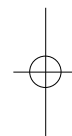
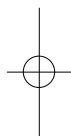


**Centro di Documentazione del territorio di Palau**



# Breve storia geologica

**a cura di Sandro De Muro e Giuseppe Piras  
Dipartimento Scienze della Terra - Università degli studi di Cagliari**





***I**l Centro di Documentazione del Territorio di Palau è nato nel maggio 2000 con l'obiettivo di ricostruire, documentandola scientificamente, la vita di un territorio che il recente sviluppo turistico ha inevitabilmente trasformato. Si tratta di un territorio che, oggi come ieri, ci affascina nelle forme dei massi granitici, nella sabbia degli arenili, nella trasparenza dei fondali.*

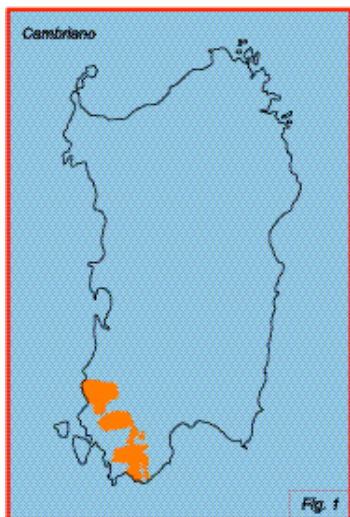
*Ma qual è stata l'evoluzione geologica che ha determinato la morfologia del nostro paesaggio? Quanto è dovuto alla componente strutturale della roccia, alla erosione selettiva, ai processi di idrolisi che sono avvenuti nel corso dei tempi?*

*Le risposte a questi ed altri quesiti sono contenute nei pannelli esposti al Centro di Documentazione di Palau e sono riproposte in queste pagine con l'intento di offrire agli studenti ed ai visitatori attenti quegli strumenti di conoscenza che costituiscono il presupposto fondante di una fruizione consapevole del territorio.*

*L'Assessore per la Cultura  
Wanda Carta*

## Breve storia geologica

La storia geologica della Sardegna ha inizio nell'Era paleozoica (da 570 a 225 milioni di anni fa), precisamente nel Cambriano inferiore: a quel lontano periodo, infatti, è stato possibile riferire, in maniera certa, gran parte delle rocce presenti nella parte meridionale dell'Isola, in particolare nel Sulcis-Iglesiente, depositatesi quando essa era ancora sommersa dal mare (Fig. 1)

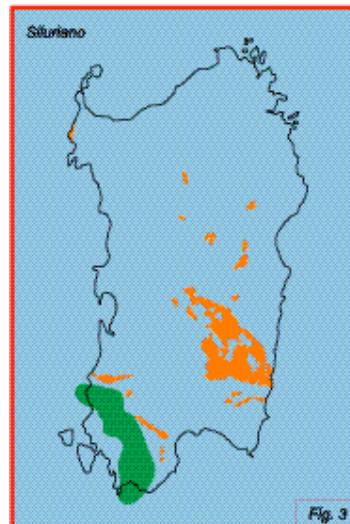


**Falda di ricoprimento**  
Struttura tettonica che consiste nella sovrapposizione di grandi unità rocciose traslate (alloctone) per lunghe distanze su unità in posto (autoctone).



Gli schemi evolutivi della Sardegna sono tratti da: Cocozza T., Jacobacci A., Nardi R., Salvadori I., Schema stratigrafico-strutturale del massiccio sardo-corso e mineralogenesi della Sardegna, Memorie della Società Geologica Italiana, vol. 13 (1974), pp. 85-186, Studio tipografico, Roma.

Alla fine del Carbonifero inferiore (Fig. 5) incominciano a verificarsi nella Sardegna nuove spinte orogenetiche che diventano sempre più intense e potenti nel Carbonifero medio: gli strati del Paleozoico, accumulatisi ormai per diverse migliaia di metri di spessore, subiscono compressioni, piegamenti e ribaltamenti, assumendo una generale tessitura scistosa. Durante questa seconda orogenesi, chiamata "ercinica", vaste porzioni di **pieghe e falde di ricoprimento** si rovesciano accavallandosi l'una sull'altra, strappate dai settori più settentrionali della Sardegna e spinte verso quelli meridionali. Contemporaneamente, ma soprattutto verso la fine dell'orogenesi, potenti masse granitiche risalgono attraverso le fratture e le spaccature delle strutture rocciose deformate, spostando lateralmente o sollevando le falde e le pieghe erciniche, iniettando filoni di lave e inducendo fenomeni di **metamorfismo** termico.



La datazione è stata possibile grazie alla presenza in quelle rocce, di natura prevalentemente arenacea e carbonatica, di importanti fossili, quali Trilobiti e Archeociatine

Da quel momento in poi la sedimentazione marina continua indisturbata fino a quando, nell'Ordoviciano medio, si interrompe bruscamente e il mare si ritira; in seguito ai movimenti **orogenetici** "caledoniani", inquadrabili nella cosiddetta "Fase sarda", gli strati depositi precedentemente verranno piegati e sollevati fino a dare luogo a condizioni di continentalità, cioè ad un primo ed antichissimo nudo di terra emersa, durante il quale la serie cambro-ordoviciano verrà intensamente erosa dagli agenti esogeni (Fig. 2).

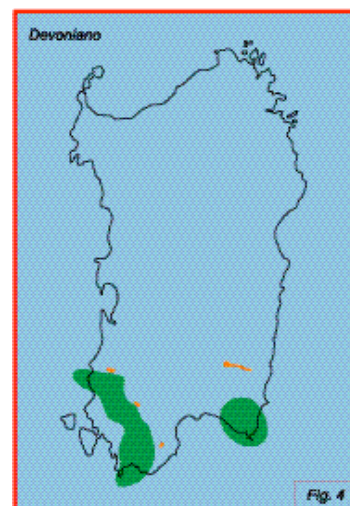
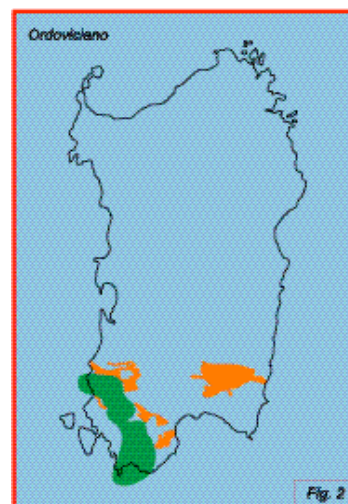
Anche nella Sardegna sud-orientale, in particolare nel Gerrei e nel Sarcidano, fino ai monti del Gennargentu, sono state riconosciute rocce, in prevalenza arenacee e scistose, datate a partire dal Cambriano inferiore grazie alla presenza di minutissimi organismi monocellulari, i cosiddetti Acritarchi.

Nell'Ordoviciano superiore il mare invade nuovamente tutta la Sardegna e riprende una intensa sedimentazione marina, prevalentemente carbonatica ed agiulosa, riconosciuta negli affioramenti rocciosi del Siluriano (Fig. 3) e del Devoniano (Fig. 4).

**Metamorfismo** - Insieme dei processi di trasformazione mineralogica, tessiturale e strutturale di sedimenti o di rocce preesistenti (sedimentarie, magmatiche o, ugualmente, metamorfiche), sotto l'azione di elevate temperature e pressioni o fluidi chimicamente attivi.

### Orogenesi

Insieme di processi, a cui corrisponde un determinato periodo geologico (Caledoniano, Ercinico, Alpino), che portano alla deformazione della crosta terrestre ed alla formazione delle catene montuose.



Alla fine del Carbonifero medio l'area sarda è tutta emersa dal mare in forma di rilievi montuosi e fa parte della grande catena ercinica, estesa nell'Europa centrale e nel Mediterraneo occidentale e con la quale era direttamente e saldamente unita. In seguito all'intensa erosione avvenuta durante il Permiano, alla fine del Paleozoico, l'area sarda risulterà completamente spianata e ridot-

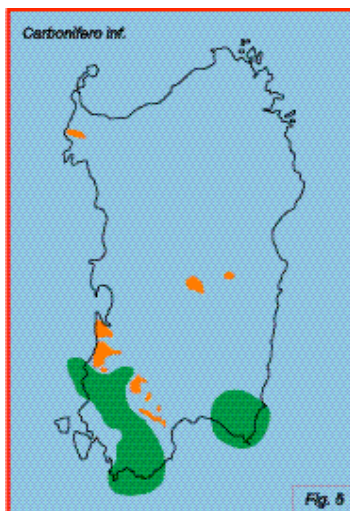


Fig. 5

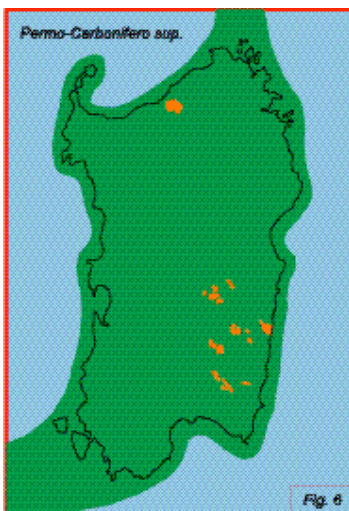


Fig. 6

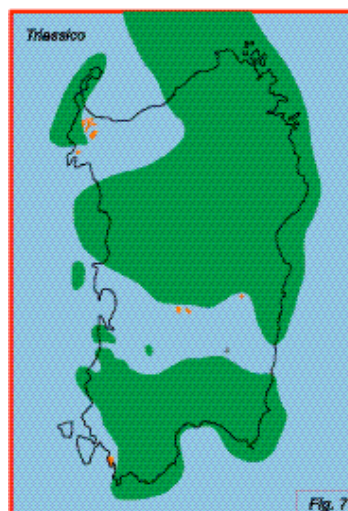


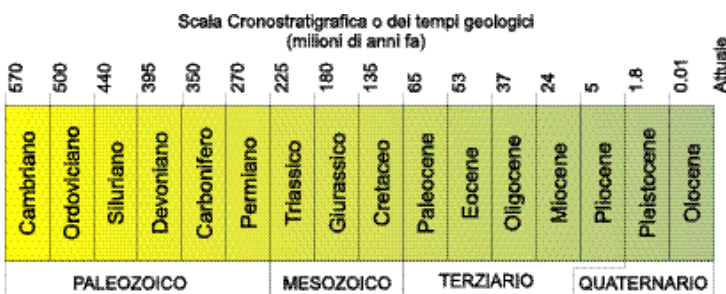
Fig. 7

ta ad un **penepiano** (Fig. 6).

La chiusura del ciclo ercinico segna l'inizio di un lungo periodo di stasi tettonica e vulcanica durante il Mesozoico (da 225 a 65 milioni di anni fa). La Sardegna è caratterizzata, durante questa Era, dal ritorno del mare che, però, non riuscirà a sommergerla completamente se non in qualche breve intervallo di tempo durante il Giurese. La sedimentazione marina consisterà in massima parte in calcari per lo più organogeni, originati per lo più dall'accumulo di resti conchigliari di Molluschi. Le rocce formatesi durante questo Periodo si rinvengono in vasti affioramenti nella Nurra, nel Supramonte, nel Monte Albo, nell'Isola di Tavolara, nell'Ogliastra e nel Sarcidano (Fig. 7, Fig. 8).

Nell'Era Terziaria (da 65 a 1,8 milioni di anni fa) la Sardegna comincia ad assumere una propria fisionomia ed a differenziarsi sempre di più dal resto dell'Europa (Fig. 9).

Ripetute dislocazioni per fratture e spinte orogenetiche (legate alla terza grande orogenesi, denominata "alpina") frammentano la crosta sarda in vari blocchi. A partire dall'Oligocene (da 37 a 24 milioni di anni fa), il blocco sardo-corso si stacca dall'Europa continentale e migra nel Mediterraneo occidentale, "come una zattera alla deriva", fino a portarsi nella posizione attuale, all'inizio del Miocene. Da questo momento in poi la Sardegna acquista il carattere definitivo di Isola. Diverse manifestazioni vulcaniche, prevalentemente con lave andesitiche, accompagnano questo movimento di deriva e, via via, diventano sempre più imponenti accumulandosi, assieme a sedimenti di origine marina (marnosi ed arenacei) all'interno della cosiddetta "Fossa sarda", ossia un **rift**, che costituisce una vasta depressione che attraversa l'Isola dal Golfo dell'Asinara al Golfo di Cagliari (Fig. 10).



**Penepiano** - Superficie di spianamento subpianeggiante, che rappresenta lo stadio di senilità di un prolungato ciclo di erosione che ha interessato un'area continentale.

**Rift o Fossa tettonica** - Depressione allungata posta tra due zone laterali sopraelevate (pilastrini tettonici) e delimitata da faglie.

**Magma** - Massa fusa fluida, incandescente, formata da silicati, acqua e gas che si origina all'interno della crosta terrestre dove raffreddandosi e solidificandosi forma le rocce magmatiche o ignee. Il magma che fuoriesce sulla superficie terrestre costituisce la lava.

**Batolite** - Enorme massa di roccia magmatica intrusiva, generalmente granitica, solidificatasi all'interno della crosta terrestre, a forma di cupola e con giacitura discordante con le rocce incassanti.

Dopo un breve periodo di relativa quiete, nell'Isola, durante il Pliocene medio-superiore, incomincia ad abbassarsi e formarsi la fossa tettonica del Campidano e si risveglia l'attività vulcanica, in particolare nel Monte Arci e nel Monte Ferro, seguita dalle abbondanti emissioni basaltiche che hanno dato origine ai vasti altopiani del centro e della parte settentrionale della Sardegna (Gesturi, Campeda). Nell'Era Quaternaria (da 1,8 milioni di anni fa all'attuale) il mare, le acque dei fiumi e dei torrenti, i venti e gli altri agenti esogeni hanno determinato, con la loro attività erosiva e d'accumulo, l'attuale configurazione dell'Isola, già imposta nelle sue grandi linee durante il Pliocene.

Nel settore nord-orientale della Sardegna dominano le rocce granitiche; esse si sono formate per intrusione e lento consolidamento del **magma** al di sotto di una spessa coltre di rocce scistose variamente metamorfosate.

Queste rocce granitiche fanno parte del grande **batolite** sardo, il quale si estende lungo quasi tutta la fascia orientale dell'isola. Le datazioni radiometriche indicano per queste rocce magmatiche un'età intorno ai 300 milioni di anni.

Il batolite è formato da numerosi corpi intrusivi aventi dimensioni variabili e variamente compenetrati fra loro. La loro messa in posto è essenzialmente legata all'orogenesi "ercinica", la quale ha indotto, inoltre, intenso metamorfismo che, in Sardegna, aumenta di grado dal settore sud-occidentale verso quello nord-orientale.

Probabilmente questi graniti sono affiorati già alla fine del periodo Ercinico e da quel momento in poi sono stati sottoposti ai processi di erosione subaerea; il risultato è stato la formazione di caratteristiche morfologie, come quelle visibili oggi soprattutto nella Gallura.

Il batolite granitico gallurese è caratterizzato da una sequenza di eventi intrusivi che iniziano con la messa in posto di masse tonalitiche e grano-

## Le rocce della Gallura

dioritiche, seguite da rocce granodioritiche e monzogranitiche e, infine, da leucograniti. Nell'area si rileva una fascia metamorfico-migmatitica, indotta dal contatto con le enormi masse magmatiche intrusive. Monzograniti eterogranulari rosati tipo "Calangianus" e tipo "Arzachena" costituiscono la gran parte delle intrusioni della Gallura. I primi affiorano diffusamente nella fascia compresa fra Aggius e Olbia; intrusioni con caratteri simili si riscontrano anche in varie località delle estreme zone settentrionali della Sardegna come a Punta Falcone o nell'Arcipelago della Maddalena. I secondi affiorano più a nord di detta fascia, nella zona di Bassacutena-Arzachena.

Trattasi di monzograniti rosati a grana medio-grossa, nella cui compagine risaltano numerosi megacristalli rosati di K-feldspato.

Nelle fratture che interessarono le rocce scistose e lo stesso batolite granitico si iniettarono, inoltre, altri magmi di varia composizione, dando origine a sciami di **filoni**.

Il corteo filoniano, impostato prevalentemente lungo le direttrici N-S, NNE-SSW, NNW-SSE e in misura minore NE-SW e NW-SE, è caratterizzato da rocce riolitiche e in misura minore lamprofiriche. A queste si aggiungono filoni di quarzo idrotermale che si distinguono per il loro andamento generalmente E-W.

Anche il territorio di Palau è caratterizzato prevalentemente da affioramenti di rocce granitiche; si tratta in particolare di Monzograniti inequigranulari che rappresentano le rocce affioranti nei promontori costieri di Punta Sardegna, Punta Palau, Punta Nera e Capo d'Orso e, nell'entroterra, nei rilievi collinari di Monte della Lama, Monte Canu, Monte Longu, Monte Pulcheddu, Punta Maltineddu e Monte Vittareddu. Nell'area compresa fra la fascia costiera e i rilievi collinari anzidetti, caratterizzata da una morfologia sub-pianeggiante o leggermente ondulata, prevale una fascia le migmatiti leucogranitiche e gneiss nel settore orientale, affioranti lungo una fascia longitudinale orientata circa est-ovest, dal Golfo delle Saline al Rio Surrau, e una fascia di granitoidi foliati, principalmente granodioriti e tonaliti, nel settore occidentale, tra il Rio Surrau fino al Fiume Liscia. Ghiaie, sabbie limi e argille dei depositi alluvionali dell'Olocene prevalgono lungo l'alveo dei corsi d'acqua principali, (Rio Surrau e Fiume Liscia). Depositi prevalentemente sabbiosi, eolici e litorali, sono diffusi lungo la costa, in particolare nella spiaggia del Liscia fino alla Padula Piatta.

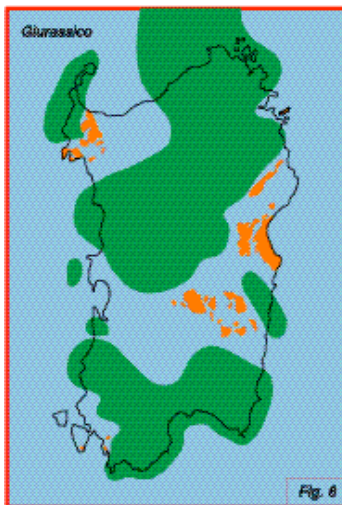


Fig. 8  
*Filoni - Corpo di roccia magmatica con pareti subparallele, formatosi generalmente per riempimento di fratture o faglie nella roccia.*

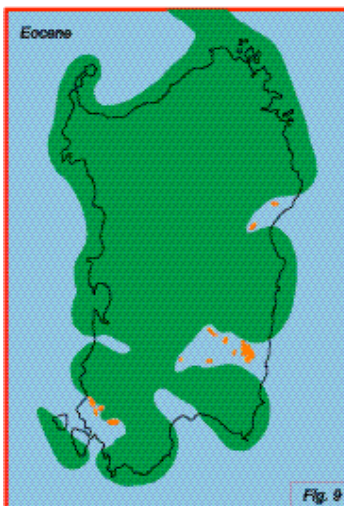


Fig. 9

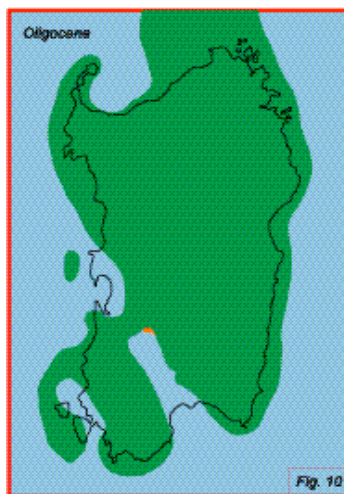


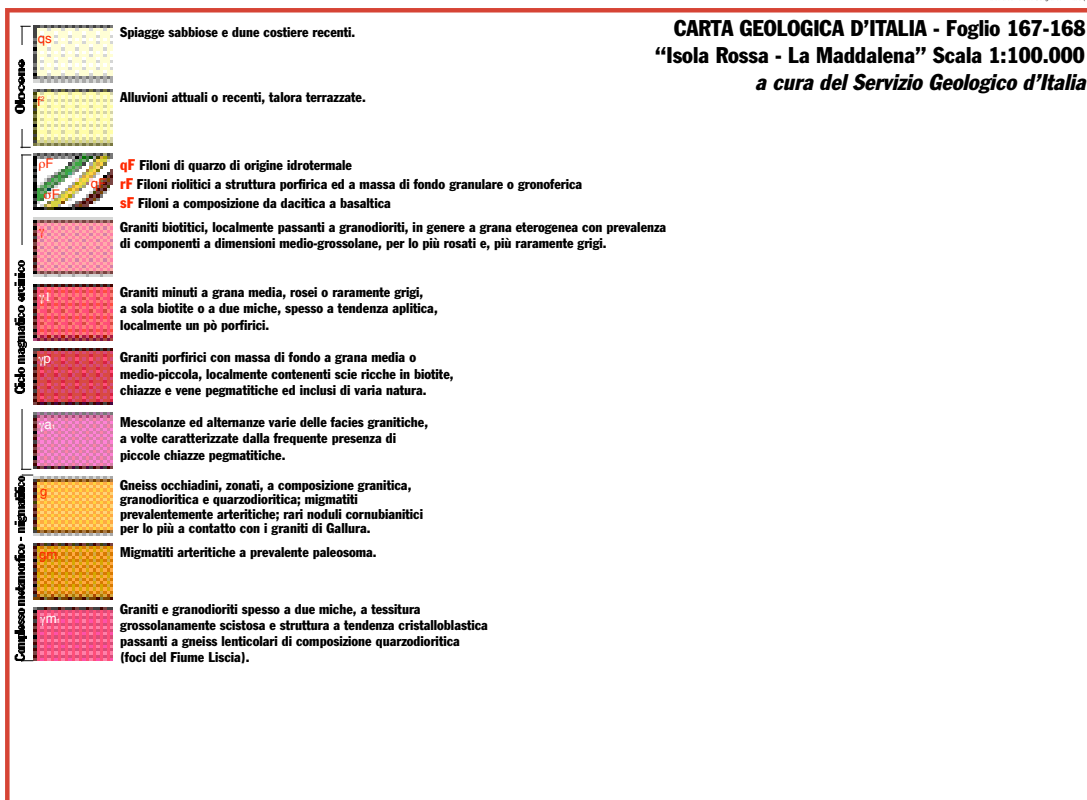
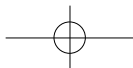
Fig. 10

Il territorio del Comune di Palau, inserito nella regione della Gallura, è situato all'estremità nord-orientale della Sardegna. I confini amministrativi coincidono in gran parte con la costa che si affaccia verso l'Arcipelago della Maddalena. Verso ovest, invece, il territorio comunale confina con quello di Santa Teresa di Gallura; il Fiume Liscia segna il limite territoriale tra le due Amministrazioni. Nell'entroterra il confine si snoda nei modesti rilievi collinari granitici; a partire dalla baia del Golfo delle Saline il limite del territorio comunale, rispetto a quello attiguo del Comune di Arzachena, si articola attraverso il Monte La Sarra (112 m), Punta di li Capraghi (172 m), Punta Tauladori (158 m), Monte della Lama (319 m), Monte Canu (395 m) e Monte Longu (348 m), fino a chiudersi in corrispondenza del Fiume Liscia.

Il territorio compreso tra i rilievi collinari più interni e la costa risulta prevalentemente pianeggiante, talora caratterizzato da deboli pendenze nelle zone pedecollinari; risaltano i modesti rilievi di Monte Pulcheddu (200 m), Punta Maltineddu (227 m), Monte Vittareddu (250 m) e Narucu di Lucia (266 m).

I tratti più interessanti del paesaggio sono definiti proprio dal singolare aspetto assunto da queste cime granitiche, molto aspre ed articolate; per la loro singolare conformazione esse riconosciute localmente con l'eloquente denominazione di "serre", per il fatto che, viste a distanza, delineano tratti orografici simili a denti di sega.

Le vicende tettoniche che questo settore ha subito, unitamente ad un contesto più ampio, hanno anche influenzato l'orientamento e l'articolazione dei principali assi fluviali. Il più importante fra i corsi d'acqua che interessano il territorio di Palau è il Fiume Liscia che, con i suoi 70 Km di lunghezza e un dislivello fra la sorgente e la foce di circa 1000 m, risulta anche fra i più importanti della Gallura. Osservando più in dettaglio la rete idrografica del territorio di Palau si possono distinguere numerosi corsi d'acqua di modesta lunghezza, tra cui il Rio Surrau ed il Rio Scopa, per lo più a carattere torrentizio; essi, generalmente, presentano una maggiore portata durante le stagioni autunnale ed invernale e risultano praticamente asciutti nel periodo estivo, a causa dell'assenza o delle scarse precipitazioni. Il profilo costiero di Palau si distingue per le sue coste tipicamente a rias, caratteristiche di gran parte della Gallura ed, in particolare, del tratto costiero compreso tra Punta Coda Cavallo, promontorio localizzato a sud-est di Olbia, sino a Santa Teresa di Gallura. Il termine rias proviene

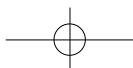


dalla Galizia spagnola e viene utilizzato per indicare valli fluviali sommerse in seguito a movimenti tettonici e/o **eustatici**. Queste profonde baie proseguono nell'entroterra a t e s t i m o n i a r e, appunto, una parziale ingressione marina di antiche valli scavate dai fiumi; si tratta quindi di forme originariamente generate dall'erosione fluviale e, solo in un secondo momento, invase dal mare. Dal punto di vista morfologico la fascia costiera è caratterizzata, poi, dalla presenza di promontori a picco sul mare che si alternano a profonde insenature, contraddistinte nel tratto più interno da baie sabbiose, più o meno estese. Particolarmente ampia è la spiaggia del Liscia, compresa tra la Penisola di Culuccia e il tombolo de l'Isuledda, ed in corrispondenza della quale sfocia il Fiume Liscia. Tra l'Isuledda e il promontorio di Monte lacheddu si trova l'insenatura di Porto Puddu, caratterizzata al centro dalla piccola isola denominata "l'Isolotto", affiorante dal mare per circa 16 m di altezza, e sullo sfondo la spiaggia di Padula Piatta, dove sfocia il Rio Scopa. Il complesso ed articolato promontorio granitico di Punta Sardegna domina la parte più settentrionale del territorio di Palau, dove risaltano, oltre il citato Monte lacheddu (71 m), il Monte

*Eustatismo*-Variazione su larga scala del livello del mare conseguente soprattutto all'espansione (fasi glaciali) o ritiro per fusione (fasi interglaciali) delle calotte di ghiaccio.

Don Diego (78 m) e la stessa Punta Sardegna (111 m). Il profilo costiero prevalentemente roccioso di questo tratto risulta spesso intervallato dalla presenza di alcune suggestive calette. Il promontorio di Capo d'Orso, anch'esso aspro ed articolato, risulta il settore più orientale del territorio; assieme al contrafforte opposto rappresentato da Punta delle Saline, disegna la grande insenatura del Golfo delle Saline.

L'isolotto nella baia di Porto Puddu



## Aspetti geografico-fisici del territorio di Palau

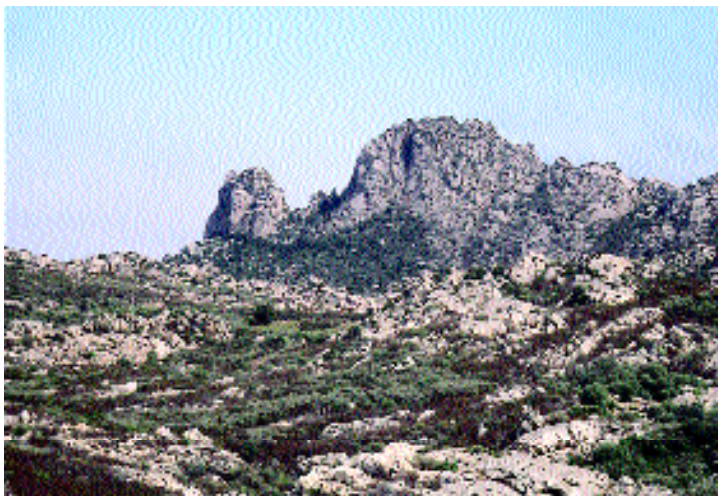
### AREA CONTINENTALE

#### LE MORFOLOGIE RESIDUALI

Le rocce affioranti nel territorio di Palau, legate a differenti episodi geologici, mostrano diversi stadi di evoluzione morfologica. Il complesso metamorfico, visto l'elevato grado di maturità raggiunto, dovuto all'intensa e prolungata azione degli agenti erosivi, si distingue per la presenza di forme generalmente più dolci e pendii poco acclivi.

Nelle aree dove affiorano le rocce granitiche si osservano invece morfologie generalmente più aspre ed articolate, connesse a un minor grado di evoluzione del rilievo. Queste aree sono caratterizzate, in particolare, dalla presenza di singolari morfologie, quali tafoni, *tor* e *inselberg*. Su questi versanti dominano, infatti, le micro e macro forme dovute all'alterazione dei graniti, legate soprattutto ai processi di idrolisi. L'idrolisi è il processo di degradazione meteorica attraverso il quale soprattutto i silicati, componenti essenziali delle rocce granitiche, aggrediti dalle acque di precipitazione leggermente acide per la presenza dell'anidride carbonica dell'atmosfera, si decompongono e, sotto l'azione del vento ed eventualmente del mare, possono essere rimossi e allontanati. Nella prima fase si formano piccoli alveoli nella roccia sana, soprattutto nella parte inferiore dell'ammasso roccioso; via via essi si accrescono generando delle particolari morfosculture chiamate nel dialetto corso tafoni (corrispondente al termine gallurese conchi), fino a raggiungere dimensioni metriche. Il fenomeno in letteratura è segnalato principalmente in aree con condizioni climatiche subtropicali, ma la presenza di sabbie a grana grossa quarzoso-feldspatiche alla base dei tafoni e di croste d'alterazione al loro interno ne evidenziano un'attività odierna. Processi attivi di idrolisi sono stati riscontrati in molte zone della Gallura e sul lungo periodo portano talvolta a forme tanto bizzarre da diventare spesso un simbolo; basti pensare all'Orso dell'omonimo Capo. Altre forme residuali e/o esumate, evolute in condizioni paleoclimatiche differenti da quelle attuali, sono in questo territorio rappresentate dai cosiddetti *tor* ed *inselberg*.

La formazione dei *tor* è legata a fenomeni di erosione selettiva su blocchi diaclasati, secondo un reticolo prevalentemente ortogonale, tali da isolare prismi monoclinali o tridini, sviluppati in momenti climatici aridi. Gli *inselberg* sono rilievi cupuliformi emergenti sviluppatasi in sistemi morfoclimatici caldo umidi. Nel territorio di Palau si ritrovano solo forme parzialmente evolute, in particolar modo nell'area di Monte Don Diego, men-



*Inselberg granitico nel territorio tra Palau ed Arzachena*

*Capo d'Orso*

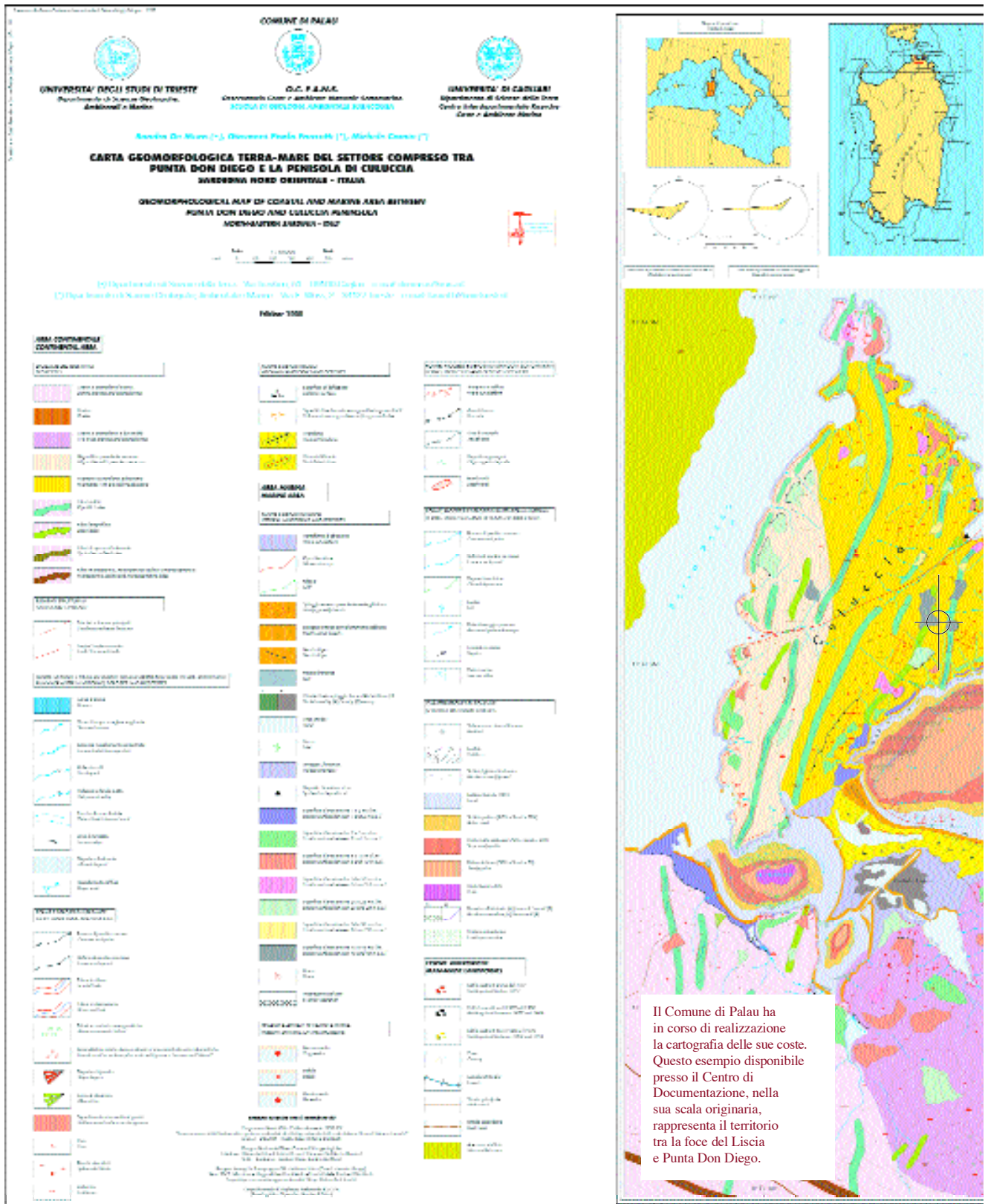
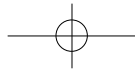


*Particolare della roccia dell'Orso di Palau e Spettacolare tafone presso Punta Sardegna*



tre forme meglio sviluppate si presentano nel Golfo di Arzachena. Esempio è il *inselberg* di Monte Pulchiana di Aggius, che costituisce il monolite granitico più grande della Sardegna. Altre forme esumate sono rappresentate da blocchi sferoidali, evolute per successivo allontanamento del detrito generato dall'azione congiunta

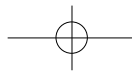
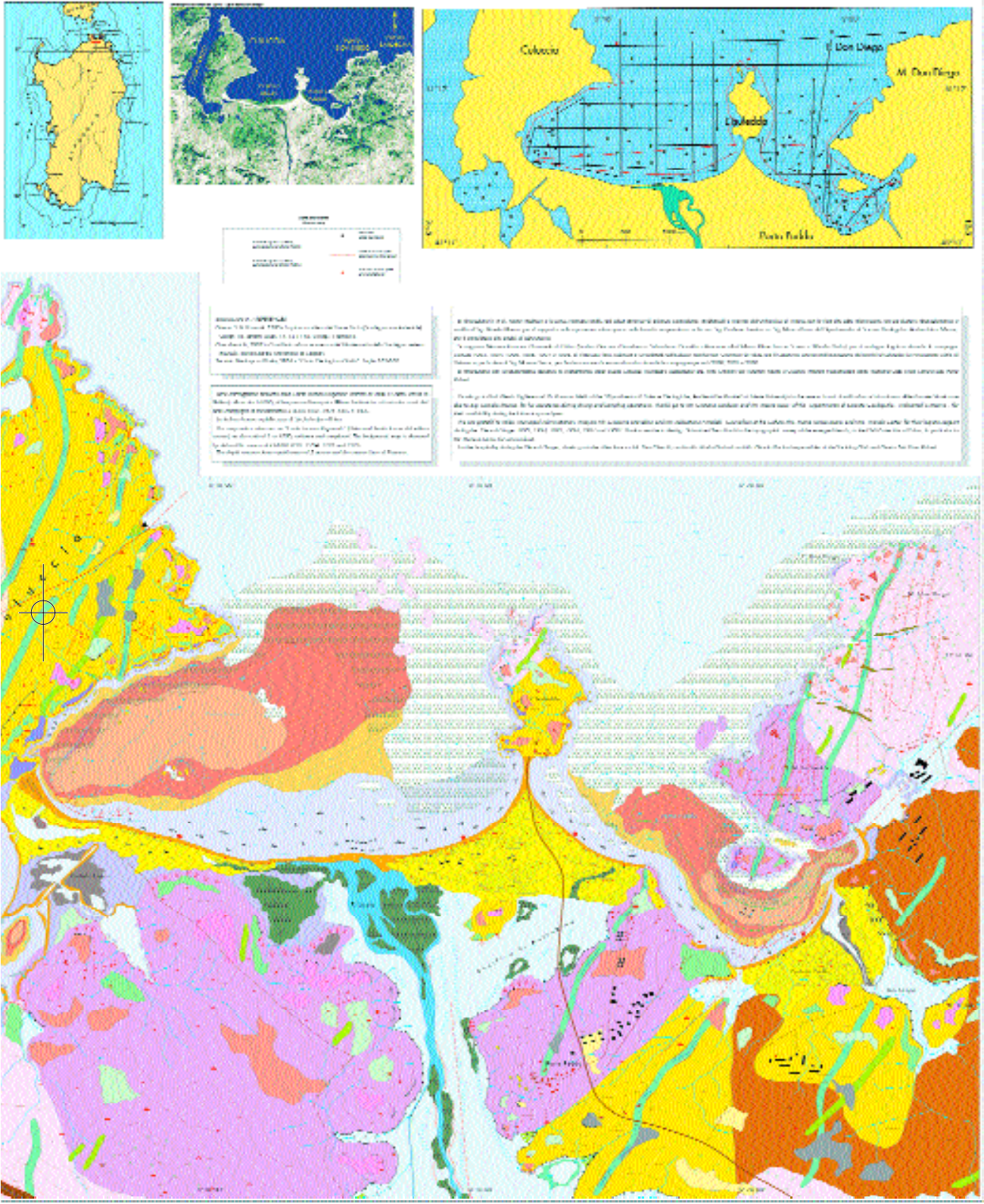
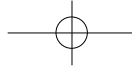
di idrolisi, disgregazione granulare ed esfoliazione, il cui sviluppo sarebbe favorito partendo da una roccia fratturata in blocchi parallelepipedi. In tal modo i blocchi prismatici verrebbero modellati a partire dagli spigoli e vertici dei prismi e in misura minore sulle superfici laterali, ovviamente più compatte e meno esposte.



Il Comune di Palaù ha in corso di realizzazione la cartografia delle sue coste. Questo esempio disponibile presso il Centro di Documentazione, nella sua scala originaria, rappresenta il territorio tra la foce del Lisica e Punta Don Diego.







### LE MORFOLOGIE FLUVIALI

Il forte controllo strutturale ad andamento N-S, NNE-SSW e NNW-SSE, che contraddistingue l'intera Gallura, si riflette sull'impostazione dei principali corsi d'acqua. La disposizione delle diaclasi (tra loro spesso ortogonali), unita alla presenza di un variegato corallooniano, ha favorito lo sviluppo di un reticolo idrografico ad andamento tipicamente angolare. Nel territorio di Palau è principalmente il Fiume Liscia ad aver trasportato considerevoli quantità di detriti che, col tempo, hanno colmato l'ampia valle nella quale scorre attualmente (Piana del Liscia).

Il fiume Liscia è il principale della Gallura, nasce



*La foce del fiume Liscia*



*La rada di Mezzo Schifo*

alle pendici del Monte Limbara e dopo un percorso di 70 km sfocia nella riva omonima; la foce del corso d'acqua risulta, spesso, isolata dal mare da un ampio cordone litorale, il quale delinea, verso l'interno, un'ampia zona lagunare e palustre. Attraverso i numerosi torrenti incisi nei versanti del Monte Pulcheddu e Monte Vittareddu confluiscono le acque che alimentano il Rio Scopu; questo, dopo aver percorso il territorio per lo più in pianura, tra numerosi stazzi, attraversa la Padula Piatta e sfocia nella baia interna di Porto Puddu. Esso presenta carattere stagionale, per cui l'alveo risulta spesso asciutto durante l'estate; pertanto, in corrispondenza della foce, risulta fortemente condizionato dal mare, il quale invade periodicamente, all'altarsi dell'alta e della bassa marea (oscillazioni che nell'area sono mediamente di 50 cm), un'ampia fascia litoranea contraddistinta da basse profondità. Un attivo trasporto solido lungo la riva delinea una freccia litoranea (spit) nell'area antistante la foce del rio stesso, rivolta verso nord, dove la presenza di una bocca, nella parte più settentrionale della foce, garantisce al flusso e riflusso della marea di bagnare le aree retrostanti.

Nella Rada di Mezzo Schifo, poco ad ovest rispetto all'abitato di Palau, sfocia il Rio Surrau; proveniente dai rilievi collinari granitici interni, risulta caratterizzato da andamento circa N-S.

### LE MORFOLOGIE EOLICHE

Le forme e i depositi che si riconoscono lungo il territorio costiero di Palau evidenziano la persistenza, nell'area in esame, del vento proveniente dall'occidente. Questo tende, ad esempio, ad asportare i materiali più fini nella parte occidentale della spiaggia del Liscia, delineando così un'ampia piana di deflazione, dove si ritrova un pavimento residuale costituito da sedimenti principalmente ghiaiosi, per depositarli lungo la fascia costiera più orientale e principalmente in corrispondenza del tombolo che collega l'Isuledda, in cui si osservano i più estesi rilievi sabbiosi depositati dal vento, detti dune, spesso allungate pa-

rallelamente alla direzione del vento.

In corrispondenza del tombolo de l'Isuledda le dune assumono anche le forme più diverse; infatti, mentre nella fascia più interna assumono la forma di dune longitudinali, in particolar modo in quella più orientale, nella parte più centrale dominano le forme paraboliche. Una piana di deflazione separa poi tale complesso dunare da quello, molto articolato, sviluppato parallelamente alla costa. Quest'ultimo è interrotto da conche di deflazione più o meno ampie che nella fascia retrostante lasciano il posto a forme allungate, in direzione del vento dominante, o a forme paraboliche e, in alcuni casi, anche a barcana.

In corrispondenza della spiaggia è possibile distinguere i depositi eolici localizzati nell'immediata fascia di retrospiaggia, indicati come avandune da quelli sviluppati nelle parti più intime, meno influenzati dall'azione del mare, indicati come dune. Nella parte più interna della baia di Porto Puddu, a meridione rispetto alla foce del Rio Scopu, si possono distinguere delle avandune, nell'immediato retrospiaggia, particolarmente erose al piede, mentre nell'area retrostante si distinguono dune dalle forme prevalentemente longitudinali, allungate lungo la direzione del vento dominante, che tendono a convergere nella parte più interna della Padula Piatta.



*Dune trasversali nella spiaggia del Liscia*

In posizione marginale sul lato meridionale della Padula Piatta, si ritrovano forme dunari paraboliche influenzate dai venti, proenienti da est, che vengono incanalati nella vallecola sviluppata a nord-est dell'abitato di Barrabisa. Ai fenomeni di trasporto e deposito dei sedimenti prevalentemente sabbiosi si aggiunge l'azione abrasiva che i granelli di sabbia esercitano contro le superfici rocciose, sviluppando sia superfici perfettamente levigate sia fori e conche nella roccia (si distingue dal fenomeno di idrolisi dei silicati che genera i tafoni perché in questo caso si formano superfici levigate).

### AREA MARINA

La Sardegna nord-orientale, ed in particolare il tratto costiero compreso tra Olbia e Santa Teresa di Gallura, è caratterizzato da un'alternanza di baie profonde e promontori; questa conformazione è legata all'evoluzione geologica dell'area dal Terziario al Quaternario. Questa fascia costiera è stata interessata, infatti, dalla sommersione in seguito alla risalita del mare post-glaciale; conseguentemente le acque marine hanno invaso le antiche valli scavate dai fiumi che si riversavano verso la costa, con formazione delle tipiche insenature a *rias*. Impostate prevalentemente su lineazioni tettoniche di età ercinica ed alpina, queste particolari morfologie si riconoscono attualmente in corrispondenza delle baie di Porto Liscia, Porto Puddu, Porto Pozzo e, tra le altre, la stretta insenatura denominata Stintino.

### LE MORFOLOGIE DEI LITORALI

Il mare modifica continuamente la fascia costiera erodendo dalle coste rocciose del materiale, più o meno fine, a seconda di una maggiore o minore esposizione della costa all'azione del mare, per poi trasportarlo lungo il litorale ed eventualmente depositarlo nei tratti maggiormente riparati.

La fascia litorale si contraddistingue per la presenza di promontori rocciosi in cui si inseriscono le profonde insenature modellate nel tempo dall'azione dei corsi d'acqua (*rias*), caratterizzate nelle aree più interne e da accumuli sabbiosi più o

*La foce del Rio Scopa nella baia di Porto Puddu*



*Il tombolo de l'Isuledda*



meno estesi. I sedimenti che li distinguono sono prevalentemente legati all'apporto fluviale, che tende al progressivo riempimento della *ria*. Un simile quadro morfologico è riscontrabile in prossimità della spiaggia del Liscia, che con la sua lunghezza di 3 km rappresenta la più ampia della Gallura. Questo sistema litorale si è prevalentemente sviluppato con i materiali trasportati dal Fiume Liscia, che, tra l'altro, contribuiscono alla costruzione e al mantenimento dei tomboli che formano le penisole di Culuccia e de l'Isuledda. Nel tratto di costa in esame si possono distinguere, procedendo dalle aree più interne verso quelle più esposte: una costa bassa sabbiosa, una bassa rocciosa e una alta rocciosa.

La costa bassa sabbiosa occupa il lato meridionale della baia di Porto Liscia, dalla Peschiera sino alla Bonifica di Barrabisa, alle cui estremità si svi-

luppano i due **tomboli**. Costa bassa sabbiosa si ritrova anche nella baia di Porto Puddu, lungo la Padula Piatta, ed all'interno della stretta insenatura, sviluppata verso nord-est. Lembi rocciosi più o meno ampi, che talvolta presentano una componente ghiaiosa o ciottolosa nelle aree più interne esposte all'azione del mare, si ritrovano comunque all'interno di tutte le insenature.

Il tombolo sviluppato tra la spiaggia del Liscia e la Penisola di Culuccia è più ampio di quello che collega l'Isuledda e risulta caratterizzato da granulometrie dei sedimenti sabbioso-ghiaiose. Nel lato della spiaggia rivolto verso la baia di Porto Liscia sono state mappate delle strutture di accrescimento classificate come *beach ridges* (strutture di accrescimento delle spiagge).

Il lato occidentale del tombolo de l'Isuledda è caratterizzato da un marcato sistema dunare di retrospiaggia, parallelo alla spiaggia, che raggiunge nel punto più alto la quota di 8 m sul livello del mare. Sul lato orientale si ritrovano corpi dunari meno marcati che si dispongono nella zona di retrospiaggia in maniera più disordinata. Qui, nel tratto più meridionale, le dune sono di tipo longitudinale in diretta prosecuzione di quelle che caratterizzano la parte centrale del tombolo.

Il trasporto lungo riva è controllato dall'articolata morfologia costiera. Tale attività è confermata dalla presenza, nella parte interna della baia di Porto Puddu, di due frecce litoranee (*spits*). La



*Tombolo - Deposito di sabbia e/o ghiaia di origine marina che congiunge un'isola alla terraferma o a un'altra isola*

*Spiaggia del Liscia*

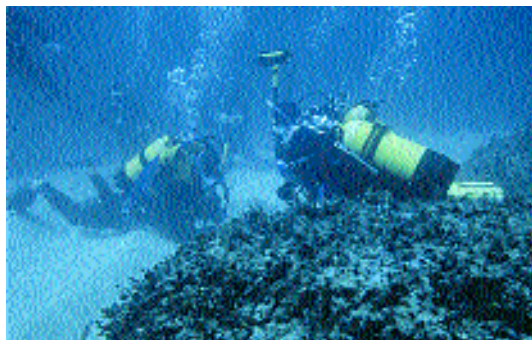
prima in corrispondenza della foce del Rio Scopa e la seconda, fortemente uncinata nel tratto finale, nella piccolissima insenatura sviluppata all'estremità nord-orientale della baia. Alla costa bassa sabbiosa si alterna la costa bassa rocciosa, sviluppata prevalentemente oltre che sul versante orientale ed occidentale della Penisola di Culuccia, nel perimetro litoraneo de l'Isuledda, a valle dell'abitato di Porto Puddu e caratterizzante l'intero versante meridionale del Monte Iacheddu.

L'azione erosiva del moto ondoso in queste località origina delle ripe d'erosione associate a piattaforme d'abrasione. La genesi di queste superfici è il risultato di una complessa interazione tra eventi climatici, oscillazioni eustatiche del livello del mare e movimenti verticali della costa legata quindi a più di una sequenza trasgressiva o regressiva. L'attuale piattaforma d'abrasione di queste aree attualmente protette e a bassa energia non può essersi delineata in quest'ultima fase della risalita olocenica ma è da considerarsi verosimilmente come la ripresa di strutture già impostate. Queste forme ereditate devono pertanto essere inquadrare in momenti climatici non correlabili con l'attuale livello del mare. Analoghe superfici d'abrasione si ritrovano a +1-2 m, +3-5 m e +8-10 m, talvolta ricoperte da ciottoli. Queste superfici si ritrovano in particolar modo sul versante occidentale della Penisola di Culuccia.

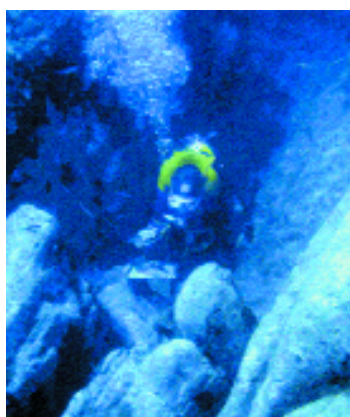
Sono presenti delle superfici ad elaborazione mista classificate come *rasas*. I processi che le generano sono legati alla combinata azione del moto ondoso (fasi trasgressive) e dei processi di dilavamento (fasi regressive). Tali superfici si raccordano con le piattaforme d'abrasione verso mare e con la rottura di pendenza concava, a monte.

La costa alta rocciosa caratterizza le testate dei promontori di Culuccia, de l'Isuledda ed il versante occidentale e settentrionale del Monte Don Diego. Queste aree risultano essere più esposte all'azione del moto ondoso. Mentre la ripa d'erosione orla con continuità la costa rocciosa, con altezze variabili tra 1 e 3 m, le falesie, con altezze variabili tra 3 e 20 m, caratterizzano le località sopracitate. Generalmente risultano coincidenti, come a Punta Don Diego, con piani di faglia; altre volte, come si riscontra a Punta delle Vacche, è il sistema filoniano a controllare morfologicamente l'assetto delle falesie. Una paleofalesia è riscontrabile in prossimità del Monte Iacheddu ed è evidenziata da un ampio cono detritico alla base in grado di dissipare l'energia anche delle onde di maggiore altezza, impedendo al mare di operare direttamente sulla parete rocciosa. La paleofalesia era probabilmente attiva nel Tirreniano, in un momento caratterizzato da un livello del mare più elevato rispetto ad oggi.

*Rilevamento e acquisizione di dati subacquei*



*Fratturazione nei graniti di Punta Sardegna (-20m)*



#### PIATTAFORMA INTERNA

Da un punto di vista batimetrico, la piattaforma continentale prossimale della Sardegna si caratterizza, nell'area circostante l'Arcipelago della Maddalena, per la presenza di ampie superfici d'erosione ubicate alle profondità di -40, -45 e -60 m.

Le superfici d'erosione attorno ai -40 m sono ubicate tra le varie isole dell'Arcipelago e tra questo e la costa sarda, in particolar modo tra Punta Sardegna, l'Isola di Spargi e l'Isola di La Maddalena. Queste superfici a differenti quote sono legate a differenti stasi del livello marino avvenute durante l'ultima glaciazione tardo-würmiana.

Tra la Penisola di Culuccia e l'isola di Spargi si evidenzia un alto strutturale che raggiunge la quota di -16 m. La presenza di questo, sebbene marginale rispetto all'imboccatura della baia di Porto Liscia, fa sì che le batimetrie risalgano più lentamente entrando nella baia.

Diversamente si sviluppa il fondale antistante l'insenatura di Porto Puddu, poiché dalla profondità attorno ai 40 m, che caratterizza l'ampio ripiano compreso tra la Penisola di Culuccia, l'Isola di Spargi e l'Isola de La Maddalena, si risale prima rapidamente sino al traverso de l'Isuledda, a profondità comprese tra 15 e 20 m e poi più lentamente sino a 10 m, in corrispondenza della sella che separa la depressione chiusa riscontrata nella parte più interna della baia.

#### IL QUATERNARIO E LE PALEOLINEE DI RIVA DELLA SARDEGNA SETTENTRIONALE

Il livello del mare non è costante ma si modifica al variare delle condizioni climatiche globali. Alle fasi glaciali vengono associati abbassamenti del livello del mare, in seguito al passaggio dell'acqua, soprattutto in corrispondenza delle calotte polari, allo stato solido, mentre durante le fasi più calde avviene il fenomeno inverso, che provoca un innalzamento generale del livello. Tali variazioni, indicate come oscillazioni eustatiche del livello del mare, cioè variazioni simultanee e di misura uguale sulle coste di tutti i mari intercomunicanti tra di loro, possono evidenziare sulla linea di riva degli indizi, di tipo erosivo e deposizionale, che permettono di ricostruire le oscillazioni del livello del mare, per lo meno relativamente all'ultima fase del Quaternario (periodo che si è distinto per l'estrema variabilità delle condizioni climatiche).

La determinazione delle variazioni del livello del mare sulla base degli indizi ritrovati lungo la costa, in regioni tettoniche attive, non rappresenta la reale oscillazione eustatica, perché tali indizi risultano influenzati dal sollevamento o abbassamento della regione stessa. Per tale motivo, la stabilità tettonica che contraddistingue la Sardegna nord-orientale, dal Pleistocene medio-superiore ad oggi, confermata dal ritrovamento in differenti località di depositi relativi alla trasgressione del Tirreniano II ad intervalli di quota costanti tra 3 e 5 m, permette di migliorare le conoscenze relative alla fase postglaciale.

Tuttavia nelle epoche precedenti anche nella Gallura la tettonica ha giocato un ruolo fondamentale. Le coste a *rias* tipiche dell'area in esame, si sono sviluppate in seguito a sollevamenti differenziali e basculamenti plio-quadernari, vergenti principalmente verso nord-est, in cui l'assenza di sedimenti marini del Pleistocene inferiore, del Pliocene e del Miocene medio-superiore si spiega con un'origine tardo-pliocenica delle stesse.

Il Tirreniano, nell'interglaciale Riss-Würm, è caratterizzato da due fasi: Eu-tirreniano e Neo-tirreniano. Alla prima, quella più antica, sono ricollegati

BP	Paleomagnetismo + -	QUATERNARIO	Glaciazioni			Italia Peninsulare		Uomo
			Nord America	Nord Europa	Alpi	Continentale	Marina	
			Post-Glaciale					
0		Superiore	Wisconsin	Vistola	Würm	Pontino	Versiliano (Flandriano)	Comagnon
10.200			Sangamon	Eem	R - W		Fasi erosive	
75.000			Illinois	Saale	Riss	Ostiense Nomentano	Tirreniani e fasi erosive	Neanderthal
127.000			Yarmouth	Holstein	M - R		Milazziniano (Crotoniano) (Tarquiniano) e fasi erosive	
		Interiore e Medio	Kansas	Elster	Mindel	Flaminio	Siciliano	Sapiens
700.000			Afton	Cromer	G - M		Emiliano	
1.000.000			Nebraska	Menap	Günz	Cassio?		Ereutis
				Waal	D - G	Villafranchiano superiore e medio	Calabriano (Santerniano)	
1.800.000				Eburon	Donau			
2.500.000		PLEISTOCENE			Pre Donau	Villafranchiano inferiore		

i terrazzi a quote comprese tra 8 e 10 m su cui si ritrovano ciottoli alterati, riferiti alla serie tipo di Cala Mosca presso Cagliari. La seconda, più recente, si ritrova in facies simili a quote di 3-5 m, ed è rappresentata dalla serie tipo della Baia di S. Reparata, dove, il ritrovamento a quote inferiori è dovuto alla presenza di una faglia che separa l'isola di Capo Testa dal resto dell'Isola. I depositi corrispondenti alla trasgressione Tirreniana si possono ritrovare con continuità tra 0 e 10 m sotto forma di arenaria fossilifera ben stratificata o di conglomerato, come a Culuccia e ne l'Isuledda. L'ultima fase del Quaternario si è distinta per l'alternanza di 5 fasi glaciali (Donau, Gunz, Mindel, Riss, Würm), causando numerosi innalzamenti e abbassamenti del livello del mare e modificando continuamente il profilo di equilibrio dei corsi d'acqua. In linea generale durante le fasi regressive le valli vengono incise e il profilo di equilibrio riattivato, mentre durante le fasi trasgressive in tali valli si deposita il materiale alluvionale trasportato dai corsi d'acqua. In particolar modo l'ultimo evento regressivo avvenuto durante la glaciazione Würmiana, la cui fase culminante risale a circa 30.000 anni fa, ha por-

tato il livello del mare relativo a circa -120 m. Questa profondità è stata stimata sulla base del ritrovamento di antiche linee di riva lungo la piattaforma continentale della Sardegna nord-occidentale. In tale periodo la linea di riva si trovava molto più al largo rispetto alla posizione attuale, favorendo il riattivarsi di fenomeni erosivi in grado di incidere ulteriormente le diverse rias. La regressione dei ghiacciai würmiani portò a un nuovo innalzamento del livello dei mari dapprima molto rapido, successivamente, negli ultimi 10.000 anni, più lento. In risposta a tale cambiamento i corsi d'acqua svilupparono più o meno ampie piane deltizie, in funzione del materiale trasportato e alluvionato. Alla trasgressione Tirreniana seguì la fase glaciale Würmiana durante la quale si è sviluppato l'ultimo marcato episodio regressivo che ha causato un notevole abbassamento del livello del mare, segnalato nelle Bocche di Bonifacio dalla presenza di numerose linee di riva sommerse delineate sino a 120 m di profondità, permettendo di ipotizzare, durante tale fase glaciale, la parziale emersione dei fondali tra la Sardegna e la Corsica.

Successivamente si aggiunsero studi geofisici ed estese campionature lungo la piattaforma continentale che andarono a completare il quadro conoscitivo della distribuzione geografica e batimetrica delle paleospieglie (*beach rock*). Il termine *beach rock* veniva inizialmente utilizzato per identificare paleo-spieglie consolidate ad opera di processi di cementazione avvenuti prima o dopo la sommersione. Le *beach rock* possono essere inquadrati dal punto di vista sedimentologico come conglomerati poligenici eterometrici, con locali terminazioni sino ad arenarie in cui si possono ritrovare gusci e/o scheletri di organismi bentonici e microplanktonici, spesso con variazione nella granulometria e nella composizione a cui si associa un differente grado di coesione e cementazione degli strati. Spesso le *beach rock* assumono la giacitura in bancate debolmente inclinate verso il largo, con strutture sedimentarie tipiche di ambiente litorale. Queste paleospieglie sono diffuse lungo tutto il tratto di costa palaeo e consentono di delineare la paleogeografia delle coste degli ultimi 10.000 anni; coste che oggi sono sommerse e visitabili solo con immersioni ed itinerari subacquei. Presso il Comune di Palau ha sede da 1990 la "Scuola di Geologia Ambientale Subacquea" fondata dalle Università di Trieste e Cagliari. I risultati delle ricerche sono sintetizzati nella carta terramare rappresentata alle pagg. 8-9. I dati raccolti sui fondali marini e sulle coste dagli allievi della scuola (provenienti da tutte le Università italiane) sono a disposizione del Centro di Documentazione e vengono ogni anno aggiornati e trasferiti su nuove carte tematiche.



Paleospiegia delle saline (-5 m)

## Itinerario Capo d'Orso • Percorso didattico sulla morfogenesi dei graniti

Percorrendo il sentiero pedonale indicato nella figura Isarà possibile comprendere, attraverso tre punti di osservazione, quali sono gli elementi fondamentali della morfogenesi dei graniti di Capo d'Orso.



### PREMESSA

La morfogenesi dei graniti è basata principalmente su un processo chimico chiamato idrolisi. Attraverso l'idrolisi i silicati, considerati i componenti principali della roccia, vengono attaccati e decomposti dall'azione dell'acqua.

Il risultato macroscopico di questo lento processo, basato dunque sull'infiltrazione delle acque meteoriche è la disgregazione della roccia granitica.

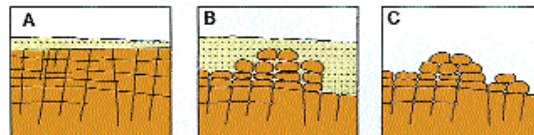
Fig. 1  
Stralcio carta I.G.M.  
F° 428 Sez. IV - Palau  
Scala 1:25,000

Fig. 2  
Foto aerea

Il disfacimento dell'ammasso roccioso è condizionato, in primo luogo, dalla presenza di linee di debolezza, chiamate fratture, fessure e diaclasi, spesso orientate ortogonalmente fra loro, formatesi per azioni tettoniche e/o al momento del raffreddamento del magma (Fig. 3).

Attraverso tali discontinuità le acque meteoriche possono infiltrarsi più agevolmente all'interno della roccia e agire con il loro potere di corrosione chimica e disgregazione meccanica (Fig. 4).

Fig. 3  
Fasi di denudamento della roccia granitica.  
A - Fratturazione  
B - Allargamento delle fratture con definizione dei blocchi  
C - Denudamento



**Stop 1**  
Osservazione delle rocce fratturate

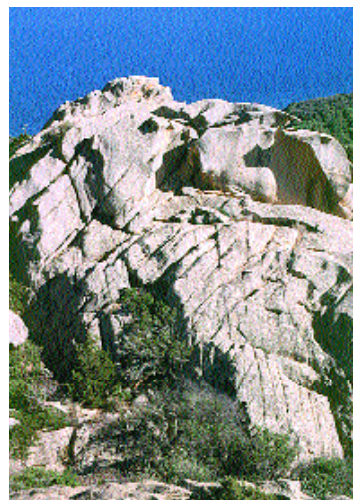


Fig. 4  
In questo primo Stop, ubicato alla base del sentiero di Capo d'Orso, è possibile osservare, con chiarezza, le linee di fratturazione delle rocce granitiche.

Fig. 5  
Le diaclasi ortogonali osservabili alla base del sentiero sono ben evidenti. Queste rappresentano le linee di debolezza sulle quali l'acqua tende ad agire con maggiore efficacia.



Fig. 6  
All'intersezione di più fratture possono formarsi delle cavità di varie dimensioni o forme che evolvono nel tempo fino a separare grandi blocchi di roccia.



**Stop 2**  
*Osservazione di fratture, blocchi sub-arrotondati e cavità embrionali*

Nello Stop 2 sul versante orientale dell'Orso, sono osservabili le forme rappresentate da: fratture, blocchi sub-arrotondati e cavità embrionali. Il processo di asportazione della coltre di materiale alterato, ha consentito, infatti, la venuta a giorno di queste morfologie. I blocchi, talvolta, possono assumere la configurazione di *cataste* o *pile di blocchi arrotondati* (Figg. 7 e 8).



Fig. 7



Fig. 8



Fig. 9

Nello Stop 3, alla fine del sentiero, alla quota di circa 100 m sul livello del mare, è possibile incontrare da vicino le morfologie più caratteristiche dell'itinerario di Capo d'Orso.

Nella figura 9 è ben evidente come il caratteristico profilo dell'Orso sia il risultato della sovrapposizione di numerosi tafoni nei diversi stadi evolutivi.

**Stop 3**  
*Osservazione degli alveoli e dei tafoni*

Anche in questo caso sono la fratturazione ed il processo di idrolisi a controllare l'evoluzione delle forme. Inizialmente si generano i crostoni che portano, in parallelo, alla formazione di piccole nicchie di erosione e alveoli (Fig. 10 e 11), i quali rappresentano le cavità embrionali che l'azione erosiva progressivamente approfondirà. Quando gli alveoli si ingrandiscono e, come spesso accade, si uniscono tra loro si formano zone cave sempre più ampie e profonde denominate tafoni (figg. 12 e 13).



Fig. 10

I tafoni sono forme concave che tendono a svilupparsi dal basso verso l'alto e verso l'interno della roccia. Sul fondo della cavità si trova spesso un sottile deposito granulare costituito dai prodotti residuali insolubili, dovuti sempre alla scomposizione dei minerali silicatici per processo di idrolisi. Le forme finali che si generano sono bizzarre e casuali e risultano spesso dalla sovrapposizione di più tafoni in fasi evolutive differenti, quasi sempre legate a successivi cicli di alterazione (vedi tafoni dell'Orso).



Fig. 11



Fig. 12  
*Rappresentazione schematica del progressivo accrescimento del tafano.*



Fig. 13

