

Geological Field Trips

2011

Vol. 3 (1)

ISSN: 2038-4947



*Società Geologica
Italiana*



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge N°88 del 2-2-1960)
Dipartimento Difesa del Suolo

**Stratigrafia e analisi di facies della successione continentale permiana e triassica
della Nurra: confronti con la Provenza e ricostruzione paleogeografica**

84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana - Sassari, 2008 - Escursione E06

DOI: 10.3301/GFT.2011.01

GFT - Geological Field Trips

Periodico semestrale del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA e della Società Geologica Italiana
Geol.F.Trips, Vol.3 No.1 (2011), 43 pp., 20 figs. (DOI 10.3301/GFT.2011.01)

Stratigrafia e analisi di facies della successione continentale permiana e triassica della Nurra: confronti con la Provenza e ricostruzione paleogeografica

84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana - Sassari, 2008 - Escursione E06

**Ausonio Ronchi⁽¹⁾, Giuseppe Cassinis⁽¹⁾, Marc Durand⁽²⁾, Daniela Fontana⁽³⁾,
Giacomo Oggiano⁽⁴⁾, Cristina Stefani⁽⁵⁾**

(1) Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente, Università di Pavia, Via Ferrata 1, 27100 - Pavia

(2) Université Henri Poincaré, Nancy I, Sciences de la Terre et UMR G2R, F-54506 - Vandœuvre cedex, Francia

(3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena e Reggio Emilia, Via S. Eufemia 19, 41100 - Modena

(4) Dipartimento di Scienze Botaniche, Ecologiche e Geologiche, Università degli Studi di Sassari, Via Piandanna 4, 07100 - Sassari

(5) Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova, Via Giotto 1, 35137 - Padova

Corresponding author e-mail address: ausonio.ronchi@dst.unipv.it

Responsible Director
Claudio Campobasso (ISPRA-Roma)

Editor in Chief
Gloria Ciarapica (SGI-Perugia)

Editorial Responsible
Maria Letizia Pampaloni (ISPRA-Roma)

Editorial Manager
Mauro Roma (ISPRA-Roma)

Convention Responsible
Anna Rosa Scalise (ISPRA-Roma)
Alessandro Zuccari (SGI-Roma)

Editorial Board

*M. Balini, G. Barrocu, C. Bartolini, D. Bernoulli,
F. Calamita, B. Capaccioni, W. Cavazza, F.L. Chiocci,
R. Compagnoni, D. Cosentino, S. Critelli, G.V. Dal Piaz,
C. D'Ambrogi, P. Di Stefano, C. Doglioni, E. Erba,
R. Fantoni, P. Gianolla, L. Guerrieri, M. Mellini, S. Milli,
M. Pantaloni, V. Pascucci, L. Passeri, A. Peccerillo,
L. Pomar, P. Ronchi (Eni), B.C. Schreiber, L. Simone,
I. Spalla, L.H. Tanner, C. Venturini, G. Zuffa.*

ISSN: 2038-4947 [online]

http://www.isprambiente.it/site/it-IT/Pubblicazioni/Periodici_tecnici/Geological_Field_Trips

The Geological Survey of Italy, the Società Geologica Italiana and the Editorial group are not responsible for the ideas, opinions and contents of the guides published; the Authors of each paper are responsible for the ideas, opinions and contents published.

Il Servizio Geologico d'Italia, la Società Geologica Italiana e il Gruppo editoriale non sono responsabili delle opinioni espresse e delle affermazioni pubblicate nella guida; l'Autore/i è/sono il/i solo/i responsabile/i.

INDEX

Information

| | |
|---|---|
| Informazioni generali sugli itinerari | 4 |
|---|---|

Excursion notes

| | |
|--|----|
| 1. Storia delle conoscenze stratigrafiche | 6 |
| 2. La successione permiana e triassica della Nurra | 10 |
| 2.1 Ciclo I | 10 |
| 2.2 Ciclo II | 11 |
| 2.3 Ciclo III | 14 |
| 3. Bio-cronostratigrafia | 16 |
| 4. Composizione delle areniti | 17 |
| 5. Correlazione con la Provenza | 19 |
| 5.1 Introduzione | 19 |
| 5.2 La successione del Bacino di Toulon-Cuers | 22 |
| Ciclo I | 22 |
| Ciclo II | 22 |
| Ciclo III | 25 |
| 6. Ricostruzione paleogeografica | 27 |

Itinerary

Itinerario 1: Porto Ferro

| | |
|---|----|
| Informazioni generali sull'itinerario | 28 |
| <i>Stop 1 - Sezione di Torre Bianca</i> | 29 |

Itinerario 2: Il Porticciolo

| | |
|--|----|
| Informazioni generali sull'itinerario | 31 |
| <i>Stop 2 - Sezione di Torre del Porticciolo</i> | 31 |
| Il conglomerato del Porticciolo | 35 |

Itinerario 3: Cala Viola

| | |
|--|----|
| Informazioni generali sull'itinerario | 36 |
| <i>Stop 3 - Arenarie di Cala Viola</i> | 37 |

| | |
|-------------------------|----|
| References | 40 |
|-------------------------|----|

Informazioni generali sugli itinerari

Per questioni eminentemente logistiche, sono state escluse dall'escursione le unità basali (formazione di Punta Lu Caparoni - ciclo I - e formazione di Pedru Siligu - base del ciclo II). La parte di successione esaminata nell'escursione è limitata alle formazioni permiane di Porto Ferro e di Cala del Vino e alle sovrastanti unità triassiche rappresentate dal conglomerato del Porticciolo e dalle arenarie di Cala Viola.

Nel complesso l'intera successione è costituita da conglomerati, arenarie e peliti di colore prevalentemente rosso, ricca in clasti di derivazione vulcanica (in particolare dai porfidi delle vulcaniti inferiori); si tratta di una sequenza che evolve da ambiente di conoide a un sistema fluviale di tipo *braided* e quindi passa a un ambiente fluviale meandriforme. La parte sommitale della successione (ciclo III) è marcata da una netta discontinuità rappresentata da un conglomerato quarzoso (conglomerato del Porticciolo) esteso a scala regionale, che passa superiormente ad una successione costituita da arenarie e subordinate peliti, con alternati influssi fluviali e marini.



La successione è ben esposta a Torre Bianca (Stop 1, f.ne di Porto Ferro), a Torre del Porticciolo (Stop 2, f.ne di Cala del Vino e conglomerato del Porticciolo) e a Cala Viola (Stop 3, f.ne di Cala del Vino, conglomerato del Porticciolo e arenarie di Cala Viola).

Il limite sommitale delle arenarie di Cala Viola non affiora, in quanto l'unità è in contatto per faglia con i sedimenti carbonatici ed evaporitici del Keuper. I depositi carbonatici medio-triassici (Muschelkalk), qui assenti per elisione tettonica, affiorano soprattutto nella sezione di Punta del Lavatoio, nella parte sud della città di Alghero e nella Nurra settentrionale, presso il Monte Santa Giusta.

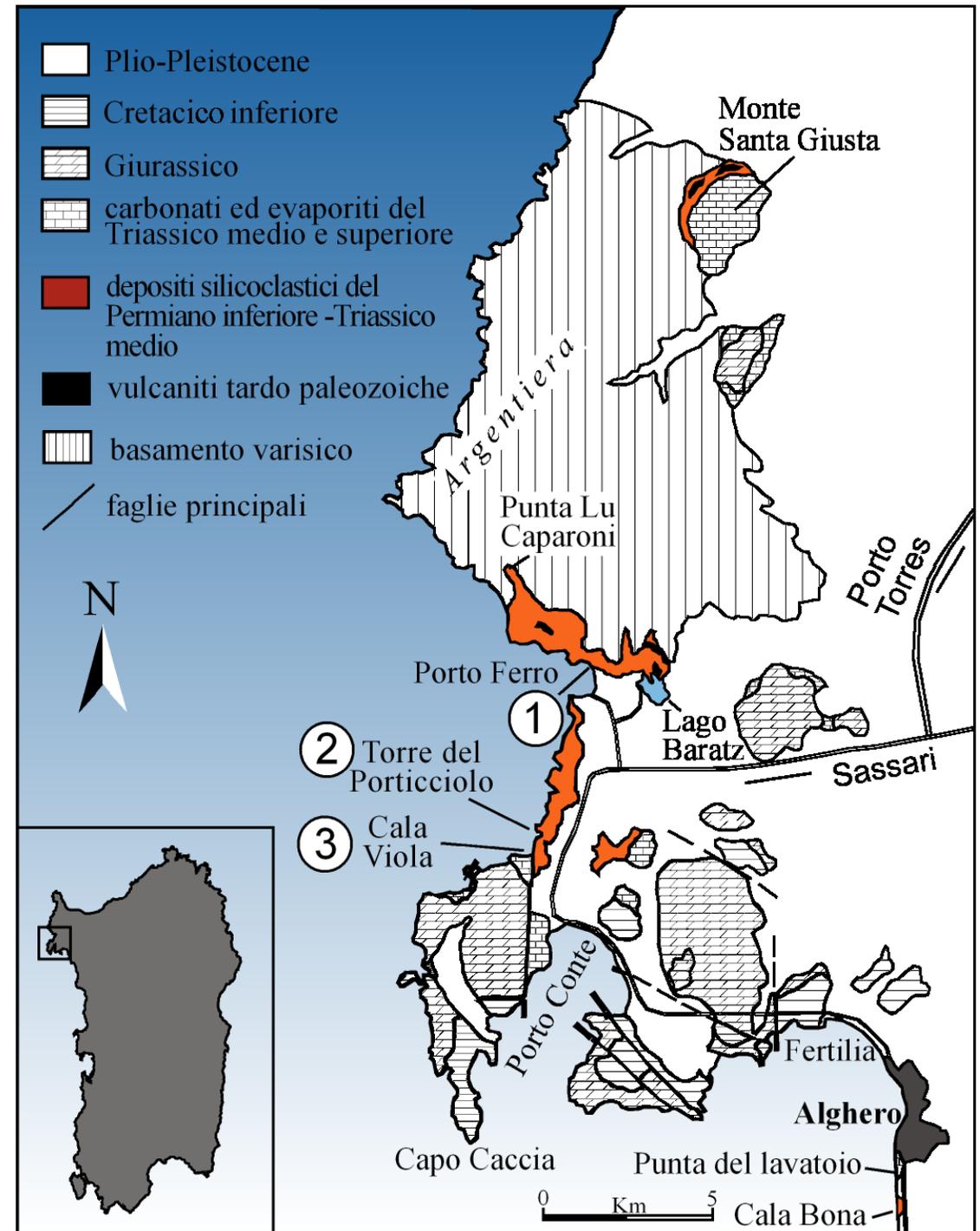


1. Storia delle conoscenze stratigrafiche

Nella Sardegna nord-occidentale è esposta in modo spettacolare, anche se discontinuo, una successione continentale post-varisica rappresentata da depositi terrigeni intercalati a prodotti vulcanoclastici.

Oggetto della presente escursione sono i caratteri stratigrafici, sedimentologici e composizionali della successione terrigena permiana e triassica affiorante nell'area della Nurra, a nord di Alghero, tra Punta Lu Caparoni a nord e Cala Viola a sud (fig. 1) e il loro confronto litostratigrafico con la successione provenzale (fig.10). La successione della Nurra è stata oggetto di numerosi studi: Lotti (1931), Oosterbaan (1936), Moretti (1959), Pecorini (1962), Vardabasso (1966), Gasperi & Gelmini (1980), Fontana et al. (1982, 2001), Pittau Demelia & Flaviani (1982), Gelmini (1986), Cassinis et al. (1996; 1998a; 1998b, 2002, 2003), Cassinis & Ronchi (1997, 2002), Neri et al. (2000), Durand & Ronchi (2001), Sciunnach (2001, 2002), Costamagna & Barca (2001), Pittau & Del Rio (2002) e Ronchi et al. (2008).

Fig. 1 - Principali affioramenti della successione permiana e triassica nella regione della Nurra e ubicazione degli itinerari.





Grazie ai lavori effettuati negli anni '60 del secolo scorso, alcuni Autori (Pecorini, 1962; Vardabasso, 1966) avevano già intuito che gran parte della successione clastica della Nurra poteva essere ascritta al Permiano e che solo la sua porzione sommitale andava attribuita al Triassico inferiore o Buntsandstein (fig. 3).

Una suddivisione litostratigrafico-sedimentologica di un certo dettaglio di questa successione è stata in seguito fornita da Gasperi & Gelmini (1980), le cui unità sono state successivamente riprese in parte anche da altri ricercatori (Cassinis et al., 1996; 1998b). In base a Gasperi e Gelmini (1980), l'intera successione terrigena post-varisica e pre-Muschelkalk è stata suddivisa in una sottile formazione (fm. di Punta Lu Caparoni), di età permiana inferiore e in una successione terrigena ("Verrucano sardo"), di potenza difficilmente quantificabile a causa della copertura e della tettonica, ma comunque stimabile in alcune centinaia di metri, a sua volta suddivisa in quattro unità informali, indicate con numeri arabi a partire dalla più antica in senso stratigrafico (fig. 2). Tali unità sono state recentemente descritte e rinominate da Cassinis et al. (2002, 2003) in uno studio che ha fornito anche un quadro di correlazione con i coevi depositi della Provenza (per un confronto si veda la fig. 10).

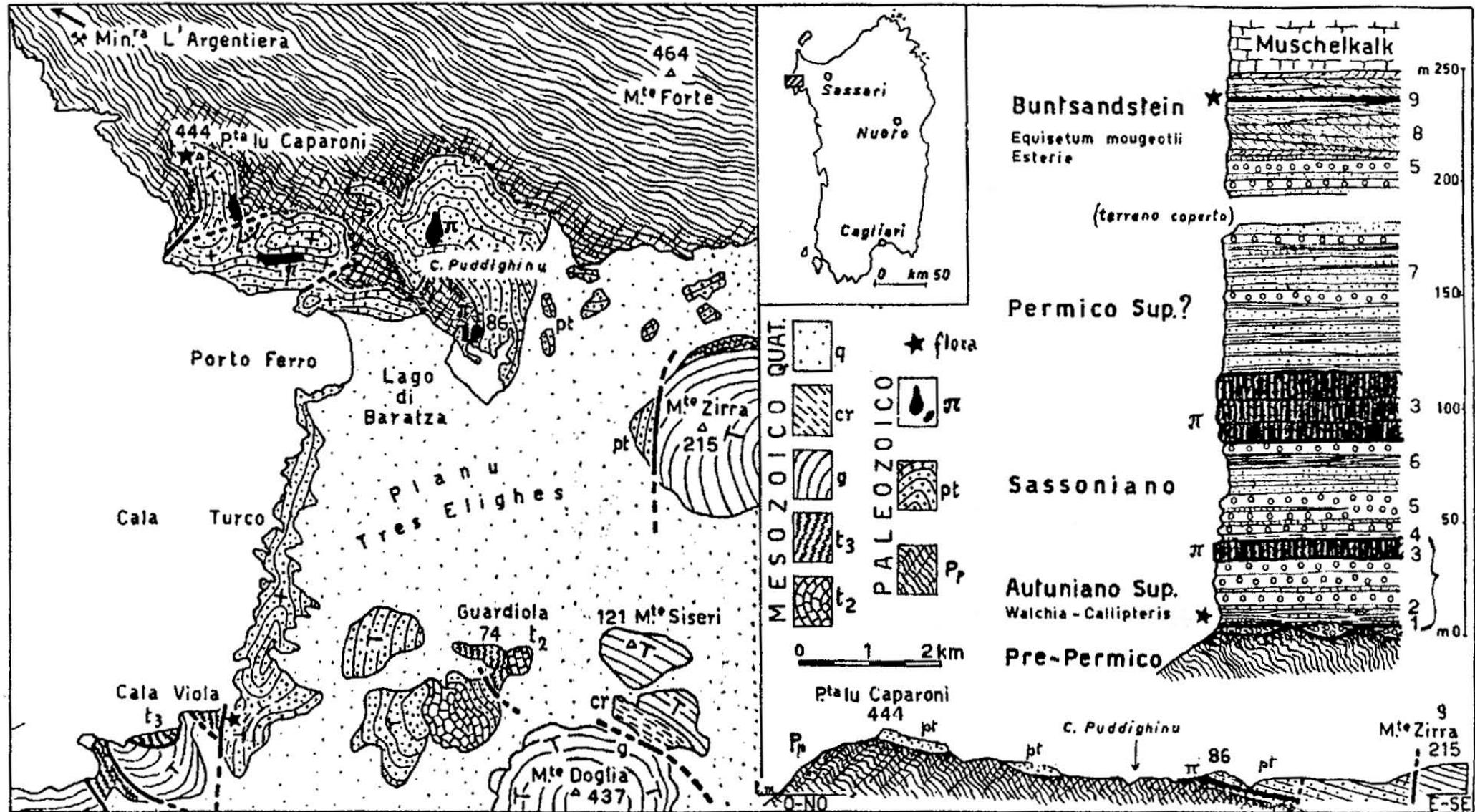


Fig. 3 - Schema stratigrafico-tettonico della serie permo-triassica della Nurra Occidentale. Q: Quaternario (sabbie eoliche prevalenti); cr: Cretaceo; g: Giurese; t₃: Keuper; t₂: Muschelkalk; π: porfidi; Pt: Permo-Trias; P_p: Paleozoico prepermiano (da Pecorini in Vardabasso, 1966).



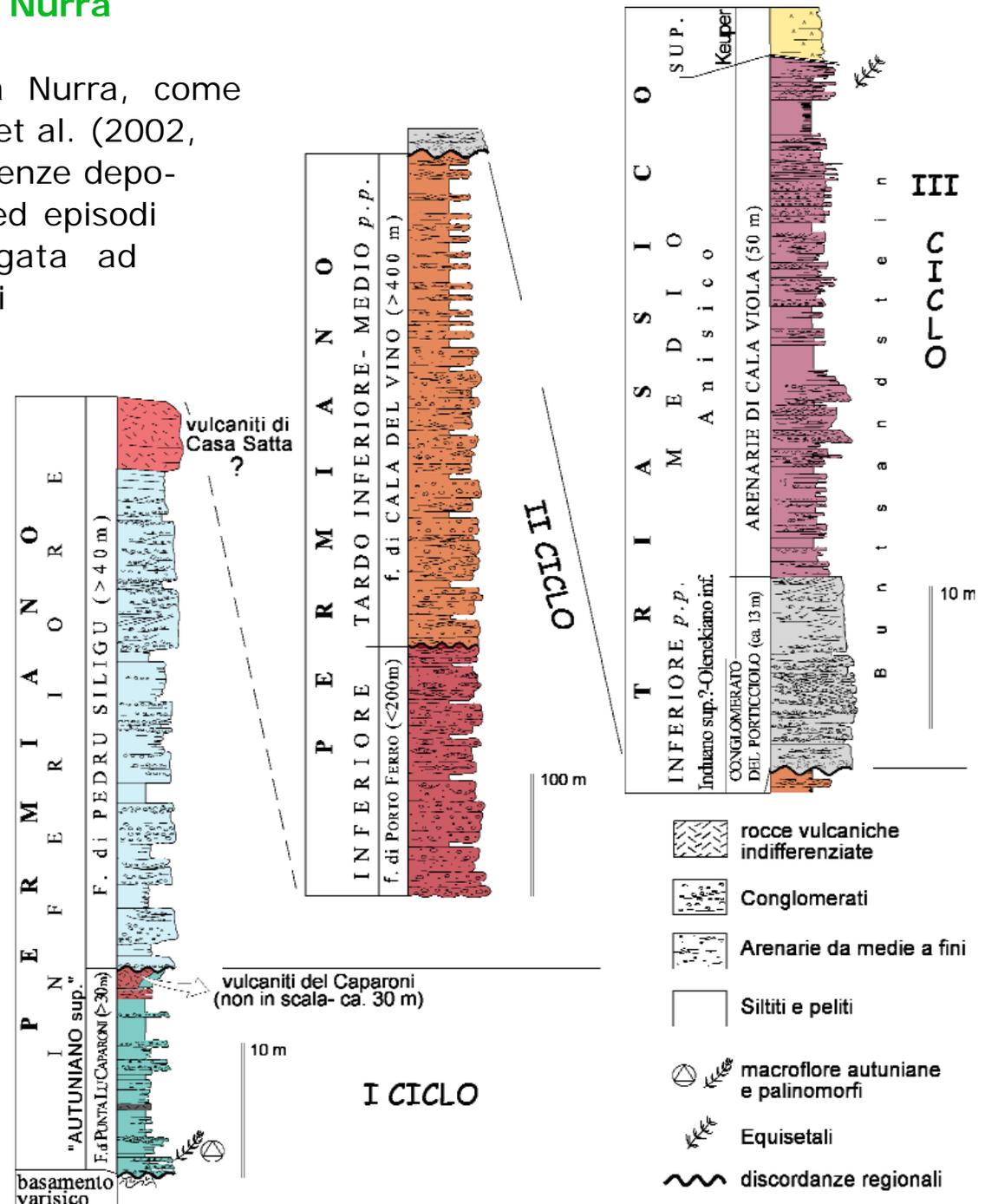
2. La successione permiana e triassica della Nurra

La successione stratigrafica post-varisica della Nurra, come ridefinita da Durand & Ronchi (2001) e Cassinis et al. (2002, 2003) è stata suddivisa in tre grandi cicli o sequenze deposizionali, caratterizzate da facies sedimentarie ed episodi vulcanici che riflettono una deposizione legata ad ambienti geodinamico-strutturali molto diversi fra loro e che si sono succeduti nel lungo arco di tempo tra il Permiano inferiore e il Triassico medio (fig. 4).

2.1 Ciclo I

Rispetto ad altre aree della Sardegna (Barbagia, Ogliastra, Gerrei...) il primo ciclo permiano nella Nurra è poco rappresentato sia come distribuzione che come spessore della successione vulcano-sedimentaria. Questi depositi, di tipo alluvionale-lacustre, in origine probabilmente più potenti, rappresentano il riempimento di un bacino sedimentario intramontano (*graben?*), di sviluppo non noto ma probabilmente di modeste dimensioni.

Fig. 4 - Le tre sequenze o cicli tettono-sedimentari della Nurra (da Cassinis et al., 2002 mod.).





La successione, discordante sul basamento metamorfico di medio grado del massiccio dell'Argentiera, inizia con un sottile conglomerato basale, costituito da elementi angolosi del sottostante substrato e prosegue con la **formazione di Punta Lu Caparoni (PLC)**, Gasperi & Gelmini, 1980). Questa formazione, potente non più di 15 m e lateralmente molto discontinua (fig. 5), è rappresentata da peliti più o meno silicizzate, a volte ricche in resti di vegetali, con intercalazioni arenacee e conglomeratiche a clasti di basamento (filladi, quarzo di origine metamorfica) scarsamente elaborati. L'ambiente di deposizione è riconducibile a laghi effimeri, localizzati in bacini di limitata estensione, intagliati nel basamento. Una ricca flora, riferibile all'"Autuniano superiore" è stata rinvenuta per la prima volta in questa formazione da Pecorini (1962) e successivamente collezionata e determinata da Gasperi & Gelmini (1980) e da Ronchi et al. (1998). Per il suo elenco completo, cui si aggiunge anche l'associazione a sporomorfi, si rimanda a Broutin, Diez & Ronchi in Cassinis et al. (2000).

unità vulcanica inferiore (V_1) è molto discontinua, spesso assente per erosione, raggiunge in alcuni luoghi spessori di alcune decine di metri (max 30 m). E' costituita da piroclastiti (ignimbriti) con cristalli di quarzo anche di grandi dimensioni, immersi in una pasta di fondo di colore chiaro. Affioramenti di questa unità vulcanica del primo ciclo si trovano presso il Lago di Baratz (loc. Cuile de s'Abe) e a S di Punta Lu Caparoni (loc. S'ispadula).

2.2 Ciclo II

Il secondo ciclo sedimentario permiano della Nurra è certamente quello meglio conservato e rappresentato in tutta l'isola. Le formazioni che lo costituiscono (dal basso, la formazione di Pedru Siligu PS, la formazione di Porto Ferro PF e la formazione di Cala del Vino CdV), rappresentano delle vere e proprie *Unconformity Bounded Units* (UBSU) poiché sono limitate alla base e al tetto da discordanze stratigrafiche. La più evidente è la discordanza angolare che separa la PF dalla CdV, mentre il contatto stratigrafico tra la PS e la PF non è stato, fino ad oggi, mai direttamente osservato (ad ogni modo fra le due unità sembra frapporsi l'episodio vulcanico V2 (vulcaniti di Casa Satta). In dettaglio, dal basso verso l'alto il ciclo II è rappresentato da:

formazione di Pedru Siligu (PS): conglomerati a clasti derivanti dal basamento metamorfico e dalle vulcaniti inferiori, arenarie grossolane e medie, subordinate peliti (più frequenti nella parte alta), organizzati in



potenti corpi canalizzati con stratificazione incrociata; nel complesso, l'ambiente di deposizione è ascrivibile ad un sistema fluviale *braided*. Lo spessore, misurato a Punta Lu Caparoni e a Punta Belardinu, non supera i 40 m (fig. 5). In entrambe le sezioni citate, la formazione poggia in leggera discordanza angolare sulla fm. di Punta Lu Caparoni, senza l'interposizione delle vulcaniti inferiori (**V₁**).



Fig. 5 - Panoramica del rilievo di Punta Lu Caparoni (444 metri slm.) ripresa da SW. In questa immagine si possono osservare la poco sviluppata formazione di Punta Lu Caparoni (PLC; I sequenza) che appoggia in discordanza sul basamento varisico (BV) e viene a sua volta sormontata, sempre in discordanza, dai depositi della formazione di Pedru Siligu (PS). Lateralmente, questi ultimi si appoggiano direttamente sul basamento stesso.



unità vulcanica superiore (V₂) (vulcaniti di Casa Satta, CS): “porfidi” con fenocristalli di quarzo e feldspati (probabili depositi ignimbrici) di color rosso mattone, di solito alterati e male esposti. Lo spessore è difficilmente stimabile ma comunque modesto (poco superiore alla decina di metri), probabilmente ridotto da erosione come suggerito dal fatto che i conglomerati della sovrastanti formazioni di Porto Ferro e, sia pure in misura minore, di Cala del Vino, contengono rilevanti quantità di ciottoli porfirici, prevalentemente riconducibili a questa unità. L'affioramento di Casa Satta, tuttavia è difficilmente raggiungibile a causa della fitta vegetazione e la sua posizione stratigrafica non è ancora del tutto chiara.

formazione di Porto Ferro: è costituita da conglomerati a clasti vulcanici (“porfidi” rossastri e violetti) e metamorfici, arenarie e subordinate peliti. Uno spezzone di circa 50 m di spessore è oggetto dello Stop 1, cui si rimanda per la descrizione delle facies, indicative di un ambiente fluviale *braided*. L'evoluzione verticale non è stata definita a causa della scarsa accessibilità delle falesie costiere ove la formazione affiora, ma diverse osservazioni sembrano indicare un trend *fining-upward* e la transizione ad un contesto fluviale a canali meandriformi.

formazione di Cala del Vino: si sovrappone con una netta discordanza angolare all'unità sottostante. Affioramenti esposti lungo le falesie costiere a WNW della Torre Nera (poco a W di Torre Bianca, fig. 12) e lungo tutto il tratto di costa da Cala Viola a Porto Ferro, sono indicativi di depositi fluviali a grana medio-grossolana, dominati da stratificazione incrociata; l'aumento della grana da base a tetto suggerisce un ringiovanimento del rilievo. La parte della formazione esaminata in dettaglio nella sezione di Torre del Porticciolo (Stop 2, fig. 16 e 17), è costituita da arenarie grigio-verdastre, spesso con stratificazione obliqua, indicativa di accrezione laterale, che si alternano a peliti rosse con frequenti evidenze di pedogenesi. Per la descrizione dettagliata delle litologie e delle facies si rimanda allo Stop 2. E' evidente il trend generalmente *coarsening* dell'intera formazione. In prossimità di Cala Viola, a poche decine di metri dal tetto della formazione, compaiono arenarie grigio-verdi bioturbate, in strati da centimetrici a decimetrici, con tracce di radici (rizoliti) e tronchi d'albero *in situ*.

Lo spessore della formazione, che affiora continuamente lungo tutto il tratto di costa tra Torre del Porticciolo a S (fig. 6A) e Torre de Bantine Sale a N, non è determinabile con precisione, a causa della discontinuità degli affioramenti: Cassinis et al. (2002, 2003) lo quantificano in circa 400 m.



2.3 Ciclo III

Questo ciclo è rappresentato dalla sedimentazione continentale triassica e si appoggia sulla formazione permiana di Cala del Vino tramite una discontinuità di pochi gradi; lo *hiatus* rappresentato da questa discordanza, netta e riconoscibile a livello regionale, è molto ampio dato che viene a mancare gran parte del Permiano medio-superiore (Guadalupiano e Lopingiano) e del Triassico inferiore (Induano). Il ciclo inizia con la formazione del conglomerato del Porticciolo, che passa in modo abbastanza netto alle arenarie di Cala Viola.

conglomerato del Porticciolo (CP) (Cassinis et al., 2002, 2003): è un corpo conglomeratico di spessore medio intorno alla decina di metri, con clasti pluricentimetrici (talora superiori ai 10 cm) dominati quantitativamente da quarzo metamorfico; per la descrizione si rimanda agli Stop 2 e 3. Il contrasto con i depositi a tetto dell'unità sottostante è marcato; la concentrazione e l'elaborazione dei ciottoli di quarzo suggerisce una prolungata lacuna alla base dell'unità. Al suo interno, il rinvenimento di ciottoli di quarzo rielaborati dall'erosione eolica (*dreikanter*) avvalorava l'ipotesi di una stasi nella sedimentazione fluviale durante la quale il processo principale era la deflazione eolica (si veda anche Durand, 2006a, b).

arenarie di Cala Viola (CV): L'unità sovrastante, denominata arenarie di Cala Viola (Pittau Demelia & Flaviani, 1982; Cassinis et al., 2002, 2003), inizia con una complessa alternanza di arenarie rosse da grossolane a fini e peliti in cui il controllo fluviale sulla sedimentazione è preminente (vedi Stop 3).

Lo spessore dell'intera successione è relativamente modesto (poco più di 50 m), anche se non ne è noto il tetto a causa di una faglia che ha eliso tutto il Muschelkalk e che mette a contatto le arenarie di Cala Viola direttamente con il Keuper (Punta del Gallo; fig.6B).

Secondo l'opinione di alcuni degli scriventi, la porzione superiore affiorante presenta strutture sedimentarie tipo "*flaser bedding*", set di areniti a laminazione incrociata passanti lateralmente ad areniti siltose con abbondanti intraclasti piatti che fanno ipotizzare un'evoluzione dal sistema fluviale sottostante ad un contesto di piana tidale intersecata da canali di estuario.

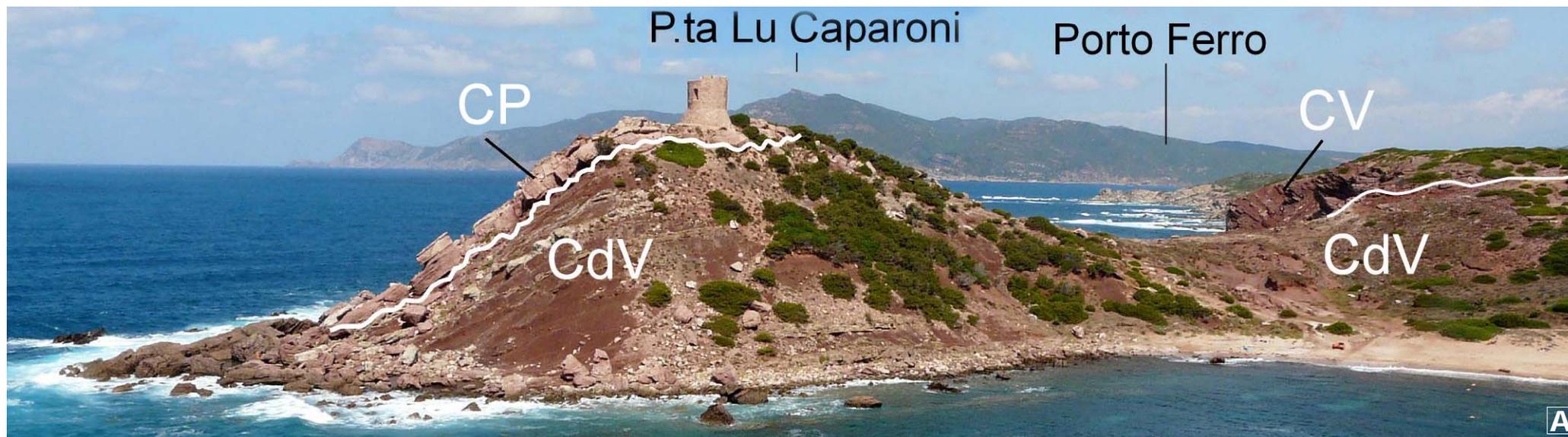
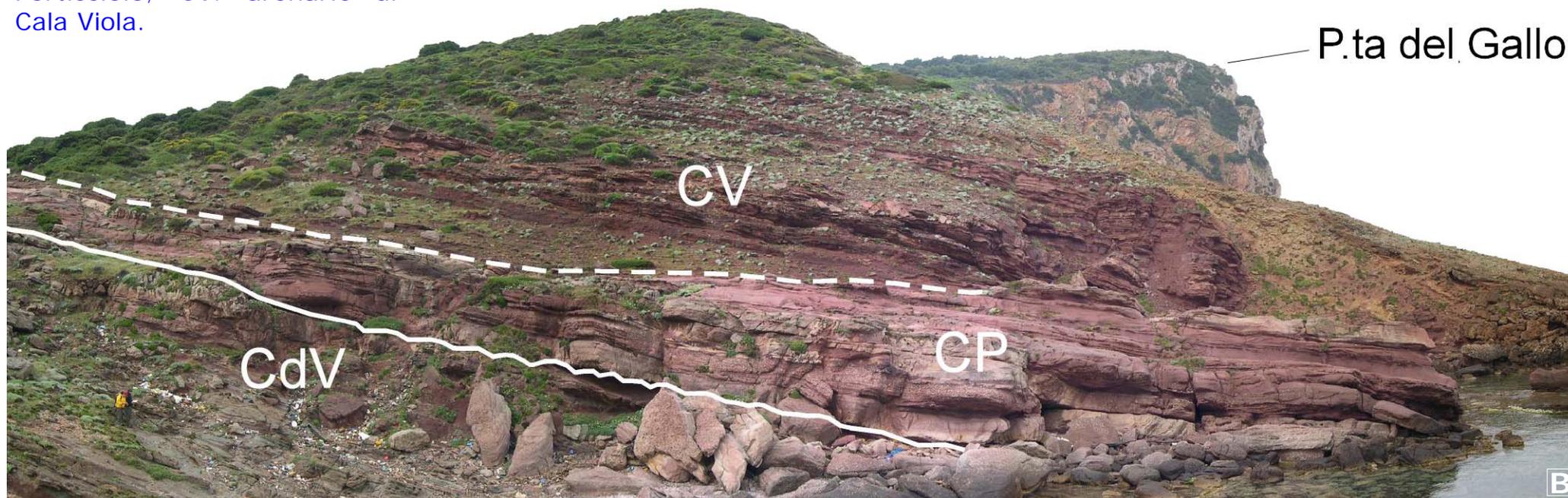


Fig. 6 - Foto panoramiche delle unità appartenenti al ciclo II e III osservabili negli itinerari 2 e 3. A) Il Porticciolo (lato nord). CdV: formazione di Cala del Vino; CP: conglomerato del Porticciolo; CV: arenarie di Cala Viola; B) Cala Viola (lato sud). CdV: formazione di Cala del Vino; CP: conglomerato del Porticciolo; CV: arenarie di Cala Viola.





3. Bio-cronostratigrafia

I dati bio-cronostratigrafici sono molto scarsi e limitati alla parte basale e alla porzione sommitale della successione; la base (f.ne di Punta Lu Caparoni) contiene resti di piante e palinomorfi del Permiano inferiore ("Autuniano superiore" in: Pecorini, 1962; Gasperi & Gelmini, 1980; Ronchi et al., 1998; Ronchi et al. 2008). La parte mediana della successione (formazione di Porto Ferro) è stata invece indirettamente datata per correlazione grazie alle macro- e microflore rinvenute nella formazione di Les Salettes nel Bacino di Toulon (Provenza) ed è quindi generalmente ascrivibile al tardo Cisuraliano (si veda anche il relativo paragrafo sulla successione provenzale). Il recente rinvenimento dei resti di un vertebrato di grandi dimensioni all'interno della f.ne di Cala del Vino ha permesso di attribuire al tardo Permiano-inferiore-Permiano medio questa formazione (Ronchi et al., 2009)

Le porzioni sommitali delle arenarie di Cala Viola contengono una scarsa e mal conservata paleoflora (*Equisetum* cfr. *mougeotii*, segnalata da Pecorini, 1962). Palinomorfi rinvenuti nelle carote del sondaggio Cugiareddu (Pomesano Cherchi, 1968), all'interno di litologie correlabili con le arenarie di Cala Viola, suggeriscono un'età anisica (Pittau Demelia & Flaviani, 1982; Pittau, 2000; Pittau & Del Rio, 2002).

Anche se non utili dal punto di vista biostratigrafico, bioturbazioni di diverso spessore e conformazione sono orrervabili in vari tipi di facies sia nella f.ne di Porto Ferro, che nelle f.ni di Cala del Vino e delle arenarie di Cala Viola.

Il Gruppo Italiano dell'IGCP 203 (Italian IGCP 203, 1986) dell'area sudalpina ha fatto un tentativo di correlare la successione della Nurra con i due cicli tettonosedimentari riconosciuti da Cassinis et al. (1996; 1998a) e Neri et al. (2000). Sfortunatamente la carenza di dati biostratigrafici ed il fatto che i limiti tra le diverse formazioni riconosciute sono difficilmente riconoscibili sul terreno, hanno impedito una correlazione soddisfacente.



4. Composizione delle areniti

Un primo studio sulle mode detritiche e sulla composizione della componente medio-fine di tutta la successione permiana e triassica è stato condotto da Ronchi in Cassinis et al. (1996).

Successivamente sono stati esaminati circa 70 campioni di areniti e microconglomerati dalle sezioni di Punta Lu Caparoni, Torre del Porticciolo-Cala Viola allo scopo di determinare la provenienza del detrito e i processi diagenetici (Neri et al., 2000; Fontana et al., 2001) (fig. 7). Studi petrografici sui minerali pesanti contenuti nella parte alta della successione sono stati condotti anche da Sciunnach (2001, 2002).

Il tipo di clasti più comune è rappresentato dal quarzo monocristallino e policristallino e da frammenti di rocce vulcaniche e metamorfiche.

I frammenti di rocce vulcaniche hanno una tessitura vitrica e porfirica. I fenocristalli di quarzo hanno frequenti orli di riassorbimento; altri fenocristalli sono preservati solo come fantasmi dei grani originari. Microinclusioni di minerali opachi causano una torbidità nella maggior parte di questi frammenti. Sono presenti inoltre porfiriti silicizzate, costituite da fenocristalli di quarzo immersi in una massa di fondo di quarzo micro e megacristallino.

I frammenti di roccia metamorfici di basso grado comprendono rocce quarzose micro e mesocristalline, con minuti cristalli di mica, scisti a quarzo e sericite e filladi a quarzo-albite–muscovite.

I feldspati potassici detritici (prevalentemente pertitici) sono presenti in piccole quantità nei campioni della fm. di Cala del Vino. La mica chiara è abbondante nelle areniti a grana fine e nelle siltiti.

Sono presenti vari tipi di intraclasti più o meno rielaborati, come noduli carbonatici composti da numerosi piccoli romboedri di dolomite e clasti pelitici, localmente molto abbondanti nella parte alta della successione (fm. di Cala del Vino e arenarie di Cala Viola).

In alcuni campioni, la presenza di grandi quantità di frammenti di roccia duttili, in prevalenza paste di fondo di vulcaniti, poco resistenti alla compattazione meccanica, ha prodotto un'abbondante pseudomatrice.

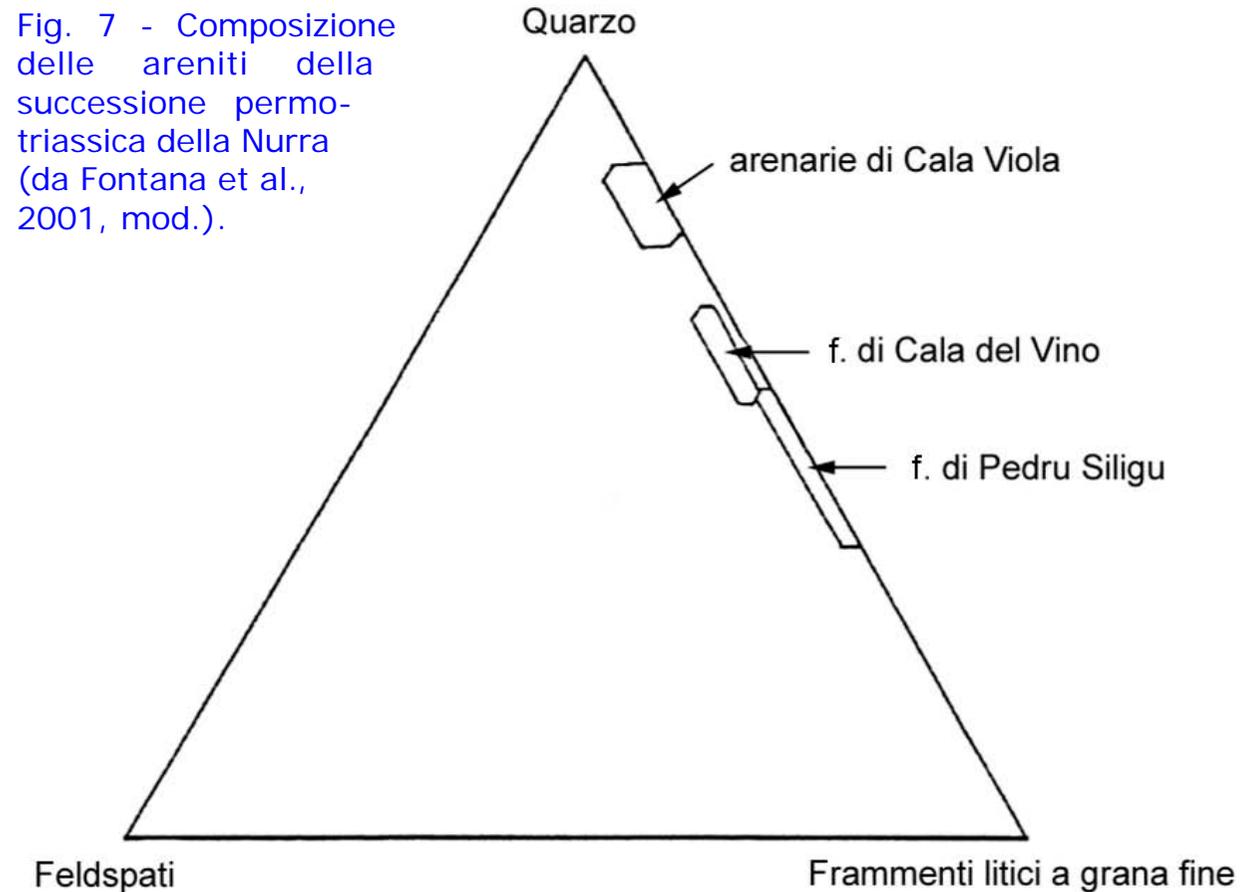
I risultati dell'analisi modale sono riportati in fig. 7. La composizione dei campioni varia da litareniti ad areniti quarzose e mostra un chiaro trend composizionale legato al progressivo arricchimento in quarzo dalle unità inferiori (fm. di Pedru Siligu) alle unità superiori (arenarie di Cala Viola).



Per quanto riguarda la provenienza del materiale detritico, i frammenti di roccia nelle areniti e nei conglomerati della successione basale indicano contributi dal basamento varisco e dalle vulcaniti permiane (quarzo di vena mostrante vari tipi di deformazione, scisti a quarzo-mica e filladi, porfiriti e porfiriti silicizzate).

I sedimenti della fm. di Cala del Vino e delle arenarie di Cala Viola mostrano una più elevata maturità compositiva e tessiturale, con un notevole incremento del contenuto di quarzo. In particolare, le arenarie ed i conglomerati delle arenarie di Cala Viola sono composti quasi esclusivamente da grani di quarzo e la maggior parte di questi è quarzo di vena. Così, il detrito dell'unità superiore risulta chimicamente e meccanicamente stabile e potrebbe essere il prodotto di un lungo periodo di intenso attacco chimico e di abrasione meccanica.

I processi diagenetici post-deposizionali includono (Fontana et al., 2001): - cementazione ad opera di caolinite (a sostituzione di vulcaniti acide e come riempimento dei pori); - formazione di ossidi di ferro, che formano un pigmento rosso che impartisce la caratteristica colorazione alla roccia; - compattazione meccanica; - cementazione ad opera di quarzo, che forma accrescimenti ben sviluppati soprattutto nelle areniti grossolane sommitali; - cementazione da Fe-calcite; - cementazione da dolomite-ankerite (in plaghe); - dissoluzione per pressione; - ricristallizzazione di argilla in sericite e illite; - precipitazione di calcite in fratture.





5. Correlazione con la Provenza

5.1 Introduzione

I depositi continentali permiani della Provenza sono molto sviluppati e costituiscono il riempimento di quattro bacini principali sedimentari disposti intorno al Massiccio varisico dei Maures: da est ad ovest sono i bacini dell'Estérel, di Bas-Argens, di Le Luc e di Cuers-Toulon (fig. 8 e 9; per una dettagliata e ampia *review* si rimanda a Durand, 2006a, b e Durand, 2008). Una correlazione litostratigrafica tra quest'ultimo bacino e la successione della Sardegna nord-occidentale è stata recentemente proposta (fig. 10; Cassinis et al., 2003; Durand 2006a, b).

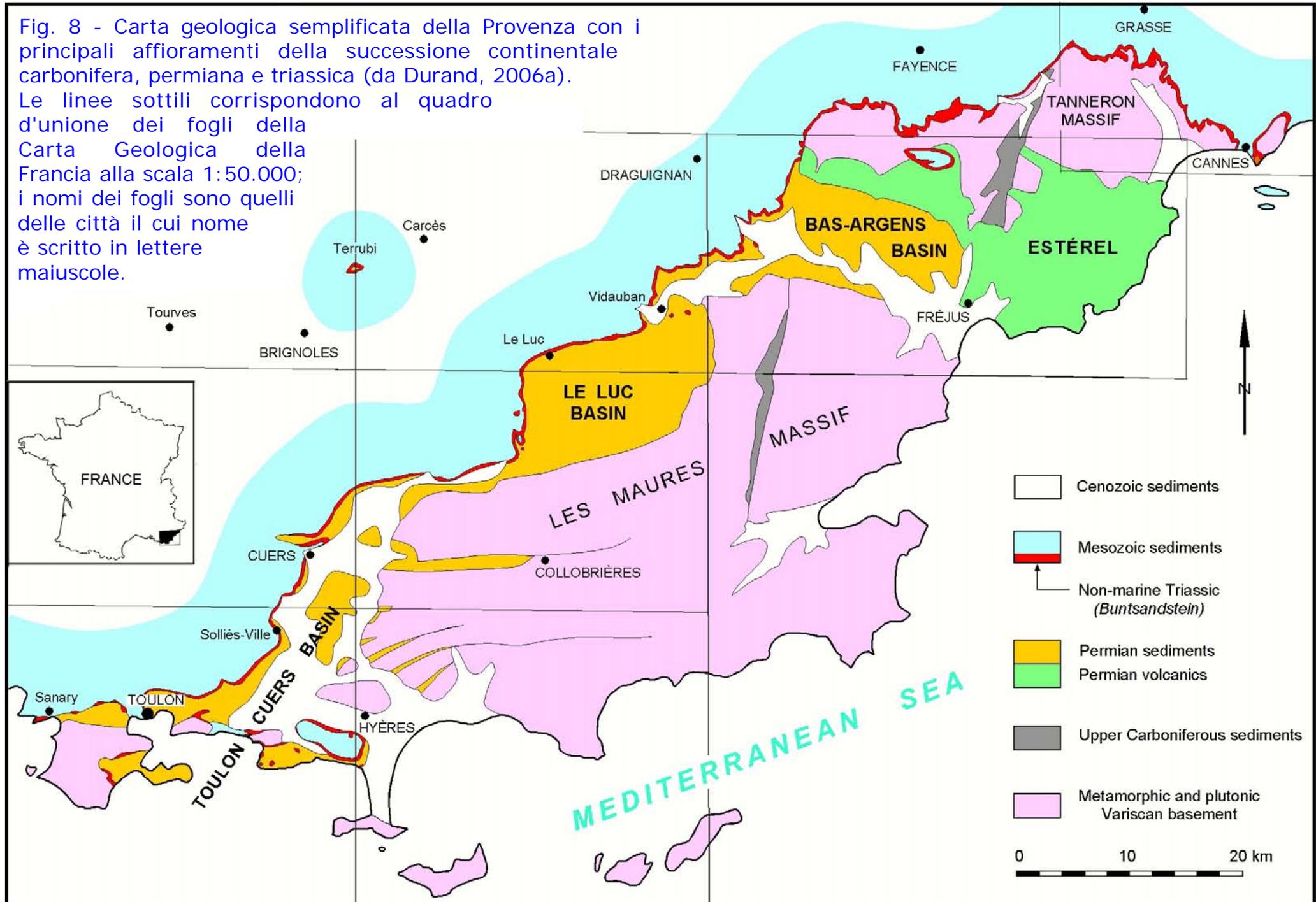
In Provenza sono stati riconosciuti due cicli vulcanici: il primo, calcocalino affiora sporadicamente solo nel Bacino dell'Estérel (formazione de L'Avellan) ed è testimoniato dai ciottoli di vulcaniti presenti nella formazione di Les Salettes nel Bacino di Toulon-Cuers; il secondo, successivo e molto più diffuso, soprattutto nel Bacino dell'Estérel, è rappresentato da numerosi episodi ignimbrici, filoni e lave con composizione bimodale e affinità alcalina.

Il limite Permo-Triassico è generalmente collocato alla base del cosiddetto Gruppo "Buntsandstein" e la relativa discordanza rappresenta uno *hiatus* di circa 10-15 Ma che comprende gran parte del Lopingiano e dell'Induano. La sedimentazione triassica si distingue chiaramente da quella permiana poiché riflette un drastico cambiamento da un sistema di drenaggio in singoli bacini, caratteristico della paleogeografia permiana, ad un sistema molto più ampio e diretto verso SO. I più antichi depositi clastici triassici, soprattutto nell'area di Tolone, sono rappresentati da sedimenti tardo induani-olenekiani (Dieneriano-Smithiano), mentre i più giovani tra questi sono ascrivibili all'Anisico inferiore (Durand, 2006a, b; 2008).



Fig. 8 - Carta geologica semplificata della Provenza con i principali affioramenti della successione continentale carbonifera, permiana e triassica (da Durand, 2006a).

Le linee sottili corrispondono al quadro d'unione dei fogli della Carta Geologica della Francia alla scala 1:50.000; i nomi dei fogli sono quelli delle città il cui nome è scritto in lettere maiuscole.



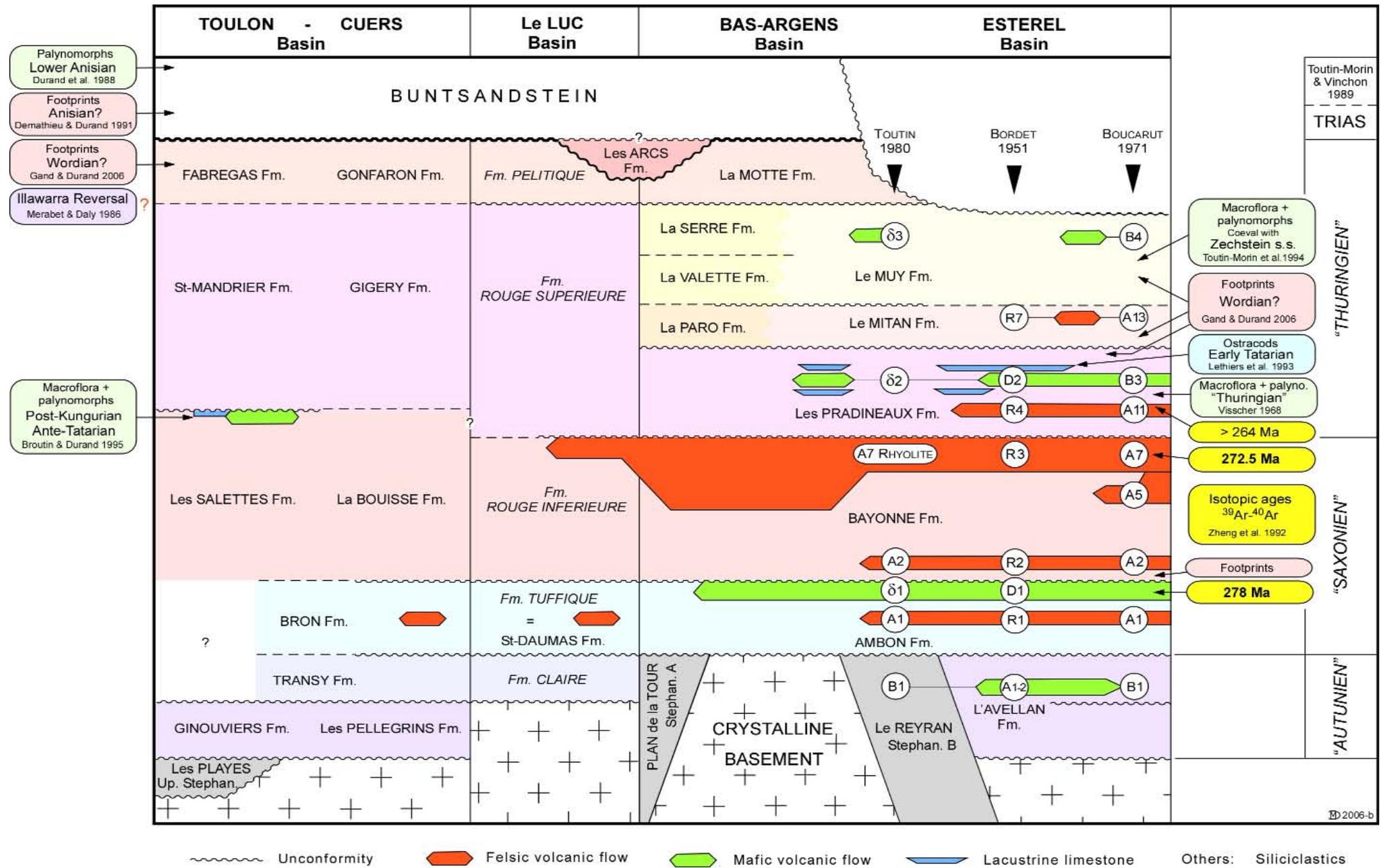


Fig. 9 - Correlazioni litostratigrafiche tra i bacini permiani della Provenza, con ubicazione degli elementi di datazione (da Toutin-Morin & Vinchon, 1989, modificato e ridisegnato in Durand, 2008).



5.2 La successione del Bacino di Toulon-Cuers

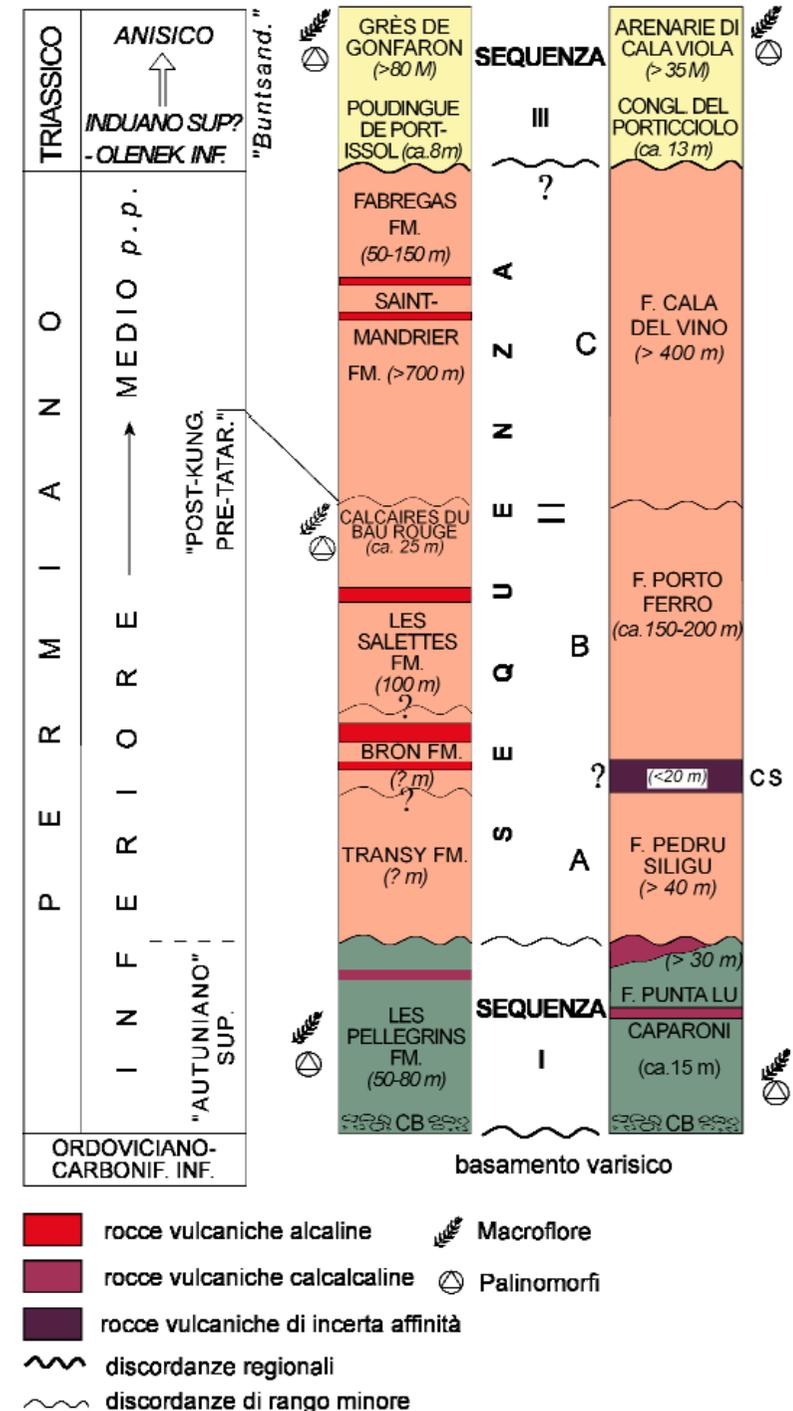
CICLO I

Al ciclo I appartiene la **Formazione di Les Pellegrins** (a cui corrisponde in Nurra la f.ne di Punta Lu Caparoni): essa rappresenta l'unità basale della successione del Bacino di Toulon-Cuers e affiora con potenze comprese tra i 50 e gli 80 m, presso la località di Pierrefeu (Le Maupas). E' rappresentata da una breccia-conglomerato poco selezionata e composta prevalentemente da frammenti del basamento varisico sottostante ed evolve in alternanze di lenti arenacee di ambiente fluviale e siltiti-argilliti di piana alluvionale. Noduli sideritici, carbonati lacustri e paleosuoli sono molto frequenti, insieme a livelli cineritici caolinizzati. La sezione di Maupas non ha fornito dati paleontologici: ad ogni modo le macroflore e microflore rinvenute nell'area di Pierrefeu danno età contrastanti tra il Carbonifero superiore e il Permiano inferiore (Durand, 2006a; 2008).

CICLO II

Sempre nella sezione di Maupas, al tetto della Formazione di Les Pellegrins e tramite una discordanza a basso angolo, l'inizio del ciclo II è rappresentato dalla **Formazione di Transy**.

Fig. 10 - Confronto e correlazione lito- e cronostratigrafica tra le successioni (schematizzate) della Provenza (Bacino di Toulon-Cuers) e della Nurra (Bacino di Lu Caparoni-Cala Viola), da Cassinis et al., 2003, mod.





Questa unità è costituita da arenarie chiare e con buona maturità mineralogica (prevalente quarzo metamorfico), e potrebbe essere considerata come un equivalente distale della formazione conglomeratica di Pedru Siligu in Nurra (Cassinis et al., 2003; Durand, 2008).

Il ciclo II prosegue con la **Formazione di Les Salettes** la cui sezione-tipo è ben affiorante presso l'omonimo tratto di costa (Porto di Carqueiranne, Tolone). Questa formazione è costituita da arenarie medio-grossolane disposte in grandi set di lamine incrociate tabulari (fig. 11B). Clasti pluricentimetri di porfidi quarziferi, di affinità calcalina, sono diffusi sia "annegati" nella componente arenacea sia accumulati alla base di piccoli canali fluviali. Depositi fini di piana alluvionale sono decisamente subordinati in questo contesto fluviale caratteristico di uno stile *braided*. Tale formazione è perfettamente confrontabile con la formazione di Porto Ferro in Nurra: essa, tuttavia, si differenzia da quest'ultima per la presenza di un membro peculiare, caratterizzato da carbonati lacustri stromatolitici e argilliti-siltiti nerastre. Tale membro (Calcaires du Bau Rouge Member) lacustre sommitale della Formazione di Les Salettes (Durand, 1993) e potente circa 25 m rappresenta il riempimento di un piccolo graben. Al suo interno è stata rinvenuta una importante micro- e macroflora ascrivibile generalmente al Permiano medio (si veda Broutin & Durand, 1995 e Durand, 2006a, b; 2008).

La Formazione di Les Salettes è inoltre caratterizzata da vari episodi lavici mafici (basalti); tali prodotti rappresentano l'inizio del 2° ciclo vulcanico (alcalino), molto diffuso nel Mediterraneo occidentale (Francia meridionale, Corsica, Spagna).

Il ciclo II termina con la **Formazione di Saint-Mandrier**, molto ben osservabile lungo le scogliere a est di Marégau Point (Tolone), ove l'unità presenta uno spessore di oltre 700 m (Durand, 1993). Questa formazione è rappresentata da facies fluviali di tipo meandriforme, costituite da barre arenacee, con accrezione laterale e grande persistenza laterale, alternate a depositi fini rosso scuri di piana alluvionale (*overbank alluvial*; fig. 11 A). La formazione risulta deposta in un ambiente di tipo moderatamente semi-arido.

Intercalati nei depositi fluviali sono presenti interessanti livelli piroclastici (*Bau Blu rhyolitic tuff bed*) che probabilmente rappresentano le ultime espressioni nella regione provenzale del diffuso vulcanismo alcalino.

Rispetto alla corrispondente formazione della Nurra (f. di Cala del Vino) la F. di Saint-Mandrier è costituita da depositi più grossolani e rappresenta una facies più prossimale.



A



B

Fig. 11 - Immagini di alcune unità permiane dell'area di Toulon.

A) Alternanza di depositi arenacei canalizzati di meandro (in marrone chiaro) e di depositi di traccimazione finemente gradati (in rosso scuro) tipici della Fm. di St-Mandrier; Punta di Marégau, a sud ovest di St-Mandrier.

B) Formazione di Les Salettes, spiaggia di Beau Rivage ad est di Les Salettes; arenarie medio-grossolane disposte in grandi set di lamine incrociate tabulari.



CICLO III

La successione del Triassico inferiore-medio è rappresentata dai sedimenti continentali, denominati anche Buntsandstein secondo la terminologia tedesca.

Il ciclo inizia con la Formazione della **Poudingue de Port-Issol** (max. 8 m), rappresentata da un ortoconglomerato oligomittico composto unicamente da ciottoli di quarzo (in prevalenza di vena) con matrice arenacea medio-grossolana quarzarenitica (fig. 12). Il conglomerato mostra barre longitudinali con *sand-wedges* laterali e una deposizione in un ambiente fluviale di tipo *braided*, con paleocorrenti dirette verso SO. La maggior parte dei ciottoli presenta buon arrotondamento dovuto ad un lungo trasporto fluviale (probabilmente policiclico; tuttavia, molti di questi mostrano ancora la tipica conformazione prodotta dall'azione eolica che precedette il rimaneggiamento (Durand, 2006a, b; 2008). Questi clasti testimoniano un periodo arido che si ebbe tra il tardo Induano e l'Olenekiano inferiore e che è stato riconosciuto in varie aree europee (Durand, 2006b). Tale unità clastica grossolana corrisponde in maniera precisa alla formazione del conglomerato del Porticciolo in Nurra.

Il terzo ciclo prosegue con la **Formazione delle Grès de Gonfaron** (direttamente riconducibile alle arenarie di Cala Viola in Nurra), rappresentata da arenarie medio-grossolane rosso scure con concrezioni carbonatiche di tipo pedogenetico in situ o rimaneggiate, indicative di un marcato cambio climatico da condizioni (iper) aride a semi-aride di piana alluvionale-playa (fig.12). I frequenti cambi direzionali delle paleocorrenti e i corpi arenacei a geometria piano-convessa indicano un ambiente di *terminal-fan*. Diffuse sono le bioturbazioni e tracce di fusti di *Equisetites*.

Gli unici dati biocronologici sono stati ricavati nella parte superiore della formazione, presso Solliès-Ville, ove è stata rinvenuta un'associazione di palinomorfi che ha permesso di riferire l'unità all'Anisico inferiore (Adloff in: Durand et al, 1989).



Fig. 12 - Parte basale del Buntsandstein triassico a sud della Punta Bau Rouge, a sud ovest di Sanary. PPI: Poudingue de Port-Issol; GF: Grès de Gonfaron.



6. Ricostruzione paleogeografica

Molti dati geologici, paleomagnetici e strutturali hanno dimostrato che, in tempi varisici e post-varisici, la Sardegna era legata all'Europa stabile. L'esatta paleoposizione dell'intero blocco Sardo-Corso è stata a lungo dibattuta e ancora oggi è oggetto di discussione: a tale proposito si vedano alcune delle diverse ricostruzioni

operate da vari Autori (e.g. Westphal et al., 1973, 1976; Edel et al., 1981; Broutin et al., 1994; Dercourt et al., 2000 e Cassinis & Ronchi in Cassinis et al., 2000; Ziegler & Stampfli, 2001; Stampfli & Borel, 2002, ecc.). Grazie alla correlazione litostratigrafia operata tra la Nurra e la Provenza occidentale, Cassinis et al. (2003) hanno confermato una contiguità tra le due regioni durante il tardo-Paleozoico e il Mesozoico inferiore (fig. 13).

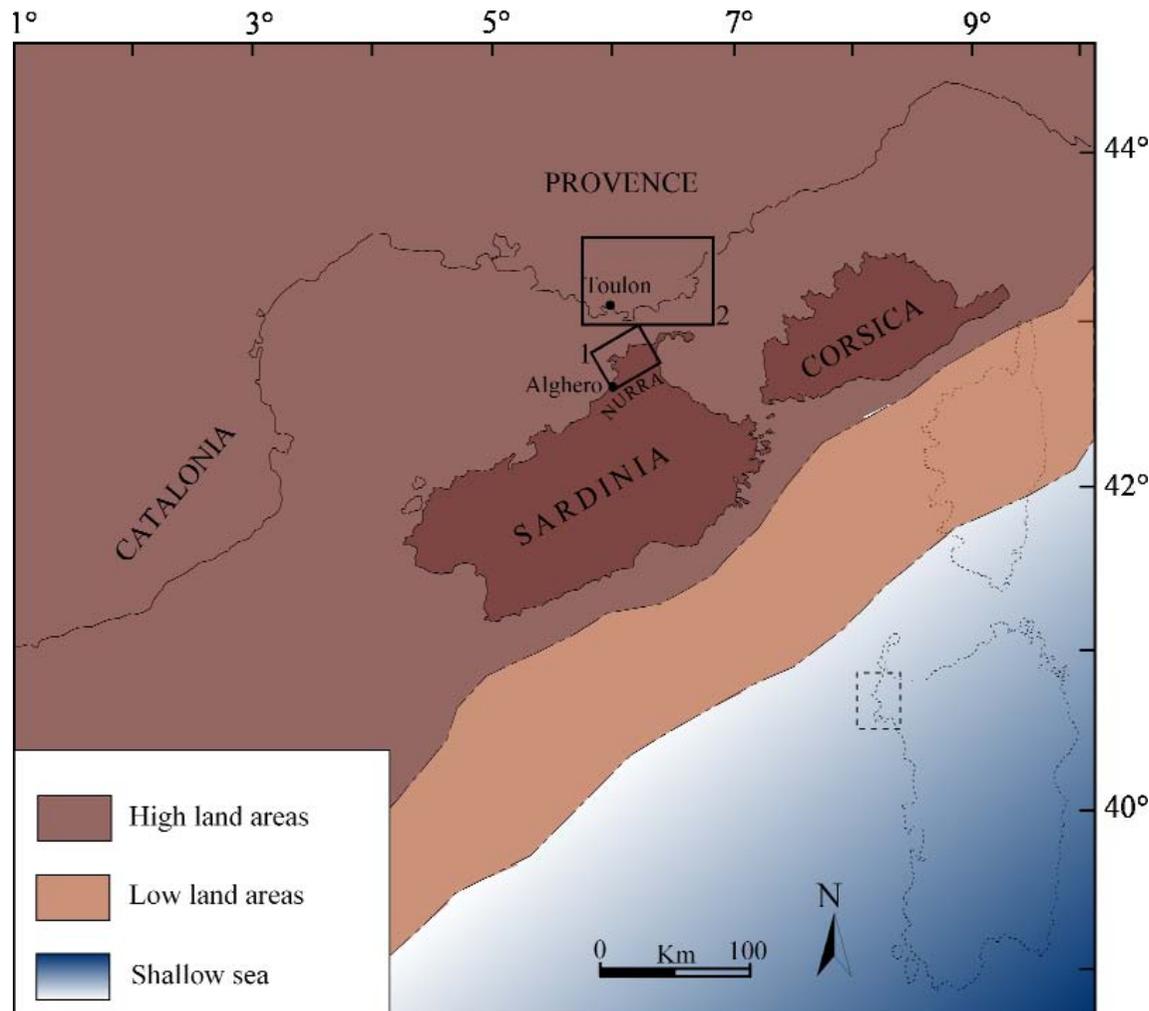


Fig. 13 - Tentativo di ricostruzione paleogeografica tra il tardo-Paleozoico e il Mesozoico inferiore dell'area compresa tra la Nurra e la Provenza meridionale. La rotazione del Blocco Sardo-Corso è compatibile con una rotazione paleogeografica antioraria di 60° rispetto alla sua attuale posizione (in puntinato). Le linee tratteggiate indicano limiti ipotetici tra differenti domini continentali e marini (da Cassinis et al., 2003, mod.).



Itinerario 1: Porto Ferro

Aspetto stratigrafico e strutturale.

A cura di: A. Ronchi, G. Cassinis, M. Durand, D. Fontana, G. Oggiano & C. Stefani

Informazioni generali sull'itinerario

Per raggiungere gli affioramenti dello Stop 1 bisogna prendere da Alghero la S.S.127bis in direzione Capo Caccia e poi svoltare a destra sulla S.S. 55bis; proseguire per circa 2,5 km fino a svoltare a sinistra verso Porto Ferro. Dopo altri 2,5 km circa girare a destra in una strada che porta al parcheggio della spiaggia di Porto Ferro. Gli affioramenti descritti si raggiungono a piedi attraversando tutta la spiaggia fino al suo lato nord.

Nei pressi del parcheggio della spiaggia di Porto Ferro (lato sud della stessa), come anche dalla vicina Torre costiera di Bàntine Sale si gode una panoramica di grande impatto sulle dirupate scogliere che caratterizzano il tratto di costa compresa tra Torre Negra e Punta Lu Caparoni (fig. 14). Tutto questo tratto di costa è costituito dai depositi permiani della II sequenza (formazioni di Pedru Siligu, Porto Ferro e Cala del Vino). Appare evidente in tutto il settore una notevole tettonica (pirenaica), soprattutto con faglie, alcune delle quali presentano rigetti anche di svariate centinaia di metri.



Fig. 14 - Scorcio panoramico delle scogliere a sud di Punta Lu Caparoni, costituite dai depositi fluviali del secondo ciclo permiano. La foto è stata ripresa dal lato sud del golfo di Porto Ferro, presso la Torre de Bantine Sale. Lo Stop 1 descrive gli affioramenti nei pressi di Torre Bianca e del tratto di costa a est del piccolo promontorio di Torre Negra.



Stop 1 - Sezione di Torre Bianca

Nell'area di Torre Bianca è molto ben esposto uno spezzone (purtroppo di ardua collocazione stratigrafica!) della fm. di Porto Ferro. Si può osservare un tratto continuo di oltre 50 m di spessore, ma non sono osservabili né il limite inferiore né quello superiore dell'unità.

La presenza di considerevoli disturbi tettonici (in prevalenza faglie) che separano questo settore dai settori adiacenti, rende difficile ogni tentativo di correlazione con altri affioramenti della zona.



L'interesse di questo affioramento sta nella possibilità di poter associare alla sequenza verticale delle facies anche le variazioni laterali dei singoli corpi, consentendo di individuare le maggiori superfici di discontinuità e di ricostruire l'architettura deposizionale.

Nel complesso le facies presenti indicano un ambiente dominato da sistemi fluviali di tipo *braided* (fig. 15A, B).



Fig. 15 - A: Corpi conglomeratici discontinui a base erosiva nell'area di Torre Bianca (Stop 1, fm. di Porto Ferro). B: grande barra costituita da arenarie grossolane e conglomerati minuti, con stratificazione incrociata nella porzione inferiore e piano-parallela in quella medio-superiore.



Le litofacies più diffuse sono rappresentate da conglomerati e arenarie conglomeratiche grossolane, con clasti derivanti sia dalle vulcaniti porfiriche sia dal basamento metamorfico varisico (quarzo e subordinate filladi; fig. 15D).

Le strutture deposizionali sono rappresentate da stratificazione incrociata concava a scala metrica e subordinatamente da stratificazione incrociata tabulare, formante *set* di spessore attorno al metro probabilmente corrispondenti a barre longitudinali (fig. 15C).

Le facies più fini presentano frequentemente delle bioturbazioni tipo *Planolites montanus*, caratteristico degli ambienti di transizione tra conoide alluvionale e piana alluvionale; talora sono evidenti delle concrezioni sferiche del diametro di alcuni cm di probabile origine diagenetica.



Fig. 15 - C: spesso corpo conglomeratico a stratificazione incrociata planare, probabilmente corrispondente all'accrezione frontale di una barra longitudinale (Stop 1, fm. di Porto Ferro).
D: facies di tipo *braided* con evidenti troncature erosive e depositi di fondo canale costituiti da conglomerati poligenici.



Itinerario 2: Il Porticciolo

Aspetto stratigrafico e strutturale

A cura di: A. Ronchi, G. Cassinis, M. Durand, D. Fontana, G. Oggiano & C. Stefani

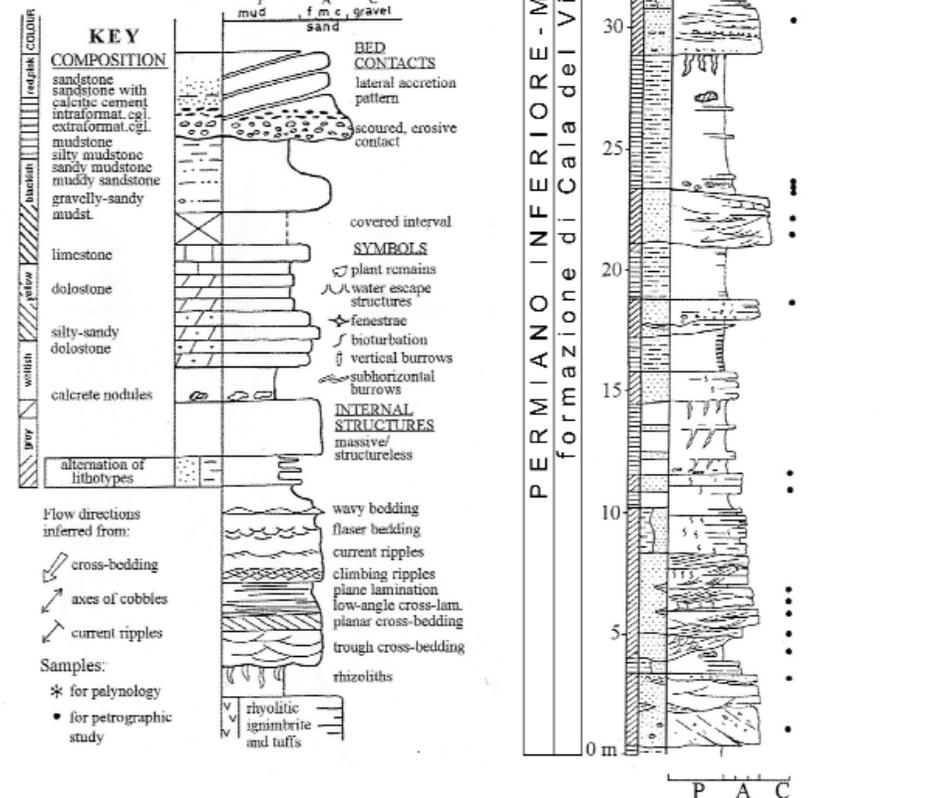
Informazioni generali sull'itinerario

Per raggiungere gli affioramenti dello Stop 2 bisogna prendere da Alghero la S.S. 127bis in direzione Capo Caccia e poi svoltare a destra sulla S.S. 55bis; proseguire per circa 1,3 km fino a svoltare a sinistra verso Il Porticciolo, dove si trova un ampio parcheggio.

Stop 2 - Sezione di Torre del Porticciolo

Le sezioni di Torre del Porticciolo e quella sovrastante di Cala Viola (Figg. 16 e 19) sono state misurate rispettivamente presso il Porticciolo (lato sud) e Cala Viola. Entrambe le sezioni possono essere suddivise in altrettante unità (rispettivamente formazione di Cala del Vino e arenarie di Cala Viola, separate da una marcata discontinuità rappresentata dal conglomerato del Porticciolo.

Fig. 16 - Sezione stratigrafica di Torre del Porticciolo (Stop 2, fm. di Cala del Vino e conglomerato del Porticciolo) e legenda dei simboli utilizzati nelle colonne stratigrafiche (da Fontana et al., 2001).





A causa dell'intensa tettonica, probabilmente la formazione di Cala del Vino affiora qui solo con la sua porzione inferiore e non è mai visibile, in tutta l'area indagata, il passaggio con la sottostante fm. di Porto Ferro, che invece è osservabile lungo le falesie a sud di Punta Lu Caparoni. Il conglomerato del Porticciolo affiora dalla base ed è vistosamente interessato da fenomeni disgiuntivi che producono delle duplicazioni tettoniche.

La fm. di Cala del Vino è rappresentata da corpi canalizzati arenitici grigio-bruni che da base a tetto della successione affiorante mostrano spessore decrescente verso l'alto e decrescente continuità laterale. I corpi sono intercalati a peliti micacee rosse che rappresentano depositi di piana alluvionale (fig. 17). Le arenarie sono comunemente a grana medio-grossolana, con sparsi ciottolotti di quarzo e formano riempimenti lenticolari con un marcato contatto basale erosivo su siltiti e argilliti rosse prive di strutture sedimentarie se si eccettuano alcune strutture pedogenetiche.

I corpi arenacei mostrano un'evidente organizzazione interna, con stratificazione incrociata concava e planare e subordinate intercalazioni lentiformi di peliti rosse (fig. 17).

Dalla base affiorante della sezione (in particolare nell'area di Torre del Porticciolo), i riempimenti dei canali mostrano una clinostratificazione legata ad una evidente accrezione laterale. I *set* sono spessi 20-30 cm, hanno immersione di 25°-30°, e sono separati da sottili intercalazioni pelitiche. Le strutture interne delle arenarie dei riempimenti di canali comprendono stratificazione incrociata concava, laminazione parallela e a basso angolo, accompagnata da *ripple* rampicanti e da strutture da fuga d'acqua (fig. 18A).

Sono inoltre presenti arenarie a stratificazione piano parallela con scarsa persistenza laterale, intercalate con i riempimenti di canale. Tali livelli arenacei diventano più frequenti nella parte alta della sezione ove le porzioni siltoso-pelitiche aumentano sensibilmente di spessore.

Chiazze di colore ed altre caratteristiche pedogenetiche come rizoliti e concrezioni carbonatiche sono frequenti negli intervalli pelitici e divengono più abbondanti in corrispondenza delle porzioni pelitiche più sviluppate (fig. 18C). La bioturbazione è comune, sia nelle peliti rosse, sia nelle arenarie grigio-verdastre a grana media e fine; è rappresentata per lo più da tubi verticali ed orizzontali, visibili sulle superfici dei *set* (fig. 18B).

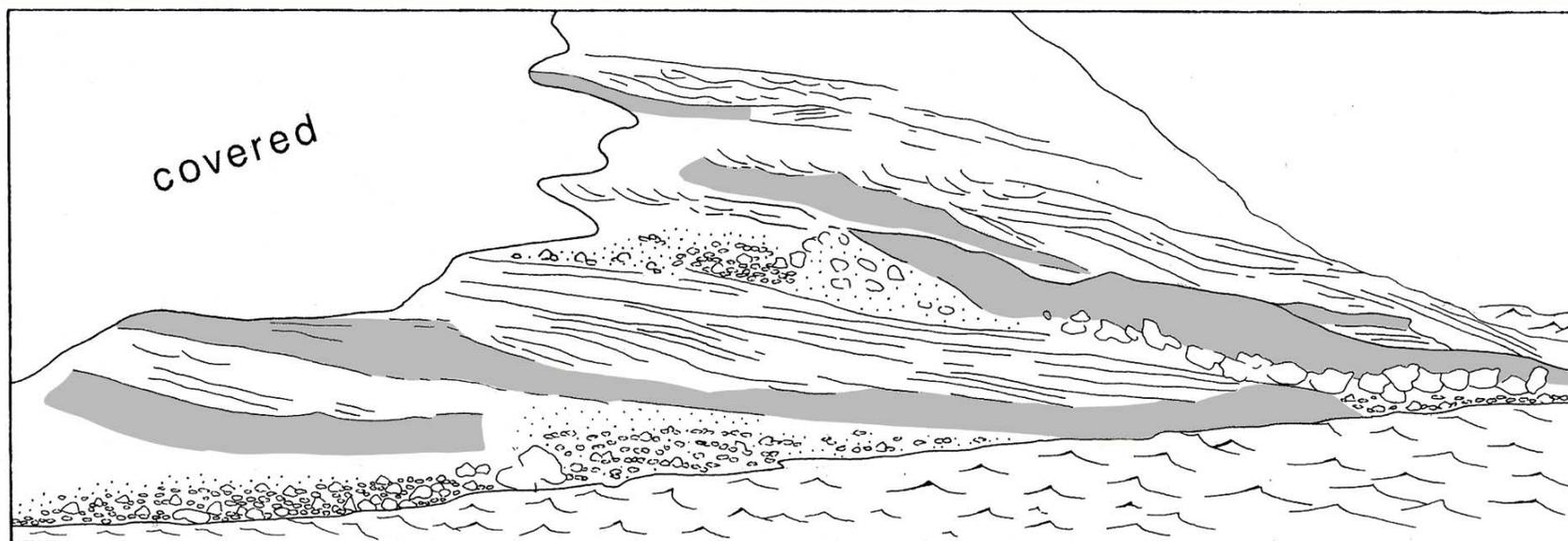


Fig. 17 -
Scorcio
panoramico della
porzione inferiore
della sezione di
fig. 16 e relativo
schizzo. E'
evidente una
accrezione laterale
dei corpi arenacei,
distintamente
erosivi sulle peliti
rossastre (fm. di
Cala del Vino).



Fig. 18 - A: strutture da fuga d'acqua in areniti a laminazione parallela a basso angolo (Stop 2, fm. di Cala del Vino); B: bioturbazioni di vario tipo e dimensione nelle arenarie medio-grossolane della formazione di Cala del Vino; C: peliti rossastre di piana alluvionale con evidenti rizoliti (Stop 2); D: particolare del conglomerato del Porticciolo (Stop 2).



Interpretazione di facies. Il modello generale delle facies sembra indicare un complesso di canali sinuosi (meandriiformi) per la parte inferiore della sezione, almeno nell'area di Torre del Porticciolo. Gli spessi livelli pelitici rossastri intercalati tra i riempimenti di canale sono interpretabili come depositi di piana esondabile sui quali si è imposta una trasformazione pedogenetica. La geometria e le strutture sedimentarie suggeriscono che i sottili strati tabulari intercalati alle peliti siano dei depositi di rotta d'argine. La caratteristica principale della parte alta dell'unità è la bassa continuità laterale dei corpi arenacei, interpretabili come riempimenti di canali nastriformi, e il prevalere delle peliti.

Il conglomerato del Porticciolo

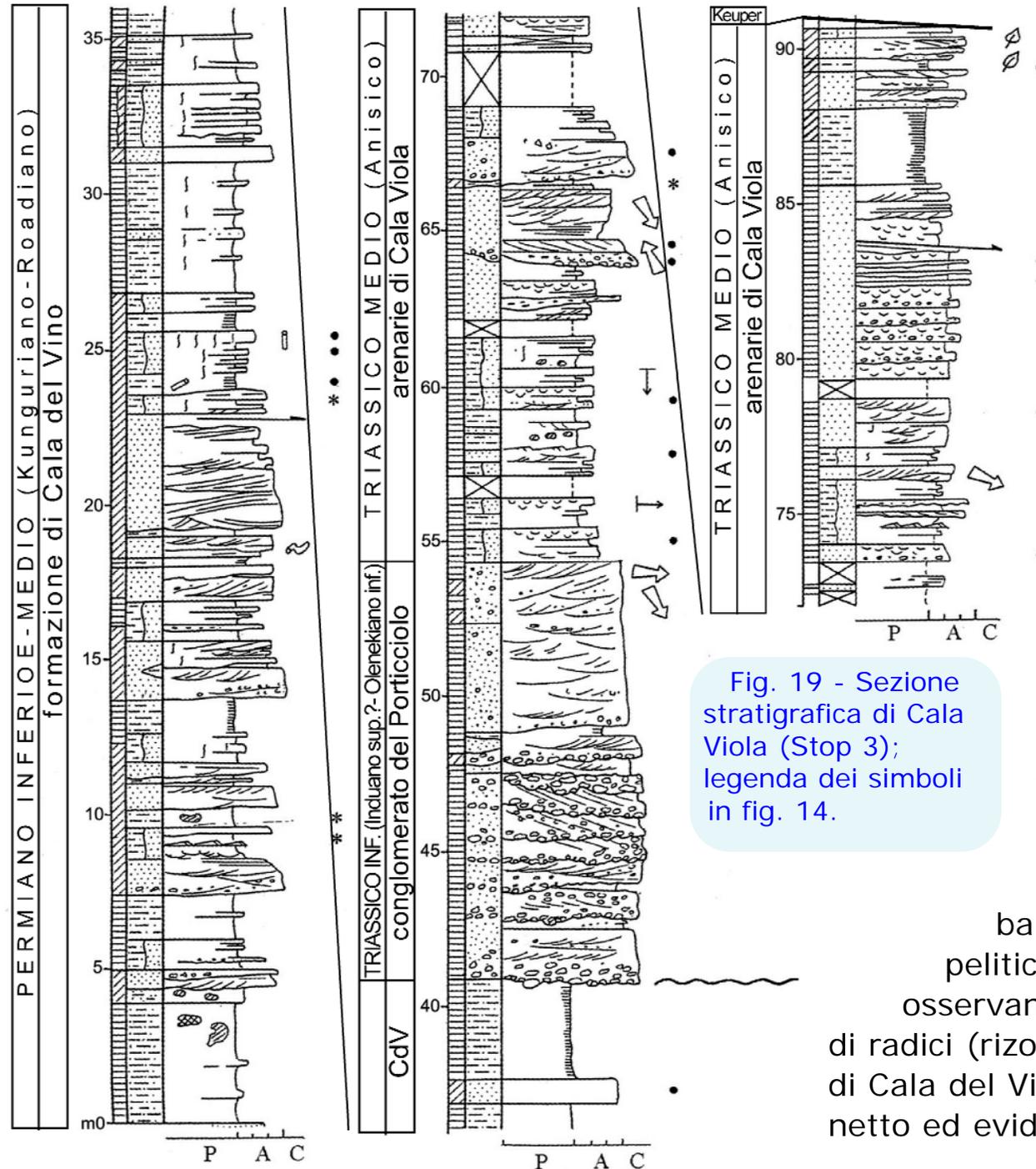
La fm. di Cala del Vino passa superiormente al conglomerato del Porticciolo, con un contatto distintamente discordante.

Il conglomerato del Porticciolo è costituito nella sua porzione medio-inferiore da un banco, spesso da 6 a 8 m, esteso a scala regionale, suddiviso al suo interno in *set* decimetrici/metrici con base erosiva. I conglomerati sono generalmente *matrix-supported*, con clasti molto ben arrotondati, con disposizione imbricata dell'asse maggiore, e costituiti quasi esclusivamente da quarziti lattiginose (fig. 18 D). Si intercalano alcuni *set* a stratificazione incrociata concava e planare di arenarie e microconglomerati.

Il banco mostra lateralmente una diminuzione di granulometria (vedi Stop 3) che indica una transizione a facies più distali. Verso l'alto il conglomerato passa ad una unità di arenarie ciottolose, spessa 5-6 m; essa mostra una stratificazione incrociata concava e planare, frequentemente con contatti basali delle lamine di tipo tangenziale e immersioni opposte.

Interpretazione di facies. L'analisi di facies suggerisce che i clasti alla base di questa sottile unità si siano depositi in un sistema fluviale a canali intrecciati, probabilmente durante una fase di abbassamento relativo del livello di base. La composizione peculiare suggerisce un ringiovanimento dell'area sorgente e una ripresa della sedimentazione dopo una lunga fase di non deposizione durante la quale si verificò l'eliminazione meccanica o chimica delle altre componenti litiche.

Evidenze di elaborazione eolica nei clasti di quarzo all'interno del conglomerato, riportate da Cassinis et al. (2002, 2003), e significativi cambi di facies fluviale, indicano che la successione è interessata da discontinuità stratigrafiche significative.



Itinerario 3: Cala Viola

Aspetto stratigrafico e strutturale

A cura di: A. Ronchi, G. Cassinis, M. Durand, D. Fontana, G. Oggiano & C. Stefani

Informazioni generali sull'itinerario

In questo itinerario è possibile rivedere le formazioni dell'itinerario precedente e le arenarie di Cala Viola (fig. 6B, 19 e 20A).

Il conglomerato del Porticciolo qui presenta, rispetto allo Stop 2, una grana decisamente inferiore ed un maggior contenuto in matrice; entrambe le osservazioni portano a propendere per una maggior distalità della zona di Cala Viola, rispetto alla zona vista in precedenza. Nell'area di Cala Viola è osservabile ancora la formazione permiana di Cala del Vino, sempre caratterizzata da alternanze di

barre arenacee grigio-verde chiaro e orizzonti pelitici rosso scuri. Nelle litofacies arenacee si osservano frequenti bioturbazioni (fig. 20B) e tracce di radici (rizoliti) (fig. 20C). Il contatto tra la formazione di Cala del Vino e il conglomerato del Porticciolo è molto netto ed evidente.



Stop 3 - Arenarie di Cala Viola

Al di sopra del conglomerato del Porticciolo si passa con un netto passaggio di facies alle arenarie di Cala Viola (Stop 3). L'unità prende nome dalla località omonima in cui affiora; essa inizia al di sopra delle facies che costituiscono la porzione sommitale del conglomerato, costituite da arenarie rosso-rosate a grana media o medio-grossolana (talora con ciottoli sparsi) con stratificazioni incrociate concave molto ben sviluppate (fig. 20E). L'andamento delle paleocorrenti, soggette a inversioni più o meno frequenti, suggerisce un ambiente fluviale di *terminal fan*. Riempimenti di canali, spessi al massimo 1 m, sono presenti a diversi livelli e si osservano, anche se più raramente, probabili piccole dune eoliche.

Le arenarie di Cala Viola denotano un cambiamento climatico decisamente brusco e contiene numerosi corpi arenacei medio-fini, spessi dai 30-50 cm, a base erosiva con una bassissima persistenza laterale, rappresentanti sequenze di inondazione. Nella loro parte inferiore vi sono frequenti piccoli intraclasti (frammenti di suoli carbonatici) di forma piatta o arrotondata (fig. 20F), mentre nella parte superiore essi evolvono in laminazioni piano-parallele e in set di *ripples* rampicanti per poi chiudersi con siltiti-argilliti rosso scure e fini, con subordinate peliti formanti frequentemente dei set di *ripples* a scala decimetrica (fig. 20D), localmente passanti verso l'alto a laminazione a basso angolo o a sottili strati di arenarie a stratificazione incrociata concava.

Interpretazione delle facies. La presenza ed abbondanza di strutture sedimentarie caratteristiche di ripetute inondazioni nella parte alta dell'unità suggerisce il progressivo instaurarsi di un contesto climaticamente meno arido rispetto al precedente.

RINGRAZIAMENTI

L'escursione è dedicata a Claudio Neri, indimenticabile collega e amico, con il quale anche in questi itinerari abbiamo condiviso meravigliose giornate di lavoro e di garbate discussioni.

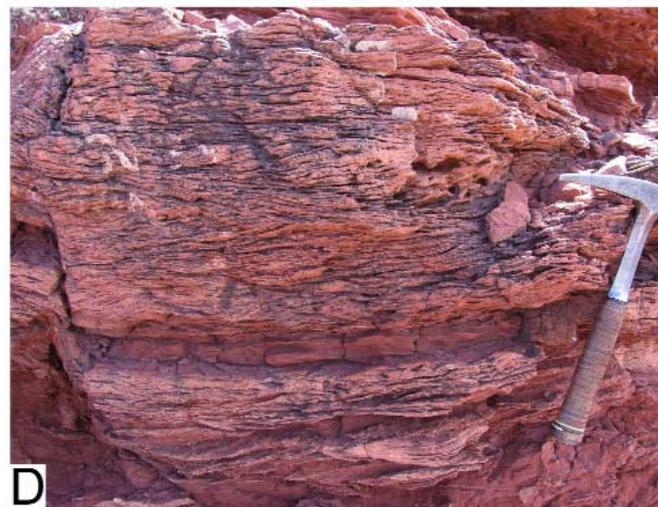


Fig. 20 - Particolari di strutture sedimentarie e altro della zona di Cala Viola.
 A: scorcio panoramico di Cala Viola, ripresa da S verso N. Si osservano i depositi della f.ne di Cala del Vino sovrastati dal conglomerato del Porticciolo;
 B: bioturbazioni nelle litofacies arenacee grigio-verdi della F.ne di Cala del Vino;
 C: rizoliti pluricentimetriche presenti all'interno delle facies arenacee grigio-verdi della f.ne di Cala del Vino;
 D: *ripples* rampicanti che costituiscono parte di successioni cicliche di inondazione;
 E: stratificazione incrociata concava in arenarie ben selezionate nella parte superiore del conglomerato del Porticciolo;
 F: particolare dei *lag* basali delle successioni di inondazione, costituiti da breccie intraformazionali a ciottoli di *caliche*.



Two columns of horizontal lines for text entry.

Bibliografia

- Arthaud F. & Matte Ph. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthaud F. & Matte Ph. (1977) - Late Palaeozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1305-1320.
- Broutin J., Cabanis B., Châteauneuf J-J & Deroin J-P. (1994) - Évolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe): implications paléogéographiques au Permien inférieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 165 (2), 163-179.
- Broutin J., Cassinis G., Cortesogno L., Gaggero L., Ronchi A. & Sarria E. (1996) - Research in progress on the Permian deposits of Sardinia (Italy). *Permophiles*, a newsletter of SPS, 28, 45-48.
- Broutin J. & Durand M. (1995) - First paleobotanical and palynological data on the "Les Salettes Formation" uppermost member (Permian Toulon Basin, Southeastern France), XIII Intern. Congr. on Carboniferous-Permian, Aug. 28-Sept. 2, 1995, Kraków, Polish Geol. Inst., Abstracts, 15-16.
- Cassinis G., Avanzini M., Cortesogno L., Dallagiovanna G., Di Stefano P., Gaggero L., Gullo M., Massari F., Neri C., Ronchi A., Seno S., Vanossi M. & Venturini C. (1998a) - Synthetic Upper Palaeozoic correlation charts of selected Italian areas. *Atti Ticin. Sci. Terra*, 40, 65-120.
- Cassinis G., Cortesogno L., Gaggero L., Pittau P., Ronchi A. & Sarria E. (Coordinators) (2000) - Late Palaeozoic continental basins of Sardinia. Field trip guidebook, 15-18 September, 1999. Inter. Field Conference on "The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations", 15-25 Sept. 1999, Brescia, 116 pp.
- Cassinis G., Cortesogno L., Gaggero L. & Ronchi A. (1998b) - Osservazioni preliminari sulle successioni continentali permiane della Sardegna. *Istituto Lomb. Sc. e Lett.*, 130, 177-205.
- Cassinis G., Cortesogno L., Gaggero L., Ronchi A. & Valloni R. (1996) - Stratigraphic and petrographic investigations into the Permo-Triassic continental sequences of Nurra (NW Sardinia). *Cuad. Geol. Iberica*, 21, 149-169.
- Cassinis G., Durand M. & Ronchi A. (2002) - The Permian and Triassic continental framework of Nurra (NW Sardinia). *Rend. Soc. Paleont. It.*, 1, 297-305.
- Cassinis G., Durand M. & Ronchi A. (2003) - Permian-Triassic continental sequences of northwest Sardinia and south Provence: stratigraphic correlations and palaeogeographic implications. In: F.A. Decandia, G. Cassinis & A. Spina Eds., *Spec. Proc. Int. Meeting "Late Palaeozoic to Early Mesozoic events of Mediterranean Europe, and additional regional reports"*, Siena, 2001. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. Spec. n. 2, 119-129.
- Cassinis G. & Ronchi A. (1997) - Upper Carboniferous to Lower Permian continental deposits in Sardinia (Italy). *Geodiversitas*, 19 (2), 217-220.
- Cassinis G. & Ronchi A. (2002) - The (late-) Post-Variscan continental succession of Sardinia. *Rend. Soc. Paleont. It.*, 1, 77-92.

- Cortesogno L., Cassinis G., Dallagiovanna G., Gaggero L., Oggiano G., Ronchi A., Seno S. & Vanossi M. (1998) - The Post-Variscan volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia. *Lithos*, 45, 305-328.
- Costamagna L.G. & Barca S. (2000) - The "Germanic" Triassic of Sardinia (Italy): a stratigraphic, depositional and paleogeographic review. *Riv. Ital. Pal. Strat.*, 108, 67-100.
- Costamagna L.G., Barca S., Del Rio M. & Pittau P. (2000) - Stratigrafia, paleogeografia ed analisi di facies deposizionale del Trias del Sarcidano-Gerrei (Sardegna SE). *Boll. Soc. Geol. It.*, 119, 473-496.
- Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.-F., Cadet J.-P., Crasquin S., Sandulescu M. (Eds.) (2000) - Peri-Tethys Palaeogeographical Atlas, CCGM-CGMW, Paris.
- Deroin J.P. & Bonin B. (2003) - Late Variscan tectonomagmatic activity in Western Europe and surrounding areas: the Mid-Permian Episode. In: F.A. Decandia, G. Cassinis & A. Spina (Eds.), *Spec. Proc. Int. Meeting "Late Palaeozoic to Early Mesozoic events of Mediterranean Europe and additional regional reports"*, Siena, 2001. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. Spec. n. 2, 169-184.
- Durand M. (1993) - Un exemple de sédimentation continentale permienne dominée par l'activité de chenaux méandriiformes: la Formation de Saint-Mandrier (Bassin de Toulon, Var). *Géologie de la France*, 2, 43-55.
- Durand M. (2006a) - Geological outlines of the Southern Provence. In: Late Paleozoic to Triassic continental deposits from Provence, Ligurian Alps and NW Tuscany. Field-trip guidebook. *Int. Conf. on "Stratigraphy and Palaeogeography of Late- and Post-Hercynian Basins in the Southern Alps, Tuscany and Sardinia (Italy). Comparisons with other Western Mediterranean areas and geodynamic hypotheses"*. 18-23 September, 2006 Siena, Italy, 36 pp.
- Durand M. (2006b) - The problem of the transition from the Permian to the Triassic Series in southeastern France: comparison with other Peritethyan regions. In: Lucas S.G., Cassinis G. & Schneider J.W. Eds., *Non-marine Permian Biostratigraphy and Biochronology. Geological Society, London, Special Publication 265*, 281-296.
- Durand M. (2008) - Permian to Triassic continental successions in southern Provence (France): an overview. *Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.)*, Vol. 127, No. 3, 697-716.
- Durand M., Meyer R. & Avril G. (1989) - Le Trias détritique de Provence, du dôme de Barrot et du Mercantour. *Publ. Assoc. Sédimentol. français*, 6, 135 pp.
- Durand M. & Ronchi A. (2001) - Le successioni continentali permiane e triassiche della Nurra (Sardegna NO) e della Provenza meridionale. Correlazione stratigrafica e ipotesi paleogeografiche. In: *GeoItalia, 3° Forum FIST, 2001*, 524-526.
- Edel J.B., Montigny R. & Thuizat R. (1981) - Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: New evidence from paleomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics*, 79, Issues 3-4, 201-223.
- Fontana D., Gelmini R. & Lombardi G. (1982) - Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permo-triassiche della Sardegna. In: Carmignani L. et al. (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico sardo*, pp 183-192.
- Fontana D., Neri C., Ronchi A. & Stefani C. (2001) - Stratigraphic architecture and composition of the Permian and Triassic siliciclastic succession of Nurra (north-western Sardinia). In: Cassinis G. (Ed.), *Proc. Int. Field Conference on "The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations"*, 15-25 September 1999, Brescia, Italy. "Natura Bresciana" *Ann. Mus. Civ. Sc. Nat.*, Brescia, Monograf. n. 25, 149-161.

- Gasperi G. & Gelmini R. (1980) - Ricerche sul Verrucano. 4. Il Verrucano della Nurra (Sardegna nord-occidentale). Mem. Soc. Geol. It., 20 (1979), 215-231.
- Gelmini R. (1986) - A paleogeographical reconstruction of the Permo-Triassic circumtyrrhenian area. Boll. Soc. Geol. It., 104, 561-574.
- Lombardi G., Cozzupoli D. & Nicoletti M. (1974) - Notizie geopetrografiche e dati sulla cronologia K-Ar del vulcanismo tardopaleozoico sardo. Period. Mineral., 43, 221-312.
- Lotti B. (1931) - Relazione generale riassuntiva dei tre sondaggi per la ricerca del carbone paleozoico nei piani di Alghero. Boll. R. Uff. Geol., LVI, 6, 5-15.
- Moretti A. (1959) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, F° 179 "Porto Torres". Servizio Geologico d'Italia, Litografia artistica cartografica, Firenze.
- Neri C. & Ronchi A. (2000) - The Buntsandstein deposits of Mt. Santa Giusta. In: «Late Palaeozoic Continental Basins of Sardinia», Field Trip Guidebook, International Field Conference on The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations, Brescia, Sept. 1999, 108-109.
- Neri C., Ronchi A., Cassinis G., Fontana D. & Stefani C. (2000) - The Permo-Triassic succession of Cala Viola-Porto Ferro. Stratigraphy, sedimentology and sandstone petrography. In: «Late Palaeozoic Continental Basins of Sardinia», Field Trip Guidebook, International Field Conference on The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations, Brescia, Sept. 1999, 102-105.
- Oosterbaan A.M. (1936) - Étude géologique et paléontologique de la Nurra avec quelques notes sur le Permien et le Trias de la Sardaigne meridionale. Univ. Utrecht, 130 pp.
- Pecorini G. (1962) - Nuove osservazioni sul Permico della Nurra (Sardegna nord-occidentale). Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. fis. mat. e nat., ser. 8, 32, 377-380.
- Pittau Demelia P. & Flaviani A. (1982) - Aspects of the palynostratigraphy of the Triassic Sardinia sequences (Preliminary report). Rev. Palaeobot. Palynol., 37, 229-243.
- Pittau P. (2000) - The Triassic succession of northwest Sardinia: data from the subsurface. Excursion 4. In: «Late Palaeozoic Continental Basins of Sardinia», Field Trip Guidebook, International Field Conference on The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations, Brescia, Sept. 1999, 106-107.
- Pittau P. & Del Rio M. (2002) - Palynofloral biostratigraphy of the Permian and Triassic sequences of Sardinia. Rend. Soc. Paleont. Ital. 1, 93-109.
- Pittau P., Gandin A. & Ronchi A. (2006) - Buntsandstein. In: M.B. Cita et al. (Eds) (2007). Catalogo delle formazioni. Unità tradizionali, Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Quaderni del Servizio geologico d'Italia serie III, Volume 7, Fascicolo VII, 361-367.
- Pomesano Cherchi A. (1968) - Studio bio-stratigrafico del sondaggio Cugiareddu nel Trias e Permico della Nurra (Sardegna nord-occidentale). Ist. Geol. e Paleont. Univ. Cagliari, 61, 51 pp.

- Ronchi A. (2001a) - Upper Palaeozoic and Triassic Continental deposits of Sardinia: a stratigraphic synthesis. In: Cassinis G. (Ed.), Proc. Int. Field Conference on "The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations", 15–25 September 1999, Brescia, Italy. "Natura Bresciana" Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, Monograf. n. 25, 139-148.
- Ronchi A. (2001b) - Le successioni permiane e triassiche dei bacini sardi: loro inquadramento stratigrafico. Istituto Lomb. (Rend. Sci.), B 134 (2000), 251-274.
- Ronchi A., Sacchi E., Nicosia U. & Romano M. (2009) - Ritrovamento di un vertebrato di grandi dimensioni nei depositi continentali permiani della Nurra (Sardegna NO). Ist. Lomb. (Rend. Sci.), 142 (2008), 291-306.
- Ronchi A., Sarria E. & Broutin J. (2008) - The "Autuniano Sardo": basic features for a correlation through the Western Mediterranean and Paleoeurope. Boll. Soc. Geol. It., 127, 3, 655-681.
- Sciunnach D. (2001) - Heavy mineral provinces as a tool for palaeogeographic reconstruction: a case study from the Buntsandstein of Nurra (NW Sardinia, Italy). Eclogae geol. Helv., 94, 197-211.
- Sciunnach D. (2002) - The Permo-Triassic clastics of Nurra: sedimentology, heavy mineral provinces and paleogeography. Rendiconti della Società Paleontologica Italiana 1, 177-184.
- Vardabasso S. (1966) - Il Verrucano sardo. Atti del Symposium sul Verrucano. Pisa sett. 1965, Soc. Tosc. Sc. Nat., 293-310.
- Westphal M., Bardon C., Bossert A. & Hamzeh R. (1973) - A computer fit of Corsica and Sardinia against southern France. Earth Planet Sci. Lett., 18, 137-140.
- Westphal M., Orsini J. & Vellutini P. (1976) - Le microcontinent Corso-Sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques. Tectonophysics, 30, 141-157.
- Ziegler P.A. & Stampfli G.M. (2001) - Late Paleozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. In: Cassinis G. (Ed.), Proc. Int. Field Conference on "The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations", 15–25 September 1999, Brescia, Italy. "Natura Bresciana" Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, Monograf. n. 25, 17-34.