

Prof. A. Cherchi
Dipartimento di Scienze della Terra
Università di Cagliari
Via Trentino 51
09127 Cagliari

Progetto SARGAS

**Ricostruzione stratigrafica e paleogeografica
di sequenze sedimentarie
della Sardegna centro-meridionale e nord-occidentale**

30 settembre 2009

PREMESSA

In questa relazione viene fornita una descrizione cronostratigrafica sintetica delle successioni sedimentarie cenozoiche della Sardegna centro-meridionale e mesozoiche della Sardegna nord-occidentale, evidenziando gli aspetti più rilevanti ai fini del Progetto di Ricerca.

Viene inoltre precisata la posizione stratigrafica di potenziali rocce madri e rocce serbatoio.

Con riferimento agli eventi geodinamici che hanno coinvolto il Blocco-Sardo-Corso (C-S-B) nel Cenozoico, allo scopo di chiarire i rapporti tra il C-S-B (in posizione pre-rotazione) e le aree meso-cenozoiche del Mediterraneo occidentale, è in fase di avanzata elaborazione una serie di carte paleogeografiche schematiche, che verranno allegate ad una relazione successiva.

1. Geohistory del Bacino Cenozoico della Sardegna centro-meridionale

Il contesto strutturale e sedimentario è assai complesso, quest'ultimo caratterizzato da un'estrema variabilità di facies: continentali, transizionali, marine (da shallow-water a emipelagiche). Tra l'Oligocene e il Miocene inferiore, la tettonica distensiva, il vulcanismo attivo, le variazioni eustatiche, controllano l'invasione progressiva del mare nel Bacino e nei demi-graben in cui si articola.

Per un'interpretazione delle tappe principali che ne hanno marcato l'evoluzione temporale, le successioni sono state distinte in pre-, syn- e post-rift, caratterizzando così la risposta sedimentaria all'evento distensivo oligo-miocenico (Cherchi & Montadert 1982, 2004).

I dati crono-biostratigrafici, ottenuti dallo studio delle unità formazionali sulla base di markers micropaleontologici correlati con dati radiometrici e paleomagnetici hanno consentito un'analisi tempo-spaziale delle sequenze (Cherchi et al. 2008). L'uso di queste metodologie permette la calibrazione degli eventi deposizionali (età, tasso di sedimentazione, ecc.) e strutturali (età delle deformazioni), la ricostruzione stratigrafica di logs parziali nell'ambito del Bacino, la corrispondenza con le successioni perforate nei pozzi profondi (Campidano 1, Oristano 1, Marcella) ed una correlazione più ampia con sequenze di altri coevi bacini distensivi (p.e. nell'area Mediterranea Occidentale).

Siffatto protocollo di indagine trova generale applicazione nei bacini sedimentari, oltre che, ovviamente, per ricerche di base, soprattutto per ricerche di carattere applicativo nel campo delle risorse energetiche.

Scopi prioritari sono costituiti dalla ricostruzione delle successioni che hanno colmato il bacino, valutare il loro spessore e il tasso di sedimentazione, fornire indicazioni sulla collocazione stratigrafica, ambienti e sviluppo areale di potenziali rocce madri e rocce serbatoio.

Per un migliore inquadramento stratigrafico-strutturale vengono infine brevemente discussi gli eventi tettonici che hanno determinato la genesi del Bacino e la sua successiva strutturazione. Quanto sinteticamente esposto risulta dalle integrazioni di nuove indagini, tuttora in corso, a dati già conseguiti e rivisitati alla luce delle recenti interpretazioni geodinamiche nell'area mediterranea occidentale.

In modo schematico vengono qui di seguito illustrati i seguenti punti:

- 1.1 Evoluzione cinematica nel Cenozoico
- 1.2 Processi deposizionali connessi all'estensione oligo-miocenica
- 1.3 Potenziali rocce madri e rocce serbatoio.
- 1.4 Spessori delle sequenze sedimentarie.

1.1 Evoluzione cinematica nel Cenozoico

E' rappresentata, in sintesi dai seguenti eventi:

- Compressione pirenaica nell'Eocene medio (post-Luteziano inferiore) di direzione N 140°.
- Fase estensionale N-S nell'Eocene superiore, a cui è legata la genesi dei graben O-E del Cixerri, Narcao e, probabilmente, di Funtanazza. Le faglie plio-quaternarie, legate alla genesi della fossa del Campidano, hanno interessato pressoché perpendicolarmente queste strutture, come è osservabile all'estremità orientale del graben del Cixerri. La prosecuzione verso E di questo graben, sepolta dalle strutture campidanesi, è fortemente ipotizzabile, avvalorata anche dalla presenza di relitti residui d'erosione dell'Eocene inferiore al bordo orientale del Campidano. ...(omissis)...
- Fase estensionale oligo-miocenica (fino al Burdigaliano inferiore) che ha originato il Graben System in Sardegna e fosse similari coeve in altri settori del Mediterraneo occidentale (Provenza, margine orientale iberico, fra cui la fossa di Valencia), caratterizzata da sequenze deposizionali syn-rift ad elevato tasso di sedimentazione.
- Fasi compressive mioceniche, fra cui la più marcante nella strutturazione del bacino è riferibile al Messiniano superiore (shortening 140°).

- Distensione plio-quarternaria (dal Pliocene medio al Pleistocene - ? Recente) con formazione del graben del Campidano che si sovrappone parzialmente alla fossa oligo-miocenica. La tettonica sinsedimentaria della fossa è rappresentata dai depositi continentali della Formazione di Samassi (da 400 a oltre 600 m di spessore; gli spessori aumentano nell'estremità nord-occidentale della fossa).

1.2 Processi deposizionali connessi all'estensione oligo-miocenica

I processi deposizionali mostrano chiaramente un controllo tettonico con rapide variazioni laterali delle facies ed elevato tasso di sedimentazione in funzione della dinamica delle faglie come già detto, in relazione alla tettonica distensiva i depositi sono stati distinti in pre-, syn- e post-rift.

1.2.1 Depositi syn-rift.

I depositi syn-rift sono costituiti, dal basso verso l'alto, dalla Formazione di Ussana (prevalentemente continentale con facies transizionali nella parte superiore), dalle Marne di Ales e dalla Formazione della Marmilla. Le Marne di Ales sono parzialmente eteropiche alle Arenarie di Gesturi e ai Calcari di Villagrecia.

Ai fini del Progetto le unità syn-rift di maggiore interesse sono rappresentate dai depositi clastici a varia granulometria (Formazione di Ussana, Arenarie di Gesturi) e dai depositi marnosi emipelagici e pelitico-siltitici con frequenti livelli torbiditici (Marne di Ales, Formazione della Marmilla).

Il profondo cambiamento strutturale connesso all'apertura del Graben System, dal punto di vista sedimentario, è marcato dal grande volume dei depositi clastici che si andavano formando ai piedi delle strutture attive (margini, horst), e in larga parte trasportato dalle correnti fluviali e accumulato nei demi-graben. La formazione di nuovi rilievi ha indotto intensi fenomeni erosivi con la deposizione di megabrecce, breccie e ciottoli a varia granulometria ed elaborazione in funzione del meccanismo di trasporto, imballati in matrici arenaceo-argillose rosso-violacee (Formazione di Ussana). Questi accumuli, chiaramente sintettonici, dimostrano che le fasi iniziali distensive sono avvenute in ambiente continentale; il loro spessore può essere rilevante (p.e. fossa di Rio Ciandara, Dolianova c.a 500 m; Pozzo Marcella Agip 520 m). Talora sono intercalati sottili livelli bioclastici e bioermali (Dolianova), indicanti la progressiva invasione marina nel bacino. Fattorie carbonatiche bioclastiche e/o

bioermali si sono sviluppate inoltre su duomi andesitici oligocenici o su alti strutturali prevalentemente paleozoici, ma anche mesozoici e paleogenici.

Le Arenarie di Gesturi rappresentano una facies transizionale (da fluvio-deltizia a litorale) sviluppatasi tra i depositi continentali (sinteticamente descritti) e le marne emipelagiche. Sono costituite generalmente da “sabbie ben sciacquate” (p.e. barre tidali di Mogorella, sabbie di Gergei-Escolca, Cave di Gannì, Sinnai, ecc.). Ai fini della prospezione mineraria il loro ruolo può essere rilevante come rocce serbatoio per il loro alto grado di porosità.

Questi depositi riflettono puntualmente la natura del basamento. Il basamento granitico, soggetto a fenomeni di arenizzazione in funzione di processi climatici, ancora più intensi se legati a discontinuità (fratture, faglie), costituisce la sorgente alimentatrice primaria dei sedimenti sabbiosi. Dal basamento paleozoico (bordo orientale del Graben-System, horst) questi depositi progradano verso le più profonde aree bacinali sottoforma di vasti lobi, spesso digitandosi nei sedimenti pelitici di mare più aperto. Spesso sono implicati in processi gravitativi lungo paleo-slopes e ridistribuiti dalle correnti off-shore nelle aree bacinali. Il loro spessore, a causa dei processi deposizionali, non è costante ma può essere importante (dell'ordine di 300 m e oltre).

Rilevante interesse mostrano le sequenze marnose emipelagiche e pelitico-siltitiche syn-rift (Marne di Ales, Formazione della Marmilla). La tettonica estensionale, generando un complesso puzzle di horst e graben, ha creato le premesse per la formazione di aree bacinali subsidenti, caratterizzate da fondali scarsamente ossigenati o anossici: parte centrale (Marmilla) e settentrionale (Pozzo Oristano 1) del bacino. Circa a partire dall'importante horst paleozoico del Monreale di Sardara (circondato da una potente successione detritica: Formazione di Ussana) si sono realizzate le condizioni per l'instaurarsi di ambienti scarsamente ossigenati, contenenti alcuni livelli ricchi in materia organica (potenziali rocce madri). Tali livelli, di spessore pluridecimetrico (maggiori precisazioni saranno fornite in una prossima relazione) sono contenuti in sedimenti a foraminiferi planctonici e a nannoplancton calcareo, sovente ittiolitici, depositatisi in paleobatimetrie presumibilmente superiori a 200 m. Uno di questi livelli (il più basso stratificamente) era stato già indicato ai tecnici della Saras nello scorso autunno in località Bruncu e' Cresia, costituito da marne grigio-scure-nerastre (a taglio fresco), con tracce di bitume, nelle quali sono intercalati sottili bande torbiditiche. Gli ittioliti

sono rappresentati da resti scheletrici e squame. Gli esemplari completi presentano la cavità orale aperta, indice di morte per soffocamento. Le condizioni anossiche sono inoltre evidenziate dalla presenza di pirite, dall'assenza di bioturbazioni (prodotte da organismi mobili viventi nei fondali) e di macro- e microrganismi bentonici. Al contrario i microrganismi planctonici, flottanti nello strato superficiale della colonna d'acqua, ovviamente non hanno risentito dello stress ambientale. Si può anche ipotizzare l'esistenza di ambienti anossici profondi (sottosuolo) in altri settori del bacino, ma l'assenza di ulteriori pozzi non ne consente la verifica.

Durante il mese di novembre sono state effettuate dalla scrivente alcune giornate di terreno nella Marmilla per un sistematico controllo della successione sedimentaria del Miocene inferiore su varie sezioni stratigrafiche affioranti. La fitta e sistematica campionatura, è stata effettuata per l'analisi biostratigrafica, fondamentale in quanto fornisce i vincoli cronologici ed ambientali indispensabili per la correlazione delle sezioni affioranti e di conseguenza per la ricostruzione dell'intera colonna stratigrafica e dei relativi spessori. Queste indagini, seppure preliminari, hanno consentito di riconoscere ulteriori livelli marnosi grigio-scuri-nerastri, potenzialmente ricchi in materia organica. E' in corso l'analisi micropaleontologica di 24 campioni, dallo studio dei quali si potranno trarre maggiori precisazioni, che verranno comunicate al Responsabile del Progetto.

Questo quadro deposizionale troverebbe conferma nella stratigrafia del Pozzo Oristano 1 dove a partire da 1500 m fino a fondo pozzo (1802 m) sono stati incontrati vari livelli marnoso siltitici scuri a foraminiferi planctonici e resti ittiolitici, con tracce di bitume (1510, 1600-1603, 1645-1648, 1697-1701 m), considerati rocce madri.

...(omissis)...

1.2.2 Depositi pre – rift

I depositi pre-rift post-ercinici in relazione all'area Eleonora possono essere costituiti da: (a) successione silico-clastica permo-triassica (Autuniano – Trias inferiore), (b) successione carbonatica mesozoica (Trias medio – Cretacico superiore). In relazione alle finalità del Progetto viene analizzata solo la successione carbonatica mesozoica (b).

Nella Sardegna nord-occidentale è presente una completa successione mesozoica; dalla Nurra la piattaforma carbonatica si estendeva verso sud (Golfo di Palmas), come si può ricostruire da vari affioramenti: calcari triassici di Poglina, dell'area di Arbus – Capo Pecora, calcari cretaci di S. Antioco, calcari e dolomie triassici di Porto Pino, a cui si aggiungono litoclasti calcarei mesozoici entro le brecce andesitiche oligo-mioceniche (Capo Marargiu) e conglomerati a elementi mesozoici nell'area di Funtanazza e più a Sud (Iglesiente – Sulcis) nella Formazione eocenica continentale del Cixerri. Paleogeograficamente la piattaforma carbonatica della Sardegna occidentale era inoltre collegata con le coeve piattaforme provenzale e catalana.

La parte occidentale della Sardegna durante il Mesozoico è stata sottoposta ad oscillazioni eustatiche e a fasi tettoniche distensive che hanno favorito l'ingresso di mari epicontinentali, alternatisi a fasi subaeree, come è ben osservabile nella Nurra. Il controllo tettonico, attivo in vari intervalli cronostratigrafici, unitamente alle oscillazioni eustatiche, ha condizionato l'evoluzione sedimentaria, l'instaurarsi di bacini estensionali e la loro colmata, innescando altresì processi erosivi e la deposizione di flussi silico-clastici e di paleosuoli (bauxite).

Lungo la fascia costiera occidentale sarda, a sud della Nurra, segmenti di questa piattaforma affiorano in modo discontinuo in quanto sepolti da potenti depositi successivi, quali vulcaniti (oligo-mioceniche e plio-quadernarie), sedimenti miocenici e plio-quadernari. Inoltre eventi tettonici e fenomeni erosivi impediscono la ricostruzione stratigrafica dell'intera colonna, che mostra nei vari affioramenti sezioni parziali diacrone. Ne consegue che l'analisi della successione mesozoica della Nurra sia fondamentale per interpretare il pre-rift di Eleonora. In quest'area invece non sembra ipotizzabile, allo stato attuale delle conoscenze on-shore, la presenza di un pre-rift eocenico, in quanto la trasgressione del mare eocenico sembra sia stata controllata da una struttura tettonica NE-SW (dal Golfo di Orosei all'Iglesiente).

Il sistema di rift oligo-miocenico, ad ampiezza regionale, ha coinvolto anche la Nurra, sezionando i corpi carbonatici mesozoici e permettendo l'invasione del mare miocenico. Sedimenti marini miocenici (collegabili al bacino dell'Asinara) bordano ad Est la piattaforma mesozoica e proseguono verso Sud. La sedimentazione miocenica syn- e post-rift si segue senza soluzione di continuità fino all'area oristanese (Eleonora) e da qui fino al Golfo di Cagliari (Campidano, bacini della Marmilla, Trexenta, ecc.). Le sequenze mioceniche post-rift a N del Golfo di Oristano (Bosano) coprono quelle sottostanti synrift.

Nel Mesozoico i livelli più interessanti sono compresi tra il Giurassico medio e il Cretacico superiore. Il Bajociano –Batoniano è costituito essenzialmente da una sedimentazione marina di acqua bassa e transazionale in cui si alternano calcari micritici (mud- e wackestones con peloidi, intraclasti, bioclasti: foraminiferi, macrofaune) e oncolitici con calcari marnosi grigio scuri – nerastri bituminosi, talora fetidi al taglio, che evolvono verso l’alto in argille lagunari carboniose, con influenze dulcicole, a ostracodi e palinomorfi. Sovrastante a questa successione, è presente un livello calcareo detritico a grani di quarzo a stratificazione incrociata (30 m c.a.).

Le litofacies calcareo-marnose da grigio-scure a nerastre, talora con tracce di bitume, ben visibili nella cava attiva del M. Nurra, in altre cave dismesse e nel versante N del M. Doglia, costituiscono una potenziale roccia madre. Durante un sopralluogo nella Nurra questi affioramenti sono stati presentati ai tecnici SARAS (14-15 ottobre 2008).

La fase tettonica compressiva del Cretacico medio (Albiano?), a cui si deve la lacuna con discordanza angolare tra il Cretacico superiore (Coniaciano – Santoniano) ed il substrato di età compresa tra il Kimmerdigiano e l’Aptiano, consente l’instaurarsi di diffusi fenomeni carsici. Il top del substrato pre-bauxitico, a seguito dell’esposizione subaerea, si presenta intensamente carsificato (Penisola di Capo Caccia); fitti reticoli di fratture interessano inoltre il substrato calcareo sottostante. La sovrastante successione carbonatica del Cretacico superiore mostra fenomenologie carsiche ancora più marcati, a seguito della lunga esposizione sub-aerea pre-miocenica, della durata di oltre 40 milioni di anni, corrispondente all’intervallo Paleocene – Oligocene.

Le caratteristiche deposizionali e morfostrutturali, unitamente alle fenomenologie carsiche, rendono la successione carbonatica cretacea interessante come potenziale roccia serbatoio. Situazione analoga si riscontra, come è noto, nel bacino di Valencia.

1.3 Potenziali rocce madri e rocce serbatoio.

Dall’analisi dei dati geologici si segnalano, in via preliminare, alcuni elementi significativi al fine della prospezione mineraria. La presenza di potenziali rocce madri dovrà essere accertata per via analitica (Rock Eval).

In sintesi, ... , vengono indicati, separatamente, alcuni livelli riferibili a potenziali rocce madri e rocce serbatoio.

...(omissis)...

Rocce madri

- (a) Livelli marnoso-siltitici emipelagici syn-rift (Miocene inferiore), ittiolitici, con tracce di bitume, rinvenuti nel Pozzo Oristano 1 (tra 1500 e 1802 m), correlabili con gli analoghi livelli della Marmilla (sovente ittiolitici, grigio scuri–nerastri, talora fetidi e con tracce di bitume, nel Miocene inferiore della Marmilla, correlabili con i coevi livelli con materia organica rinvenuti nel Pozzo Oristano 1).
- (b) Presenza ipotizzabile dei livelli calcareo-marnosi, prima descritti (affioranti nella Nurra), di colore grigio scuro – nerastri al taglio fresco, fetidi, potenzialmente ricchi in materia organica del Bajociano – Batoniano (Giurassico medio).

Rocce serbatoio

- (c) “Arenarie di Gesturi”, livelli siltosi torbiditici e sabbie piroclastiche della “Formazione della Marmilla”. Il pozzo Oristano 1 si è fermato a 1802 m nella Formazione della Marmilla. E’ ipotizzabile la presenza di sabbie, corrispondenti alle barre tidali di Mogorella, affioranti con buona esposizione ad E della piana di Oristano lungo la scarpata occidentale dell’horst del Grighine e abbassate tettonicamente nella fossa.
- (d) Presenza ipotizzabile di livelli detritici a grani di quarzo nei calcari bajociani, sovrastanti ai calcari marnosi grigio-neri prima descritti nella Nurra (Cave M. Nurra, M. Vaccargiu, versante N del M. Doglia, ecc.). vedi punto e.
- (e) Presenza ipotizzabile dei calcari intensamente carsificati a scala micro (reticoli diffusi) e macro (grotte) presenti nel Cretacico della Nurra. Per quanto riguarda la loro potenziale presenza, si rimanda a quanto esposto precedentemente (punto e).

1.4 Spessori delle sequenze sedimentarie

L’insieme dei dati disponibili (stratigrafici, strutturali) e di quelli acquisiti dall’interpretazione dei profili sismici delle varie campagne effettuate onshore e offshore evidenziano nella fossa del Campidano (parzialmente sovrainposto al Graben System oligo-miocenico), due depocentri rispettivamente nelle aree di Oristano e Cagliari (Casula et al. 2001).

La complessità del meccanismo strutturale ha condizionato la risposta deposizionale in termini di processi sedimentari, litho-biofacies, spessori (Cherchi et al. 2008). Ne consegue

che il tasso di sedimentazione non sia uniforme in tutto il bacino, come basta confrontare p.e. gli spessori misurati nei pozzi Campidano 1, Oristano 1, Marcella.

Per quanto riguarda la successione post-ercinica e pre-rift oligo-miocenica, gli spessori sono in genere più costanti, ma va comunque osservato che le varie discontinuità stratigrafiche e i processi erosivi durante i periodi di continentalità hanno inciso in modo differenziato sulle unità litostratigrafiche.

Un'analisi comparativa congiunta tra i dati derivanti dalla geologia di terreno e quelli derivanti dall'interpretazione sismica nelle singole aree può essere proficua per le finalità del Progetto, allo scopo di riconoscere i corpi sedimentari sovrainposti, le principali discontinuità, gli spessori.

Dopo questa prudenziale premessa, una stima degli spessori delle sequenze sedimentarie post-erciniche può essere avanzata in via preliminare. Questa stima si basa su analisi sedimentologiche e biostratigrafiche di affioramenti, cave e pozzi nella Sardegna sud-occidentale (Sulcis: sequenze eoceniche), centro meridionale e occidentale (Trexenta, Marmilla, Campidano, Oristanese: sequenze mioceniche e plio-quadernarie), nord-occidentale (Nurra: sequenze mesozoiche).

Dal basso in alto, possono essere avanzati i seguenti potenziali spessori.

Pre-rift

- Sequenze silicoclastiche continentali del Carbonifero
superiore-PermoTrias e carbonatiche triassiche (Nurra) c.a 800 m
- Sequenze carbonatiche marine giurassico-cretaciche (Nurra) c.a 1400 m
- Sequenze carbonatiche marine, lagunari e continentali con
livelli di lignite dell'Eocene inferiore (Sulcis) c.a 400 m
- Sequenza continentale silico-clastica (Formazione del
Cixerri, Sulcis) c.a 400 m

Syn-rift

- Sequenze silicoclastiche continentali dell'Oligocene,
marnoso-siltitiche, marnose e carbonatiche marine del
Miocene inferiore (Sardegna centro meridionale) c.a 1500 – 2000 m

Post-rift

- Sequenze marnoso-siltitiche, marnose e carbonatiche marine del Miocene medio-superiore e del Pliocene inferiore-base del medio (Sardegna centro-meridionale, Oristanese) c.a 2000 m
- Sequenze siltitiche e marnoso-siltitiche continentali sintettoniche del Graben del Campidano (Formazione di Samassi) e presumibilmente marine nei Golfi di Oristano e di Cagliari, del Pliocene medio-superiore c.a 600 – 1000 m
- Depositi continentali vari del Quaternario (Campidano). c.a 300 m
Maggiori spessori con facies marine sono presenti nel Golfo di Oristano e di Cagliari (profili sparker) c.a ? 400 m

Nei su indicati spessori non sono stati presi in considerazione i prodotti vulcanici sedimentari (ialoclastiti, tufiti, brecce, ecc.) presenti nel Miocene inferiore syn-rift e corpi magmatici. Una teorica successione sedimentaria post-ercinica completa (ottenuta sommando gli spessori parziali) potrebbe arrivare a oltre 7000 m, come ordine di grandezza, ipoteticamente possibile offshore.

Coperture

Le coperture delle potenziali rocce madri e serbatoi nelle aree Igia ed Eleonora possono essere costituite dalle seguenti unità.

...(omissis)...

- **Eleonora** – Marne emipelagiche del Miocene inferiore (Aquitano-Burdigaliano), in analoga situazione a quella di Igia. A differenza di Igia, nell'area di Eleonora sono presenti termini sedimentari marini Cenozoici più recenti, rappresentati da circa 380 m di marne del Pliocene inferiore e medio (Pozzi Oristano 1 e 2), aventi alla base circa 40 m (Oristano 1) e circa 130 m (Oristano 2) di sabbie microconglomeratiche continentali del Messiniano, corrispondenti all'erosione sviluppata in tale intervallo cronostratigrafico (l'erosione messiniana è ben evidente anche nelle linee sismiche).

Agli spessori noti attraverso pozzi del Campidano meridionale, nel Campidano settentrionale bisogna sommare quelli succitati relativi alla successione messiniano-pliocenica. Stratigrafie inedite di pozzi perforati per ricerche idriche eseguite nella piana di

Arborea hanno evidenziato spessori maggiori nella successione quaternaria (circa 200 m), rispetto a quelli riscontrati nei pozzi Oristano 1 e 2, perché impostati probabilmente sui terrazzi fluviali del paleoTirso. La successione quaternaria è costituita superiormente da depositi alluvionali che poggiano su sedimenti marino – salmastri a molluschi di clima freddo, pre-tirreniani. Trattasi di un'area chiaramente subsidente, interessata anche da faglie recenti, come mostrano sia i livelli marini tirreniani (I e II) a molluschi e foraminiferi a -7 e -33 m di profondità e ancor più la presenza della colata basaltica fra -306 e -322 m entro le coltri alluvionionali (Oristano 1) e fra -218 e -243 (Oristano 2). Dati di superficie sulla neotettonica potranno essere forniti successivamente.

Per quanto riguarda la copertura dei reservoir mesozoici (Bajociano del M. Nurra), nell'ipotesi che possano essere presenti nel sottosuolo dell'area Eleonora, questa potrebbe essere costituita ancora dalle marne mioceniche (...), così come avviene nella fossa di Valencia con la quale il bacino sardo può essere confrontato.

Per quanto riguarda il carico sedimentario sulle rocce madri presenti nel Miocene inferiore dell'area Eleonora, sono da prendere in considerazione gli elementi esposti di seguito.

...(omissis)...

Sul terreno le marne di copertura sono ben visibili, per esempio nella sezione stratigrafica della Giara di Gesturi (Burdigaliano sup. – Langhiano sommitale). Soprattutto nella Marmilla le potenziali rocce madri affiorano spesso a giorno, senza copertura diretta in quanto l'intensa erosione verificatasi nel Pliocene medio-superiore in concomitanza con l'inizio del funzionamento estensivo del Graben del Campidano s.s. ha asportato arealmente circa 400 m di sedimenti marini marnosi, rideposti nella struttura campidanese, di cui ne costituiscono la colmata sintettonica (Formazione di Samassi). Lo spessore citato corrisponde pressoché alla differenza altimetrica tra il paese di Gesturi e la parte sommitale della Giara, protetta parzialmente dall'erosione dalla colata basaltica, datata circa 2 m.a. (parte alta del Pliocene superiore). La vista panoramica dal bordo della Giara di Gesturi verso il bacino miocenico è chiaramente didattica. Vari elementi portano a supporre che la sedimentazione marina miocenica sia proseguita oltre il Langhiano, durante il Serravalliano – Tortonian; questi sono soprattutto: (a) superficie di erosione con deposizione di paleosuoli tra i depositi miocenici sommitali e la colata basaltica; (b) presenza di microfaune planctoniche del Miocene medio – superiore (oltre che di livelli miocenici stratigraficamente più bassi) rimaneggiati nella Formazione di Samassi.

...(omissis)...

Nell'ipotesi assai plausibile della deposizione di sedimenti post-langhiani nell'intero bacino miocenico della Sardegna centro-meridionale, per altro affioranti nel Cagliaritano e presenti nei pozzi Campidano 1 e Marcella, il carico sedimentario aggiuntivo sui livelli con materia organica sarebbe stato di circa 600 m nelle regioni collinari della Trexenta – Marmilla – Sarcidano.