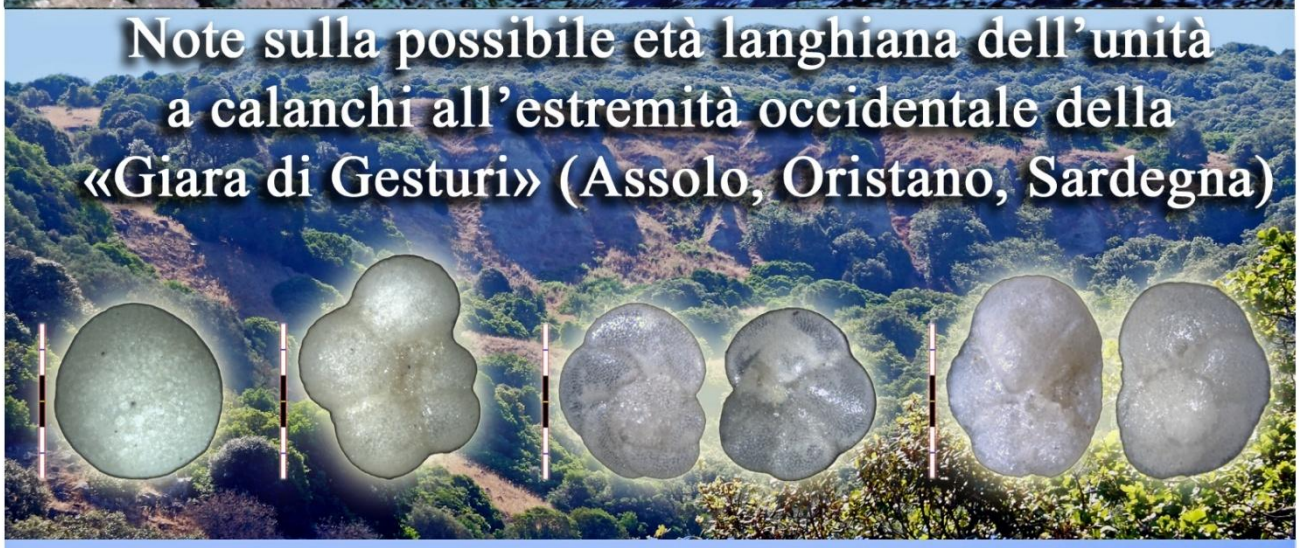
Notes on the possible langhian age of the *calanchi* unit at the western end of the «Giara di Gesturi» (Assolo, Oristano, Sardinia)

Note sulla possibile età langhiana dell'unità a calanchi all'estremità occidentale della «Giara di Gesturi» (Assolo, Oristano, Sardegna)



Notes on the possible langhian age of the *calanchi* unit at the western end of the «Giara di Gesturi» (Assolo, Oristano, Sardinia)

Cesare Brizio[1], Luigi Sanciu[2], Michele Zucca[3]

[1] World Biodiversity Association, Museo Civico di Storia Naturale di Verona, Lungadige Porta Vittoria, 9, 37129 Verona, Italy. https://orcid.org/0000-0002-7042-9684 Email: briziocesare@gmail.com

[2] Centro studi di Storia Naturale del Mediterraneo, c/o Geomuseo Monte Arci "Stefano Incani", Masullas (OR)

[3] Museo Paleo Archeo Centro, Località Santu Antine, Genoni (SU)

ABSTRACT: A massive clay unit with badland morphology ("*calanchi")*, well-exposed along the north-western border of the *Giara di Gesturi* basaltic plateau is currently attributed in the most recent geological cartography to the upper Pliocene continental Samassi Formation. This unit crops out in the study area of the geology Master's theses by Brizio (1983) and Roveri (1983). The foraminifera recovered from the upper part of the outcrop were considered reworked by Roveri (1983) in agreement with previous works. However, two new samples collected from the same outcrop in 2024 by one of the Authors (C.B.) yielded a rich and not obviously reworked foraminifera assemblage of langhian age. This may point to question the true nature and age of the *calanchi* unit. Alternative hypotheses include: 1) a marine formation of langhian age (Gesturi Marls or the heteropic Fangario Clays) or 2) a lower Pliocene marine unit, based on the findings by Roveri (1983). More detailed analyses of the area may be necessary in the future to clarify the situation.

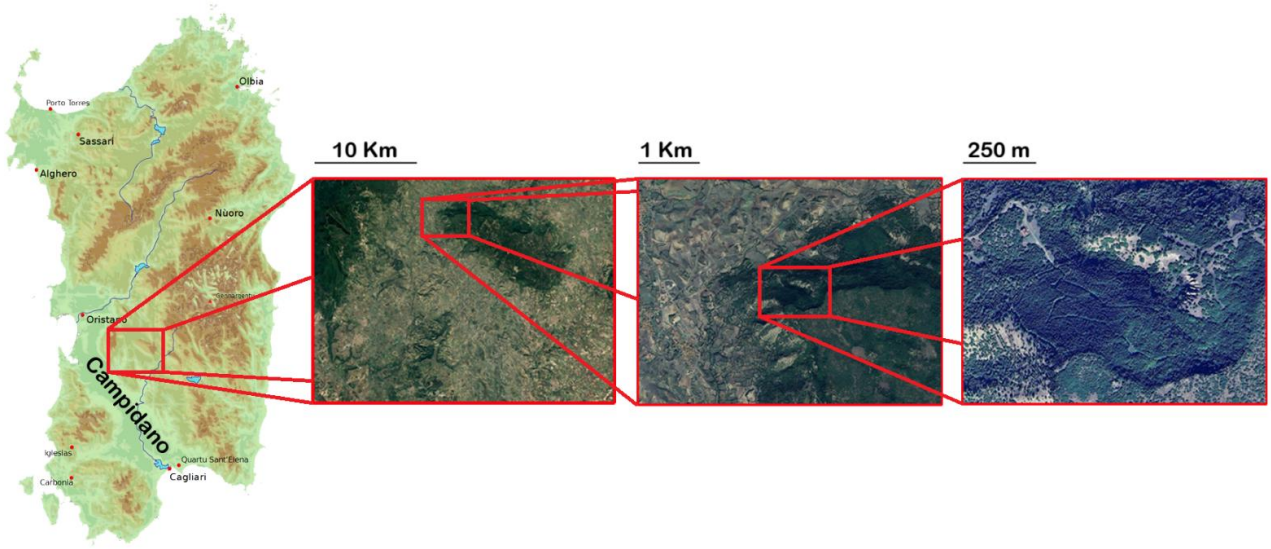


Figure 1 – Position of the study area at the northwestern margin of the Giara di Gesturi. The general area is positioned at the northeastern end of the Campidano graben system. The rightmost inset coincides with the geological map excerpts in figure 4.

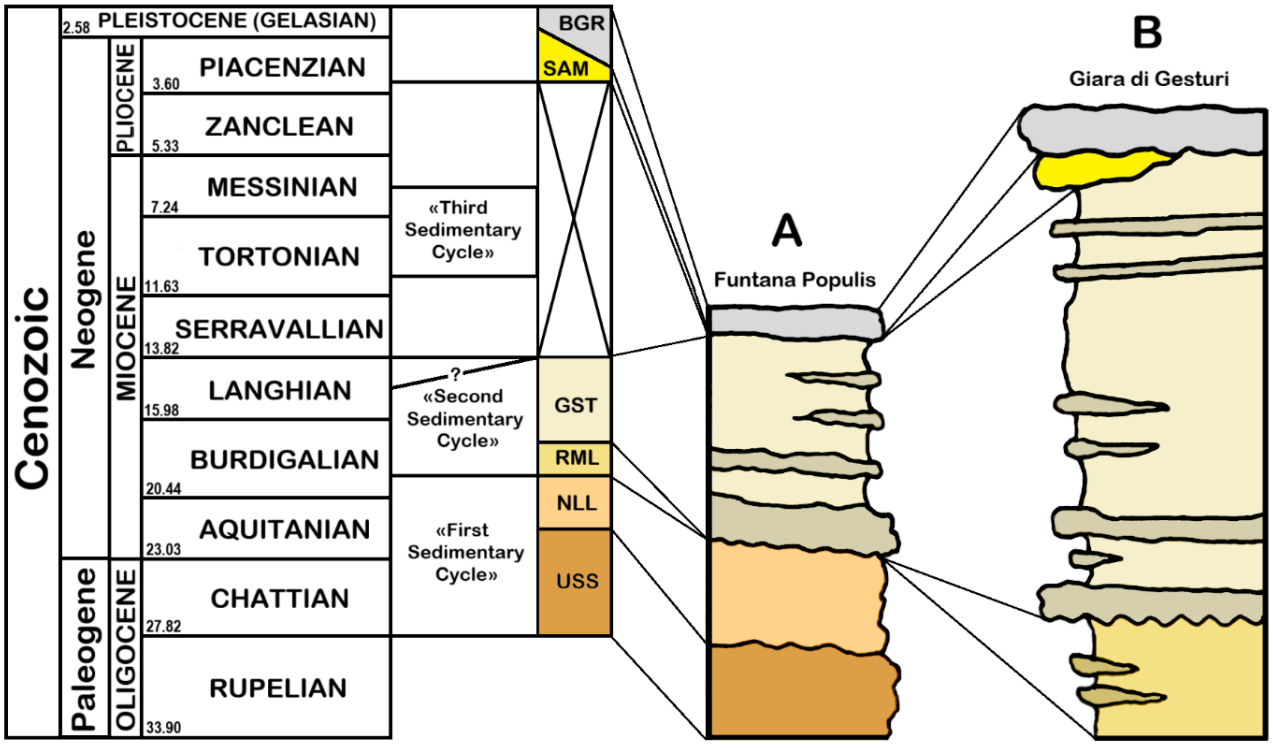


Figure 2 – Simplified stratigraphy of the main Cenozoic formations in the study area, redrawn from Sarria et al. (2025): USS = Ussana Formation (upper Oligocene-lower Aquitanian); NLL = Nurallao Formation (Aquitanian-lower Burdigalian); RML = Marmilla Formation (lower-middle Burdigalian); GST = Gesturi Marls (upper Burdigalian-lower/?upper Langhian); SAM = Samassi Formation (upper Pliocene -?lower Pleistocene); BGR = Giara Basalts (upper Pliocene -?lower Pleistocene). A = Funtana Populis near Genoni around 6 km ENE from the study area, B = Western tip of the Giara di Gesturi (study area). Sedimentary cycles according to Mazzei & Oggiano (1990) are included in the illustration.

Introduction

Along the northwestern margin of the Campidano rift (Figure 1), the Pliocene basalt effusions that originated the Giara di Gesturi plateau overlay a succession of Oligo-Miocene paralic and marine deposits (Figure 2), usually subdivided in two large-scale sedimentary cycles (Mazzei & Oggiano, 1990; Barca et al., 2016; Carmignani et al., 1992; Carmignani et al., 2001), respectively associated with the Oligo-Aquitanian strike-slip tectonics dominating the compressional phase associated with the North-Apennine continental collision («First Cycle», upper Oligocene- early Burdigalian, including the Ussana Formation and the Nurallao Formation), and with the extensional deformation regime that started in late Burdigalian, within the context of the opening of the Balearic Basin («Second Cycle», late Burdigalian – Langhian, including the Marmilla Formation and the Gesturi Marls).

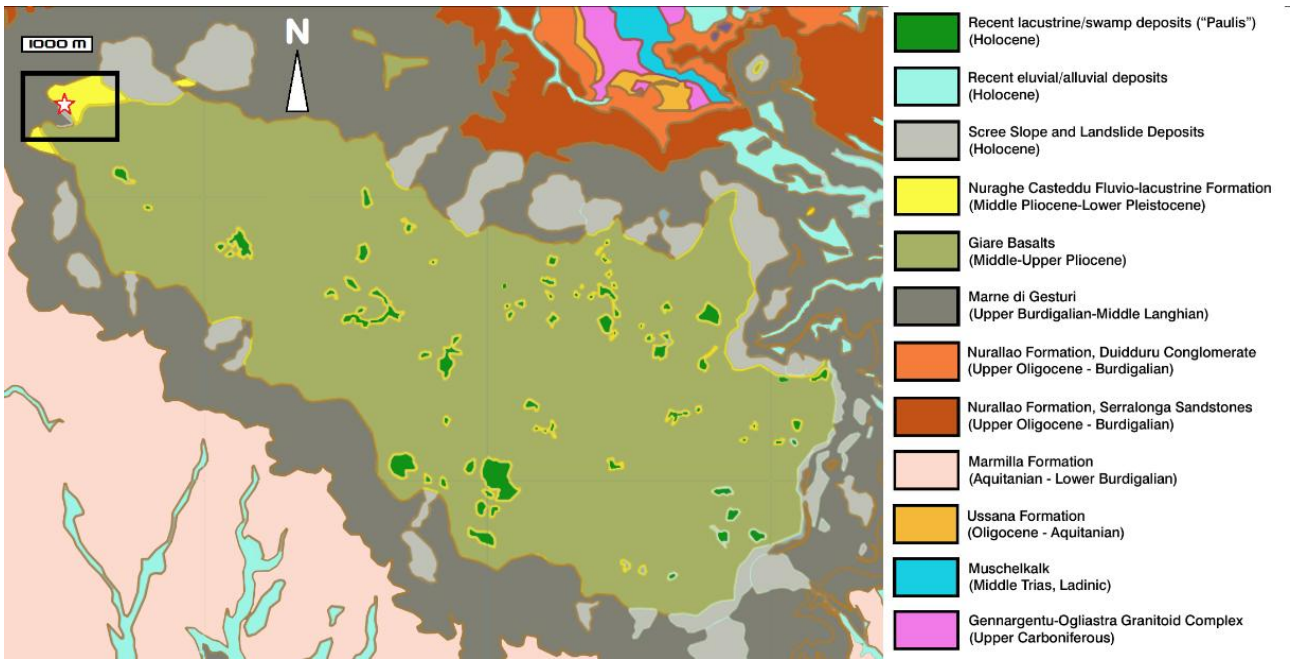


Figure 3 – Simplified geologic map of the Giara di Gesturi area based on the information currently available on the regional Sardinian geoportal. The star marks the position of the unreported *calanchi* outcrop, the area appearing in Figure 4A is framed in black.

At the western end of the plateau, according to the regional geological chart available on the Sardegna Mappe Geoportale (Figure 3 and 4A), only two units are in direct stratigraphic contact with the basalt, both belonging to the second sedimentary cycle:

a) the open marine Gesturi Marls (*"Marne di Gesturi"*) formation (Pomesano-Cherchi, 1985),

upper Burdigalian – middle Langhian in age (Pomesano-Cherchi, 1974; Iaccarino et al., 1985; Bonaduce & Russo, 1984);

b) the fluvio-lacustrine Nuraghe Casteddu formation (Massari & Dieni, 1973), dated to the middle Pliocene-early Pleistocene, cropping out only in a small area at the northwestern border of the plateau.

During the preparation of this manuscript, in late June 2025 the updated 1:50.000 sheet of the Geological Map of Italy covering the area, Foglio 539 – Mògoro (Sarria et al., 2025), was officially released by the Italian Institute for Environmental Protection and Research (ISPRA). For the same area, a coeval and roughly equivalent lithostratigraphic unit, the Samassi Formation, is reported in lieu of the Nuraghe Casteddu formation (Figure 4B), in agreement with the conclusions of Pecorini & Pomesano-Cherchi (1969).

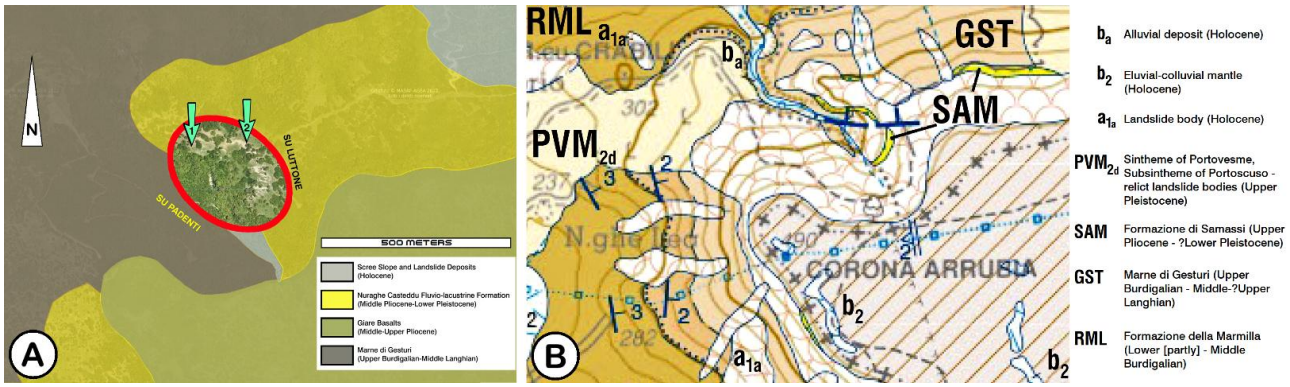


Figure 4 – Official geological maps of the *calanchi*. A) From Sardegna Geoportale: the red ellipse (major axis = around 330 meters) borders the area where the *calanchi* are fully developed. Arrows indicate two sampling stations; B) Modified from the 1:50.000 sheet 539 "Mogoro" of the official Geological Map of Italy by the ISPRA (Italian Institute for Environmental Protection and Research). The Samassi formation corresponds – in age and in depositional environment – to the fluvio-deltaic Nuraghe Casteddu Formation of Eastern Sardinia. The grainy texture of the image is due to the limited resolution of the digital version of the map available on the ISPRA-CARG portal.

In the area mapped in Figure 4, a prominent geomorphological feature appears in the territory of Assolo, on the right bank of the Riu de Poba stream: the well-exposed outcrop of badland shown in Figure 5. The outcrop is peculiar for the area, due to its *calanchi* morphology, (singular = "*calanco*"), a typical badland landform (Farabegoli & Agostini, 2000) developing in massive clayey deposits and characterized by crenulation of the contour lines on the topographic maps.

In the early 1980's, author C.B. and M. Roveri carried out their Master theses fieldwork in the eastern and western sectors of the area of the *Giara di Gesturi* respectively. M. Roveri, who studied the *calanchi* outcrop, observed a conglomerate body up to 5 m thick at the base of the *calanchi*, passing upward with a sharp transition to silty claystones with interbedded coarse-grained sandstones. A rich foraminiferal fauna was obtained from a clay sample collected in the upper part of the succession, including sporadic specimens of typical lower Pliocene taxa as *Globorotalia margaritae* (Bolli & Bermudez), *G. puncticulata* (Deshayes), *Globoquadrina dehiscens* and *G. altispira*.

The microfauna was considered reworked due to its overall poor preservation; based on these observations and on the sedimentary facies, Roveri (1983) attributed the outcrop to the Samassi formation, in agreement with the literature available at the time (Pecorini & Pomesano-Cherchi, 1969; Pomesano-Cherchi, 1971).

In early June 2024 author C.B., a contributor of the Foraminifera.eu Project (FEU Editorial Board, 2025), remembering that the calanchi yielded foraminifera assemblages, decided to visit the area and collect a couple of samples to increase the virtual collection of the Foraminifera.eu initiative. The results of the subsequent analyses, described in this study, revealed an assemblage apparently not reworked of clear langhian age — instead of a Pliocene microfauna with reworked specimens.

As soon as the possible discrepancy emerged, C.B. consulted the official regional and national geological cartography in search of clues. The *calanchi* are assigned to the Plio-Pleistocene continental formations cited above: on Sardegna Mappe Geoportale, the Nuraghe Casteddu formation (Figure 4A); on the updated 1:50.000 sheet of the Geological Map of Italy, the Samassi formation (Figure 4B) - as previously stated, the two formations may be regarded as equivalent.

The casual finding of an apparently langhian microfauna in the upper part of the *calanchi* reinforced the doubts about the real age and palaeoenvironmental meaning of this unit. Brizio (1983) attributed to the Fangario Clays all the marine units in contact with the basalts in the western part of the plateau, noting how the overall depositional trend in the area suggests an upward transition to open marine environments, which are not usually reported neither for the Nuraghe Casteddu nor for the Samassi formations. The lithological characteristics and the apparent palaeoenvironmental setting may suggest a

possible correlation to the Fangario Clays, a formation representing a more distal and partially heteropic facies of the Gesturi Marls, as more recently confirmed e.g. by Barca et al., 2005.

While the novel, potentially langhian, foraminifera assemblage may corroborate the attribution of the *calanchi* to the Middle Miocene, the occurrence of *G. margaritae* and *G. puncticulata* pointed out by Roveri (1983), suggests an age not older than the Zanclean for the unit. If the latter findings are correct, then the hypothesis of a Middle Miocene age for the *calanchi* unit would obviously be ruled out. In this case, the inferred marine nature could suggest that this unit is slightly older than previously thought and belong to an upper Miocene-early Pliocene sedimentary cycle.

The main aim of this paper is to illustrate the new data collected, to provide their possible interpretation and to discuss the results with some contextual information on the regional stratigraphic and tectonic evolution.

Geological setting

According to Carmignani et al. (2001b) and references therein, from the Middle Eocene a period of great tectonic instability and widespread continentality began in Sardinia, evidenced by significant volcanic activity, the absence of marine sediments until the upper Oligocene-lower Miocene, the rejuvenation of the relief and the consequent deposition in many sectors of thick, syntectonic fluvial and lacustrine clastic successions, including the Ussana Formation (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969, see Figure 1). The first marine formations are referred to the upper Oligocene, but only the marine Aquitanian is widespread and well documented, including the study area. The sedimentary succession associated with the Oligo-Aquitanian strike-slip tectonics ("First Sedimentary Cycle") is contemporaneous with major calcacaline volcanic activity, represented by a variety of effusive and explosive products ranging from basaltic-andesitic to rhyolitic in composition, with volcanites, most of which datable to the Burdigalian, radiometrically aged between 28 and 15 Ma. This complex is partly associated with major strike-slip tectonics, particularly evident in central-northern Sardinia, conjugated with a system of minor E-W-trending dextral faults. This geodynamic framework attests to the most significant compressional phase affecting Sardinia after the Hercynian orogeny, in the context of the North-Apennine continental

collision (Carmignani et al., 1992b). In the Paleogene, before the detachment of the Sardinian-Corsican block from the southern European margin which occurred in the Burdigalian, south-western Sardinia must have been located close to the still evolving Pyrenees.

During the late Burdigalian, the entire island underwent a complete shift in deformation regime, from strike-slip to extensional. On the western margin of the island, a massive west-prograding sedimentary prism developed, locally resting on Oligo-Aquitanian volcanic-sedimentary deposits and truncated above by the Messinian erosional surface (Lecca et al., 1986). The late burdigalian-langhian marine deposits outcropping in the Marmilla-Sarcidano belong to this "Second Sedimentary Cycle," associated with the extensional context. The burdigalian-langhian basin in southern Sardinia is bordered by a major NW-SE-trending direct fault, practically coinciding with the southwestern edge of the Campidano massif. This tectonic lineament likely operated as a dextral strike-slip fault during the Oligo-Aquitanian phase and was subsequently activated as a direct fault during the Middle Miocene and the Plio-Quaternary. The extensional geodynamic context that controls the deposition of the "Second Cycle" sediments affects the entire western Mediterranean, from the Provençal margin to the northern Apennines, within the context of the opening of the Balearic Basin and the counterclockwise rotation of approximately 30°-35° of the Sardinian-Corsican massif.

A general transgression started in the Burdigalian, affecting the western Sardinian-Corsican margin and the semigrabens of Sardinia. In the Miocene succession spanning the late Burdigalian to the Messinian, a phase of emersion with erosion during the Serravallian separates the "Second Cycle" from the "Third Cycle" (Tortonian to Messinian in age – Mazzei & Oggiano, 1990), during which a tectonic activity is evidenced by prominent slumping, localized emersions, frequent minor syn-sedimentary faults, breccias, and intraformational unconformities. The Messinian succession is overlain by marine lower Pliocene deposits, which crops out very sporadically in Sardinia. The Plio-Quaternary is characterized by alkaline to transitional volcanism and by thick conglomeratic deposits, evidence of significant tectonic activity during this period as well.

The filling of the Plio-Quaternary Campidano semigraben, with a total thickness of approximately 600 meters at the southwest edge of the semigraben (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969), consists of coarse

clastic sediments (Samassi Formation, see more under) that testify to a significant rejuvenation of the relief. The subsidence of the Campidano corresponds to an uplift of the surrounding areas. The extensional dynamics that affected Sardinia and the Tyrrhenian Sea in the Pliocene and Pleistocene is reflected in a new intraplate volcanic cycle of basaltic lavas ranging from alkaline to alkaline-transitional and subalkaline. This is an essentially fissural activity, linked to tectonic directions including those in the "Campidanese" direction which, in the area, manifested itself with the Monte Arci complex (3.7-2.8 Ma) and with the subalkaline basalts of the Giara di Gesturi plateau (3.54-2.49 Ma according to Funedda et al., 2005).

For a better grasp of the possible significance of our findings, and of the consequent potential conflict with the current official cartography, a more detailed description of the four formations relevant for the study area is provided hereinafter in geochronological order.

- The **Gesturi Marls formation** consists of a monotonous bathyal to epibathyal succession, some hundreds of meters thick, of arenaceous and siltitic marls with intercalations of sandstones and local *Lithothamnium* limestones and calcarenites (Iaccarino et al., 1985). Pecorini and Pomesano-Cherchi (1969) distinguish two facies, marly-arenaceous and pyroclastic-epiclastic (Pecorini, 1974: “langhian tuffs” of M. S. Mauro). Planktonic foraminifera assemblages are referrable to the *Globigerinoides trilobus* (Reuss, 1850) N7 Blow (1969) zone, *Praeorbulina glomerosa* (Blow, 1956) – Zone N7-N8 Blow (1969), indicating an age between the upper Burdigalian and the middle Langhian, dubitatively extending into the upper Langhian (Funedda et al., 2005; Sarria et al., 2025 citing Iaccarino & Salvatorini, 1982). It should be noted that the Blow (1969) N9 zone, whose lowest limit is marked by the first occurrence of *O. suturalis* (Brönnimann, 1951), is not explicitly cited regarding the Gesturi Marls.
- The **Fangario Clays (*“Argille di Fangario”*) formation**: according to Barca et al. (2005) this unit, which is not included in the official geological maps of the study area, lies above the Gesturi Marls with a transitional boundary; it consists of grey clays and marls and locally of yellow-whitish sandy clays, with irregular grey arenaceous patches. The arenaceous component tends to increase upwards, passing to marly sandstone levels. The transition between the Gesturi Marls

and the Fangario Clays may be blurred, with the latter representing a more distal and partially heteropic facies of the Gesturi Marls (Barca et al., 2005). The formation is named after the now mostly inactive clay quarries located NW of Cagliari (S. Lorenzo and Giuntelli quarries) and NW outskirts of Sestu (Cuccuru Is Foradas). The paleodepth, suggested by pteropod and the planktonic foraminifera assemblages, is referred to as bathyal at the base (Spano & Meloni, 1992) and epibathyal upward, thus testifying the maximum deepening reached by the Tertiary sedimentary basin in southern Sardinia during the middle Langhian-lower Serravallian interval. The uppermost part of the formation is characterized by a gradual decrease in bathymetry, corresponding to a regressive phase in the Middle Miocene, also clearly recognizable in northern Sardinia (Mazzei & Oggiano, 1990). The paleontological content is extremely rich and varied and is given by planktonic and benthic foraminifera (subzones with *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951 - *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839 as described by Pomesano-Cherchi, 1974), by calcareous nannoplankton and, outside the study area, by cephalopods, brachiopods, echinids, ostracods, abundant corals, etc. Based on paleontological associations, the age of the formation is referred to the middle/upper Langhian-lower Serravallian.

- The **Nuraghe Casteddu formation** is typically observed in eastern Sardinia (Dorgali) and mainly consists of well-sorted and rounded pebbles, in centimetric layers, alternated with silty sands without macrofossils and primary sedimentary structures. These deposits are generally interpreted as representing distal alluvial plain and deltaic environments. The formation has been dated to the middle Piocene – lower Pleistocene (Marini & Murru, 1981) and is sharply overlain by the Upper Pliocene basalts.
- The **Samassi formation** (Pecorini & Pomesano-Cerchi, 1969): referred to the same depositional environment and roughly coeval of the Nuraghe Casteddu formation, (upper Pliocene – ?lower Pleistocene), this formation was recognized in the NW corner of the Giara di Gesturi by Pomesano-Cherchi (1968). Continental deposits at the base, or interspersed with, the basaltic lavas are also described in Central Sardinia ("Pliocene alluvium": Porcu, 1983) and in the 1:100.000 Geological Sheet 217 "Oristano – Capo S. Marco" (Vardabasso et al., 1989) are cited

as “cobbly alluvium with Miocene and Mesozoic limestone elements” attributed to the Pliocene. In the 1:50.000 Geological Sheet 528 “Oristano” the same continental deposits are attributed to the Nuraghe Casteddu formation for analogy with eastern Sardinia. In the novel 1:50.000 Geological Sheet 539 “Mògoro” the Samassi formation is poorly and discontinuously exposed south of Mògoro, and in the northwestern corner of the Giara di Gesturi between Su Luttone and Corona Arrubia, where Cenozoic limestone clasts prevail. In that area, the formation lies unconformably on the Gesturi Marls. The Samassi formation constitutes the syn-tectonic filling of the Campidano Graben along the NNE-SSW axis, and its maximum thickness as observed in boreholes has been evaluated in around 500 meters. The outcrops under the Giara di Gesturi may represent remains of the complex hydrographic system positioned between source areas to the East and the Campidano basin to the West.

Materials and methods

Two sandy clay specimens were collected in the section:

- from the base of the *calanchi*, about 390 m above sea level, crossing the Riu de Poba stream at the waterfall (now dry) accessible from the *Su Padenti* wooded area, which can be reached from Albagiara via the road of the same name: here the in-place claystone could not be reached because mostly covered by partially pedogenized scree;
- from the upper part of the *calanchi*, about 425 m above sea level, a location in the territory of Assolo at latitude/longitude 39° 47' 45.258"/ 8° 53' 7.040", indicated in the *Istituto Geografico Militare* cartography as *Su Luttone*, a toponym recalling the hip of a horse, with reference to the abrupt slope change at the edge of the plateau. The path to access the area begins at the intersection of the Riu Concas stream with the State Road 442. The sample was collected from in-place claystone from the top of a subvertical slope with minimal or no traces of pedogenesis, on an active erosional front.

Both the samples were wet screened with a 64μ sieve, then the washed matrix was allowed to dry before being sieved at 1000μ and 590μ. The only organic remains observed in the coarser fraction above 590μ

included sparse molluscan shell fragments of uncertain attribution and – in the Su Padenti sample - carbonized wood fragments. However, foraminifera were observed in the sub-590μ fraction, that was furtherly separated by appropriate sieves at 250μ and 125μ to facilitate individual picking by wet brush. The sandy clay sample from Su Luttone, with a visibly richer foraminiferal content and a few ostracod valves, was chosen for an in-depth investigation. After an initial attempt at wet brush selection, the high content of sand suggested to adopt massive separation techniques. A Squibb funnel and Perchloroethylene were used to concentrate the foraminifera in the non-sinking portion: both floating and suspended foraminifera were collected. Perchloroethylene (Tetrachloroethylene, $Cl_2C=CCl_2$), with a density of 1.622 g/cm^3, has been widely used for zoological and paleontological studies involving Foraminifera until recently (Coulbourn & Resig, 1975; Debenay, 2012; Kotthoff et al., 2017; Murray & Alve, 1999) as an alternative to Trichloroethylene (a chemical included in the comparative analysis by Parent et al., 2018) and Carbon Tetrachloride. The density separation technique is notoriously affected by poor or marginal recovery of agglutinated/arenaceous tests, whose density closely matches that of sand (Schönfeld et al., 2012): samples of the sinking portion were searched for remaining foraminifera, with no success.

The process of density-based concentration is extensively described in Brizio (2025), including photos of the granulometric fractions before and after the concentration process. The fractions were separately treated.

Selected foraminifera were glued in Franke cells before being photographed under a DeltaPix Invenio 8DII video camera, using C-mount extension tubes and finite tube length (160 or 170 mm) microscope objectives including a Sagaoptics Plan 4x/0.10, a Lomo 8x/0,20 and a Leitz Plan Fl 10/0,20. Between 30 and 50 coaxial images of each pictured specimen were captured and then vertically focus-stacked with the DeltaPix InSight software. Small and equal increments in the vertical position of the specimens during the photographic process were granted by a self-built motorization of the Z-stage via an Arduino automation.

Species identifications were based on the literature cited and on a comparison with the reference images available on several online sources including:

- the Foraminifera.eu portal,
- the Mikrotax.org portal (Huber et al., 2017) at the URL cited as a reference by Young et al. (2024),
- the World register of marine Species (WoRMS Editorial Board, 2024),
- the World Foraminifera Database (Hayward et al., 2024)
- the online version of "Foraminiferi Padani" (AGIP, 1982).

Species names are based on the current nomenclature as available on the World Register of Marine Species (see the References) at the moment of manuscript completion, and may differ from those used by Barbieri & D'Onofrio (1985). The distinction of the species of *Praeorbulina* was based on the tables and the text by Blow, 1956 and Bronnimann, 1951. The initial attribution of a pappinid foraminifer to a species reported by Barbieri & D'Onofrio (1985) was excluded based on an access to the Ellis & Messina (2024) catalogues. Outcrop photographs were taken in late June 2025.

RESULTS

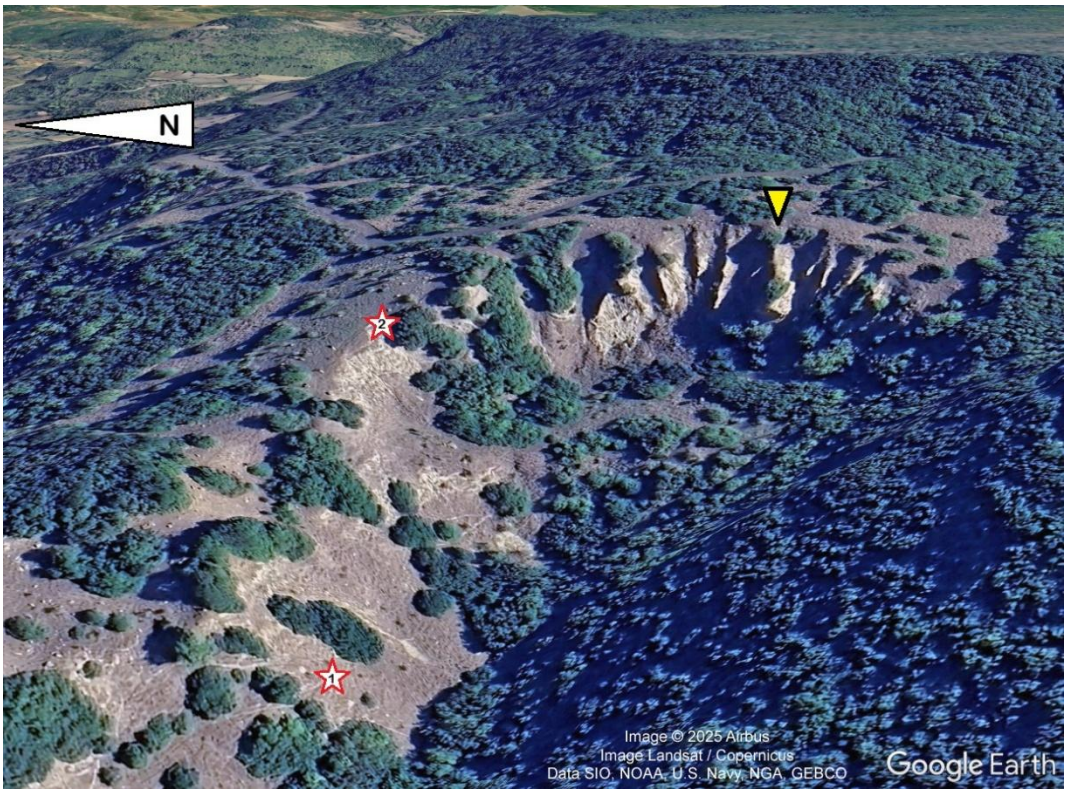


Figure 5: aerial view of the *calanchi*, looking east (Google Earth image). Sampling station 1 (Su Padenti) and 2 (Su Luttone) are marked by small stars. The yellow triangle marks the highest elevation of the outcrop, that was deemed inaccessible due to safety concerns.

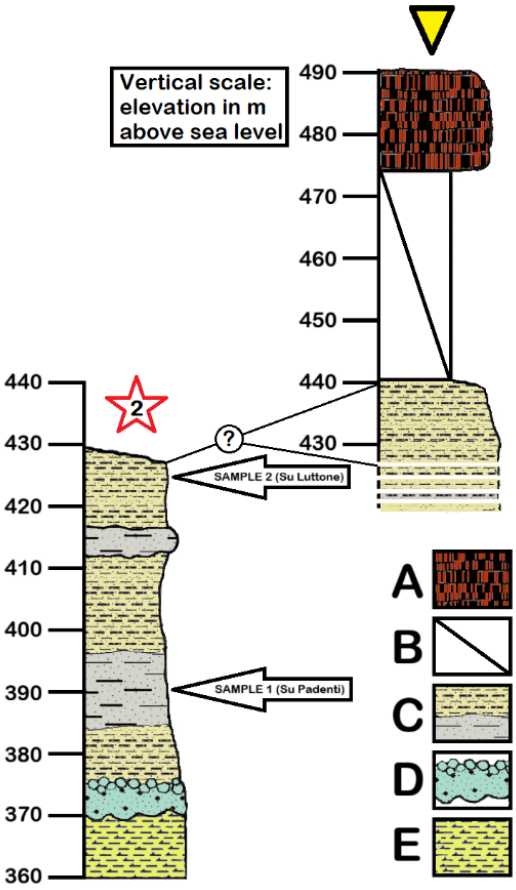


Figure 6: simplified stratigraphic column of the *calanchi* unit. The elevation in meters of the sampling stations at the positions illustrated in Figure 5 is indicated by the arrows. The elevation at the top of the basalts is confirmed by portable GPS and cartography, the elevations and thicknesses in the reference scale are approximative. **A**, Basalts of the Giara; **B**, no visible outcropping: quaternary covers include landslide bodies, eluvial-colluvial mantle, debris scree and residual soil; **C**, *calanchi* unit: sandy clays with irregular levels of clayey sands, almost loose at the base of the unit but irregularly appearing in better defined and more cemented banks at higher elevations; **D**, basal conglomerates reported by Roveri (1983); **E**, Gesturi Marls. Since the highest elevation does not coincide with the upper sampling station, but around 150 meters to the SW, the column is split in two sections See Figure 5 and the text for details.
The aerial view in Figure 5 shows the calanchi as seen looking east, including a marker on the sampling stations, that also appear in the stratigraphic column (Figure 6), which is not to scale, except for the GPS-based elevations. Due to the indecisive lithology and to the absence of clearly defined reference horizons spanning the entire breadth of the *calanchi*, it's unclear whether the highest elevation of the badlands, marked by a yellow triangle in Figure 5, is stratigraphically coincident with the top of the outcrop where sample 2 was collected, or stratigraphically higher. To err on the side of caution, the uppermost levels of the outcrop are represented as a partial, separate column in figure 6. Figures 7 and 8 respectively show the calanchi as visible from the Su Padenti Road, and a detail of their base on the left bank of the Riu de Poba creek. Both the novel samples yielded foraminifera.

- the lower one from Su Padenti was probably collected at the lower level of sterile sands investigated by Roveri (1983): it contained very sparse, apparently reworked tests including specimens of *Amphistegina* and *Lenticulina* (Figure 9), and its microfauna was not investigated further; during the quick trip to the *calanchi* the basal conglomerate of the unit described by Roveri more than 40 years ago was not observed being probably covered by recent detritus;
- the topmost sample from Su Luttone, closer to the basaltic plateau, was probably collected at a higher elevation than the sample by Roveri (1983): it contained a much richer fauna, and its content will be described in more detail below.

Figure 7 – The *calanchi* as seen from the road from Albagiara to the Su Padenti recreational area.

Figure 8 – Detail of the *calanchi* as seen after fording the Riu de Poba waterfalls (dry as of June 2025).

Figure 9

Figure 9 (Page 15) – A small selection of apparently reworked foraminifera from Su Padenti. Black/white subdivisions of the scale bar = 100 µ each. 1 – *Amphistegina mammilla* (Fichtel & Moll, 1798); 2 – *Lenticulina inornata* (d'Orbigny, 1846); 3 – *Lenticulina cultrata* (Montfort, 1808); 4 – *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny, 1846); 5 – *Heterolepa sp.*; 6 – *Trilobatus sicanus* (De Stefani, 1952); 7 – *Trilobatus bisphericus* (Todd, 1954); 8 – *Pyramidulina raphanistrum* (Linnaeus, 1758); 9 – *Quinqueloculina impressa* Reuss, 1851; 10 – *Vaginulina legumen* (Linnaeus, 1758).

As photographically documented in Brizio (2025), after density concentration of the topmost sample the only non-foraminifera granules observed in the 590µ – 250µ class were a small number (indicatively, < 2% of total granules) of woody carbonized remains. Under 250µ, only foraminifera were recovered: roughly 40% of the volume of recovered tests belonged in the 125µ – 64µ interval. Consequently, the assemblage, besides encompassing a relevant taxonomic diversity (the non-exhaustive picking sessions yielded more than 100 species), comprises the entire dimensional range of this kind of fauna. No traces of reworking were observed: if reworking processes took place, their nature and intensity was such that it left the single tests unaltered, and that it was unselective regarding particle size.

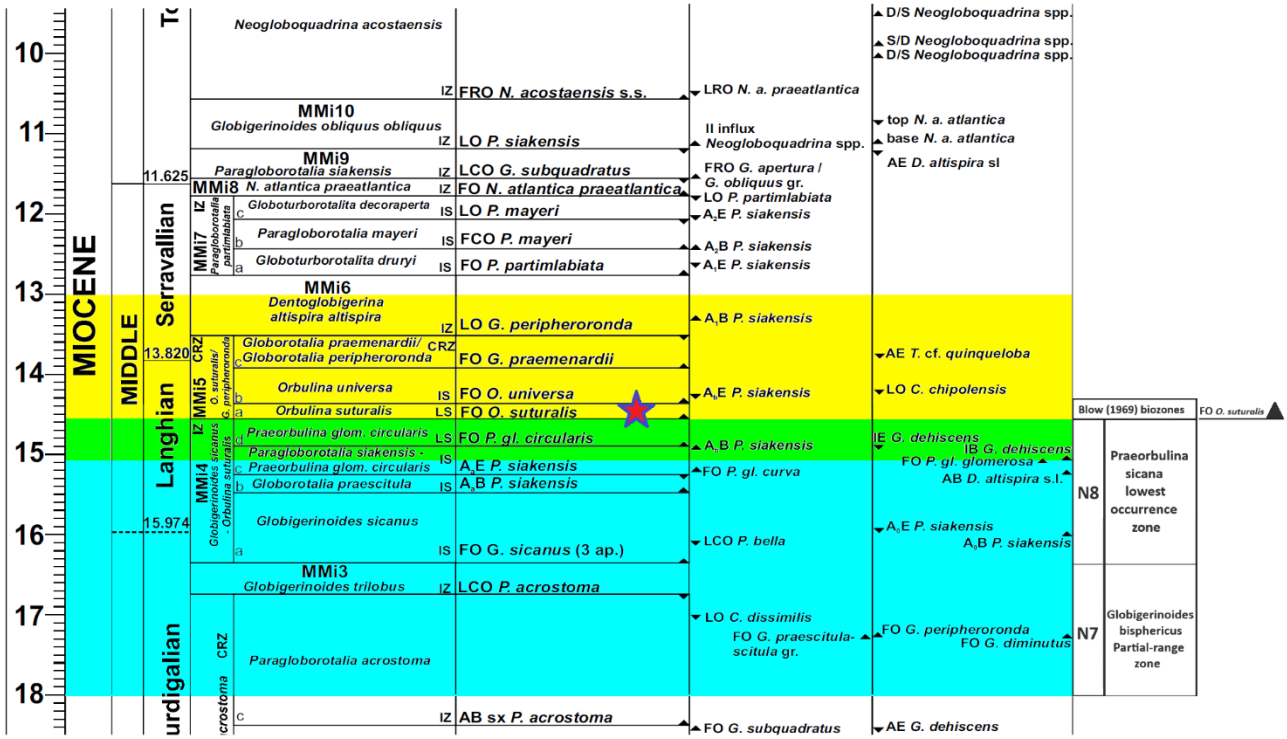


Figure 10 – Middle Miocene Biozonal scheme (modified from Lirer et al., 2019), with integrated indication of the N7 and N8 biozones by Blow (1969). Stratigraphic ranges of the Fangario Clays and of the Gesturi Marls are highlighted in yellow and light blue, respectively background, while the green area highlights the time interval in which the two heteropic formations coexisted. The red star marks the *O. suturalis* biozone to which the Su Luttone foraminiferal assemblage can be referred, considering the absence of any test indisputably attributable to *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839.

The micropaleontological assemblage is dominated by planktonic foraminifera, with a planktonic fraction apparently higher than the 80 percent observed by Barbieri & D'Onofrio (1985) in the type area of the Fangario Clays (Gandolfi & Porcu, 1967; Pomesano-Cherchi, 1974). Oceanity index and palaeodepth were not calculated but the planktonic to benthic ratio is highly consistent with an epibathyal to bathyal settings. No evident traces of reworking were observed in the specimens from Su Luttone.

Twenty-four planktonic taxa were recognized (Table 1): typical middle Miocene warm/temperate and warm index species (Bicchi et al., 2003) are respectively indicated with (W/T) and (W).

While specimens of *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951 were collected along with other species of the *O. universa* lineage, no forms indisputably attributable to *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839 were observed. Among other planktonic species of biostratigraphic interest, we cite *Globorotalia praemenardii* Cushman & Stainforth, 1945 and *Paragloborotalia siakensis* (LeRoy, 1939).

According to the currently supported Middle Miocene biozonal scheme (Figure 10), such observations are consistent with an attribution of the outcrop to the *Orbulina suturalis* lineage subzone and consequently to an early upper langhian age (Lirer et al., 2019). Relevant to the purpose of the discussion, even though the Su Luttone sample was collected in a stratigraphically higher position that that by Roveri (1983), no typical Pliocene biozone markers were observed.

Around 80 species of benthic foraminifera, also listed in Table 1, list were collected, 46 of which (marked with an asterisk in Table 1) coincide with those observed by Barbieri & D'Onofrio (1985) in their study of the Fangario Clays. The benthic species are also consistent with a middle/late langhian age. The presence of costate uvigerinids and of *Bulimina buchiana*, as observed by Barbieri & D'Onofrio (1985), is typical of an epibathyal environment, and the observation of *Gyroidina altiformis* may hint at a depth of 600 meters or more.

Fifteen biostratigraphically significant planktonic species and as many conspicuous benthonic species, some of which bathymetrically significant, are illustrated in Figure 11 and Figure 12, respectively.

Figure 11 (Page 19) – Some conspicuous planktonic foraminifera from the outcrop described in this study. Scale bar = 300 μ, black/white subdivisions = 100 μ each. 1 – *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951; 2 – *Praeorbulina circularis* (Blow, 1956); 3 – *Praeorbulina glomerosa* (Blow, 1956); 4 – *Praeorbulina curva* (Blow, 1956); 5 – *Trilobatus sicanus* (De Stefani, 1952); 6 – *Trilobatus bisphericus* (Todd, 1954); 7 – *Trilobatus trilobus* (Reuss 1850); 8 – *Globorotalia scitula* (Brady, 1882); 9 – *Globorotalia archeomenardii* Bolli, 1957; 10 – *Paragloborotalia siakensis* (LeRoy, 1939); 11 – *Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich & Tappan, 1957; 12 – *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins, 1934); 13 – *Dentoglobigerina venezuelana* (Hedberg, 1937); 14 – *Globigerinella praesiphonifera* (Blow, 1969); 15 – *Globigerinella obesa* (Bolli, 1957)

Figure 12 (Page 20) – Some conspicuous benthic foraminifera from the outcrop described in this study. Black/white subdivisions of the scale bar = 100 μ each. 1 – *Bulimina buchiana* d'Orbigny, 1846; 2 – *Bulimina elongata var. lappa* Cushman & Parker, 1937; 3 – *Bolivina arta* MacFadyen, 1930; 4 – *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, 1839; 5 – *Uvigerina barbatula* Macfadyen, 1930; 6 – *Uvigerina longistriata* Perconig, 1955; 7 – *Uvigerina multicostata* LeRoy, 1939; 8 – *Uvigerina pygmoides* Papp & Turnovsky, 1953; 9 – *Gyroidina altiformis* Stewart & Stewart, 1930; 10 – *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny, 1846); 11 – *Anomalinoides spissiformis* (Cushman & Stainforth, 1945); 12 – *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman, 1922); 13 – C*ibicidoides ungerianus* (d'Orbigny, 1846); 14 – *Cibicidoides wuellerstorfi* (Schwager, 1866); 15 – *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny, 1846).

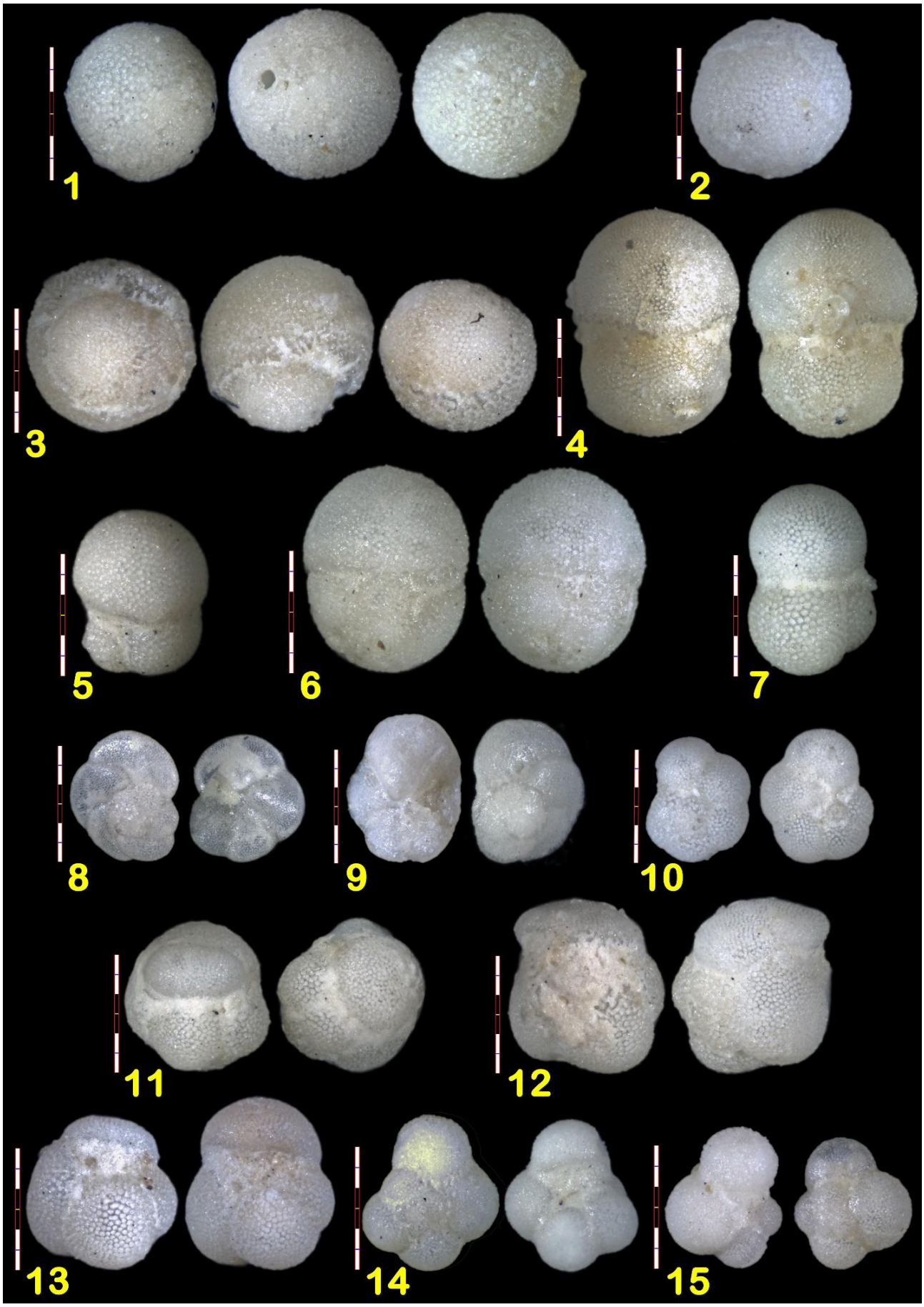


Figure 11

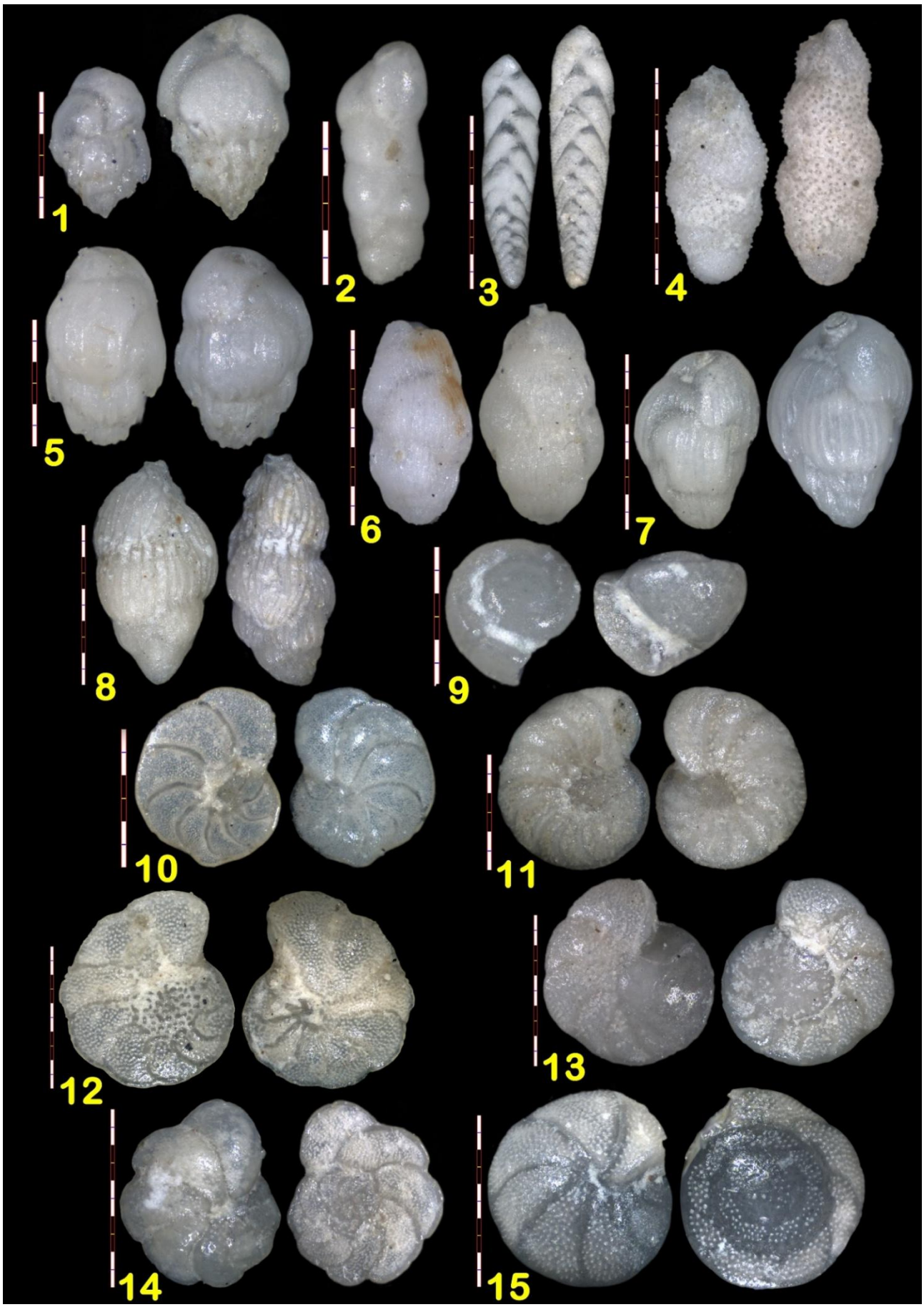


Figure 12

Discussion

Considering only its micropaleontological content, the sample from Su Luttone could be temptatively attributed to the *Orbulina suturalis* subzone and to a coeval epibathyal formation – consistent with the Gesturi Marls or with the Fangario Clays.

It should be remembered that at the end of the Furtei – Gesturi section, highlighted in Figure 13, Pomesano Cherchi (1968) reported, as the last biostratigraphic unit under the basaltic flows, the *Orbulina suturalis* subzone, and on page 263 she provides the following description, corresponding to what was observed in the microfauna of Su Luttone: "*Orbulina suturalis* zone: this zone is present only for a short stretch (from around 532 to 540 m), as the arenaceous marls at the top of the series are covered by basaltic flows, them too horizontally layered. The lower limit corresponds to the appearance of *Orbulina suturalis*, accompanied by *Porticulasphaera glomerosa circularis*. *Orbulina universa* is not present."

In the above quote, Pomesano Cherchi (1968) appears to allude to in-place basalt flows as low as 540 meters above sea level. If this were the case, considering that in the Gesturi area the plateau surface is 575 meters, the thickness of the flows should be 35 meters, contrary to the approximately 10 meters observed by Brizio (1983) in the same area, with reference to the thickness of clearly exposed sections of massive crystalline and vesicular / scoriaceous basalt. Along almost the entire perimeter of the Giara, the top of the arenaceous marls is covered by basaltic debris and Quaternary covers which, as shown in Figure 6, includes landslide bodies, eluvial-colluvial mantle, and residual soil. It is therefore likely that the basaltic elements observed immediately above 540 meters by Pomesano Cherchi are debris elements covering the arenaceous marls.

In any case, the *O. suturalis* subzone is observed approximately between 35 meters and 45 meters below the surface of the Giara. It is interesting to reconsider this datum in light of the basalt thickness and of the west-east elevation profile of the plateau, as illustrated on the left of Figure 14: the Miocene formations beneath the center of the plateau are crossed by a NE-SW normal fault (Brizio, 1983) with at least 40 meters of throw. The downthrown western block dips slightly westward with a further loss of elevation of approximately 45 meters, so that the elevation at the edge of the Giara di Gesturi varies

from approximately 575 meters near Gesturi to approximately 490 meters near Su Luttone. Considering the thickness of the basalts reported by Brizio, 1983, which is much higher in the western sector, particularly in the vicinity of the volcanic structure of Zeppara Manna, it is interesting to note that the Su Luttone sample was taken at a vertical distance from the base of the basalts (about thirty-five meters) almost coincident with the position of the *O. suturalis* subzone reported for Gesturi by Pomesano Cherchi (1968), as shown on the right of Figure 14.

It should also be noted that, according to Cherchi et al. (2008), who restrict the Gesturi Marls to the Burdigalian, the First Occurrence of both *O. suturalis* and *Praeorbulina curva* (Blow, 1956) in the Sardinia graben system occurs within the Fangario formation (Figure 15).

The main problem of our interpretation is the possible reworking of the observed foraminifera assemblages.

- If reworking is confirmed, the cobbly and pebbly alluvial deposits at the base of the calanchi as well as the entire outcrop could be safely attributed to the Samassi Formation, based on the findings by Roveri (1983).
- If the foraminifera are not reworked, besides the Langhian age, a frankly marine and epibathyal / bathyal environment is attested, in which case the conglomeratic-arenaceous lithofacies observed by Roveri (1983) at the base of the calanchi should be assigned to a different formation.

Conclusions

Unless the erosional front at the topmost part of the *calanchi*, source of the microfauna here described, belongs to a different and earlier formation than the rest of the badland outcrop, an inconsistency arises, depending on the state of the foraminifera in the sample from Su Luttone.

In case of reworking of the microfaunal assemblage, it should have taken place on a short distance and with low energy, so that no visible trace was left on the tests, and that the full range of sizes and species of the in-place fauna was preserved.

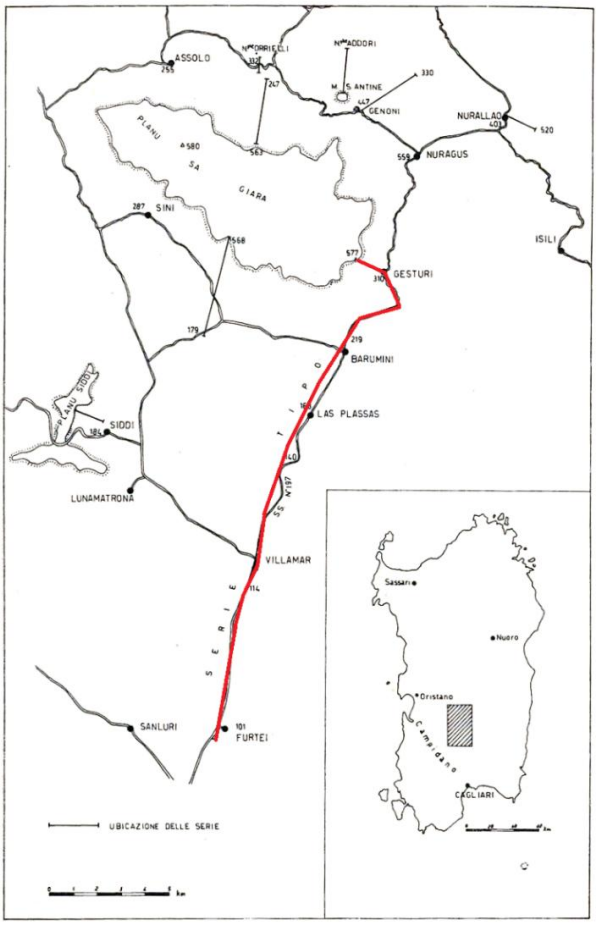


Figura 13 – The Furtei – Giara di Gesturi section as it appears in Pomesano Cherchi (1968). At Gesturi, samples referring to the *Orbulina suturalis* subzone were collected between 532 and 540 meters above sea level.

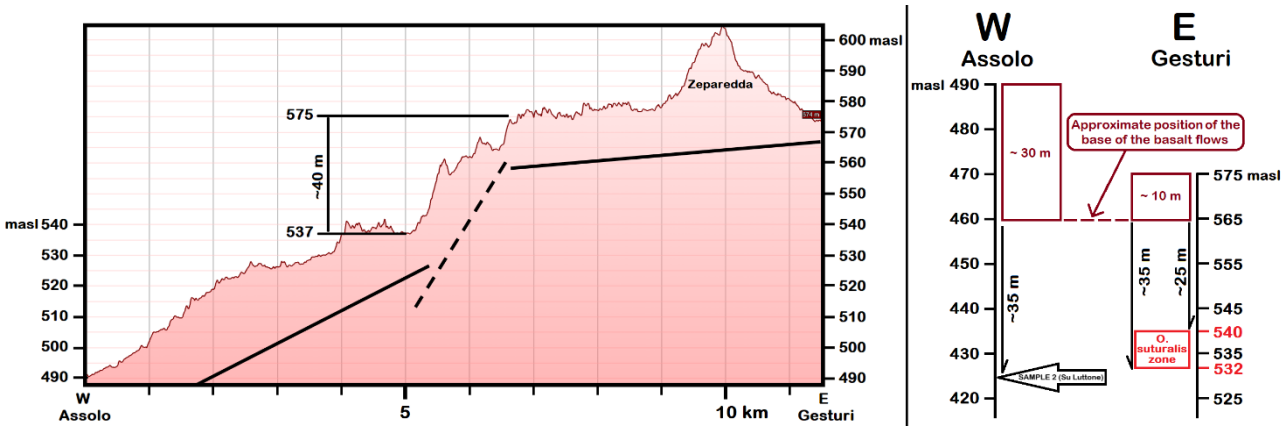


Figure 14 – Left, the elevation profile of the Giara di Gesturi along the Gesturi-Assolo line, vertical scale shows elevations in meters above sea level, vertical exaggeration factor equal to 50. The hatched line represents the direct fault, preceding the emplacement of the basalts, which crosses the Miocene formations with a NE-SW orientation and a throw of approximately 40 meters. The western block of the Giara, downthrown, dips slightly westward with a further loss of elevation of approximately 45 meters at the western edge of the basalts. Right, column W, sampling station of Su Luttone; column E, the *O. suturalis* zone (red box) as observed near Gesturi by Pomesano Cherchi (1968) shifted vertically to align the base of the basaltic flows. Considering basalt thickness (Brizio, 1983), the difference in altitude at the base of the basalts is approximately 100 meters. Comments in the text.

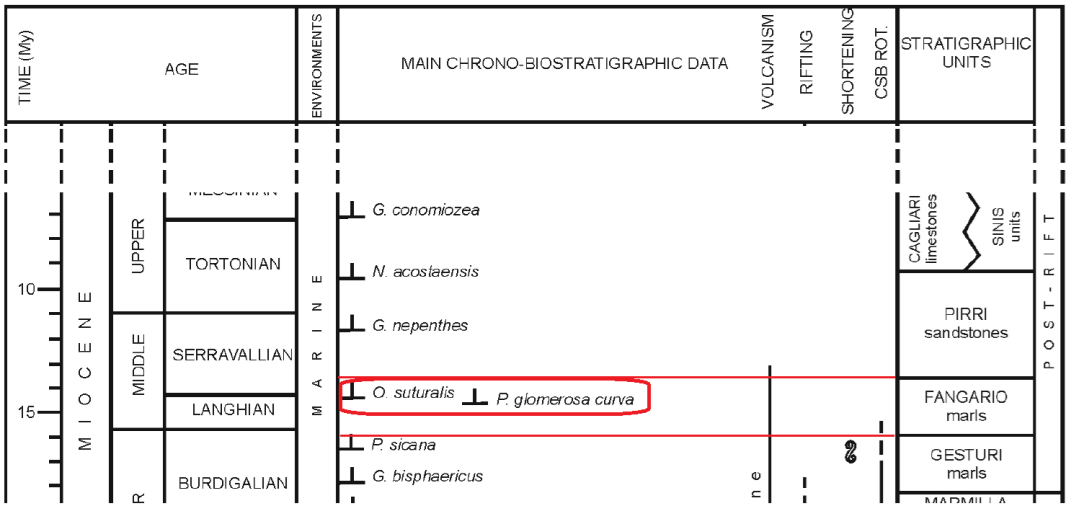


Figure 15 – Chronostratigraphy of the Sardinian graben system modified from Figure 2 of Cherchi et al. (2008), including a dissenting opinion on the age of the Gesturi Marls, here limited to a strictly burdigalian age. Note how the FO of both *Praeorbulina curva* and *Orbulina suturalis* fall into the Fangario formation (here "Fangario Marls" in lieu of "Fangario Clays").

In that case, we should accept the attribution of the studied area to the fluvio-deltaic, Plio-Pleistocene Nuraghe Casteddu formation as proposed by the Sardinian Regional Geoportal, as well as that to the Samassi formation in the Geological Map of Italy – the latter conclusion confirming the findings by Roveri, 1983 as well as those by Pecorini and Pomesano-Cherchi (1969).

If the foraminifera assemblage was not reworked, the combination of the lithology and the biostratigraphy of the area may hint at an alternative scenario, and correspond with the findings by Pomesano-Cherchi (1968) on the opposite end of the Giara di Gesturi. Among the formations cited in the introduction, only two are frankly marine and belong in the appropriate age interval: the topmost part of the Gesturi Marls and the basal part of the Fangario Clays.

The following experimental evidence would better support an attribution of the *calanchi* to the latter:

- the collection of *O. suturalis* specimens – the widely accepted FO of *O. suturalis* marks the base of the N9 zone by Blow (1969), while even the most recent literature restricts the range of the Gesturi Marls to zones N7 and N8;
- the geomorphology - in actuality, no other *calanchi* can be observed in all the geographical extension of the Gesturi Marls around the Giara;
- the lithology, more akin to the description of Fangario Clays;

- the possible presence of frankly bathyal species such as *G. altiformis*;
- the position of the outcrop, at the western tip of the Giara di Gesturi, in the expected direction of the deepest parts of the Campidano graben.

Nevertheless, we cannot ignore the following facts:

- the upper boundary between the Gesturi Marls and the heteropic and conformable Fangario Clays is not marked by a well-defined geological event or by a recognizable abrupt change in lithology, and can be defined only conventionally (in our case, with reference to planktonic Foraminifera biozones); even the most recent literature (Sarria et al, 2025) includes a question mark in the definition of its upper limit ("Langhiano medio-?superiore"),
- the agreement on chronological boundaries of a formation may not be universal, as shown, e.g., by Cherchi et al. (2008),
- the blurred morphological transition between the species in the *O. universa* lineage may, in some cases, be open to discussion,
- known outcrops of the Fangario Clays are rare or absent outside the Cagliari area.

Consequently, in the non-reworked scenario, we cannot safely attribute the study area to either formation.

Resolutive in-depth studies may include a more accurate prospection of the area, as well as further micropaleontological samplings.

Acknowledgements

We thank Marco Roveri for providing us with an excerpt from his Master's thesis, for contributing part of the text, and for his thorough revisions of the draft, which was subsequently expanded with considerations regarding the vertical distance of the Su Luttone sampling station from the base of the basaltic flows.

We thank Prof. Cesare Andrea Papazzoni for providing access to the Ellis & Messina catalogues and Daniel Zoboli for sharing very timely the links to the new Geological Map of the area published by ISPRA.

Table 1 - Foraminifera species in the sample from Su Luttone (P = Planktonic, B = Benthic)		
1.	*Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich & Tappan, 1957	P
2.	*Dentoglobigerina altispira (*Cushman and Jarvis, 1936) (W)	P
3.	*Dentoglobigerina baroemoenensis* (Leroy, 1939) (W/T)	P
4.	*Dentoglobigerina venezuelana* (Hedberg, 1937) (W/T)	P
5.	*Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826	P
6.	*Globigerinella obesa* (Bolli, 1957) (W/T)	P
7.	*Globigerinella praesiphonifera* (Blow, 1969)	P
8.	*Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins, 1934) (W/T)	P
9.	*Globorotalia archeomenardii* Bolli, 1957	P
10.	*Globorotalia bella* Jenkins, 1967	P
11.	*Globorotalia praescitula* Blow, 1959	P
12.	*Globorotalia scitula* (Brady, 1882)	P
13.	*Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951	P
14.	*Paragloborotalia continuosa* (Blow, 1959)	P
15.	*Paragloborotalia siakensis* (LeRoy, 1939) (W/T)	P
16.	*Praeorbulina circularis* (Blow, 1956) (W)	P
17.	*Praeorbulina curva* (Blow, 1956) (W)	P
18.	*Praeorbulina glomerosa* (Blow, 1956) (W)	P
19.	*Sphaeroidinellopsis disjuncta* (Finlay, 1940)	P
20.	*Trilobatus bisphericus* (Todd, 1954)	P
21.	*Trilobatus sicanus* (De Stefani, 1952)	P
22.	*Trilobatus subsacculifer* (Cita, Premoli Silva & Rossi, 1965)	P
23.	*Trilobatus trilobus* (Reuss 1850)	P
24.	*Turborotalita quinqueloba* (Natland, 1938)	P
25.	*Ammonia inflata* (Seguenza, 1862)	B
26.	*Amphicoryna hirsuta f. sublineata* (Brady, 1884)	B
27.	*Amphicoryna hirsuta* (d'Orbigny, 1826)	B
28.	*Anomalinoides spissiformis (*Cushman & Stainforth, 1945) *	B
29.	*Astacolus crepidula* (Fichtel & Moll, 1798) *	B
30.	*Bolivina antiqua* d'Orbigny, 1846	B
31.	*Bolivina arta* MacFadyen, 1930 *	B
32.	*Bulimina buchiana* d'Orbigny, 1846 *	B
33.	*Bulimina elongata var. lappa* Cushman & Parker, 1937 *	B
34.	*Chrysalogonium cf. ciperense* Cushman&Stainforth, 1945	B
35.	*Chrysalogonium deceptorium* (Schwager, 1866) *	B
36.	*Cibicides aknerianus* (d'Orbigny, 1846) *	B
37.	*Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman, 1922)	B
38.	*Cibicidoides ungerianus* (d'Orbigny, 1846) *	B
39.	*Cibicidoides wuellerstorfi* (Schwager, 1866)	B
40.	*Cyclammina cancellata* Cushman, 1917 *	B
41.	*Cylindroclavulina rudis* (Costa, 1855) *	B
42.	*Dentalina cf. acuminata* (Hantken, 1875) *	B
43.	*Dentalina vertebralis* (Batsch, 1791) *	B
44.	*Dimorphina tuberosa* d'Orbigny, 1826	B
45.	*Ellipsoidina ellipsoides* Seguenza, 1859	B
46.	*Elphidium ortenburgense* (Egger, 1857) *	B
47.	*Frondicularia cf. mucronata* Reuss, 1845	B
48.	*Pleurostomella tenuis* Hantken, 1883 *	B
49.	*Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881) *	B

Table 1 - Foraminifera species in the sample from Su Luttone (P = Planktonic, B = Benthic)		
50.	*Globobulimina pyrula* (d'Orbigny, 1846) *	B
51.	*Globulina punctata* d'Orbigny, 1846	B
52.	*Grigelis pyrulus* (d'Orbigny, 1826) *	B
53.	*Guttulina communis* (d'Orbigny, 1826) *	B
54.	*Gyroidina altiformis* Stewart & Stewart, 1930 *	B
55.	*Hanzawaia boueana* (d'Orbigny, 1846) *	B
56.	*Hemirobulina hantkeni* (Bandy, 1949)	B
57.	*Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny, 1846) *	B
58.	*Hoeglundina elegans* (d'Orbigny, 1826)	B
59.	*Karreriella gaudryinoides* (Fornasini, 1885)	B
60.	*Laevidentalina leguminiformis* (Batsch, 1791) *	B
61.	*Laevidentalina emaciata* (Cushman, 1923) *	B
62.	*Lenticulina gibba* (d'Orbigny, 1839) *	B
63.	*Lenticulina calcar* (Linnaeus, 1758) *	B
64.	*Lenticulina cultrata* (Montfort, 1808) *	B
65.	*Lenticulina inornata* (d'Orbigny, 1846) *	B
66.	*Lenticulina rotulata* (Lamarck, 1804)	B
67.	*Lenticulina vortex* (Fichtel & Moll, 1798) *	B
68.	*Marginulina similis* d'Orbigny, 1846	B
69.	*Marginulina glabra* d'Orbigny, 1826	B
70.	*Marginulina hirsuta* d'Orbigny, 1826 *	B
71.	*Melonis pompilioides* (Fichtel & Moll, 1798) *	B
72.	*Mucronina monacantha* (Reuss, 1850)	B
73.	*Mucronina compressa* (Costa, 1855)	B
74.	*Neoconorbina terquemi* (Rzehak, 1888)	B
75.	*Neugeborina longiscata* (d'Orbigny, 1846) *	B
76.	*Nodosaria hispida* Schwager, 1866	B
77.	*Nonion boueanum* (d'Orbigny, 1846)	B
78.	*Nonion commune* (d'Orbigny, 1846)	B
79.	*Oolina ampulladistoma* (Jones, 1874)	B
80.	*Oridorsalis umbonatus* (Reuss, 1851) *	B
81.	*Pappina primiformis* (Papp & Turnovsky, 1953)	B
82.	*Plectofrondicularia digitalis* (Neugeboren, 1850)	B
83.	*Pseudonodosaria brevis* (d'Orbigny, 1846)	B
84.	*Pyramidulina minor* (Hantken, 1875)	B
85.	*Pyramidulina raphanistrum* (Linnaeus, 1758) *	B
86.	*Scallopostoma ovicula* (d'Orbigny, 1826) *	B
87.	*Siphonina reticulata* (Čžjžek, 1848) *	B
88.	*Siphonodosaria pomuligera* (Stache, 1864) *	B
89.	*Siphonodosaria consobrina* (d'Orbigny, 1846) *	B
90.	*Spirorutilus carinatus* (d'Orbigny, 1846) *	B
91.	*Toddostomella spinosa* (d'Orbigny, 1846)	B
92.	*Uvigerina auberiana* d'Orbigny, 1839	B
93.	*Uvigerina barbatula* Macfadyen, 1930 *	B
94.	*Uvigerina longistriata* Perconig, 1955 *	B
95.	*Uvigerina multicostata* LeRoy, 1939 *	B
96.	*Uvigerina continuosa* Lamb, 1964	B
97.	*Uvigerina pygmoides* Papp & Turnovsky, 1953*	B
98.	*Vaginulina margaritifera* (Batsch, 1791)	B
99.	*Vaginulina legumen* (Linnaeus, 1758) *	B

Table 1 - Foraminifera species in the sample from Su Luttone (P = Planktonic, B = Benthic)		
100.	*Vaginulinopsis asperuliformis* (Nuttall, 1930) *	B
101.	*Vaginulinopsis pedum* (d'Orbigny, 1846) *	B
102.	*Vulvulina pennatula* (Batsch, 1791)	B
103.	*Vulvulina spinosa* Cushman, 1927	B
104.	*Zsigmondiella zsigmondyi* (Hantken, 1868) *	B

References

AGIP – Foraminiferi Padani Online Edition (2024) – Available form https://www.cesarebrizio.it/FPO/FP_Home.html. Accessed 2024-12-17.

Barbieri, R. & D'Onofrio, S. (1985) – Benthic Foraminifera of the Fangario Formation (Cagliari, Sardinia). Boll. Soc. Paleontol. It., 23 (2): 439–447, Modena.

Barca, S. & Spano, C. (2002) – Nuova classificazione biostratigrafica e geocronologica delle unità formazionali oligoceniche e neogeniche della Sardegna. Correlazioni con le omologhe unità della Corsica. Rendiconti Seminario Facoltà Scienze Università Cagliari 72(1): 135–148

Barca, S.; Patta, E. D.; Murtas, M.; Pisanu, G. & Serra, M. (2016) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 528 ORISTANO, Regione Autonoma della Sardegna, Cagliari.

Barca, S.; Melis, E.; Annino, E.; Cincotti, F.; Ulzega, A.; Orrù, P. & Pintus, C. (2005) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 557 CAGLIARI, Regione Autonoma della Sardegna, Cagliari.

Bicchi, E.; Ferrero, E. and Gonera, M. (2003) – Palaeoclimatic interpretation based on Middle Miocene planktonic Foraminifera: the Silesia Basin (Paratethys) and Monferrato (Tethys) records. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 196: 265–303.

Blow, W. H. (1956) – Origin and evolution of the foraminiferal genus *Orbulina* d'Orbigny. *Micropaleontology.* 2(1): 57–70

Blow, W. H. (1969) – Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal Biostratigraphy.

Proceedings of the 1st International Conference on Planktonic Microfossils, Vol. 1, Geneva, 1967, 199-422.

Bonaduce, G. & Russo, A. (1984) – The Miocene Ostracodes of Sardinia. Boll. Soc. Paleontol. It., 23 (2): 421–437, Modena.

Brizio, C. (1983) – Rilevamento geomorfologico del settore orientale della Giara di Gesturi (Sardegna) – Master Degree's Thesis in Earth Sciences, Università degli Studi di Bologna.

Brizio, C. (2025) – Concentrating Foraminifera from Sand: viability of Perchloroethylene for Home-Made Density Separation. Quaderni del Museo Civico di Storia Naturale di Ferrara 13: 33–40, Ferrara.

Brönnimann, P. (1951) – The genus Orbulina d'Orbigny in the Oligo-Miocene of Trinidad. *Contribution from the Cushman Foundation for foraminiferal research.* vol. 2 pt. 4: 132–138.

Carmignani L., Carosi R., Disperati L., Funedda A., Musumeci G., Pasci S. & Pertusati P. C. (1992) – Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy. In: L. Carmignani & F.P. Sassi (Eds.): «Contributions to the geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, 5: 83-96, Siena.

Carmignani L., Oggiano G., Barca S., Conti P., Salvadori I., Eltrudis A., Funedda A. & Pasci S. (2001) – Geologia della Sardegna, Note Illustrative della Carta Geologica della Sardegna alla scala 1:200.000. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., 60: pp.283, Ist. Poligr. Zecca dello Stato, Roma

Cherchi A., Mancini N., Montadert L., Murru M., Putzu M.T., Schiavinotto F. & Verrubbi V. (2008) – The stratigraphic response to the Oligo-Miocene extension in the western Mediterranean from observations on the Sardinia Graben System (Italy). Bull. Soc. Geol. Fr., 179 (3):267-287, Paris.

Clarke, M.L.; Rendell, H.M. (2006) – Process-form relationships in Southern Italian badlands: erosion rates and implications for landform evolution. Earth Surf. Process. Landforms 31:15–29.

Comaschi Caria I. (1958) – Miocene della Sardegna. Boll. Soc. Geol. It., 77 (1): 183-198.

Coulbourn, W.T. & Resig, J. M. (1975) – On the Use of Benthic Foraminifera as Sediment Tracers in a Hawaiian Bay. Pacific Science 29(1):99–115

Debenay, J.P. (2012) – A Guide to 1,000 Foraminifera from Southwestern Pacific (New Caledonia). Paris, MNHN Publications Scientifiques du Muséum

Ellis & Messina Catalogues (2024) – Micropress Website. Available from https://www.micropress.org/em/login. Accessed 2024-12-17.

Farabegoli, E. & Agostini, C. (2000) – Identification of *Calanco*, a badland landform in the Northern Apennines (Italy). Earth Surf. Process. Landforms 25: 307–318.

FEU Editorial Board (2025) - Foraminifera.eu Project Website. Available from https://foraminifera.eu/. Accessed 2024-12-17.

Funedda, A.; Pertusati, P.C.; Carmignani, L.; Uras, V.; Pisanu, G. & Murtas, M. (2005) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 540 Mandas, ARPAS – Dipartimento Specialistico Regionale Geologico, Regione Autonoma della Sardegna, Cagliari.

Gandolfi, F. & Porcu, a. (1967) – Contributo alla conoscenza delle microfacies mioceniche delle colline di Cagliari (Sardegna). Riv. Ital. Paleont. 73(1): 313–348, Milano.

Hayward, B.W.; Le Coze, F.; Vachard, D.; Gross, O. (2024) – World Foraminifera Database. Accessed at https://www.marinespecies.org/foraminifera on 2024-12-17. https://doi.org/10.14284/305

Huber, B. T. et al. (2017) – Pforams@microtax: A new online taxonomic database for planktonic foraminifera. *Micropaleontology*. 62(6): 429–438.

Iaccarino, S.; D'Onofrio, S. & Murru, M. (1985) – Miocene foraminifera of several sections of the Marmilla area (Central Western Sardinia). Boll. Soc. Paleontol. It., 23 (2): 395–412, Modena.

Iaccarino S. & Salvatorini G. (1982) – A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. Paleont. Evoluz., 2: 115-125, Barcellona.

Kotthoff, U. et al., (2017) – Reconstructing Holocene temperature and salinity variations in the western

Baltic Sea region: a multi-proxy comparison from the Little Belt (IODP Expedition 347, Site M0059). Biogeosciences 14: 5607–5632 https://doi.org/10.5194/bg-14-5607-2017

Lecca L., Carboni S., Scarteddu R., Sechi F. & Tilocca G. (1986) – Schema stratigrafico della piattaforma occidentale e meridionale della Sardegna. Mem. Soc. Geol. It.: 36, 31-40, Roma.

Lirer, F.; Foresi, L.M.; Iaccarino, S.M.; Salvatorini, G.; Turco, E.; Cosentino, C.; Sierro, F.J. & Caruso, A. (2019) – Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology. Earth-Science Reviews 196: 102869

Marini, A. & Murru, M. (1981) – Sull'età della formazione di Nuraghe Casteddu (Dorgali – Sardegna Orientale). Rend. Soc. Geol. It., 4: 11–12, Roma.

Mazzei, R. & Oggiano, G. (1990) – Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell´area di Florinas (Sardegna Settrentionale). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. Serie A, 97 , 119–147.

Murray, J. W. & Alve, E. (1999) – Taphonomic experiments on marginal marine Foraminiferal assemblages: how much ecological information is preserved?. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 149: 183–197

Massari, F. & Dieni, I. (1973) – La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu. Mem. Soc. Geol. It., 12:377–409, Roma.

Mazzei, R. & Oggiano, G. (1990) – Messa in evidenza di due cicli sedimentary nel Miocene dell'area di Florinas (Sardegna settentrionale). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, 97: 119–147, Pisa.

Parent, B., Barras, C., Jorissen, F. (2018) – An optimised method to concentrate living (Rose Bengal-stained) benthic Foraminifera from sandy sediments by high density liquids. Mar. Micropaleontol. 144: 1–13

Pecorini, G. & Pomesano-Cherchi, A. (1969) – Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna). Mem. Soc. Geol. It., 8: 421–451, Roma.

Pecorini, G. (1974) – Sui tufi pomicei langhiani della Sardegna meridionale. Boll. Soc. Geol. It., 93:

1001–1012, Roma.

Piroddu, F. (2019) – La formazione delle Marne di Gesturi – Technical report. Corso di "Stratigrafia dei Bacini Sedimentari. Modulo II" – AA 2018/19 Laurea Magistrale in Scienze e Tecnologie geologiche Università degli studi di Cagliari.

Pomesano-Cherchi, A. (1968) – Studio biostratigrafico del Miocene della Sardegna centromeridionale (Campidano, Marmilla Orientale, Sarcidano). Giorn. Geol. 35: 255–276.

Pomesano-Cherchi, A. (1974) – Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia). V Congr. Néogéne Medit., Lyon-1971, Mem. B.R.G.M., 78: 433–445, Lyon.

Pomesano-Cherchi, A. (1985) – Oligo-Miocene Basin. In: A. Pomesano-Cherchi (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium». Sardinia, October 1-10, 1985. AGIP, 87–101, Cagliari.

Popescu, G. & Crihan, I.-M. (2005) – Middle Miocene Foraminifera from Romania: Order Buliminida, Part I. Acta Palaeontologica Romaniae 5:379–396.

Popescu, G. & Crihan, I.-M. (2005) – Middle Miocene Foraminifera from Romania: Order Buliminida, Part I. Acta Palaeontologica Romaniae 5:397–412.

Porcu A. (1983) – Geologia del Graben di Ottana (Sardegna centrale). Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **53** (1): 151-169, Cagliari.

Roveri, M. (1983) – Rilevamento geomorfologico del settore occidentale della Giara di Gesturi (Sardegna) – Master Degree's Thesis in Earth Sciences, Università degli Studi di Bologna.

SardegnaMappe Geoportal - https://www.sardegnageoportale.it/webgis2/sardegnamappe/?map=mappetematiche – Accessed November 19, 2024.

Sarria, E.A.; Melis, E.B.; Patta, E.D. & Pisanu G. (2025) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 539 Mògoro, ARPAS – Dipartimento Specialistico Regionale Geologico, Regione Autonoma della Sardegna, Cagliari.

Schönfeld, J.; Alve, E.; Geslin, E.; Jorissen, F.; Korsun, S. & Spezzaferri, S. (2012) – The FOBIMO (FOraminiferal BIo-MOnitoring) initiative—Towards a standardised protocol for soft-bottom benthic Foraminiferal monitoring studies. Mar. Micropaleontol. 94–95: 1–13. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.06.001

Spano, C. & Meloni, D. (1992) – Macrofauna and paleoenvironment of the Langhian – Serravallian deposits from the Cagliari area (south Sardinia, Italy). In: L. Carmignani & F.P. Sassi (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza», IGCP Project No. 276, Newsletter, 5: 199–214, Siena.

Vardabasso S., Zuffardi P. & Salvadori I. (1989) – Carta Geologica d'Italia, Foglio 216-217 "Capo S. Marco-Oristano", scala 1:100.000. Reg. Auton. Sardegna, Roma.

Wade, B.S.; Pearson, P.N.; Berggren, W.A. & Pälike, H. (2011) – Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. Earth-Science Reviews 104: 111–142

WoRMS Editorial Board (2025) – World Register of Marine Species. Available from https://www.marinespecies.org at VLIZ. Accessed 2025-05-25. https://doi.org/10.14284/170

Young, J.R.; Wade, B.S. & Huber B.T. (eds) (2025) – pforams@mikrotax website. URL: http://www.mikrotax.org/pforams – Accessed 2024-12-17.

Note sulla possibile età langhiana dell'unità a calanchi all'estremità occidentale della «Giara di Gesturi» (Assolo, Oristano, Sardegna)

RIASSUNTO: Un'unità argillosa massiccia con morfologia a calanchi, ben esposta lungo il margine nord-occidentale dell'altopiano basaltico della Giara di Gesturi, è attualmente attribuita, secondo la cartografia geologica più recente, alla Formazione di Samassi del Pliocene superiore continentale. Questa unità affiora nell'area di studio delle tesi di laurea magistrale in geologia di Brizio (1983) e Roveri (1983). I foraminiferi rinvenuti nella parte superiore dell'affioramento sono stati considerati rimaneggiati da Roveri (1983), in accordo con studi precedenti. Tuttavia, due nuovi campioni raccolti dallo stesso affioramento nel 2024 da uno degli autori (C.B.) hanno fornito un'associazione di foraminiferi ricca e non evidentemente rimaneggiata, di età langhiana. Ciò potrebbe indurre a mettere in discussione la vera natura e l'età dell'unità a calanchi. Tra le ipotesi alternative si possono citare: 1) una formazione marina di età langhiana (Marne di Gesturi o le eteropiche Argille di Fangario) o 2) un'unità marina del Pliocene inferiore, sulla base dei risultati di Roveri (1983). Future analisi più dettagliate dell'area potrebbero essere necessarie per chiarire la situazione.

Introduzione

Lungo il margine nord-occidentale del rift del Campidano (Figura 1), le effusioni basaltiche plioceniche che hanno originato l'altopiano della Giara di Gesturi sovrastano una successione di depositi paralici e marini oligo-miocenici (Figura 2), solitamente suddivisi in due cicli sedimentari a larga scala (Mazzei & Oggiano, 1990; Barca et al., 2016; Carmignani et al., 1992; Carmignani et al., 2001), rispettivamente associati alla tettonica trascorrente oligo-aquitaniana che domina la fase compressiva associata alla collisione continentale nord-appenninica («Primo Ciclo», Oligocene superiore-Burdigaliano inferiore, comprese la Formazione di Ussana e la Formazione di Nurallao), e al regime di deformazione distensivo

iniziato nel Burdigaliano superiore, nel contesto dell'apertura del Bacino Balearico («Secondo Ciclo», Burdigaliano superiore-Langhiano, comprese le Formazione della Marmilla e le Marne di Gesturi).

All'estremità occidentale dell'altopiano, secondo la carta geologica regionale disponibile sul Geoportale Sardegna Mappe (Figure 3 e 4A), solo due unità sono in contatto stratigrafico diretto con il basalto, entrambe appartenenti al secondo ciclo sedimentario:

c) la formazione di mare aperto delle Marne di Gesturi (Pomesano-Cherchi, 1985), di età Burdigaliano superiore – Langhiano medio (Pomesano-Cherchi, 1974; Iaccarino et al., 1985; Bonaduce & Russo, 1984);
d) la formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu (Massari & Dieni, 1973), datata al Pliocene medio-Pleistocene inferiore, che affiora solo in una piccola area all'estremità nord-occidentale dell'altopiano.

Durante la preparazione di questo manoscritto, alla fine di giugno 2025, l'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA) ha ufficialmente pubblicato la carta geologica aggiornata in scala 1:50.000 relativa all'area, Foglio 539 – Mògoro (Sarria et al., 2025). Per la stessa area, in luogo della formazione di Nuraghe Casteddu (Figura 4B), viene segnalata un'unità litostratigrafica coeva e pressoché equivalente, la Formazione di Samassi (Figura 4B), in accordo con le conclusioni di Pecorini e Pomesano-Cherchi (1969).

Nell'area mappata in Figura 4, nel territorio di Assolo, sulla riva destra del torrente Riu de Poba, emerge un elemento geomorfologico di rilievo: l'affioramento illustrato in Figura 5, peculiare per la zona, a causa della sua morfologia a calanchi, una tipica forma erosiva di paesaggio (Farabegoli & Agostini, 2000), caratterizzata dalla crenulazione delle curve di livello sulle carte topografiche, che si sviluppa in depositi argillosi massicci.

Nei primi anni Ottanta, l'autore C.B. e M. Roveri hanno svolto i rilevamenti delle loro tesi di laurea rispettivamente nei settori orientale e occidentale dell'area della Giara di Gesturi. M. Roveri, che ha studiato l'affioramento dei calanchi, ha osservato un corpo conglomeratico spesso fino a 5 m alla loro base, che passa verso l'alto con una netta transizione a argille siltose con intercalazioni di arenarie grossolane. Da un campione di argilla raccolto nella parte superiore della successione è stata ricavata

una ricca fauna a foraminiferi, comprendente sporadici esemplari di taxa tipici del Pliocene inferiore come *Globorotalia margaritae* (Bolli & Bermudez), *G. puncticulata* (Deshayes), *Globoquadrina dehiscens* e *G. altispira*.

La microfauna è stata considerata rimaneggiata a causa del suo stato di conservazione complessivamente modesto; sulla base di queste osservazioni e delle facies sedimentarie, Roveri (1983) ha attribuito l'affioramento alla formazione di Samassi, in accordo con la letteratura disponibile all'epoca (Pecorini & Pomesano-Cherchi, 1969; Pomesano-Cherchi, 1971).

All'inizio di giugno 2024, l'autore C.B., collaboratore del progetto Foraminifera.eu (Comitato editoriale FEU, 2025), ricordando che i calanchi avevano restituito associazioni di foraminiferi, ha deciso di visitare l'area e raccogliere alcuni campioni per incrementare la collezione virtuale dell'iniziativa Foraminifera.eu. I risultati delle successive analisi, descritte in questo studio, hanno rivelato un'associazione apparentemente non rimaneggiata di chiara età langhiana, anziché una microfauna pliocenica con esemplari rimaneggiati.

Non appena è emersa la possibile discrepanza, C.B. ha consultato la cartografia geologica ufficiale regionale e nazionale alla ricerca di indizi. I calanchi sono attribuiti alle formazioni continentali plio-pleistoceniche sopra citate: su Sardegna Mappe Geoportale, alla formazione di Nuraghe Casteddu (Figura 4A); sul foglio aggiornato 1:50.000 della Carta Geologica d'Italia, alla formazione Samassi (Figura 4B) - come più sopra chiarito, le due formazioni possono essere considerate equivalenti.

Il ritrovamento casuale di una microfauna apparentemente langhiana nella parte superiore dei calanchi ha rafforzato i dubbi sulla reale età e sul significato paleoambientale di questa unità. Brizio (1983) aveva attributo alle Argille di Fangario tutte le unità marine a contatto con i basalti nella parte occidentale dell'altopiano, osservando come l'andamento deposizionale generale dell'area suggerisca una transizione verso ambienti marini aperti, che non sono solitamente segnalati né per la formazione di Nuraghe Casteddu né per quella di Samassi. Le caratteristiche litologiche e l'apparente contesto paleoambientale potrebbero suggerire una possibile correlazione con le Argille di Fangario, una formazione che rappresenta una facies più distale e parzialmente eteropica delle Marne di Gesturi, come confermato più recentemente ad esempio da Barca et al., 2005.

Sebbene la nuova associazione di foraminiferi, potenzialmente langhiana, possa corroborare l'attribuzione dei calanchi al Miocene medio, la presenza di *G. margaritae* e *G. puncticulata*, segnalata da Roveri (1983), suggerisce un'età non anteriore allo Zancleano per l'unità. Se quest'ultima osservazione fosse corretta, l'ipotesi di un'età del Miocene medio per l'unità dei calanchi verrebbe ovviamente esclusa. In questo caso, la natura marina ipotizzata per l'unità potrebbe suggerire che essa sia leggermente più antica di quanto si pensasse in precedenza e appartenga a un ciclo sedimentario del Miocene superiore-Pliocene inferiore.

L'obiettivo principale di questo articolo è illustrare i nuovi dati raccolti, fornirne una possibile interpretazione e discutere i risultati con alcune informazioni contestuali sull'evoluzione stratigrafica e tettonica regionale.

Contesto geologico

Secondo Carmignani et al. (2001b) e riferimenti ivi contenuti, dall'Eocene medio ha avuto inizio in Sardegna un periodo di grande instabilità tettonica e diffusa continentalità, evidenziato da una significativa attività vulcanica, dall'assenza di sedimenti marini fino all'Oligocene superiore-Miocene inferiore, dal ringiovanimento del rilievo e dalla conseguente deposizione in molti settori di spesse successioni clastiche fluviali e lacustri sintettoniche, tra cui la Formazione di Ussana (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969, vedi Figura 1). Le prime formazioni marine risalgono all'Oligocene superiore, ma solo l'Aquitaniano marino è ampiamente diffuso e ben documentato, compresa l'area di studio. La successione sedimentaria associata alla tettonica trascorrente oligo-aquitaniana ("Primo Ciclo Sedimentario") è contemporanea a una significativa attività vulcanica calcacalina, rappresentata da una varietà di prodotti effusivi ed esplosivi di composizione variabile da basaltico-andesitica a riolitica, con vulcaniti, la maggior parte delle quali databili al Burdigaliano, con età radiometriche comprese tra 28 e 15 Ma. Questo complesso è in parte associato a una tettonica trascorrente di grande entità, particolarmente evidente nella Sardegna centro-settentrionale, coniugata con un sistema di faglie destre minori con orientamento E-W. Questo quadro geodinamico testimonia la fase compressiva più significativa che ha interessato la Sardegna dopo l'orogenesi ercinica, nel contesto della collisione

continentale nord-appenninica (Carmignani et al., 1992b). Nel Paleogene, prima del distacco del blocco sardo-corso dal margine sud-europeo avvenuto nel Burdigaliano, la Sardegna sud-occidentale doveva trovarsi in prossimità dei Pirenei, ancora in fase di formazione.

Durante il Burdigaliano superiore, l'intera isola ha subito un completo cambiamento nel regime di deformazione, che è passato da trascorrente a distensivo. Al margine occidentale dell'isola si è sviluppato un massiccio prisma sedimentario progradante verso ovest, che localmente poggia su depositi vulcanico-sedimentari oligo-aquitaniani e che è troncato superiormente dalla superficie di erosione messiniana (Lecca et al., 1986). I depositi marini del Burdigaliano superiore – Langhiano affioranti nella Marmilla-Sarcidano appartengono a questo "Secondo Ciclo Sedimentario", associato al contesto distensivo. Il bacino burdigaliano-langhiano nella Sardegna meridionale è delimitato da un'importante faglia diretta con orientamento NW-SE, praticamente coincidente con il margine sud-occidentale del massiccio del Campidano. Questo lineamento tettonico ha probabilmente operato come faglia trascorrente destrorsa durante la fase oligo – aquitaniana ed è stato successivamente attivato come faglia diretta durante il Miocene medio e il Plio-Quaternario. Il contesto geodinamico distensivo che controlla la deposizione dei sedimenti del "Secondo Ciclo" interessa l'intero Mediterraneo occidentale, dal margine provenzale all'Appennino settentrionale, nel contesto dell'apertura del Bacino delle Baleari e della rotazione antioraria di circa 30°-35° del massiccio Sardo-Corso.

Una trasgressione generalizzata ha avuto inizio nel Burdigaliano, interessando il margine occidentale Sardo-Corso e i semigraben della Sardegna. Nella successione miocenica che va dal Burdigaliano Superiore al Messiniano, una fase di emersione con erosione durante il Serravalliano separa il "Secondo Ciclo" dal "Terzo Ciclo" (di età da tortoniana a messiniana – Mazzei & Oggiano, 1990), durante il quale un'attività tettonica è evidenziata da importanti smottamenti, emersioni localizzate, frequenti faglie sinsedimentarie minori, brecce e discordanze intraformazionali. La successione messiniana è ricoperta da depositi marini del Pliocene inferiore, che affiorano in modo molto sporadico in Sardegna. Il Plio-Quaternario è caratterizzato da vulcanismo da alcalino a transizionale e da spessi depositi conglomeratici, a testimonianza di una significativa attività tettonica anche in questo periodo.

Il riempimento del semigraben plio-quaternario del Campidano, con uno spessore totale di circa 600

metri al margine sud-ovest del semigraben (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969), è costituito da sedimenti clastici grossolani (Formazione di Samassi, vedi più sotto) che testimoniano un significativo ringiovanimento del rilievo. La subsidenza del Campidano corrisponde a un sollevamento delle aree circostanti. La dinamica distensiva che ha interessato la Sardegna e il Mar Tirreno nel Pliocene e nel Pleistocene si riflette in un nuovo ciclo vulcanico intraplacca di lave basaltiche che variano da alcaline ad alcalino-transizionali e subalcaline. Si tratta di un'attività essenzialmente fissurale, legata a direzioni tettoniche tra cui quelle in direzione "Campidanese" che, nell'area, si è manifestata con il complesso di Monte Arci (3,7-2,8 Ma) e con i basalti subalcalini dell'altopiano di Giara di Gesturi (3,54-2,49 Ma secondo Funedda et al., 2005).

Per una migliore comprensione del possibile significato dei nostri risultati e del conseguente potenziale conflitto con l'attuale cartografia ufficiale, di seguito viene fornita una descrizione più dettagliata delle quattro formazioni rilevanti per l'area di studio, in ordine geocronologico.

- La formazione delle **Marne di Gesturi** è costituita da una successione monotona batiale-epibatiale, spessa alcune centinaia di metri, di marne arenacee e siltitiche con intercalazioni di arenarie e localmente di calcari a *Lithothamnium* e calcareniti (Iaccarino et al., 1985). Pecorini e Pomesano-Cherchi (1969) distinguono due facies, marnoso-arenacea e piroclastica-epiclastica (Pecorini, 1974: “Tufi Langhiani” di M. S. Mauro). Le associazioni di foraminiferi planctonici sono riferibili alla zona N7 Blow (1969) a *Globigerinoides trilobus* (Reuss, 1850), e alla zona N7-N8 Blow (1969) a *Praeorbulina glomerosa* (Blow, 1956), indicando un'età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano medio, dubitativamente estesa fino al Langhiano superiore (Funedda et al., 2005; Sarria et al., 2025 che citano Iaccarino & Salvatorini, 1982). Va notato che la zona N9 di Blow (1969), il cui limite inferiore è segnato dalla prima comparsa di *O. suturalis* (Brönnimann, 1951), non è esplicitamente citata in relazione alle Marne di Gesturi.
- La formazione delle **Argille di Fangario**: secondo Barca et al. (2005), questa unità, non inclusa nelle carte geologiche ufficiali dell'area di studio, si trova al di sopra delle Marne di Gesturi con un passaggio conforme; è costituita da argille e marne grigie e localmente da argille sabbiose giallo-biancastre, con irregolari porzioni arenacee grigie. La componente arenacea tende ad

aumentare verso l'alto, passando a livelli di arenaria marnosa. La transizione tra le Marne di Gesturi e le Argille di Fangario può essere sfumata, con queste ultime che rappresentano una facies più distale e parzialmente eteropica delle Marne di Gesturi (Barca et al., 2005). La formazione prende il nome dalle cave di argilla, oggi per lo più inattive, situate a nord-ovest di Cagliari (cave di San Lorenzo e Giuntelli) e nella periferia nord-occidentale di Sestu (Cuccuru Is Foradas). La paleoprofondità, suggerita dalle associazioni di pteropodi e foraminiferi planctonici, è definita batiale alla base (Spano & Meloni, 1992) ed epibatiale verso l'alto, a testimonianza del massimo approfondimento raggiunto dal bacino sedimentario terziario nella Sardegna meridionale durante l'intervallo Langhiano medio – Serravalliano inferiore. La parte superiore della formazione è caratterizzata da una graduale diminuzione della batimetria, corrispondente a una fase regressiva nel Miocene medio, chiaramente riconoscibile anche nella Sardegna settentrionale (Mazzei & Oggiano, 1990). Il contenuto paleontologico è estremamente ricco e vario ed è costituito da foraminiferi planctonici e bentonici (sottozone con *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951 - *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839 come descritto da Pomesano-Cherchi, 1974), da nannoplancton calcareo e, al di fuori dell'area di studio, da cefalopodi, brachiopodi, echinidi, ostracodi, coralli abbondanti, ecc. Sulla base delle associazioni paleontologiche, l'età della formazione è riferita al Langhiano medio/superiore – Serravalliano inferiore.

- La formazione di **Nuraghe Casteddu** si osserva tipicamente nella Sardegna orientale (Dorgali) ed è costituita principalmente da ciottoli ben selezionati e arrotondati, in strati centimetrici, alternati a sabbie limose prive di macrofossili e strutture sedimentarie primarie. Questi depositi sono generalmente interpretati come rappresentativi di ambienti di pianura alluvionale distale e deltizi. La formazione è stata datata al Piocene medio – Pleistocene inferiore (Marini & Murru, 1981) ed è ricoperta con transizione netta dai basalti del Pliocene superiore.
- La **formazione di Samassi** (Pecorini & Pomesano-Cerchi, 1969): riferita allo stesso ambiente deposizionale e approssimativamente coeva di quella di Nuraghe Casteddu (Pliocene superiore – ?Pleistocene inferiore), questa formazione è stata riconosciuta nell'angolo nord-ovest della

Giara di Gesturi da Pomesano-Cerchi (1968). Depositi continentali alla base delle lave basaltiche, o intercalati ad esse, sono descritti anche nella Sardegna centrale ("alluvioni plioceniche": Porcu, 1983) e, nella Tavola Geologica 217 "Oristano - Capo S. Marco" in scala 1:100.000 (Vardabasso et al., 1989), sono citati come "alluvioni ciottolose con elementi calcarei miocenici e mesozoici" ed attribuiti al Pliocene. Nella Tavola Geologica 528 "Oristano" in scala 1:50.000 gli stessi depositi continentali sono attribuiti alla formazione del Nuraghe Casteddu per analogia con la Sardegna orientale. Nella nuova Carta Geologica 539 “Mògoro” in scala 1:50.000, la Formazione di Samassi affiora in modo discontinuo e poco consistente a sud di Mògoro e nell'angolo nord-occidentale della Giara di Gesturi, tra Su Luttone e Corona Arrubia, dove prevalgono clasti calcarei cenozoici. In quest'area, la formazione giace in discordanza sulle Marne di Gesturi. La Formazione Samassi costituisce il riempimento sin-tettonico del Graben Campidano lungo l'asse NNE-SSW, e il suo spessore massimo, come osservato nei sondaggi, è stato stimato intorno ai 500 metri. Gli affioramenti sotto la Giara di Gesturi potrebbero rappresentare i resti del complesso sistema idrografico situato tra le aree sorgenti a est e il bacino del Campidano a ovest.

Materiali e metodi

Due campioni di argilla sabbiosa sono stati raccolti nella sezione:

- dalla base dei calanchi, a circa 390 m s.l.m., attraversando il torrente Riu de Poba presso la cascata (ora asciutta) accessibile dalla zona boschiva di Su Padenti, raggiungibile da Albagiara tramite la strada omonima: qui non è stato possibile raggiungere l'argillite in situ perché in gran parte ricoperta da detriti parzialmente pedogenizzati;
- dalla parte alta dei calanchi, a circa 425 m s.l.m., una località in territorio di Assolo alle coordinate latitudine/longitudine 39° 47' 45.258"/ 8° 53' 7.040", indicata nella cartografia dell'Istituto Geografico Militare come Su Luttone, toponimo che richiama l'anca di un cavallo, con riferimento al brusco cambio di pendenza al margine dell'altopiano. Il sentiero per accedere alla zona inizia all'intersezione del torrente Riu Concas con la Strada Statale 442. Il campione è

stato prelevato da argillite in situ alla sommità di un pendio subverticale con minime o nulle tracce di pedogenesi, su un fronte erosivo attivo.

Entrambi i campioni sono stati setacciati a umido con un setaccio da 64 μm, quindi la matrice lavata è stata lasciata asciugare prima di essere setacciata a 1000 μm e 590 μm. Gli unici resti organici osservati nella frazione più grossolana al di sopra dei 590 μm includono frammenti sparsi di conchiglie di molluschi di incerta attribuzione e – nel campione di Su Padenti – frammenti di legno carbonizzato. Tuttavia, sono stati osservati foraminiferi nella frazione al di sotto dei 590 μm, che è stata ulteriormente separata mediante setacci da 250 μm e 125 μm per facilitare la raccolta individuale con pennello bagnato. Il campione di argilla sabbiosa proveniente da Su Luttone, con un contenuto di foraminiferi visibilmente più ricco e alcune valve di ostracodi, è stato scelto per un'indagine approfondita. Dopo un primo tentativo di selezione con pennello bagnato, l'alto contenuto di sabbia ha suggerito di adottare tecniche di separazione massiva.

Un imbuto di Squibb e percloroetilene sono stati utilizzati per concentrare i foraminiferi nella porzione non affondante: sono stati raccolti sia i testi galleggianti, sia quelli sospesi. Il percloroetilene (tetracloroetilene, $Cl_2C=CCl_2$), con una densità di 1,622 g/cm³, è stato ampiamente utilizzato fino a tempi recenti per studi zoologici e paleontologici sui foraminiferi (Coulbourn & Resig, 1975; Debenay, 2012; Kotthoff et al., 2017; Murray & Alve, 1999) come alternativa al tricloroetilene (una sostanza chimica inclusa nell'analisi comparativa di Parent et al., 2018) e al tetracloruro di carbonio. La tecnica di separazione per densità è notoriamente influenzata dal recupero scarso o marginale di testi agglutinati/arenacei, la cui densità è molto simile a quella della sabbia (Schönfeld et al., 2012): la ricerca di foraminiferi residui nella porzione affondante è stata infruttuosa. Il processo di concentrazione basato sulla densità è ampiamente descritto in Brizio (2025), comprese le foto delle frazioni granulometriche prima e dopo il processo di concentrazione. Le frazioni sono state trattate separatamente.

I foraminiferi selezionati sono stati incollati in celle di Franke prima di essere fotografati con una videocamera DeltaPix Invenio 8DII, utilizzando tubi di prolunga di passo C e obiettivi per microscopio a coniugata finita (160 o 170 mm), tra cui un Sagaoptics Plan 4x/0.10, un Lomo 8x/0,20 e un Leitz Plan Fl 10/0,20. Sono state acquisite tra 30 e 50 immagini coassiali di ciascun esemplare fotografato, che

sono state poi impilate verticalmente ("focus stacking") con il software DeltaPix InSight. Piccoli e uniformi incrementi nella posizione verticale degli esemplari durante il processo fotografico sono stati garantiti da un sistema autocostruito di motorizzazione del tavolino elevatore, tramite un'automazione Arduino.

L'identificazione delle specie si è basata sulla letteratura citata e sul confronto con le immagini di riferimento disponibili su diverse fonti online, tra cui:

- Il portale Foraminifera.eu,
- il portale Mikrotax.org (Huber et al., 2017) all'URL citato come referenza di Young et al. (2024),
- il World Register of Marine Species (WoRMS Editorial Board, 2024),
- il World Foraminifera Database (Hayward et al., 2024),
- la versione online di "Foraminiferi Padani" (AGIP, 1982).

I nomi delle specie si basano sulla nomenclatura corrente disponibile nel World Register of Marine Species (vedi i Riferimenti) al momento del completamento del manoscritto e potrebbero differire da quelli utilizzati da Barbieri & D'Onofrio (1985). La distinzione delle specie di *Praeorbulina* si basa sulle tavole e sul testo di Blow, 1956 e di Bronnimann, 1951. L'attribuzione iniziale di un foraminifero pappinide a una specie segnalata da Barbieri & D'Onofrio (1985) è stata esclusa sulla base di una consultazione dei cataloghi di Ellis & Messina (2024). Le fotografie degli affioramenti sono state scattate alla fine di giugno 2025.

RISULTATI

La vista aerea in Figura 5 mostra i calanchi visti da est, inclusi i marcatori delle stazioni di campionamento, che compaiono anche nella colonna stratigrafica (Figura 6), che non è in scala, ad eccezione delle quote basate sul GPS. A causa della litologia incerta e dell'assenza di orizzonti di riferimento chiaramente definiti che si estendano per tutta l'ampiezza dei calanchi, non è chiaro se la quota più alta dei calanchi, contrassegnata da un triangolo giallo in Figura 5, coincida stratigraficamente con la sommità dell'affioramento dove è stato raccolto il campione 2, o sia stratigraficamente più alta.

Per precauzione, in Figura 6 i livelli più alti dell'affioramento sono rappresentati in una colonna parziale e separata. Le Figure 7 e 8 mostrano rispettivamente i calanchi come visibili dalla strada Su Padenti e un dettaglio della loro base sulla riva sinistra del torrente Riu de Poba.

Entrambi i nuovi campioni hanno rivelato la presenza di foraminiferi.

- quello inferiore di Su Padenti è stato probabilmente raccolto al livello inferiore delle sabbie sterili studiate da Roveri (1983): ha mostrato un contenuto assai scarso di esemplari apparentemente rimaneggiati, tra cui quelli di *Amphistegina* e *Lenticulina* (Figura 9), e la sua microfauna non è stata ulteriormente studiata; durante la breve escursione ai calanchi non è stato osservato il conglomerato basale dell'unità descritta da Roveri più di 40 anni fa, che probabilmente è ricoperto da detriti recenti;
- il campione superiore di Su Luttone, più vicino all'altopiano basaltico, è stato probabilmente raccolto a un'altitudine maggiore rispetto al campione di Roveri (1983): ha mostrato una fauna molto più ricca, e il suo contenuto verrà descritto dettagliatamente più sotto.

Come documentato fotograficamente in Brizio (2025), dopo la concentrazione per densità del campione superiore, gli unici clasti non foraminiferi osservati nella classe 590μ – 250μ sono stati un piccolo numero (indicativamente, < 2% del totale dei granuli) di resti legnosi carbonizzati. Al di sotto dei 250μ, sono stati recuperati solo foraminiferi: circa il 40% del volume dei gusci recuperati appartiene all'intervallo 125μ – 64μ. Di conseguenza la raccolta, oltre a comprendere una rilevante diversità tassonomica (le sessioni di campionamento non esaustive hanno prodotto più di 100 specie), comprende l'intera gamma dimensionale di questo tipo di fauna. Non sono state osservate tracce di rimaneggiamento: se si sono verificati processi di rimaneggiamento, la loro natura e intensità sono stati tali da lasciare inalterati i singoli testi e da non essere selettivi rispetto alla granulometria.

L'associazione micropaleontologica è dominata da foraminiferi planctonici, con una frazione planctonica apparentemente superiore all'80% osservato da Barbieri & D'Onofrio (1985) nell'area tipo delle Argille di Fangario (Gandolfi & Porcu, 1967; Pomesano-Cherchi, 1974). L'indice di oceanicità e la paleoprofondità non sono stati calcolati, ma il rapporto planctonico/bentonico è altamente coerente con un ambiente epibatiale-batiale. Non sono state osservate tracce evidenti di rimaneggiamento negli

esemplari provenienti da Su Luttone.

Sono stati identificati ventiquattro taxa planctonici (Tabella 1): le specie tipiche del Miocene medio indice di clima caldo/temperato e clima caldo (Bicchi et al., 2003) sono indicate rispettivamente con (W/T) e (W).

Sebbene siano stati raccolti esemplari di *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951 insieme ad altre specie del lignaggio di *O. universa*, non sono state osservate forme indiscutibilmente attribuibili a *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839. Tra le altre specie planctoniche di interesse biostratigrafico, citiamo *Globorotalia praemenardii* Cushman & Stainforth, 1945 e *Paragloborotalia siakensis* (LeRoy, 1939).

Secondo lo schema biozonale del Miocene medio attualmente supportato (Figura 10), tali osservazioni sono coerenti con un'attribuzione dell'affioramento alla sottozona del lignaggio di *Orbulina suturalis* e di conseguenza a un'età del Langhiano superiore iniziale (Lirer et al., 2019). Fatto rilevante ai fini della discussione, sebbene il campione di Su Luttone sia stato raccolto in una posizione stratigraficamente più elevata rispetto a quello di Roveri (1983), non sono stati osservati marcatori di biozone tipiche del Pliocene.

Sono state raccolte circa 80 specie di foraminiferi bentonici, anche esse elencate nella Tabella 1, 46 delle quali (contrassegnate con un asterisco nella Tabella 1) coincidono con quelle osservate da Barbieri & D'Onofrio (1985) nel loro studio delle Argille di Fangario. Anche le specie bentoniche sono compatibili con un'età del Langhiano medio/superiore. La presenza di uvigerinidi costati e di *Bulimina buchiana*, come osservato da Barbieri & D'Onofrio (1985), è tipica di un ambiente epibatiale, e l'osservazione di *Gyroidina altiformis* potrebbe suggerire una profondità di 600 metri o più.

Nella Figura 11 e nella Figura 12 sono illustrate, rispettivamente, quindici specie planctoniche di rilevanza biostratigrafica e altrettante cospicue specie bentoniche, alcune delle quali di rilevanza batimetrica.

Discussione

Considerando solo il suo contenuto micropaleontologico, il campione di Su Luttone potrebbe essere provvisoriamente attribuito alla sottozona a *Orbulina suturalis* e a una formazione epibatiale coeva,

compatibile con le Marne di Gesturi o con le Argille di Fangario.

Va ricordato che al termine della sezione Furtei – Gesturi, evidenziata in Figura 13, Pomesano Cherchi (1968) ha riportato, come ultima unità biostratigrafica sotto le colate basaltiche, la sottozona a *Orbulina suturalis*, e a pagina 263 ne fornisce la seguente descrizione, corrispondente con quanto osservato nella microfauna di Su Luttone: "Zona a *Orbulina suturalis*: questa zona è presente solo per un breve tratto (da m. 532 a m. 540 circa), in quanto che le marne arenacee, al tetto della serie, sono ricoperte dalle colate basaltiche, sempre in giacitura orizzontale. Il limite inferiore corrisponde alla comparsa di *Orbulina suturalis*, accompagnata da *Porticulasphaera glomerosa circularis*. *Orbulina universa* non è presente."

Nella citazione che precede, Pomesano Cherchi (1968) pare alludere a colate basaltiche in posto fin da 540 metri di quota: così fosse, considerando che nella zona di Gesturi la superficie dell'altopiano è a 575 metri, lo spessore delle colate dovrebbe ammontare a 35 metri, contrariamente ai circa 10 metri osservati da Brizio (1983) nella stessa area, con riferimento allo spessore di sezioni chiaramente esposte di basalto massivo e bolloso / scoriaceo. Lungo pressoché tutto il perimetro della Giara, la sommità delle marne arenacee è interessata dalla falda di detriti basaltici e da coperture quaternarie che, come mostrato in Figura 6, includono corpi di frana, manto eluviale-colluviale, e suolo residuo. È quindi probabile che gli elementi basaltici osservati subito sopra i 540 metri da Pomesano Cherchi siano detriti di falda che ricoprono le marne arenacee.

In ogni caso, la sottozona a *O. suturalis* è osservata tra circa 35 metri e circa 45 metri sotto la superficie della Giara. È interessante riconsiderare questo dato alla luce dello spessore del basalto e del profilo altimetrico Ovest-Est dell'altopiano, come illustrato alla sinistra di Figura 14: le formazioni mioceniche sotto il centro del plateau sono attraversate da una faglia diretta NE-SW (Brizio, 1983) con almeno 40 metri di rigetto. Il blocco occidentale, ribassato, immerge leggermente verso Ovest con un'ulteriore perdita di quota di ulteriori 45 metri circa, dimodoché la quota del basalto al bordo della Giara di Gesturi varia da circa 575 metri presso Gesturi a circa 490 metri presso Su Luttone. Mettendo in gioco lo spessore dei basalti riportato da Brizio, 1983, molto più elevato nel settore occidentale, particolarmente nelle vicinanze della struttura vulcanica di Zeppara Manna, è interessante osservare che il campione di Su

Luttone risulta prelevato a una distanza verticale dalla base dei basalti (circa trentacinque metri) pressoché coincidente con la posizione della sottozona a *O. suturalis* riportata per Gesturi da Pomesano Cherchi (1968), come illustrato a destra in Figura 14.

Va anche notato che, secondo Cherchi et al. (2008), che limitano le Marne di Gesturi al Burdigaliano, la prima comparsa sia di *O. suturalis*, sia di *Praeorbulina curva* (Blow, 1956) nel sistema di graben sardo si verifica all'interno della formazione di Fangario (Figura 15).

Il problema principale della nostra interpretazione è la possibile rielaborazione delle associazioni di foraminiferi osservate.

- Se il rimaneggiamento fosse confermato, i depositi alluvionali ciottolosi e ghiaiosi alla base dei calanchi, così come l'intero affioramento, potrebbero essere attribuiti con certezza alla Formazione Samassi, sulla base dei risultati di Roveri (1983).
- Se i foraminiferi non sono rimaneggiati, oltre all'età Langhiana, si attesta un ambiente francamente marino ed epibatiale/batiale, nel qual caso la litofacies conglomeratico-arenacea osservata da Roveri (1983) alla base dei calanchi dovrebbe essere assegnata a una formazione diversa.

Conclusioni

A meno che il fronte erosivo nella parte più alta dei calanchi, fonte della microfauna qui descritta, non appartenga a una formazione diversa e più antica rispetto al resto dell'affioramento calanchivo, si manifesta un'incongruenza, a seconda dello stato dei foraminiferi nel campione di Su Luttone.

In caso di rimaneggiamento della microfauna, questo dovrebbe essere avvenuto su breve distanza e con bassa energia, in modo da non lasciare alcuna traccia visibile sui testi e da conservare l'intera gamma di dimensioni e specie della fauna in situ. In tal caso, dovremmo accettare l'attribuzione dell'area studiata alla formazione fluvio-deltaica plio-pleistocenica di Nuraghe Casteddu, come proposto dal Geoportale Regionale Sardo, così come quella alla formazione di Samassi nella Carta Geologica d'Italia – quest'ultima conclusione a conferma dei risultati di Roveri, 1983 e di Pecorini e Pomesano-Cherchi (1969).

Se l'associazione di foraminiferi non è stata rimaneggiata, la combinazione della litologia e della biostratigrafia dell'area potrebbe suggerire uno scenario alternativo, e corrispondere con i ritrovamenti di Pomesano-Cherchi (1968) all'estremità opposta della Giara di Gesturi. Tra le formazioni citate nell'introduzione, solo due sono chiaramente marine e appartengono all'intervallo di età appropriato: la parte superiore delle Marne di Gesturi e la parte basale delle Argille di Fangario.

Le seguenti prove sperimentali avvalorerebbero maggiormente l'attribuzione dei calanchi alla seconda:

- la raccolta di esemplari di *O. suturalis* – la FO ampiamente accettata per *O. suturalis* marca la base della zona N9 di Blow (1969), mentre anche la letteratura più recente limita le Marne di Gesturi alle zone N7 e N8;
- la geomorfologia - in realtà, non si possono osservare altri calanchi in tutta l'estensione geografica delle Marne Gesturi intorno alla Giara;
- la litologia, più simile alla descrizione delle argille di Fangario;
- la possibile presenza di specie apertamente batiali come *G. altiformis*;
- la posizione dell'affioramento, all'estremità occidentale della Giara di Gesturi, nella direzione prevista delle parti più profonde del graben del Campidano.

Tuttavia, non possiamo ignorare i seguenti fatti:

- il limite superiore tra le Marne Gesturi e le Argille Fangario, eteropiche e conformi, non è segnato da un evento geologico ben definito o da un cambiamento brusco riconoscibile nella litologia, e può essere definito solo in modo convenzionale (nel nostro caso, con riferimento alle biozone a Foraminiferi planctonici); anche la letteratura più recente (Sarria et al, 2025) include un punto interrogativo nella definizione del suo limite superiore ("Langhiano medio-?Superiore"),
- l'accordo sui confini cronologici di una formazione potrebbe non essere universale, come dimostrato, ad esempio, da Cherchi et al. (2008),
- la transizione morfologica sfumata tra le specie del lignaggio di *O. universa* può, in alcuni casi, essere oggetto di discussione,
- gli affioramenti noti delle argille di Fangario sono rari o assenti al di fuori dell'area di Cagliari.

Di conseguenza, nello scenario non rimaneggiato, non possiamo attribuire con certezza l'area di studio a nessuna delle due formazioni. Gli approfondimenti risolutivi potrebbero consistere in un rilevamento più accurato dell'area, nonché ulteriori campionamenti micropaleontologici.

Ringraziamenti

Ringraziamo Marco Roveri per averci fornito un estratto della sua tesi di laurea magistrale, per aver contribuito con parte del testo, e per le sue esaurienti revisioni della bozza, successivamente estesa con le considerazioni relative alla distanza verticale del punto di prelievo di Su Luttone dalla base delle colate basaltiche.

Ringraziamo il Prof. Cesare Andrea Papazzoni per averci dato accesso ai cataloghi di Ellis & Messina e Daniel Zoboli per aver condiviso tempestivamente i link alla nuova Carta Geologica dell'area, pubblicata da ISPRA.

Didascalie delle figure

Figura 1 – Posizione dell'area di studio al margine nord-occidentale della Giara di Gesturi. L'area generale è situata all'estremità nord-orientale del sistema di graben del Campidano. L'inserto più a destra coincide con gli estratti della carta geologica in figura 4.

Figura 2 – Stratigrafia semplificata delle principali formazioni cenozoiche nell'area di studio, ridisegnata da Sarria et al. (2025): USS = Formazione di Ussana (Oligocene superiore-Aquitaniano inferiore); NLL = Formazione di Nurallao (Aquitaniano-Burdigaliano inferiore); RML = Formazione della Marmilla (Burdigaliano inferiore-medio); GST = Marne di Gesturi (Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore/superiore); SAM = Formazione di Samassi (Pliocene superiore -?Pleistocene inferiore); BGR = Basalti delle Giare (Pliocene superiore -?Pleistocene inferiore). A = Funtana Populis vicino a Genoni, a circa 6 km ENE dall'area di studio; B = Estremità occidentale della Giara di Gesturi (area di studio). I cicli sedimentari secondo Mazzei & Oggiano (1990) sono inclusi nell'illustrazione.

Figura 3 – Carta geologica semplificata dell'area di Giara di Gesturi basata sulle informazioni attualmente disponibili sul geoportale regionale sardo. La stella indica la posizione dell'affioramento di calanchi non segnalato, l'area che appare nella Figura 4A è evidenziata in nero.

Figura 4 – Carte geologiche ufficiali dei calanchi. A) Da Sardegna Geoportale: l'ellisse rossa (asse maggiore = circa 330 metri) delimita l'area in cui i calanchi sono pienamente sviluppati. Le frecce indicano due stazioni di campionamento; B) Modificata dalla tavola 539 “Mogoro” in scala 1:50.000 della Carta Geologica Ufficiale d'Italia dell'ISPRA (Istituto Italiano per la Protezione e la Ricerca Ambientale). La formazione di Samassi corrisponde – per età e ambiente deposizionale – alla Formazione fluvio-deltizia di Nuraghe Casteddu della Sardegna orientale. L’aspetto sgranato dell'immagine è dovuto alla limitata risoluzione della versione digitale della carta disponibile sul

portale ISPRA-CARG.

Figura 5 – Veduta aerea dei calanchi, in direzione est (immagine di Google Earth). Le stazioni di campionamento 1 (Su Padenti) e 2 (Su Luttone) sono indicate da piccole stelle. Il triangolo giallo indica il punto più alto dell'affioramento, ritenuto inaccessibile per motivi di sicurezza.

Figura 6: Colonna stratigrafica semplificata dell'unità calanchi. L'elevazione in metri delle stazioni di campionamento nelle posizioni illustrate nella Figura 5 è indicata dalle frecce. L'elevazione alla sommità dei basalti è confermata da GPS portatile e cartografia; le elevazioni e gli spessori nella scala di riferimento sono approssimativi. **A**, Basalti della Giara; **B**, nessun affioramento visibile: le coperture quaternarie includono corpi di frana, manto eluviale-colluviale, detriti e suolo residuo; **C**, unità calanchi: argille sabbiose con livelli irregolari di sabbie argillose, quasi sciolte alla base dell'unità ma che appaiono irregolarmente in banchi meglio definiti e più cementati a quote più elevate; **D**, conglomerati basali segnalati da Roveri (1983); **E**, Marne di Gesturi. Poiché l'elevazione massima dell'affioramento non viene raggiunta nella stazione di campionamento superiore, ma circa 150 metri a SO, la colonna è divisa in due sezioni. Vedere la Figura 5 e il testo per i dettagli.

Figura 7 – I calanchi come osservabili dalla strada tra Albagiara e l'area ricreativa di Su Padenti.

Figura 8 – Dettaglio dei calanchi come osservabili dopo aver attraversato le cascate del Riu de Poba (asciutte al Giugno 2025).

Figura 9 – Una piccola selezione di foraminiferi apparentemente rimaneggiati da Su Padenti. Intervalli bianco/neri della barra di scala = 100 µ ognuno. 1 – *Amphistegina mammilla* (Fichtel & Moll, 1798); 2 – *Lenticulina inornata* (d'Orbigny, 1846); 3 – *Lenticulina cultrata* (Montfort, 1808); 4 – *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny, 1846); 5 – *Heterolepa sp.*; 6 – *Trilobatus sicanus* (De Stefani, 1952); 7 – *Trilobatus bisphericus* (Todd, 1954); 8 – *Pyramidulina raphanistrum* (Linnaeus, 1758); 9 – *Quinqueloculina impressa* Reuss, 1851; 10 – *Vaginulina legumen* (Linnaeus, 1758).

Figura 10 – Schema biozonale del Miocene medio (modificato da Lirer et al., 2019), con integrata l'indicazione delle biozone N7 e N8 di Blow (1969). Gli intervalli stratigrafici delle Argille di Fangario e delle Marne di Gesturi sono evidenziati rispettivamente in giallo e azzurro, mentre l'area verde evidenzia l'intervallo temporale in cui le due formazioni eteropiche sono coesistite. La stella rossa indica la biozona a *O. suturalis* a cui può essere ricondotta l'associazione di foraminiferi di Su Luttone, considerando l'assenza di qualsiasi esemplare indiscutibilmente attribuibile a *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839.

Figura 11 – Alcuni foraminiferi planctonici di rilievo provenienti dall'affioramento descritto in questo studio. Barra di scala = 300 µm, suddivisioni in bianco e nero = 100 µm ciascuna. 1 – *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951; 2 – *Praeorbulina circularis* (Blow, 1956); 3 – *Praeorbulina glomerosa* (Blow, 1956); 4 – *Praeorbulina curva* (Blow, 1956); 5 – *Trilobatus sicanus* (De Stefani, 1952); 6 – *Trilobatus bisphericus* (Todd, 1954); 7 – *Trilobatus trilobus* (Reuss 1850); 8 – *Globorotalia scitula* (Brady, 1882); 9 – *Globorotalia archeomenardii* Bolli, 1957; 10 – *Paragloborotalia siakensis* (LeRoy, 1939); 11 – *Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich & Tappan, 1957; 12 – *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins, 1934); 13 – *Dentoglobigerina venezuelana* (Hedberg, 1937); 14 – *Globigerinella praesiphonifera* (Blow, 1969); 15 – *Globigerinella obesa* (Bolli, 1957)

Figura 12 – Alcuni foraminiferi bentonici di particolare rilievo provenienti dall'affioramento descritto in questo studio. Suddivisioni in bianco e nero della barra di scala= 100 µm ciascuna. 1 – *Bulimina buchiana* d'Orbigny, 1846; 2 – *Bulimina elongata var. lappa* Cushman & Parker, 1937; 3 – *Bolivina arta* MacFadyen, 1930; 4 – *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, 1839; 5 – *Uvigerina barbatula* Macfadyen, 1930; 6 – *Uvigerina longistriata* Perconig, 1955; 7 – *Uvigerina multicostata* LeRoy, 1939; 8 – *Uvigerina pygmoides* Papp & Turnovsky, 1953; 9 – *Gyroidina altiformis* Stewart & Stewart, 1930;

10 – *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny, 1846); 11 – *Anomalinoides spissiformis* (Cushman & Stainforth, 1945); 12 – *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman, 1922); 13 – C*ibicidoides ungerianus* (d'Orbigny, 1846); 14 – *Cibicidoides wuellerstorfi* (Schwager, 1866); 15 – *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny, 1846).

Figura 13 – La sezione Furtei – Giara di Gesturi come appare in Pomesano Cherchi (1968). Presso Gesturi sono stati raccolti campioni riferiti alla sottozona a *Orbulina suturalis* tra i 532 e i 540 metri sul livello del mare.

Figura 14 – A sinistra, il profilo altimetrico della Giara di Gesturi lungo la linea Gesturi-Assolo, scala verticale quote in metri sul livello del mare, fattore di esagerazione verticale uguale a 50. Il tratteggio rappresenta la faglia diretta, precedente alla messa in posto dei basalti, che attraversa le formazioni mioceniche con orientamento NE-SW e rigetto di circa 40 metri. Il blocco occidentale della Giara, ribassato, immerge leggermente verso ovest con dislivello di ulteriori circa 45 metri al margine occidentale dei basalti. A destra, colonna W, stazione di campionamento di Su Luttone; colonna E, la zona a *O. suturalis* (riquadro rosso) come osservata presso Gesturi da Pomesano Cherchi (1968) spostata verticalmente per allineare la base delle colate basaltiche. Considerando lo spessore del basalto (Brizio, 1983), la differenza di altitudine alla base dei basalti è di circa 100 metri. Commenti nel testo.

Figura 15 – Cronostratigrafia del sistema di graben sardo, modificata dalla Figura 2 di Cherchi et al. (2008), che include un'opinione dissenziente sull'età delle Marne di Gesturi, qui limitata a un'età strettamente burdigaliana. Si noti come la prima formazione sia di *Praeorbulina curva*, sia di *Orbulina suturalis* ricada nella formazione di Fangario (qui "Marne di Fangario" al posto di "Argille di Fangario").