

NOTE SUR L'ORIGINE ET L'ÉVOLUTION RÉCENTE DES PLAINES CÔTIÈRES DE SINISCOLA-POSADA (SARDAIGNE)

Sergio Ginesu^{1*}, Francesco Secchi¹, Stefania Sias¹ et Alberto Marini²

(1) Dip. Scienze Botaniche, Ecologiche e Geologiche, Università degli Studi di Sassari, Via Piandanna 4, I-07100 Sassari

(2) Dip. Scienze della Terra, Università degli Studi di Cagliari, Via Trentino 51, I-09127 Cagliari

*Auteur correspondant. E-mail: ginesu@uniss.it

Résumé

Les plaines de Siniscola-Posada et de Iskra Ruja, situées au centre de la côte orientale de la Sardaigne, constituent un laboratoire naturel pour l'étude de l'évolution récente du littoral sarde et pour analyser le rôle joué par les conditions morpho-climatiques et par la néotectonique. En particulier, la plage d'Iskra Ruja, longue de 2,5 km à proximité du Capo Comino, est associée à un important champ dunaire. Ces dépôts éoliens constituent une exception sur le versant oriental sarde. L'origine des sédiments sableux ne peut s'expliquer que par des modifications du réseau hydrographique liées à la tectonique plio-pléistocène qui a favorisé des captures.

Mots-clés

Erosion côtière, néotectonique, capture, Sardaigne orientale

Abstract

The Siniscola-Posada and Iskra Ruja coastal plains of east-central Sardinia are a good natural lab to study the recent evolution of the Sardinian coasts and to unravel the morphoclimatic and neotectonic influences. In particular, the 2.5-km-long Iskra Ruja beach near Capo Comino is associated with a large dune field, which is exceptional for eastern Sardinia. The presence of eolian sands is explained by recent changes in the drainage network induced by the Plio-Pleistocene tectonic activity, which favoured stream piracy.

Keywords

Coastal erosion, neotectonics, stream piracy, eastern Sardinia

1. INTRODUCTION

La zone étudiée est localisée entre le Capo Comino et la Punta Orvili, au centre de la côte orientale sarde (fig.1). Schématiquement, il s'agit d'une plaine côtière associée au champ de dunes le plus vaste de la région. Son origine est liée à l'évolution paléogéographique régionale et aux variations eustatiques quaternaires. Elle comporte deux plages principales, Posada-Siniscola et Iskra Ruja, qui s'étirent sur environ 20 km à hauteur de l'intersection avec la côte de linéaments tectoniques orientés NE-SO qui influencent aussi le réseau hydrographique. La même orientation tectonique se retrouve sur le plateau continental, où elle a déterminé l'incision de canyons sous-marins suivant les mêmes orientations.

Les plaines côtières sont essentiellement constituées de dépôts continentaux mélangeant des alluvions fluviales et des dépôts de pente provenant des versants créés par la surrection liée à la seconde phase alpine. Au cours du Quaternaire, le littoral a aussi été influencé par les variations glacio-eustatiques du niveau de la mer.

Actuellement, le long de la baie d'Iskra Ruja, on ob-

serve une érosion importante de la plage et de la dune bordière, la plage étant cependant régulièrement réalimentée par les sables provenant de l'érosion dunaire aggravée par les activités anthropiques. Elle bénéficie en outre d'un apport mineur de sédiments en provenance du Rio de Caddare, suite à une capture d'âge probablement würmien.

2. LA ZONE D'ÉTUDE

Le secteur étudié est caractérisé par un socle paléozoïque recouvert en discordance par des lambeaux de calcaire mésozoïque qu'on retrouve dans le prolongement nord-oriental du Monte Albo (fig.1). Les affleurements paléozoïques sont dominés par des micaschistes et des paragneiss avec intrusions de leucogranite rosé, tandis que les calcaires et dolomies de couverture sont attribués au Dogger et au Malm (Dieni et Massari, 1985). La tectonique alpine a disloqué la couverture mésozoïque en blocs isolés, créant une morphologie de collines accidentées séparées du Monte Albo.

Sur le plan tectonique, les failles oligo-miocènes NE-SO du système du Monte Albo doivent être mises en

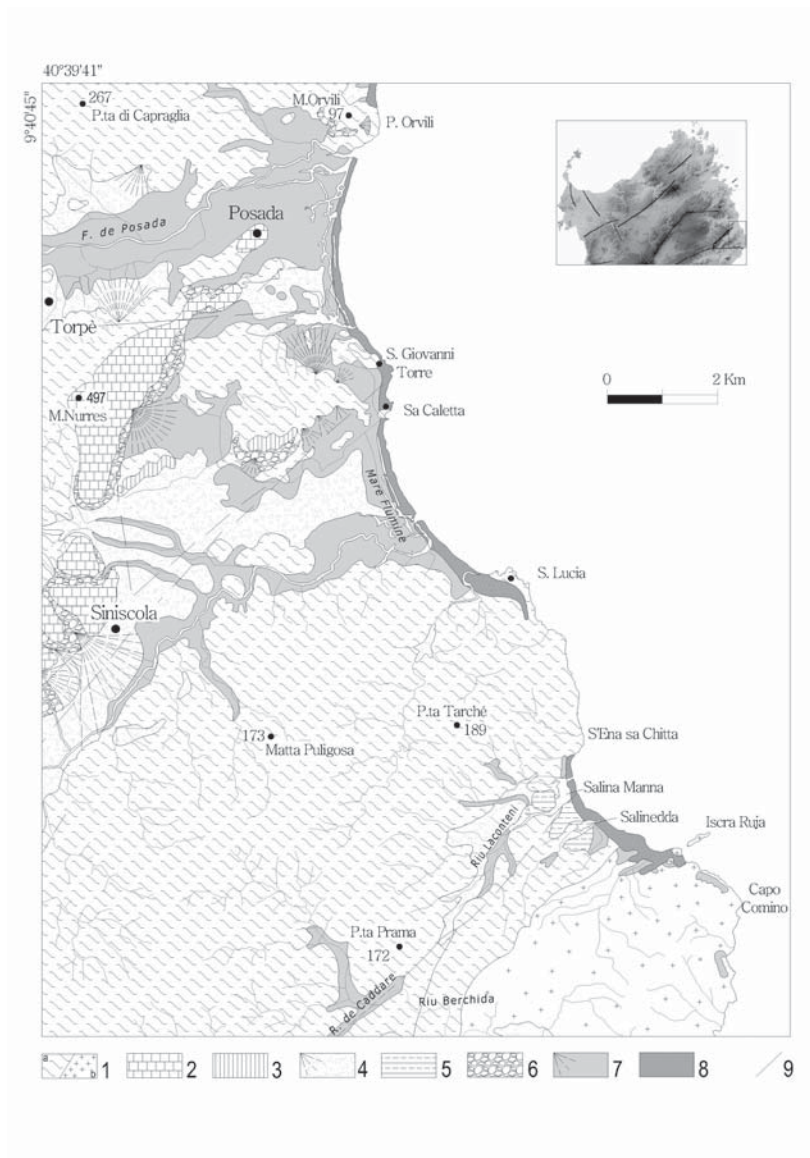


Figure 1. Schéma géologique simplifié de la plaine côtière de la Baronie, Sardaigne centre-orientale, Italie (d'après Carmignani *et al.*, 1996, modifié). (1) Soubassement paléozoïque: métamorphites (a) et granitoïdes tardi-varisques (b). (2) Calcaires et dolomies (Mésozoïque). (3) Conglomérats fossilifères (Oligocène). (4) Terrasses fluviales (Pléistocène). (5) Grès fossilifère ("Panchina tirreniana" Auct.). (6) Cônes et dépôts de versant. (7) Alluvions récentes, dépôts lacustres et *debris flow*. (8) dépôts de plage. (9) failles principales.

relation avec la collision cénozoïque de la plaque des Pouilles et de la marge continentale sud-européenne (Carmignani *et al.*, 1994). Cette structuration a influencé l'évolution récente de la région en la divisant en deux blocs bien distincts qui définissent vers l'est la plaine côtière du Capo Comino. La tectonique post-miocène s'est accompagnée d'épandages volcaniques attribués au cycle plio-pléistocène et liés probablement à la réactivation de la faille de Nuoro (Beccaluva et Macciotta, 1983) (fig. 1).

Quant à la face littorale, elle est caractérisée par une morphologie plane interrompue par trois étangs côtiers appelés respectivement, du nord au sud, Salina Manna, Salinedda et s'Ilita. Les deux derniers sont alimentés

par de modestes bassins-versants ne s'étendant pas à plus de 2 km de la côte. Par contre, l'étang de Salina Manna reçoit les eaux d'un bassin plus étendu remontant jusqu'à la Punta Prama, à 173 m d'altitude.

Le rapport entre l'extension de la plaine côtière et le modeste réseau d'alimentation qui alimente les trois étangs côtiers apparaît anormal. Cette anomalie morphologique peut trouver une explication dans l'intense activité tectonique qui a affecté la zone du Capo Comino. En particulier, dans tout le secteur méridional, à proximité de la ville d'Orosei, les leucogranites sont enfouis sous des coulées basaltiques datées de la fin du Pliocène et du début du Pléistocène, avec des directions d'écoulement de l'ouest vers l'est qui matérialisent

l'existence du système de drainage fini-pliocène et mettent en évidence une migration progressive du Fiume Cedrino vers le sud (Ginesu et Cordy, 1995). En outre, les granites rouges du Capo Camino conservent un réseau hydrographique orienté du NO au SE, en accord avec le basculement général vers l'est de la couverture carbonatée du Golfe d'Orosei.

La plaine de Salina Manna s'aligne sur le système de failles NE-SO affectant le socle paléozoïque et souligné par l'allongement du complexe carbonaté du Monte Albo. La morphologie de ce dernier fournit des informations précieuses sur les mouvements tectoniques, qui ont développé un front nord très raide accueillant d'importants dépôts de pente (Dieni et Massari, 1971). Quant au versant méridional (revers), il est caractérisé par des éboulis ordonnés et des cônes de débris liés à une structure tectonique d'extension. Toutes ces formes et dépôts ont été attribués au Plio-Pléistocène. Les soulèvements tectoniques récents sont pour leur part révélés par les variations d'altitude des encoches de corrosion témoignant de la ligne de rivage eemienne (Carobene, 1972; Carobene et Pasini, 1982).

Par ailleurs, les dépôts de pente observés dans le secteur du Monte Tuttavista et datés du Pléistocène moyen ont influencé le réseau hydrographique (Ginesu et Cordy, 1995). Les dépôts de pente récents sont très bien représentés dans la région côtière et autorisent une description détaillée de l'évolution morphologique de la plaine côtière de Siniscola et des portions de plaine qui bordent la côte jusqu'au promontoire du Capo Comino.

Quoique pas toujours datables, ils jouent cependant un rôle important dans la reconstitution paléogéographique. Globalement, on peut distinguer les unités morphologiques suivantes, généralement constituées de fragments calcaires stratifiés provenant essentiellement du massif du Monte Albo. Ces dépôts sont abondants autour des affleurements carbonatés mésozoïques et ils peuvent être corrélés avec le soulèvement progressif des reliefs (Pelletier 1960; Ozer et Ulzega 1981; Ginesu et Cordy 1995):

- les dépôts de versant: constitués d'éléments anguleux provenant de la couverture calcaire du Monte Albo, ils couvrent surtout le versant sud-est de ce dernier. Ce sont des dépôts d'éboulis ordonnés fort étendus, caractérisés par des couches d'éléments anguleux de même taille, par l'absence de matrice et de ciment et par une stratification de faible pendage (15°-25°) s'appuyant sur le versant. Ces dépôts ont une origine cryo-nivale et sont fort abondants dans les Baronnies d'Orosei et de Galtelli où ils peuvent atteindre des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres (Ozer et Ulzega, 1981; Ginesu et Cordy, 1995; Ginesu *et al.*, 2005)
- des dépôts caillouteux à niveaux argileux: il s'agit d'alluvions fluviales qui affleurent sur une vaste surface du sud de la ville de Siniscola jusqu'à Pranu d'Orvirii au nord. Ils longent la côte tout en s'en tenant à plus d'un kilomètre de distance. Quoiqu'ils soient accumulés à proximité de versants calcaires, leurs éléments caillouteux provien-

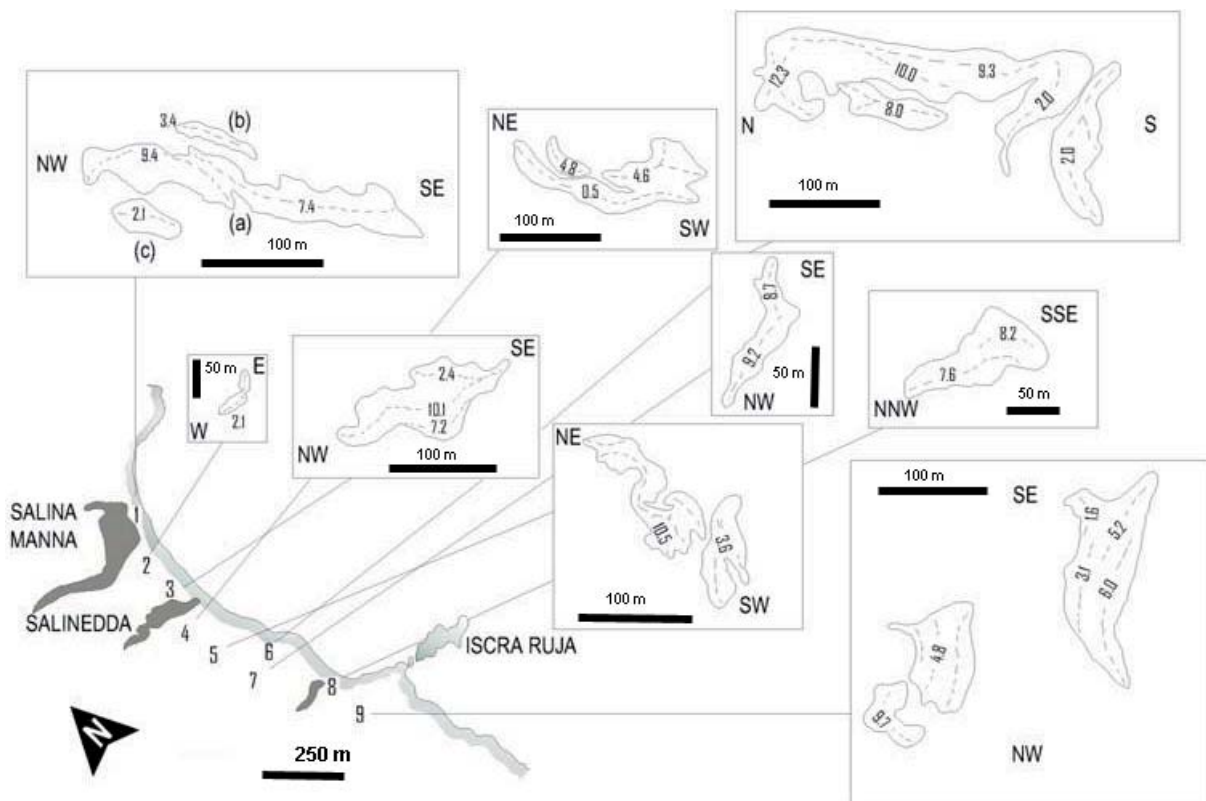


Figure 2. Distribution des champs de dunes de la plage d'Iskra Ruja. Les valeurs correspondent à l'altitude des crêtes dunaires.

ment exclusivement du socle paléozoïque

- les cônes alluviaux: les éléments qui les constituent sont également d'origine paléozoïque, mais leur faible ébroué exclut une origine fluviale. L'aspect de l'affleurement, la matrice silto-argileuse, le mauvais classement et l'absence de stratification fait plutôt penser à des coulées de débris ou de boue
- les sédiments marins sont bien représentés par le faciès «Panchina», c'est-à-dire des dépôts de plage affleurant au sud du cimetière de Posada. Ces dépôts reposent sur des terrasses fluviales caillouteuses, le tout cimenté dans une matrice calcaire organogène. Derrière ces sédiments marins se trouvent des sables et argiles noirâtres, témoins d'un milieu lagunaire qui s'étendait sur une vaste surface à Pranu d'Orvirii
- les terrasses fluviales anciennes sont peu développées et se retrouvent dans la partie intérieure des deux plaines. Le long du Rio Posada, une terrasse à 8 m d'altitude relative a été cartographiée. Plus étendus et mieux représentés dans les autres bassins, on retrouve des niveaux à 30 m à l'intérieur, s'abaissant à 10 m à proximité du littoral. La localisation des terrasses permet la reconstitution du paléo-lit du Fiume Posada, suggérant l'existence d'un ancien méandre autour de la colline de Pedri Alva
- des dépôts holocènes: ils sont bien représentés par de très longs cordons littoraux et des champs de dunes (fig. 2). Les sables, bien classés, ont été accumulés par des vents principalement du nord et du nord-est.

Les dépôts et les formes qui caractérisent cette zone soulignent un rapport anormal entre la plaine actuelle et son histoire géologique récente, témoignant de conditions tant marines que continentales qui n'existent plus aujourd'hui. C'est le cas par exemple de la disproportion entre les étangs littoraux et les bassins qui les alimentent. De même, l'analyse de l'évolution récente de la côte et du champ de dunes montre que l'ensemble est globalement en déséquilibre. Lorsque, localement, la côte est en progradation, elle s'accompagne d'une érosion du front dunaire qui lui fournit le sable.

3. DESCRIPTION DE LA PLAGE D'ISCRA RUJA

La portion de littoral présentée ici est caractérisée par un cordon littoral qui isole l'étang de Salina Manna au nord et celui de Salinedda au sud. Par derrière se développent des dunes qui s'appuient sur le versant et qui ferment au sud le promontoire du Capo Comino.

Le suivi de l'évolution de cette côte de 2002 à 2004 a permis d'identifier les caractéristiques suivantes:

- l'îlot d'Iskra Ruja joue un rôle de barrière vis-à-vis du transport des feuilles de posidonies qui s'y échouent. Le volume annuel de l'accumulation de

ces débris végétaux à proximité du Capo Comino atteint 2 m d'épaisseur, ce qui en fait un secteur majeur d'accumulation à l'échelle de l'île

- le littoral est affecté par une forte érosion qui tend à s'élargir au pied des dunes, en particulier au sud de l'étang de Salinedda où les dunes sont en contact direct avec l'arrière-plage. Dix stations de mesure ont été établies le long de la plage, séparées les unes des autres d'environ 120 m, et les variations du trait de côte ont été mesurées régulièrement pendant 2 ans. Les mesures indiquent un recul général du trait de côte et soulignent ce recul en particulier dans les secteurs où les banquettes de posidonies ont été enlevées par l'homme, confirmant *a contrario* le lien entre présence d'accumulations de *Posidonia oceanica* et protection des plages. A l'échelle saisonnière, le littoral a peu évolué durant les mois de mai à juillet mais l'évacuation vers fin juillet de la couverture de posidonies a entraîné un recul subit de la plage
- durant la période d'observation, des pièges à sédiments furent placés sur la crête de quelques dunes pour quantifier le transport éolien. Par vent fort, certains pièges furent comblés en à peine 6 heures, indiquant une déflation intense et une accumulation éolienne dans l'arrière dune. Les données de la station météorologique de Siniscola, à 138 m d'altitude, indiquent que les vents dominants proviennent du nord-ouest (fig. 3). La vitesse des vents de tempête (surtout dans les quadrants I et IV) peut dépasser 24 nœuds. Le transport rapide du sable explique la présence de plusieurs générations de dunes qui se superposent. Certaines présentent une pédogénèse superficielle et des débuts d'induration témoins de leur fossilisation. La forme et l'orientation des dunes résultent de l'interaction entre les

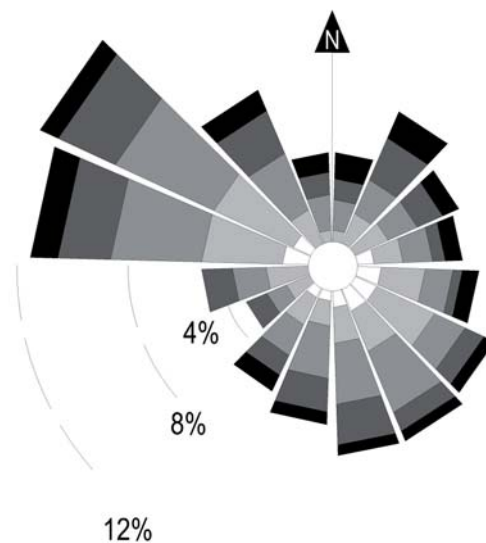


Figure 3. Diagramme anémométrique pour la plage d'Iskra Ruja (données de la station météorologique de Siniscola). La vitesse de vent croît avec l'intensité de gris.



Figure 4. Vue satellitaire de la capture du Rio Berchida aux dépens du Rio de Caddare (extrait de Google (2005), modifié).

différentes directions du vent. La cartographie du système dunaire d'Iskra Ruja a notamment montré que les dunes de la partie méridionale sont surtout influencées par les vents du quadrant IV alors que les autres sont plutôt soumises à l'effet prédominant des vents d'est (fig. 2).

4. EVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE

Les plaines côtières de Siniscola et Posada représentent une des zones planes les plus étendues de la côte orientale sarde. Alors qu'elles ne sont traversées que par quelques cours d'eau au débit modeste, leur origine et leur évolution sont très complexes. Les études menées dans la région ont mis en évidence des modifications d'origine tectonique (Ginesu *et al.*, 2005). Initialement, la plaine de Siniscola fut une surface d'érosion sur laquelle s'accumulèrent ensuite des dépôts cycliques liés aux phases régressives et transgressives du Pléistocène. En parallèle, les déformations tectoniques récentes ont imposé des modifications du réseau hydrographique par l'intermédiaire de plusieurs captures. En particulier, le Rio de Caddare qui, initialement, s'écoulait vers le NE et la plage d'Iskra

Ruja est aujourd'hui détourné vers le sud-est via le Rio Berchida (fig. 4). En témoignent un coude de capture en angle droit et la vallée sèche du «Canale Prama» dans le prolongement du Rio de Caddare supérieur, où s'écoule un petit cours d'eau, le Rio Leconteni.

5. CONCLUSION

Les données de terrain indiquent un recul significatif de la plage d'Iskra Ruja qui peut être mis en rapport avec le détournement vers le Rio Berchida du cours d'eau qui initialement alimentait la plage en sable. Cette relation de cause à effet souligne le rôle indirect exercé par la néotectonique sur l'évolution de la morphologie littorale. Ce type d'influence tectonique sur le réseau hydrographique se retrouve tout au long de la côte orientale sarde. En maints endroits, le réseau initialement orienté nord-sud, en alignement sur des structures post-hercyniennes, a été dévié lors des phases tectoniques alpines. Des exemples de modifications pléistocènes du réseau hydrographique sont notamment connus plus au sud (Ulzega et Marini, 1977; Ozer et Ulzega, 1981; Ginesu et Cordy, 1995).

Bibliographie

- Beccaluva, L. et Macciotta, G., 1983. Carta geopetrografica del vulcanismo pliocenico della Sardegna centro-orientale. Litografia artistica cartografica Firenze.
- Carmignani, L., Barca, S., Disperati, L., Fantozzi, P., Funedda, A., Oggiano, G. et Pasci, S., 1994. Tertiary compression and extension in the Sardinian basement. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 36, 45-62.
- Carmignani, L., 1996. Carta geologica della Sardegna. Scala 1/20000. Litografia artistica cartografica. Firenze.
- Carobene, L., 1972. Osservazione sui solchi di battente attuali e antichi del Golfo di Orosei in Sardegna. In *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 91, 583-601.
- Carobene, L. et Pasini, G., 1982. Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale). *Boll. Soc. Adriatica Sc. Trieste*, 64, 5-35.
- Dieni, I. et Massari, F., 1966. Il Neogene e il Quaternario nei dintorni di Orosei. *Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo civico St. Nat. Milano*, 15, 91-141.
- Dieni, I. et Massari, F., 1971. Scivolamenti gravitativi ed accumuli di frana nel quadro della morfogenesi plio-quadernaria della Sardegna centro-orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 10, 313-345.
- Dieni, I. et Massari, F., 1985. Mesozoic of eastern Sardinia. 19th European micropaleontological Colloquium-guide book, AGIP Sardinia, 1-10 ottobre. 79.
- Ginesu, S. et Cordy, J.M., 1995. Il Monte Tuttavista (Orosei-Galtelli). I riempimenti carsici e la scoperta delle nuove specie del Pleistocene. 1-48. Ed. Poddighe. Sassari.
- Ginesu, S., Pusceddu, E. et Sias, S., 2005. Movimenti recenti e depositi detritici nel Monte Tuttavista (Baronie, Sardegna centro-orientale). *Conv. Naz. AIGEO in onore di G. B. Castiglioni, Padova*.
- Ozer, A. et Ulzega, A., 1981. Sur la répartition des éboulis ordonnés en Sardaigne. *Bull. Perygl.*, 28, 259-265.
- Pelletier, J., 1960. Le relief de la Sardaigne. *Mém. Docum. Inst. Et. Rhodanien., Univ. Lyon*. 13, 1-466.
- Ulzega, A. et Marini A., 1977. L'évolution des versants dans la vallée du Rio Pardu (Sardaigne centre-orientale). *Géomorphologie*, 4, 468-474.
-