a discussion. Geological Society of America Bulletin, 72, 1707-1712.
- DAL CIN, R., 1967. - Le Ghiaie del Piave : morfometria, granulometria, disposizione e natura dei ciottoli. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat., 16, 121-296.
- DAL CIN, R., 1968. - Climatic significance of roundness and percentage of quartz in conglomerates. Journ. Sed. Petrol., 38, 1094-1099.
- DE LA MARMORA, A., 1857. - Voyage en Sardaigne, troisième partie. Description géologique et paléontologique. Torino, Bocca impr. Royale, 2 volumes : XX - 707 et 781 et 1 atlas de 19 planches.

- DE LUMLEY, H., MISKOVSKY, J.Cl. et RENAULT-MISKOVSKY, J., 1973. - Dépôts du Riss et du Riss-Würm dans le Midi Méditerranéen. in : Le Quaternaire. Géodynamique, Stratigraphie et Environnement. Suppl. n°36 Bull. A.F.E.Q., 62-67.
- DERIU, M., 1973. - Vulcanismo : Permiano : Sardegna. in : Geologia dell'Italia, U.T.E.T., 808-809.
- DERIU, M., 1973. - Vulcanismo : Pliocene-Pleistocene : Sardegna. in : Geologia dell'Italia, U.T.E.T., 839-844.
- DESIO, A., 1973. - Geologia dell'Italia. U.T.E.T., Torino, 1081 p.
- DETTORI, B., 1972. - Studio geo-idrologico della Sardegna settentrionale. Mem. n° 4 : I bacini ad ovest e ad est del rio Mannu di Porto Torrès. Studi Sassaesi, (3), 20, 39 p.
- DIENI, I. et MASSARI, F., 1966. - Il Neogene e il Quaternario dei dintorni di Orosei. Mem. Soc. It. Sc. Nat., 15, 89-142.
- DI NAPOLI ALLIATA, E., 1968. - Quaternario del golfo di Cagliari : studio di carote prelevate della piattaforma continentale. Quaternaria, 10, 83-93.
- DI NAPOLI ALLIATA, E. et RUSCELLI ORNESI, M., 1970. - Studio di carote prelevate nel golfo dell'Asinara. Sardegna settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 89, 181-208.
- DI NAPOLI ALLIATA, E., STEFANINI, S. et FIORAMONTI, G., 1970. - Etude de quelques carottes du plateau et du talus continental de la Sardaigne méridionale. Boll. Soc. Geol. It., 89, 209-232.
- DIONNE, J.C., 1972. - Etude morphométrique de galets des formations quaternaires de la région de Rivière du Loup / Trois - Pistoles, Québec. Rev. Géogr. Montr., 27, 139-156.

- DORN, P., 1940. - Das Quartärprofil von Porto Torrès in Nordssardien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., 92, 364-373.
- ESCALON DE FONTON, M., 1969. - Les séquences sédimento-climatiques du Midi méditerranéen du Würm à l'Holocène. Bull. Musée d'Anthrop. Préhist. Monaco, 14, 125-185.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1961. - Eustatic changes in sea level. Physics and chemistry of the Earth, 4, 99-185.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1966. - The encyclopedia of oceanography. Reinhold Publishing Corporation, New-York, 1021 p.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1973. - Friends of the Mediterranean Quaternary visit type sections. Geotimes, 18, 24-26.
- FANUCCI, F., FIERRO, G., OZER, A. et PICCAZZO, M., 1974. - Ritrovamento di una "Beach-Rock" a 70 metri di profondità nelle Bocche di Bonifacio. Studi Ssassaresi, (3), 22, 12 p.
- FANUCCI, F., FIERRO, G., REHAULT, J.-P. et TERRANOVA, R., 1974. - Le plateau continental de la mer Ligure de Portofino à La Spezia : Etude structurale et évolution plioquaternaire. C.R. Acad. Sc. Paris, 274, 1151-1154.
- FANUCCI, F., FIERRO, G. et REHAULT, J.-P., 1976. - Evoluzione Quaternaria della Piattaforma Continentale Ligure. Mém. Soc. Géol. It., (sous presse).
- FAURE, H. et ELOUARD, P., 1967. - Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. C.R. Acad. Sc. Paris, 265, 784-787.
- FEDERICI, P.R., 1972. - Datation absolue de dépôts à "A. islandica" de la mer ligurienne et reflets sur les mouvements tectoniques actuels. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., (2), 14, 153-158.

- FEDERICI, P.R. et SCALA, F., 1969. - Deposito quaternario con "A. islandica" sulla piattaforma continentale del Mar Ligure e considerazioni sull'età delle fasi tettoniche tardive dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 88, 527-535.
- FERUGLIO, E., 1924. - Sulla morfologia del Campidano di Cagliari. Boll. Soc. Geol. It., 43, 205-208.
- FIERRO, G., 1965. - Observations morphologiques et sédimentologiques sur les Bouches de Bonifacio et le Golfe de l'Asinara. Cahiers Océanographiques, 17, 565-571.
- FIERRO, G., 1969. - Répartition des sédiments dans la région des Bouches de Bonifacio. Rapp. et P.V. C.I.E.S.M.M., 19, 645-647.
- FIERRO, G., 1970. - I minerali pesanti nei sedimenti marini del Golfo dell'Asinara e delle Bocche di Bonifacio. Atti Soc. It. Sc. Nat., 110, 155-197.
- FIERRO, G. et OZER, A., 1974. - Relations entre les dépôts éoliens quaternaires et les sédiments marins du golfe de l'Asinara et des Bouches de Bonifacio. Mem. Ist. It. Pal., 2, 9 p.
- FIERRO, G., MOROZZO DELLA ROCCA, A. et PIACENTINO, G.B., 1974. - Analisi vettoriale dei minerali pesanti dei sedimenti di piattaforme continentale e scarpata (Sardegna orientale e meridionale). Studi Sassaesi, (3), 23, 32 p.
- FIERRO, G., PIACENTINO, G.B. et TUCCI, S., 1974. - Caratteri morfologici e litogenetici di una "Beach-rock" della Liguria occidentale. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., (A), 81, 89-102.
- FLEMMING, N.C., 1972. - Relative chronology of submerged pleistocene marine erosion features in the Western Mediterranean. The Journal of Geology, 80, 633-662.

- FOLK, R.L. et WARD, W.C., 1957. - Brazos River Bar : a study in the significance of grain size parameters. Journ. Sed. Petrol., 27, 3-26.
- FONTANA-ZANCO, F., 1933. - Nuove osservazioni sul piano Tirrenico nei dintorni di Cagliari. R.S.F.S.U. Cagliari, 3, 116-126.
- FONTES, J.C. et PERTHUISOT, J.P., 1971. - Faciès minéralogiques et isotopiques des carbonates de la Sebka el Melah (Zarzis, Tunisie) : Les variations du niveau de la Méditerranée orientale depuis 40.000 ans. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 13, 299-314.
- FOSSA MANCINI, E., 1924. - Il terziario nei dintorni di Orsoi. Rend. Acc. Linc., (5a), 33, 177-182.
- FRANCHI, S., 1910. - Appunti sulle ricognizioni geologiche eseguite nel nord della Sardegna nel maggio 1908. Boll. com. geol. d'It., 41, 229-261.
- FRIEDMAN, G.M., 1967. - Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sounds. Journ. Sed. Petrol., 37, 327-354.
- GABIN, R., 1970. - Etude des structures géologiques sous-marines de la mer nord-tyrrhénienne et du Canal de Corse. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université de Paris, 88 p.
- GABIN, R., 1972. - Résultats d'une étude de sismique réflexion dans le Canal de Corse, et de sondeur de vase dans le Bassin Toscan. Marine Geology, 13, 267-286.
- GANDIN, A., 1970. - Dati preliminari sulle microfaune di tre sondaggi nel golfo di Cagliari. Boll. Soc. Geol. It., 89, 507-512.

- GENNESSEAUX, M., 1972. - La structure du plateau occidental des Bouches de Bonifacio. C.R. Acad. Sc. Paris, 275, 2295-2297.
- GENNESSEAUX, M., AUZENDE, J.M., OLIVET, J.L. et BAYER, R., 1974. - Les orientations structurales et magnétiques sous-marines au sud de la Corse et la dérive corso-sarde. C.R. Acad. Sc. Paris, 278, 2003-2006.
- GENNESSEAUX, M., GLACON, G., REHAULT, J.P. et FIERRO, G., 1975. - Les affleurements sédimentaires néogènes dans la vallée sous-marine d'Asinara (Sardaigne septentrionale). 3ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Montpellier 23-25 avril 1975.
- GENNESSEAUX, M. et REHAULT, J.P., 1975. - La Marge Continentale Corse. B.S.G.F., (7), 17, 505-518.
- GENNESSEAUX, M. et THOMMERET, Y., 1968. - Datation par le radio-carbone de quelques sédiments sous-marins de la région niçoise. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 10, 375-382.
- GIGNOUX, M., 1913. - Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicile. Ann. Univ. de Lyon, 1, 1-693.
- GIGOUT, M., 1962. - Sur le Tyrrhénien de la Méditerranée occidentale. Quaternaria, 6, 209-228.
- GLANGEAUD, L., SCHLICH, R., PAUTOT, G., BELLAICHE, G., PATRIAT, P. et RONFARD, M., 1965. - Morphologie, tectonophysique et évolution géodynamique de la bordure sous-marine des Maures et de l'Esterel. Relations avec les régions voisines. B.S.G.F., (7), 7, 998-1009.
- GORTANI, M., 1922. - Dintorni di Cagliari. Boll. Soc. Geol. It., 41, 312.

- GORTANI, M., 1928. - Relazione sui terrazzi fluviali e marini d'Italia. Rapport de la Commission des Terrasses Pliocènes et Pléistocènes. U.G.I., 2, 27-41.
- GRELOU-ORSINI, C., 1966. - Problèmes de chronologie du Quaternaire continental en Corse. Congrès Préhist. Fr. Ajaccio, 90-94.
- GUILCHER, A., 1954. - Morphologie littorale et sous-marine. P.U.F., Paris, 216 p.
- GUILCHER, A., 1969. - Pleistocene and holocene sea level changes. Earth Science Review, 5, 69-97.
- GUILCHER, A., 1974. - Les "rasas". Un problème de morphologie littorale générale. Annales de Géographie, 83, 1-33.
- GUIRAUD, R., 1970. - Réflexions sur le Quaternaire continental de la plaine orientale corse. Méditerranée, 4, 363-369.
- ISSEL, A., 1914. - Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal prof. D. LOVISATO. Rend. Acc. Linc., (5a), 23, 759-770.
- JUVIGNE, E., 1976. - Contribution à la connaissance de la stratigraphie du Quaternaire par l'étude des minéraux denses transparents de l'Eifel au Massif Central français et plus particulièrement en Belgique. Thèse de Doctorat, Université de Liège, 2 vol., (inédit), 232 p. et 82 f.
- LALOU, C., DUPLESSY, J.C. et NGUYEN, H.V., 1971. - Données géochronologiques actuelles sur les niveaux des mers et la paléoclimatologie de l'interglaciaire Riss-Würm. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 13, 447-461.
- LECLAIRE, L., 1972. - Aspects of late Quaternary sedimentation on the Algerian Precontinent and in the adjacent Algiers - Balearic Basin. in : The Mediterranean Sea, 561-582.

L.I.G.U.S., 1952. - Problèmes géomorphologiques corses.

Rev. Géom. Dyn., 3, 157-199.

*Invité de p
avec 205/1*

L.I.G.U.S., 1958. - Méthode améliorée pour l'étude des sables.

Rev. Géom. Dyn., 9, 43-54.

LONGINELLI, A., CORTECCI, G. et FORNACA-RINALDI, G., 1972. -

Rinvenimento di una linea di spiaggia sepolta di eta würmiana al largo del litorale toscano. Boll. Soc. Geol. It., 91, 3-10.

MACAR, P., 1946. - Principes de Géomorphologie Normale.

Vaillant-Carmane, Liège, 304 p.

MACCIONI, L., 1968. - Osservazioni geo-petrografiche sul Quaternario

di Capo Testa. in : Atti del X Congresso internazionale di Studi sardi, 247-266.

MALATESTA, A., 1953. - Risultati del rilevamento del foglio 192

(Alghero). Note di stratigrafia quaternaria. Boll. Serv. Geol. It., 75, 369-396.

MALATESTA, A., 1954. - Fossili delle spiagge tirreniane.

Boll. Serv. Geol. It., 76, 7-30.

MARQUES, A. et JULIA, R., 1975. - Caracteristicas de los cuerpos

sedimentarios de las desembocaduras de los principales cursos fluviales, en la costa nororiental de Espana (desde el Llobregat al Pirineo). Comm. Paleocology of Early Man, INQUA, sous-gr. Tardiglac. et Holocène ouest Europe réun. Montpellier, 23.

MARS, P., 1958. - Les faunes malacologiques quaternaires "froides"

de Méditerranée. Le gisement du Cap Creus. Vie et Milieu, 9, 293-309.

MARS, P., MATHELY, J. et PARIS, J., 1957. - Remarques sur le gise-

ment quaternaire sous-marin du Cap Creus. C.R. Acad. Sc. Paris, 244, 1940-1942.

Ubelin p. ave
204.

- MAZZARELLI, G., 1915. - Banchi di corallo esplorati dalla R. Nave "Volta" nell'estate del 1913. Annali dell'Industria (sez. pesca), 3, IV - 173.
- MILLIMAN, J.D. et EMERY, K.O., 1968. - Sea levels during the past 35.000 years. Science, 162, 1121-1123.
- MILLIMAN, J.D., WEILER, Y. et STANLEY, D.J., 1972. - Morphology and Carbonate Sedimentation on Shallow Banks in the Alboran Sea. in : The Mediterranean Sea, 241-259.
- MONACO, A., 1973. - The Roussillon continental margin (Gulf of Lion) : Plio-Quaternary paleogeography interpretation. Sedimentary Geology, 10, 261-284.
- MONACO, A., THOMMERET, J. et THOMMERET, Y., 1972. - L'âge des dépôts quaternaires sur le plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). C.R. Acad. Sc. Paris, (D), 274, 2280-2283.
- MORETTI, A., 1950. - Risultati della campagna geologica compiuta in Sardegna nella primavera del 1950 (F. 180. Sassari). Boll. Serv. Geol. It., 72, 61-74.
- MORETTI, A., 1951. - Fenomeni d'erosione marina nei pressi di Porto Torrès. Riv. Geogr. It., 58, 181-197.
- MORETTI, A., 1953. - Sulle condizioni geognostiche della valle del Canale della Lavanderia presso Cala d'Oliva (Isola dell'Asinara). Boll. Serv. Geol. It., 75, 417-426.
- MORETTI, A., 1953. - Notizie sui primi risultati delle campagne geologiche nel 1953. Boll. Serv. Geol. It., 75, 749-755.
- MORETTI, A., 1954. - Relazione sui principali risultati conseguiti nelle campagne geologiche del 1954 (Porto Torrès et Isola Asinara). Boll. Serv. Geol. It., 76, 534-540.

- MARTELLI, G., 1953. - Osservazioni sui rilevamenti geologici.
Foglio 179 Porto Torrès. Boll. Serv. Geol. It., 75, 738-747.
- MASSARI, F. et DIENI, I., 1973. - La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu ed i suoi rapporti con i basalti di Orosei-Dorgali. Mem. Soc. Geol. It., 12, 377-410.
- MASSEPORT, J., 1960. - Le Diois, Les Baronnes et leur avant-pays rhodanien. Etude morphologique. Imprimerie Allier, Grenoble, 480 p.
- MAXIA, C., 1968. - Atti del X Congresso internazionale di Studi sardi (Simposio sul Quaternario della Sardegna).
Fossataro-Cagliari, 278 p.
- MAXIA, C., 1968. - Stato attuale delle conoscenze sui più antichi insediamenti dell'uomo nell'isola. in : Atti del X Congresso internazionale di Studi sardi, 233-243.
- MAXIA, C., 1970. - La civiltà nuragica alla luce delle scienze antropologiche. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 7, 1-37.
- MAXIA, C., COSSEDDU, G.G., FENU, A., LUCIA, G. et OZER, A., 1973. - Uomo ed ambiente della Preistoria della Sardegna settentrionale. R.S.F.S.U. Cagliari, Suppl. 43, 27-45.
- MAXIA, C., 1974. - Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale - Cagliari 23-27 juillet 1973. R.S.F.S.U. Cagliari, Suppl. 12, 383 p.
- MAXIA, C. et PECORINI, G., 1967. - La zona di Castel Sardo : la meno incompleta serie miocenica della Sardegna. Atti IV Convegno Neog. Medit., Bologna, Giorn. Geol., 35, 345-357.
- MAXIA, C. et PECORINI, G., 1968. - Il Quaternario della Sardegna. Atti del X Congresso internazionale di Studi sardi, 59-69.

- MORETTI, A., 1955. - Carta Geologica d'Italia : Isola Asinara.
Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della
Sardegna, F. 166 (1/100.000).
- MORETTI, A., 1959. - Carta Geologica d'Italia : Sassari.
Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della
Sardegna, F. 180 (1/100.000).
- MORETTI, A., 1961. - Carta Geologica d'Italia : Porto Torrès.
Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della
Sardegna, (1959), F. 179 (1/100.000).
- MORI, A., 1966. - Sardegna. Le Regioni d'Italia, U.T.E.T., 18,
676 p.
- MORNER, N.A., 1969. - Eustatic and climatic changes during the last
15.000 years. Geologie en Mijnbouw, 48, 389-399.
- NESTEROFF, W.D. et ROA-MORALES, P., 1957. - Recherches sur les
sédiments marins des Bouches de Bonifacio.
Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 1, 79-82.
- NEVESSKY, E.N., 1970. - Holocene history of the coastal shelf zone
of the USSR in relation with processes of sedimentation and
condition of concentration of useful minerals. Quaternaria,
12, 79-88.
- OOSTERBAAN, A., 1936. - Etude géologique et paléontologique de la
Nurra avec quelques notes sur le Permien et le Trias de la
Sardaigne méridionale. Thèse, Université d'Utrecht, 136 p.
- OPPES, S., 1973. - La geologia dell'entroterra del golfo di Alghero.
Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 12, 103-119.
- OTTMANN, F., 1958. - Les formations pliocènes et quaternaires sur
le littoral corse. Mémoires S.G.F., (n^{elle} série), 37, 178 p.

- OTTMANN, F., 1965. - Introduction à la géologie marine et littorale. Masson, Paris, 259 p.
- OTTMANN, F., 1969. - Livret-guide de l'excursion C₁₇ Corse. VIII^o Congrès INQUA, Paris, 110 p.
- OZER, A., 1972. - Le Quaternaire récent le long du golfe d'Asinara. R.S.F.S.U. Cagliari, 42, 11 p.
- OZER, A., 1972. - Position géologique du cervidé de Maritza. A.S.G.B., 95, 422-433.
- OZER, A., 1975. - Les niveaux marins quaternaires de la Sardaigne septentrionale. Congrès Ass. Fr. Av. Sc., (sous presse).
- OZER, A. et MACAR, P., 1968. - Le poudingue de Malmedy occupe-t-il un graben ? A.S.G.B., 91, 559-568.
- PALMERINI, V. et ULZEGA, A., 1969. - Sedimentologia e geomorfologia del settore costiero tra la foce del Rio Piscinas e Capo Pecora. R.S.F.S.U. Cagliari, 39, 38 p.
- PALMERINI, V. et ZUDDAS, P., 1972. - Ricerca geo-sedimentologica su alcuni sondaggi effettuati negli stagni di Molentargius et Quartu (Cagliari). R.S.F.S.U. Cagliari, 42, 25 p.
- PANIZZA, M., 1967. - Confronto granulometrico di depositi fluviali e marini della Sicilia. Atti della Accad. Giornata di Scienze Naturali in Catane, (6), 19, 268-288.
- PARFENOFF, A., POMEROL, C. et TOURENQ, J., 1970. - Les minéraux en grains, méthodes d'étude et détermination. Masson, Paris, 574 p.
- PAUTOT, G., 1972. - Histoire sédimentaire de la région au large de la Côte d'Azur. in : The Mediterranean Sea : A natural sedimentation laboratory, 583-613.

PECORINI, G., 1954. - Le dune fossili della Nurra di Alghero.
Rend. Acc. Linc., (8a), 16, 735-741.

PECORINI, G., 1963. - Contributo alla stratigrafica post-miocenica della Nurra di Alghero. R.S.F.S.U. Cagliari, 33, 11.

PECORINI, G., 1969. - Cenni geomorfologici sulla Nurra e sul Logudoro occidentale. Publication n° 73 de l'Institut de Géologie de l'Université de Cagliari, 22 p.

PECORINI, G., 1971. - Geologia. Litologia. Atlante della Sardegna, Cagliari, pl. 3 et 4, 6-11.

PECORINI, G., 1972. - La trasgressione pliocenica nel Capo San Marco. Boll. Soc. Geol. It., 91, 365-372.

PECORINI, G. et POMESANO-CERCHI, A., 1969. - Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 8, 421-451.

PELLETIER, J., 1952. - Les grandes pluies d'octobre 1951 en Sardaigne centrale et leurs effets morphologiques.
Rev. Géogr. Lyon, 27, 450-457.

PELLETIER, J., 1960. - Le relief de la Sardaigne.
Mém. et Docum. Inst. Et. Rhod. Univ. Lyon, 13, 484 p.

PENCK, A., 1907. - Les Alpes françaises à l'époque glaciaire.
Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 8, 111-257.

PIAMONTI FORTELEONI, G., 1973. - La bassa valle del Fiume Coghinias.
Nota I : Studio sulle sabbie del versanti orientale.
Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 12, 1-14.

PIETRACAPRINA, A., 1967. - L'alluvione di Sennori e Sorso del 18 settembre 1967. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 1, 45-48.

- PIETRACAPRINA, A., 1971. - Studio geo-idrologico relativo all' approvvigionamento idrico del complesso industriale S.I.R. di Porto Torrès (Sardegna). Boll. Soc. Geol. It., 90, 183-201.
- PILOT, M.D., 1973. - La tectonique récente dans la région d'Urbino-Vadina (Corse orientale). C.R. Som. S.G.F., 4, 121-123.
- PISSART, A., 1964. - Contribution à la connaissance des graviers liégeois. A.S.G.B., 87, 307-322.
- POMESANO-CHERCHI, A., 1971. - Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo "Oristano 1". Mem. Soc. Geol. It., 10, 1-16.
- PRACCHI, R. et TERROSU ASOLE, A., 1971. - Atlante della Sardegna. Fasc. 1. La Zettera, Cagliari, 79 p., 34 planches.
- RAYNAL, R., 1973. - Quelques vues d'ensemble à propos du périglaciaire pléistocène des régions riveraines de la Méditerranée occidentale. Biuletyn Peryglacjalny, 22, 249-256.
- RAYNAL, R. et TRICART, J., 1963. - Comparaisons des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc. B.S.G.F., (7), 5, 587-596.
- RUGIU, G., 1935. - Il campo di Coghinas ed il suo popolamento. Atti XII Congr. geogr. it. Sardegna 1934, 347-357.
- SCACCINI-CICATELLI, M., 1960. - Sur les caractères hydrodynamiques et bathymétriques du golfe d'Asinara. Rapp. et P.V. C.I.E.S. M.M., 15, 265-269.
- SCHEU, E., 1922. - Sardinien Landeskundliche Studien Beiträg. Mitteil. der Gesell. für Erdkunde Zu Leipzig 1919-1922, 32-102.
- SEGRE, A.G., 1951. - Molluschi del Tirreniano di Porto Torrès e di Golfo Aranci. Boll. Serv. Geol. It., 73, 267-292.

- SEGRE, A.G., 1954. - Il Tirreniano del Golfo di Terranova Pausania (Olbia) e la sua fauna malacologica. Boll. Serv. Geol. It., 76, 43-84.
- SEGRE, A.G., 1964. - Bibliografia geologica d'Italia. Vol. 15. Sardegna. C.N.R., Napoli, 387 p.
- SEGRE, A.G., 1969. - Linee di riva sommerse e morfologia della piattaforma continentale italiana relative alla trasgressione marina versiliana. Quaternaria, 11, 141-154.
- SELLI, R., 1973. - Pleistocene marino suddivisioni stratigrafiche. in : Geologia dell'Italia (1968), U.T.E.T., 678-680.
- SERET, G., 1967. - Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. Soc. Royale Belge de Géographie, 90, 155-577.
- SERRA, A., 1971. - Venti al Suolo. Atlante della Sardegna, Cagliari, planche 17, 39-41.
- SHEPARD, F.P., 1963. - Thirty-five thousand years of sea level. in : Essays in Marine Geology, Univ. S. Calif. Press. Los Angeles.
- SHACKLETON, N.J. et OPDYKE, N.D., 1973. - Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238 : Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10^5 year and 10^6 year Scale. Quaternary Research, 3, 39-55.
- SOLE SABARIS, L., 1962. - Le Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Péninsule Ibérique. Quaternaria, 6, 309-342.
- SOTGIA-ROVELLI, T., 1922. - Appunti geologico-minerari sulla regione della Nurra. Boll. Soc. Geol. It., 41, 356-361.

- SPANO, B. et PINNA, M., 1956. - Le spiagge della Sardegna. C.N.R., Centro di studi per geogr. fisica : ricerche sulle variazioni delle spiagge italiane. Faenza, 7, 251 p.
- STANLEY, D.J., 1972. - The Mediterranean Sea : a natural sedimentation laboratory. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa, USA, 765 p.
- TARAMELLI, T., 1906. - Alcune osservazioni geoidrologiche sui dintorni di Alghero. Rend. Ist. Lombardo Sc. Lett., (2a), 39, 423-434.
- TARICCO, M., 1935. - L'Isola di San Pietro. Atti XII Congr. Geogr. It. Sardegna 1934, 265-273.
- TEICHMULLER, R., 1931. - Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Pt. I. : Alte und Junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien. Abhandl. Gesell. Wiss. Zu Göttingen, Math. Phis., (3a), 3, 857-950.
- TERS, M., 1973. - Les variations du niveau marin depuis 10.000 ans, le long du littoral atlantique français. Le Quaternaire. Géodynamique, Stratigraphie et Environnement, Suppl. Bull. A.F.E.Q., 36, 114-135.
- TILIA-ZUCCARI, A., 1969. - Relazione stratigrafica sul pozzo "Oristano 2". Boll. Soc. Geol. It., 88, 183-215.
- TRAVERSA, G., 1966. - Studio geopetrografico del complesso vulcanico permiano della Gallura. Periodico di Mineralogia, 35, 503-601.
- TREVISAN, L., 1950. - Genèse des terrasses fluviatiles en relation avec les cycles climatiques. Compte Rendu du XVI^e Congrès International de Géographie, Lisbonne, 1949, 511-528.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A., 1953. - Détermination du centile en granulométrie. B.S.G.F., (6), 3, 747-759.

VARDABASSO, Sa., 1957. - Aspetti fisici delle coste della Gallura.
R.S.F.S.U. Cagliari, 27, 237-268.

VARDABASSO, Sa., 1960. - Contributi alla geografia fisica della
Sardegna. R.S.F.S.U. Cagliari, Suppl. à vol. 30, 75 p.

VARDABASSO, Sa., 1960. - Contributo alla climatologia della Nurra.
Riv. Geogr. It., 67, 416-436.

VARDABASSO, S., 1942. - Vulcanismo permico e vulcanismo oligocenico
in Gallura. R.S.F.S.U. Cagliari, 12, 123-124.

VARDABASSO, S., 1949. - Carta geologica della Sardegna 1/750.000°.
Roma. Soc. Elettrica Sarda tip. del Senato.

VARDABASSO, S., 1956. - Il Quaternario della Sardegna. Actes IV
Congr. Internat. Quaternaire Rome-Pise 1953, 2, 995-1018.

VITA-FINZI, C., 1969. - The Mediterranean Valleys. Geological chan-
ges in Historical Times. Cambridge University Press,
Cambridge, 140 p.

ZENKOVITCH, V.P., 1967. - Processes of Coastal Development.
Oliver and Boyd, London, 738 p.

Principales abréviations utilisées

- A.S.G.B. Annales de la Société Géologique de Belgique.
- Atti (Mem.) Soc. It. Sc. Nat. Atti (Memorie) della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.
- B.S.G.F. Bulletin de la Société Géologique de France.
- Boll. Serv. Geol. It. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia.
- Boll. Soc. Geol. It. Bollettino della Società Geologica italiana.
- Boll. Soc. Sarda Sc. Nat. Bollettino della Società Sarda di Scienze Naturali.
- Bull. A.F.E.Q. Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire.
- C.R.Ac.Sc. Paris Comptes rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences de Paris.
- Journ. Sed. Petrol. Journal of Sedimentary Petrology.
- R.S.F.S.U. Cagliari Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze della Università di Cagliari.
- Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique.
- Rev. Géom. Dyn. Revue de Géomorphologie Dynamique.

III^{ème} partie

LES TERRASSES FLUVIALES

Introduction	1
<u>Chapitre I</u>	
- <u>Les terrasses du Coghinas moyen</u>	3
I. Les formations conglomératiques pré-volcaniques	5
II. Les formations post-volcaniques	7
III. Les terrasses quaternaires	8
<u>Chapitre II</u>	
- <u>Les terrasses du Bas-Coghinas</u>	42
I. Les études préliminaires	43
II. Les terrasses	45
III. Synthèse des terrasses du Bas-Coghinas	60
IV. Le passage du Coghinas par la vallée du Cuggiani	64
<u>Chapitre III</u>	
- <u>Essai de raccords entre les terrasses du Coghinas interne et le littoral</u>	66
I. Les terrasses du Coghinas interne	66
II. Le Coghinas côtier	74
<u>Chapitre IV</u>	
- <u>Les formations alluviales de la Gallura occidentale</u>	78
I. Introduction	78
II. Les affleurements	83
III. Caractéristiques du cailloutis et conséquences paléogéographiques	105
IV. Conclusions	122

Chapitre V

- <u>Les autres formations caillouteuses fluviatiles de Gallura occidentale</u>	123
A. Les terrasses du Rio Vignola	123
B. Les autres formations fluviatiles	130
1) Riu de li Saldi	130
2) Riu Sperandeu	131
3) Riu della Faa	134
4) Dépôt fluviatile de San Giuseppe di Cugurezza	134

Chapitre VI

- <u>Les alluvionnements de la Nurra septentrionale</u>	137
Conclusions	151
Le relief de la Nurra nord-orientale	157

Chapitre VII

- <u>Les apports fluviatiles du Sassarese et de l'Anglona septentrional</u>	159
A. Les cailloutis de quartz du Turritano	159
B. Les cours d'eau de l'Anglona et du Sassarese	167
Conclusions	179

IV^{ème} partie

CONCLUSIONS GENERALES

Conclusions générales	185
Bibliographie	191
Table des matières	215

N.B. - La page 136 n'existe pas.

TABLE DES MATIERES GENERALE

Ier volume

Remerciements	p. 2
Avant-propos	p. 6
Introduction	p. 10

1ère partie

Introduction	p. 41
Chapitre I : le littoral de l'Anglona	p. 42
Chapitre II : la dépression du Bas-Coghinas	p. 94
Chapitre III : les côtes de Gallura	p. 134
Chapitre IV : le littoral du Sassarese	p. 198
Chapitre V : la Nurra septentrionale	p. 231
Chapitre VI : l'Asinara	p. 253
Chapitre VII : Conclusions	p. 257

2ème volume

2ème partie

I. Introduction	p. 1
II. Historique	p. 4
III. Les profils sismiques	p. 7
IV. Les dragages	p. 82
V. Carottage	p. 99
VI. Relevé sous-marin	p. 102
VII. Conclusion	p. 103
VIII. Corrélation avec les autres secteurs de la Méditerranée occidentale	p. 105
IX. Comparaison avec les données mondiales	p. 119

3ème volume

3ème partie

Introduction	1
Chapitre I : les terrasses du Coghinas interne	3
Chapitre II : les terrasses du Bas-Coghinas	42
Chapitre III : essai de raccords entre les terrasses du Coghinas interne et le littoral. Proposition de chronologie	66
Chapitre IV : les formations alluviales de la Gallura occidentale	78
Chapitre V : les autres formations caillouteuses fluviatiles de Gallura occidentale	123
Chapitre VI : les alluvionnements de la Nurra septentrionale	137
Chapitre VII : les apports fluviatiles du Sassarese et de l'Anglona septentrional	159

4ème partie

Conclusions générales	185
Bibliographie	191

DEPRESSION DE LA GALLURA OCCIDENTALE

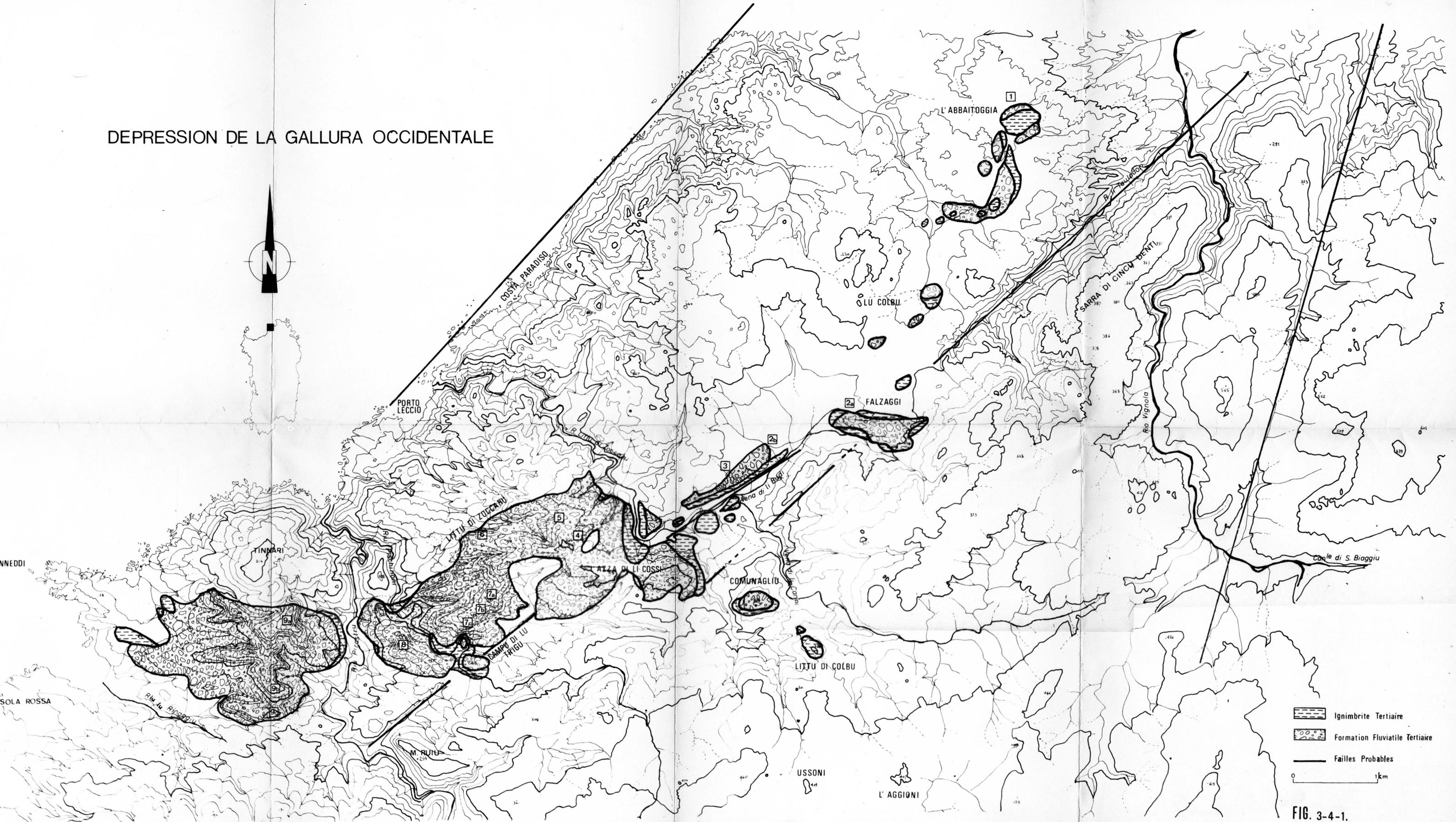
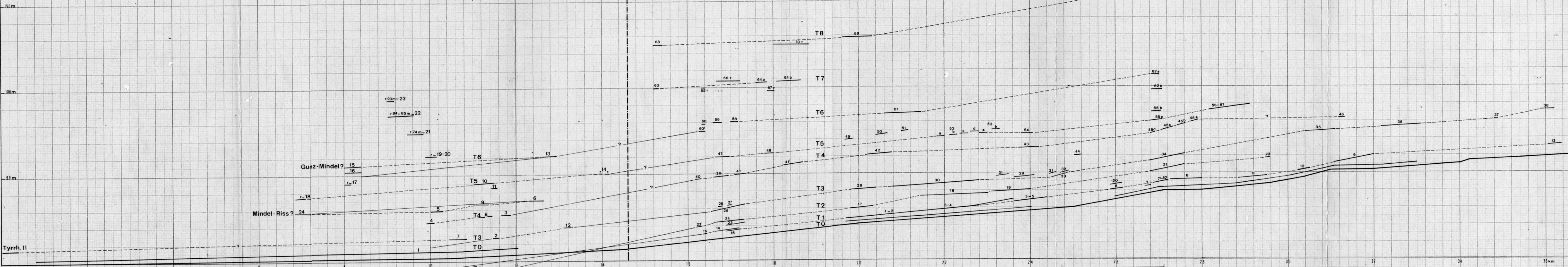


FIG. 3-4-1.

BAS COGHINAS

COGHINAS INTERNE



PROFILS LONGITUDINAUX DES TERRASSES DU COGHINAS