

EVIDENZE DI VULCANISMO SINSEDIMENTARIO NELLA SUCCESSIONE PLEISTOCENICA DEL GRABEN DEL MESIMA (CALABRIA CENTRO-OCCIDENTALE)

R. De Rosa, R. Dominici & M. Sonnino

Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria, 87036 Arcavacata di Rende (Cosenza)

RIASSUNTO – Il graben del Mèsima (Calabria centro-occidentale) è compreso tra i massicci granitici delle Serre ad Est e di Monte Poro ad Ovest, ed è colmato da una successione sedimentaria che si sviluppa a partire dal Miocene medio sino al Pleistocene. L'intera area a partire dal Pleistocene è stata interessata da intensi sollevamenti tettonici ed attualmente i depositi pleistocenici affiorano tra 300 e 600 metri di altitudine.

Lo studio litostratigrafico dell'unità pleistocenica ha consentito di distinguere due litofacies. La litofacies A è rappresentata da biocalcareni talora intensamente bioturbate con frequenti livelli e tasche di pomici e da piccole biocostruzioni. La litofacies B è costituita da biocalcareni e da depositi vulcanoclastici potenti fino a 6 m.

Lo studio sedimentologico ha permesso di riconoscere varie facies e di ricostruire un tipico *near shore system* poco profondo ed abbastanza articolato, sviluppatosi a partire dal Pleistocene e che passa gradualmente a facies di piattaforma.

La presenza all'interno della litofacies B di eventi di sedimentazione esclusivamente vulcanica suggerisce un'attività esplosiva penecontemporanea che immette nel bacino istantaneamente importanti volumi di materiali piroclastici.

Le caratteristiche tessiturali dei frammenti vulcanici indicano una provenienza da eruzioni esplosive subaeree, una prima deposizione probabilmente in ambiente di mare basso e una successiva rielaborazione dei frammenti ad opera del moto ondoso. La caratterizzazione chimica e mineralogica dei prodotti vulcanici indica composizioni dacitiche assimilabili a quelle che contraddistinguono i prodotti dell'arco eoliano più giovane di 100 ka.

Sulla base dei dati raccolti in questo studio sono possibili due ipotesi. La prima suggerisce la presenza nel Tirreno meridionale di centri vulcanici calcareni subaerei, più antichi di quelli oggi attualmente in affioramento nelle Isole Eolie.

La seconda considera l'Arco eoliano come area sorgente dei depositi vulcanoclastici e di conseguenza ipotizza dei tassi di sollevamento simili a quelli registrati in Calabria meridionale (Aspromonte sud-occidentale), legati ad intrusioni diapiriche del mantello superiore connesse a movimenti estensionali iniziati nel Pliocene.

ABSTRACT – The Mèsima graben is a Miocene-Pleistocene extensional sedimentary basin developed in the central western sector of Calabria, between the risen blocks of the Serre Massif to the east and the Monte Poro (Capo Vaticano) to the west.

During the Pleistocene the entire area underwent a strong tectonic uplift and local fault movements. At present time, the sedimentary succession outcrops mostly between 300-600 m of altitude. Field investigation allowed for the division of the pleistocenian unit in two main lithofacies.

The lithofacies A consists of intensely bioturbated calcarenite containing interlayers and pockets of centimetric pumiceous fragments in its upper part.

The lithofacies B is characterized by the occurrence of volcanoclastic deposits which locally forms a 6 m thick volcanoclastic sequence of pumiceous lapilli and ashes.

Both lateral and vertical lithofacies associations suggest that the deposition occurred in a low-energy beach environment. The presence of volcanoclastic sedimentation in the shore facies suggests the occurrence of coeval explosive eruptions which liberate large volumes of erodible pyroclastic debris.

Textural characteristics of fragments indicate that the volcanic component derives from subaerial eruptive centers; it was deposited near the shoreline and was subsequently reworked by sea waves. The petrography and chemistry of the fragments indicate a dacitic composition similar to that of the more evolved which erupted during the last 100 ka by the neighbouring Aeolian volcanoes. Taking into account the general stratigraphy of the area, the depositional features of the volcanoclastic deposits and their textural and composition characteristics, two contrasting hypothesis may be made. The first hypothesis suggests that more ancient volcanoes should be active in the southern Tyrrhenian Sea during the Pleistocene time. The second one expects the volcanic source in the Aeolian islands and an uplift rate similar to that evaluated from the Aspromonte massif in southern Calabria, which are much higher than that of 0,3-1,3 m/ka calculated for the Mèsima Basin.

Parole chiave: Pleistocene, depositi vulcanoclastici, vulcanismo sin-sedimentario, Tirreno meridionale
Key words: Pleistocene, volcanoclastic deposits, sin-sedimentary volcanism, southern Tyrrhenian Sea

1. INTRODUZIONE

Lo studio di livelli vulcanoclastici intercalati nelle successioni sedimentarie sia continentali che marine riveste particolare importanza nelle ricostruzioni paleogeografiche e paleotettoniche. Infatti, all'interno di una successione sedimentaria un deposito vulcanoclastico, qualora interpretato come deposito piroclastico primario o sin-eruttivo risedimentato, può assumere il significato di livello guida, consentendo la correlazione di diverse successioni e ambienti. Inoltre la localizzazione dell'area sorgente può fornire importanti indica-

zioni sulle modalità di dispersione dei prodotti delle eruzioni esplosive e sull'assetto geodinamico dell'area.

Un livello vulcanoclastico è costituito da materiale vulcanico frammentato. L'origine dei frammenti può essere primaria, cioè essi possono essere prodotti direttamente dalla frammentazione del magma nel corso di una eruzione esplosiva oppure può essere secondaria, cioè i frammenti possono derivare dall'erosione meccanica superficiale di depositi vulcanici persistenti (lave, piroclastiti e ialoclastiti) (frammenti vulcanici epiclastici). In ambiente marino poco profondo, i depositi vulcanoclastici intercalati alla nor-

male sedimentazione terrigena e/o carbonatica possono rappresentare: 1) depositi di ialoclastiti prodotti da eruzioni subacquee; 2) depositi di flusso piroclastico subaerei entrati in acqua (Legros & Druitt, 2000); 3) depositi piroclastici di caduta prodotti dalla decantazione in acqua di ceneri vulcaniche nel corso di eruzione esplosive subaeree; 4) depositi epiclastici prodotti dalla rimobilizzazione di materiale vulcanico primario (Allen & McPhie, 2000). In questo ultimo caso la rimobilizzazione può avvenire nel corso di una eruzione (depositi vulcanoclastici sin-eruttivi), può essere indotta da una eruzione (depositi vulcanoclastici immediatamente post-eruttivi) oppure può rappresentare il risultato dei normali processi di superficie durante i periodi di non attività vulcanica (depositi sedimentari vulcanogenici). I criteri utilizzati per determinare l'età ed il sito del vulcanismo rispetto all'ambiente di deposizione finale e per distinguere l'origine primaria o secondaria dei frammenti si basano sull'analisi comparata delle strutture deposizionali e dei caratteri tessiturati e composizionali dei depositi (Cas & Wright, 1987; McPhie *et al.*, 1993; De Rosa, 1999). Nelle successioni sedimentarie neogenico-quadernarie dell'Italia meridionale sono presenti numerosi intervalli di composizione vulcanoclastica. La loro interpretazione come depositi piroclastici, vulcanoclastici sin-eruttivi risedimentati o sedimentari vulcanogenici e la loro caratterizzazione composizionale può consentire di identificare eventuali livelli guida per la stratigrafia neogenica dell'Italia meridionale e contribuire alla ricostruzione paleogeografica e geodinamica dell'area tirrenica.

In questo lavoro sono stati studiati i depositi vulcanoclastici della successione sedimentaria pleistocenica affiorante in Calabria centro-occidentale, sul margine occidentale del graben del Mèsima. Tali livelli, nell'area di San Costantino Calabro, erano stati studiati in precedenza da Cello *et al.* (1983) ed attribuiti ad eventi vulcanici calco-alcalini che hanno interessato la Calabria meridionale nel Quaternario. Allo scopo di ottenere maggiori informazioni paleogeografiche e paleoambientali, l'analisi sedimentologica e stratigrafica è stata estesa all'intera successione sedimentaria affiorante nel settore settentrionale del Graben del Mèsima.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Bacino del Mèsima rappresenta un'importante struttura a graben della Calabria centro-orientale e, come gran parte dei bacini sedimentari recenti (*e.g.* Valle del Crati, Bacino Crotonese, Stretta di Catanzaro, Bacino di Reggio), è delimitato da importanti faglie distensive, probabilmente legate a strutture trascorrenti di grandi dimensioni che si sviluppano a partire dal Tortoniano (Tortorici, 1979) (Fig. 1).

Il riempimento del Bacino del Mèsima inizia nel Tortoniano, quando lungo il bordo occidentale si andavano accumulando i sedimenti clastici provenienti dal Massiccio cristallino delle Serre già emerso (Barbano *et al.*, 1978). Nel Pliocene superiore - Pleistocene inferiore il Bacino del Mèsima si separa da quello di Reggio ed assume la definitiva struttura di graben, a causa dei sollevamenti maggiori dell'Aspromonte e di Monte Poro (Ghisetti, 1980, 1981; Miyauchi *et al.*, 1994) (Fig. 2).

La mancanza di recenti rilevamenti geologici ed analisi litostratigrafiche ha reso indispensabile per gli obiettivi del presente lavoro uno studio geologico pre-

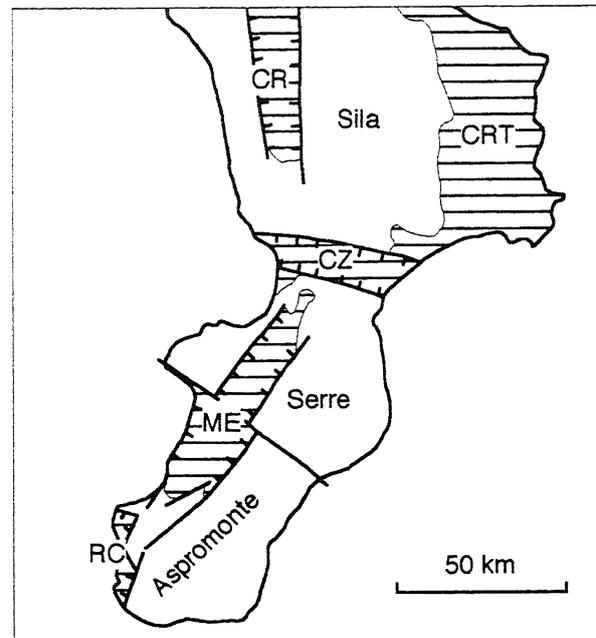


Fig. 1 - I bacini recenti della Calabria (modificato da Ghisetti, 1984). CR: Valle del Crati; CRT: Bacino Crotonese; CZ: Stretta di Catanzaro; ME: Graben del Mèsima; RC: Bacino di Reggio Calabria.

The recent Calabria basins (modified from Ghisetti, 1984). CR: Crati Valley; CRT: Crotone Basin; CZ: Catanzaro Through; ME: Mèsima Basin; RC: Reggio Calabria Basin.

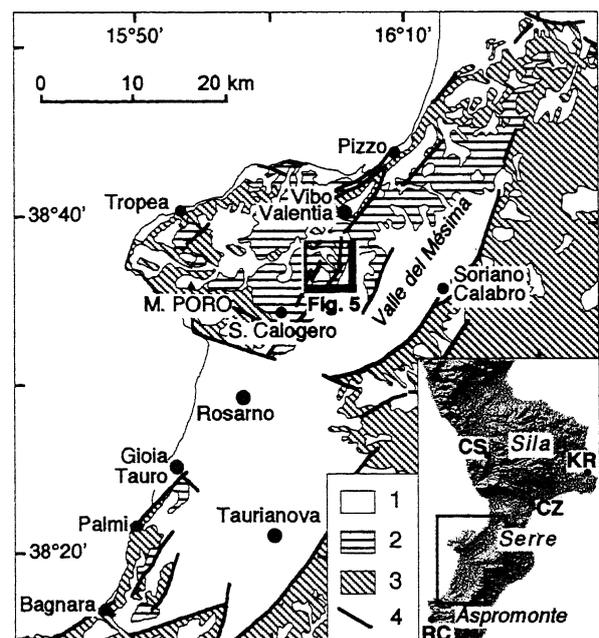


Fig. 2 - Carta geologica semplificata del bacino della Valle del Mèsima e delle aree circostanti. 1: Successioni pleistoceniche e attuali. 2: successioni sedimentarie mioceniche e plio-pleistoceniche. 3: basamento cristallino; 4: faglie recenti.

Geological map of the Mèsima Valley Basin. 1: pleistocenic and modern sedimentary succession. 2: mioceneic and plio-pleistocenic sedimentary succession. 3: crystalline basement; 4: recent faults.

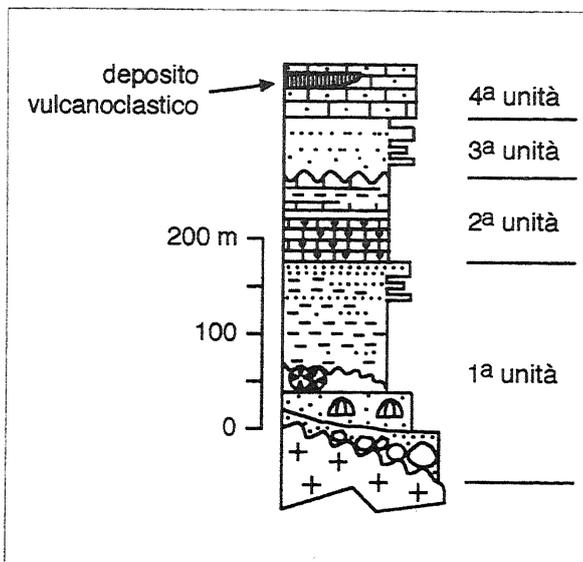


Fig. 3 - Successione stratigrafica schematica del Bacino del Mèsima.

Schematic stratigraphic succession of the Mèsima Basin.

liminare finalizzato alla ricostruzione dei rapporti geometrici e stratigrafici tra le diverse litologie affioranti. Sulla base di questo studio è stato possibile definire uno schema stratigrafico preliminare in cui si sono distinte quattro unità stratigrafiche informali (Fig. 3).

La prima unità di età Tortoniano-Messiniano poggia sulle rocce intrusive e metamorfiche dell'Arco calabro-peloritano. Essa rappresenta una tipica successione di riempimento caratterizzata alla base da conglomerati a struttura clasto- e matrice-sostenuta riferibili a fan-delta passanti stratigraficamente ad arenarie tortoniane a *Clypeaster altus* di ambiente costiero. In prossimità dell'aeroporto militare di Vibo Valentia, in continuità stratigrafica sulle arenarie tortoniane si sviluppano circa 15 m di calcari tortoniani di scogliera contenenti associazioni a *Tarbellastrea*, *Porites Palaeoplesiastrea*, *Favites*, eteropici con calcari ad alghe (Grasso *et al.*, 1996). L'unità si chiude con una potente successione pelitica e arenacea con livelli carboniosi, squame di pesci, piccoli gasteropodi e locali associazioni di ostracodi (Sargent, 1973).

La seconda unità è costituita da calcari evaporitici che affiorano in lembi solo nella zona nord-occidentale del Bacino del Mèsima, a causa di un'erosione conseguente ad una fase di sollevamento del Massiccio cristallino delle Serre alla fine del Miocene (Ghisetti, 1981).

La terza unità stratigrafica di età pliocenica è costituita da marne che evolvono verso l'alto a marne-argillose con frequenti intercalazioni arenaceo-siltose (Sargent, 1973), che si infittiscono al tetto, vicino al contatto netto con la quarta unità. Quest'ultima è una successione prevalentemente biocalcareonica di ambiente costiero caratterizzata da microfaune di età pleistocenica (Bonfiglio *et al.*, 1986, 1988; Miyauchi *et al.*, 1994). All'interno di questa unità si ritrovano livelli e depositi vulcanoclastici già segnalati da Cello *et al.* (1983) e Bonfiglio *et al.* (1986).

3. LA SEQUENZA STRATIGRAFICA PLEISTOCENICA

La sequenza pleistocenica (quarta unità stratigrafica) ricopre stratigraficamente tutte le unità più antiche che costituiscono il riempimento del Bacino del Mèsima, compreso il basamento cristallino. Questi rapporti geometrici permettono di ricostruire un limite inferiore caratterizzato da una superficie irregolare probabilmente dovuta alle dislocazioni delle fasi tettoniche del Tortoniano-Messiniano e del Pliocene medio (Ghisetti 1980, 1981). Sulla base della litologia prevalente, questa unità stratigrafica si può suddividere in due litofacies principali (Fig. 4).

La litofacies A è costituita da biocalcareni con livelli centimetrici e tasche di pomice. Alla base si trovano talora dei depositi arenacei a composizione prevalentemente silicoclastica. Dal punto di vista sedimentologico la litofacies si presenta molto omogenea

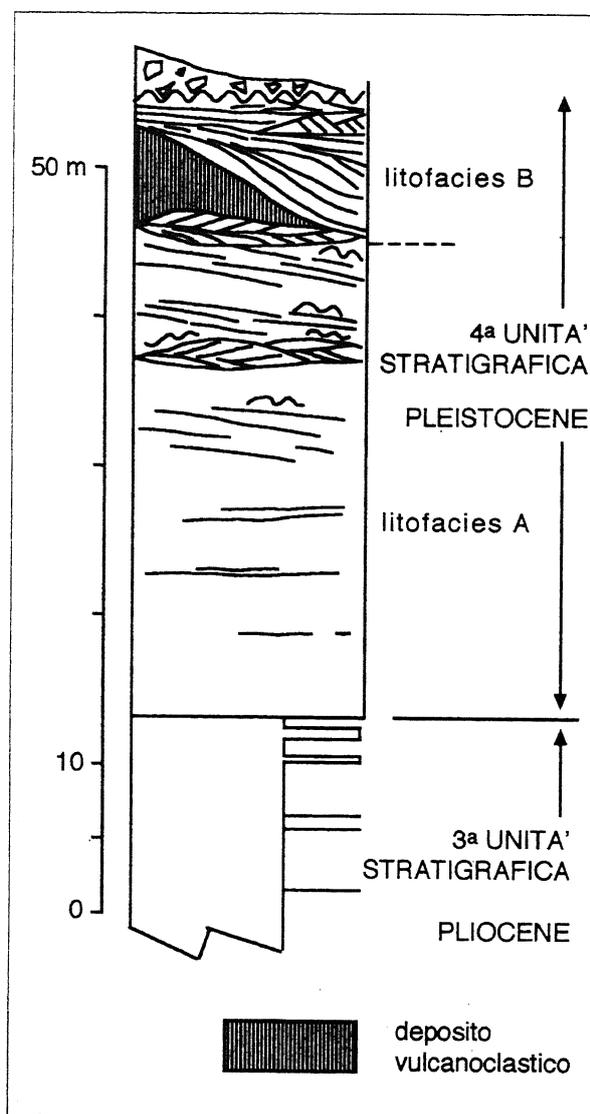


Fig. 4 - Schema stratigrafico semplificato della successione pleistocenica nell'area di studio con i depositi vulcanoclastici studiati in dettaglio.

Simplified stratigraphic scheme of the pleistocenian succession in the studied area, with the vulcaniclastic deposits studied in detail.

con pressoché assenza di strutture trattive, un'intesa bioturbazione e piccole biocostruzioni.

La litofacies B ha una composizione eterogenea caratterizzata da una componente principale carbonatica (biocalcareniti) ma con una frazione, a luoghi prevalente, silicoclastica (arenacea e conglomeratica) e

vulcanoclastica. Quest'ultima si presenta sotto forma di frequenti livelli e depositi che possono raggiungere la potenza di circa 6 m. La litofacies B presenta una stratificazione obliqua a basso angolo e incrociata ed una laminazione piano parallela.

Lo studio sedimentologico di dettaglio lungo tre sezioni stratigrafiche (Figg. 5 e 6) e l'analisi tessiturale e composizionale del deposito vulcanoclastico ha permesso di distinguere e caratterizzare otto facies (A1, A2, A3, A4 e A5 nella litofacies A e B1, B2 e B3 nella litofacies B) la cui interpretazione ha consentito di ricostruire gli ambienti deposizionali.

4. DESCRIZIONE ED INTERPRETAZIONE DELLE FACIES

FACIES A1

La parte basale della facies A1 ha una stratificazione poco distinta caratterizzata da corpi piano-convessi biocalcarenitici di potenza decimetrica e di lunghezza decametrica. Alla base dei corpi sono talora presenti dei livelli bioruditi ai cui s'associano degli strati laminati caratterizzati da isolati *ripples*.

Nella parte mediana sono presenti delle piccole biocostruzioni (sino a decimetriche) di organismi incrostanti (spugne e alghe) e colonie di coralli ramificati. Molto più frequenti sono delle colonie centimetriche di echinodermi, gasteropodi e brachiopodi; quest'ultimi formano talora dei nidi caratterizzati da individui di dimensioni millimetriche. Il sedimento vulcanoclastico, spesso associato a piccole spugne, è costituito da

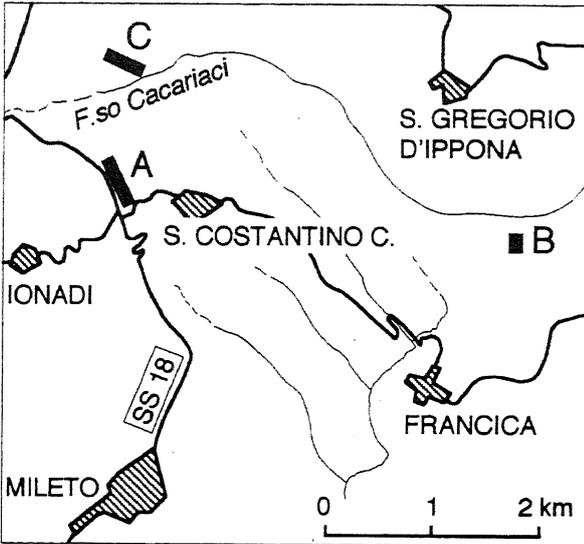


Fig. 5 - Localizzazione delle sezioni stratigrafiche: A: San Costantino Calabro; B: Francica; C: Fosso Cacariaci.

Location of the stratigraphic sections studied: A: San Costantino Calabro; B: Francica; C: Fosso Cacariaci.

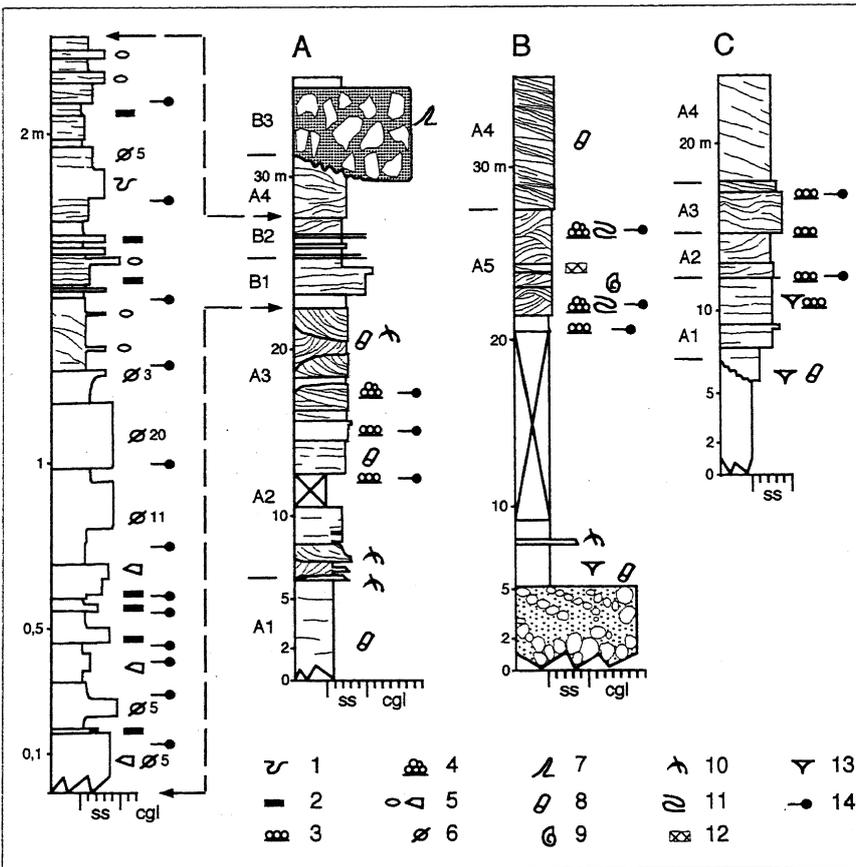


Fig. 6 - Sezioni stratigrafiche della successione Pleistocenica nell'area di studio. A) San Costantino Calabro e particolare delle facies vulcanoclastiche; B) Francica; C) Fosso Cacariaci; ss) arenarie; cgl) conglomerati; 1) strutture da impatto; 2) livello di concentrazione di minerali femici; 3) livelli di lapilli di pomici; 4) tasche di lapilli di pomici; 5) forma dei lapilli di pomici: discoidale-arrotondata e spigolosa; 6) dimensione massima delle pomici (in cm); 7) struttura di deformazione; 8) bioturbazione; 9) gasteropodi pulmonata; 10) livelli a bioclasti; 11) strutture di *avalanching*; 12) livelli cementati; 13) brachiopodi; 14) campioni studiati.

Stratigraphic sections of the Pleistocene succession. A) San Costantino Calabro and details of the volcanoclastic facies; B) Francica; C) Fosso Cacariaci; ss) sandstones; cgl) conglomerates; 1) impact sags; 2) stratigraphic level enriched of femic minerals; 3) beds of pumiceous lapilli; 4) pockets of pumiceous lapilli; 5) shape of pumiceous lapilli: rounded-ellipsoidal and angular; 6) maximum pumice size (cm); 7) deformation structures; 8) bioturbation; 9) gasteropods (Pulmonata); 10) bioclasts-enriched levels; 11) *avalanching* structures; 12) hard levels; 13) brachiopoda; 14) samples.

pomici (bombe e lapilli) in contatto tra loro, prevalentemente alterate, che formano accumuli o tasche.

La parte superiore della facies è caratterizzata da una laminazione piano parallela e obliqua e da una bioturbazione meno intensa che si concentra lungo orizzonti. Sono presenti livelli bioclastici dati quasi esclusivamente da grandi valve piatte di *Pecten* sp. La componente vulcanoclastica forma livelli di spessore centimetrico e lunghezza metrica (massimo decametrica) con una frazione secondaria bio- e silicoclastica.

interpretazione

I corpi arenacei piano convessi derivano dalla messa in posto di grandi quantità di sedimenti provenienti dalle zone meno profonde del sistema costiero durante le tempeste di maggiore energia (Massari *et al.*, 1986). L'ambiente è tuttavia fortemente influenzato dall'attività biologica che spesso oblitera le strutture trattive. Queste condizioni di bassa energia sono tipiche del *lower shore face* interessato solo in occasione di eventi eccezionali dagli effetti del moto ondoso (Reineck & Singh, 1975).

La parte superiore della facies è caratterizzata da una minore attività biologica e da evidenti strutture sedimentarie riferibili al moto ondoso. Essa registra il passaggio alla *upper shore face* (Hunter *et al.*, 1979).

FACIES A2

La facies A2 è caratterizzata da un intervallo basale a stratificazione tabulare ed uno sommitale a stratificazione incrociata.

Gli strati tabulari sono caratterizzati da una laminazione centimetrica prevalentemente piano parallela, con isolati *set* di lamine oblique e ondulate (*megaripples*). La laminazione piano parallela è spesso evidenziata dall'isorientazione di valve di *Pecten* sp. Gli strati laminati s'alternano ad intervalli intensamente bioturbati.

La stratificazione incrociata caratterizza dei corpi deposizionali simmetrici di forma concava-convessa e piano-convessa. Questi sono caratterizzati da una laminazione ondulata (*megaripples*) e obliqua a basso angolo con immersione opposta. Tali strutture al tetto dei corpi deposizionali sono spesso obliterate dalla bioturbazione.

interpretazione

La facies A2 costituisce il normale passaggio da *upper shore face* a *fore shore*. La parte basale della facies A2 presenta molte analogie con la facies A1 e rappresenta un tipico deposito di *upper shore face* fortemente influenzato dalle correnti trattive e trattive-oscillatorie del moto ondoso (Dott & Burgeois, 1982).

I corpi deposizionali a stratificazione incrociata rappresentano dei sistemi esterni di barre di *long shore* in ambiente di *upper shore face*, attive solo in occasione delle tempeste di maggiore energia. La bioturbazione al tetto delle barre evidenzia fasi di calma in cui l'attività biologica oblitera spesso completamente le strutture prodotte dal moto ondoso (Reineck & Singh, 1975).

La forma simmetrica delle barre e la presenza di una laminazione obliqua ad immersione opposta e *megaripples* evidenziano una rielaborazione da parte delle onde durante le fasi calanti della tempesta o dalle tempeste di minore energia (Dott & Burgeois, 1982).

Gli strati tabulari interposti tra quelli a stratificazione incrociata caratterizzati da una laminazione piano parallela sono il prodotto dall'azione trattiva delle correnti tra i sistemi delle barre di *long shore*.

FACIES A3

La facies A3 è costituita da depositi lenticolari di lunghezza decametrica e spessore massimo di 10 m. La base ed il tetto sono delle superfici nette. Dalla base per circa 3 m di potenza prevale una stratificazione tabulare con laminazione ondulata (*megaripples*) e obliqua. L'intervallo superiore (potente al massimo 7 m) è caratterizzato da una stratificazione incrociata con lamine ad immersione opposta ed isolati *megaripples*. Alla scala dell'affioramento si osservano corpi piano convessi asimmetrici di lunghezza media decametrica e potenza media 1 m delimitati da superfici nette ed erosive lungo le quali, al contatto con la soprastante facies A4, la bioturbazione è molto intensa.

interpretazione

Le strutture sedimentarie della facies A3 sono il prodotto di correnti intermittenti di elevata energia che s'alternano a fasi di calma, durante le quali l'attività biologica oblitera le strutture trattive.

La facies A3 viene interpretata come un sistema di barre di *long shore* compreso tra gli ambienti di *upper shore face* e *lower fore shore*. La laminazione con immersione opposta registra la costruzione del sistema di barre che si sviluppa in due differenti fasi. Durante la fase montante prevale la costruzione verso mare (erosione della spiaggia), mentre durante la fase declinante il sistema di barre viene in parte rielaborato verso terra (Massari *et al.*, 1986).

FACIES A4

La facies A4 ha una potenza compresa tra 5 e 10 m e costituisce un corpo clinostratificato di biocalcareni medie-grossolane. Gli strati hanno inclinazione minima nella parte sommitale e massima in quella basale. Verso il basso gli strati hanno un contatto che può variare da angolare ad asintotico.

La porzione inferiore presenta una stratificazione mal distinta, con inclinazioni medie di 5° e massime di 13°. Il contatto con la sottostante facies A3 si sviluppa lungo una superficie netta erosiva, che lateralmente a circa 50-60 m costituisce la base di un livello vulcanoclastico.

La parte superiore è caratterizzata da laminazione piano parallela a bassissimo angolo caratterizzata da *set* di lamine a gradazione inversa, con livelli a bioclasti rudistici di *Pecten* sp. disposti con la convessità verso l'alto.

interpretazione

I *foreset* della facies A4 registrano una tipica progradazione in ambiente costiero. Le sequenze progradanti in ambiente costiero si possono trovare ad esempio come migrazione di una barra oppure come progradazione della spiaggia. La continuità laterale degli affioramenti evidenzia come i *foreset* della facies A4 registrino la progradazione della spiaggia. Il contatto tipo *downlap* dei *foreset* sulle barre interne di *long shore* rappresenta il limite esterno del *fore shore*. L'interpretazione è avvalorata dal passaggio verso

l'alto ad un intervallo che possiede tutte le caratteristiche della *surf zone* (Reineck & Singh, 1980).

FACIES A5

La facies A5 è costituita da arenarie silicoclastiche medie-fini ben classate e subarrotondate. Alla scala dell'affioramento si riconoscono corpi clinostratificati. I singoli corpi hanno una lunghezza media metrica e massima decametrica con una altezza compresa tra 0,7 m ed 1,5 m. Questi sono caratterizzati da *foreset* con inclinazione compresa tra 20° e 35° con frequenti strutture di *avalanching* e delimitati al tetto da superfici erosive. Alla base dei *foreset* si concentrano pomici (lapilli e bombe), bioclasti rudistici (columelle, umboni di lamellibranchi) e fossili interi di gasteropodi pulmonata, formando un orizzonte di spessore centimetrico e lunghezza metrica.

interpretazione

La stratificazione, le strutture sedimentarie e la presenza di gasteropodi pulmonata integri permettono d'interpretare la facies A5 come il prodotto di correnti trattive in ambiente continentale e cioè dune costiere.

Le dune sono coperte da biocalcareni riferibili ad un ambiente di *back shore* (facies A4). Questo rapporto geometrico tra le facies A5 e A4 (vedi Fig. 6, sezione B) rappresenta un carattere locale, in quanto in tutta l'area la successione pleistocenica è caratterizzata da un'evoluzione sempre verso ambienti costieri di minore profondità. Questo permette di ipotizzare che in determinate aree erano possibili delle

variazioni di carattere stagionale del livello marino. In tale assetto paleomorfologico si è potuto avere una precoce cementazione o coesione delle dune attraverso delle semplici variazioni di falda che hanno permesso lo sviluppo di un deposito a dune di circa 5 m (Stokes, 1968).

FACIES B1

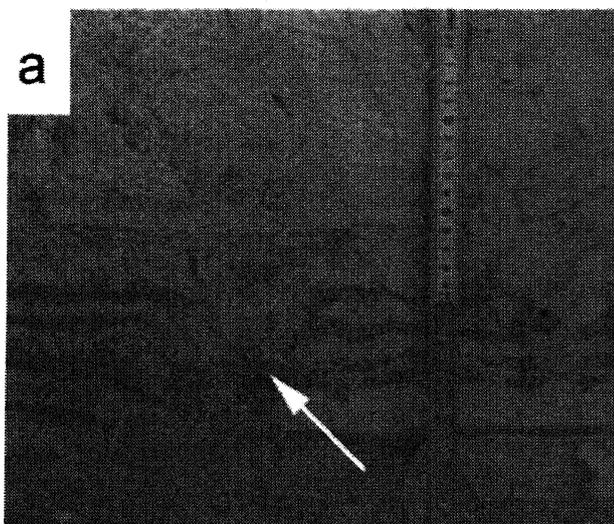
La facies B1 è costituita da circa 120 cm di pomici in strati a geometria tabulare e potenza centimetrica e decimetrica. Gli strati centimetrici sono costituiti alla base da lamine millimetriche di colore scuro, per la concentrazione di minerali femici, e da una porzione medio-superiore massiva costituita da ceneri medio-fini. Gli strati decimetrici sono privi di matrice e esclusivamente costituiti da lapilli e bombe (massimo 15 cm) di pomici subspigolose.

interpretazione

La morfologia dei frammenti pomiceici e l'assenza di strutture trattive nei depositi indica un regime di trasporto non turbolento. La presenza di una forte selezione dei frammenti sulla base della loro granulometria e densità indica un regime deposizionale dominato da *settling* gravitativo. Considerando che i depositi della facies B1 si ritrovano interposti in depositi di mare basso è verosimile ipotizzare che essi rappresentino la messa in posto in acqua di materiale piroclastico attraverso meccanismi di caduta (Cas & Wright, 1987) (Fig. 7a).

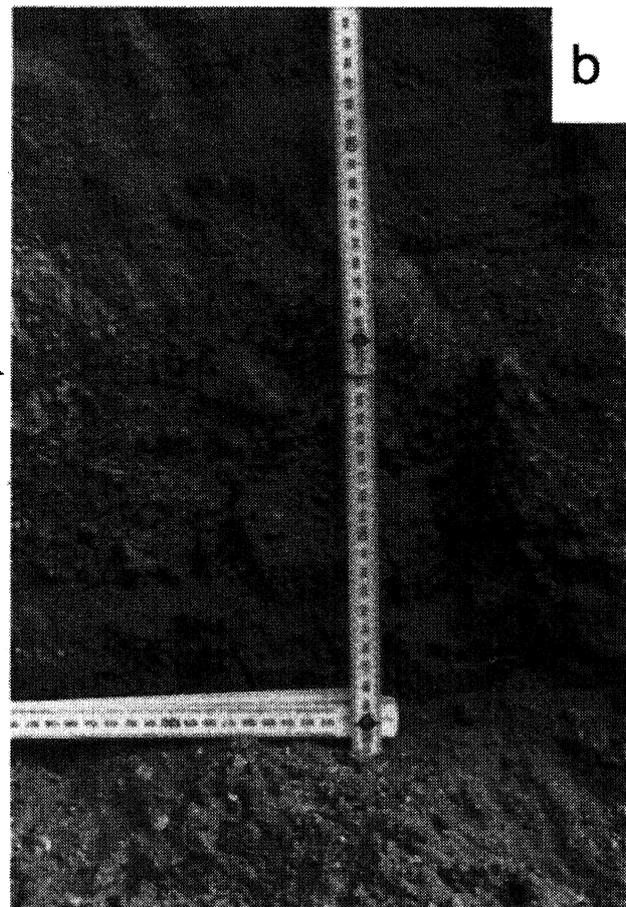
Fig.7 - Facies vulcanoclastica. a) Particolare della facies B1. Alternanza di strati di lapilli e bombe e livelli di cenere; sl: strato di lapilli e bombe, sc: livello di cenere. b) Particolare della facies B2. Alternanza di lamine di cenere medio-fine; la freccia indica una struttura da impatto.

Volcaniclastic facies. a) Detail of the B1 facies. Alternating beds of ash and lapilli and bombs; sl: lapilli and bombs bed, sc: ash bed. b) Detail of the B2 facies. Alternating medium to fine ash laminae; the arrow indicates an impact sag structure.



Sc →

Sl →



FACIES B2

La facies B2 è costituita esclusivamente da lapilli e ceneri medio-fini. Gli strati, di spessore decimetrico, sono limitati da superfici erosive a basso angolo oblique ed ondulate a grande scala (da metrica a decametrica), talora interrotte da strutture di impatto (vedi Fig.7b). La laminazione è caratterizzata da set di lamine ondulate e piano-parallele con gradazione inversa ed è spesso evidenziata dalla presenza alla base di ceneri e minerali femici e al tetto da lapilli pomicei (medio 0,4 cm; max 1 cm) molto arrotondati, allungati ed isorientati con l'asse a parallelo alle lamine.

interpretazione

L'alto grado di arrotondamento dei frammenti e la presenza di strutture trattive e di *sets* di lamine con gradazioni inverse nei depositi indica un regime di trasporto ad alta energia (super-critico) che nei sistemi di *near shore systems* è caratteristico della *surf zone* (*back shore*). Sulla base di questi elementi la facies B2 viene interpretata come il prodotto della risedimentazione sin- o immediatamente post-eruttiva di materiale vulcanico piroclastico (De Rosa, 1990).

FACIES B3

La facies B3 è potente circa 2,5 m ed è costituita da una breccia caotica, a matrice sostenuta, costituita da *cobbles* e *boulders* di rocce cristalline e clasti vulcanici di dimensioni da millimetriche a centimetriche. La matrice è poco classata ed è costituita prevalentemente da una componente terrigena (quarzo, plagioclas, biotite e muscovite) e da cenere vulcanica.

interpretazione

La struttura e tessitura del deposito suggeriscono una messa in posto attraverso flussi gravitativi di

massa (*debris flow*). L'estrema eterogeneità del materiale coinvolto nel flusso suggerisce un'area di stazionamento probabilmente subaerea ed una successiva rimobilizzazione del materiale lungo i margini instabili del bacino.

5. CARATTERI TESSITURALI E COMPOSIZIONALI DEI DEPOSITI VULCANOCLASTICI

Lo studio è stato eseguito su 20 campioni, dei quali 13 prelevati lungo la sezione stratigrafica della cava di San Costantino Calabro e 7 rappresentativi dei livelli di ceneri e lapilli affioranti lungo le sezioni stratigrafiche di Francica e di Fosso Cacariaci.

5.1 Analisi granulometriche.

Lo studio granulometrico è stato eseguito esclusivamente sui campioni prelevati lungo la sezione stratigrafica di San Costantino Calabro, che sono stati ritenuti rappresentativi della variabilità dei caratteri deposizionali e tessiturali dei depositi vulcanoclastici. Le analisi sono state condotte nell'intervallo $-4 \text{ phi} +5 \text{ phi}$ (Fig. 8). I campioni dei depositi delle facies B1 e B2 (vedi colonna A in Fig. 6) presentano generalmente distribuzioni asimmetriche complesse plurimodali che mostrano l'effetto di selezione dei granuli ad opera di differenti meccanismi di trasporto. I valori della mediana variano da $-1,35$ a $1,75 \text{ phi}$ ed il *sorting* da $2,50$ a $3,10 \text{ phi}$. I depositi fini della facies B2 presentano distribuzioni granulometriche meno complesse, con una moda principale centrata nell'intervallo $1-3 \text{ phi}$ e valori del *sorting* più bassi (compresi tra $1,65$ e $2,38 \text{ phi}$). In generale, quindi, i depositi della facies B1 hanno una variazione più ampia nelle dimensioni dei granuli e valori di *sorting* maggiori, cioè una minore selezione granulometrica rispetto ai depositi fini che caratterizzano la facies B2.

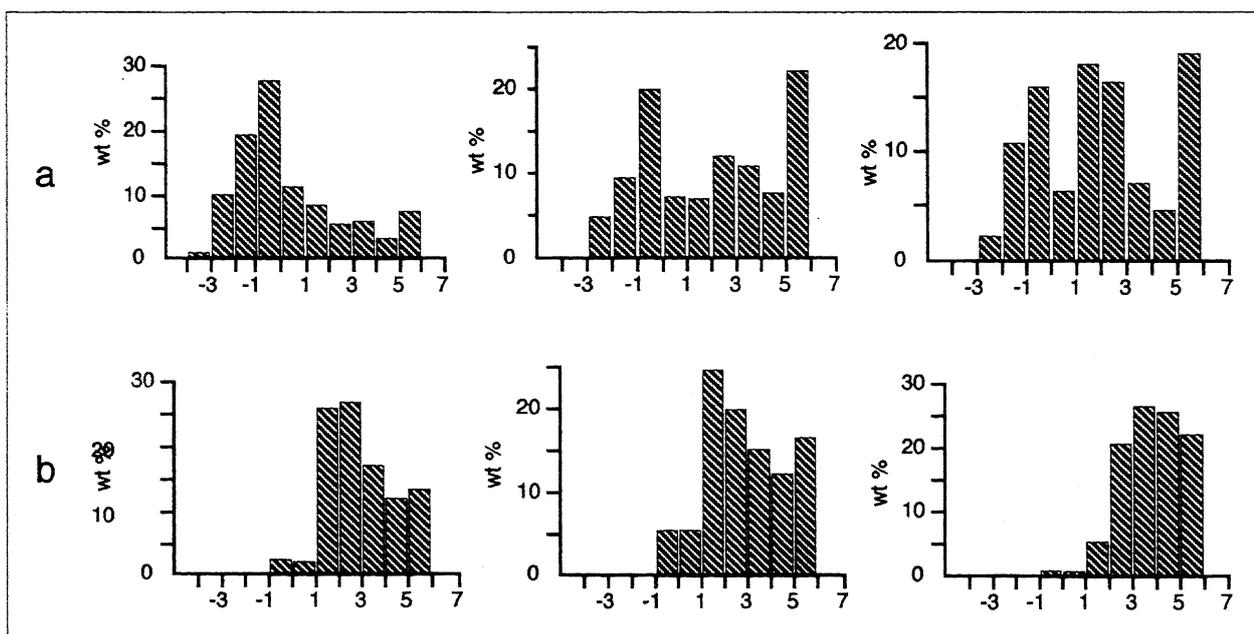


Fig.8 - Istogrammi dei dati granulometrici dei campioni analizzati. a: facies B1; b: facies B2.
Histograms of the grainsize distribution of the analyzed samples. a: facies B1; b: facies B2.

5.2 Caratteri morfoscopici delle ceneri medio-fini.

La forma dei granuli vulcanici dipende primariamente dal meccanismo di frammentazione del magma e dalla dinamica del processo di trasporto e deposizione del materiale piroclastico (Heiken & Wohletz, 1985). Dopo la deposizione, processi di alterazione chimica secondaria e rimobilizzazione meccanica dei depositi primari possono modificare la morfologia originaria dei frammenti; tuttavia il riconoscimento di alcune tessiture e strutture caratterizzanti può consentire di discriminare tra forme primarie, legate alla storia eruttiva del frammento, e forme secondarie post-deposizionali prodotte da processi dinamici di superficie.

Sui tutti i campioni provenienti dalla cava di San Costantino Calabro (facies B1 e B2) è stato eseguito uno studio morfoscopico al microscopio elettronico a scansione (SEM) sulle frazioni modali e sulle code granulometriche fini. Nella frazione modale di tutti i campioni analizzati le pomice presentano generalmente contorni sub-arrotondati e superfici esterne lisce e levigate. Nella frazione fine sono presenti forme scheggie tipo shards e pomice (Fig. 9a). Le pomice mostrano la presenza di *pitting* chimico che dà origine ad una microvescicolazione diffusa sulla superficie esterna dei clasti mascherando a volte quasi totalmente la loro forma originaria (Fig. 9b). Là dove l'alterazione chimica non ha completamente obliterato la

morfologia originaria, i clasti mostrano vescicole di forma ovoidale o tubolare, raramente sferica. La ricorrenza di forme caratterizzate da un'intensa alterazione chimica sulla superficie indica che una rilevante quantità di acqua doveva essere presente nel sistema di trasporto e/o durante o immediatamente dopo la deposizione (Dellino *et al.*, 1992). La presenza di effetti di modificazione meccanica sulla superficie dei granuli suggerisce per le facies B1 e B2 meccanismi di messa in posto per flusso piroclastico dove sono possibili urti ad alta energia tra le particelle e/o dove l'attrito fra i clasti ed effetti di rotazione attorno al proprio asse possono provocare lo smerigliamento della superficie esterna (Heiken & Wohletz, 1985).

5.3 Stima del grado di vescicolarità dei lapilli di pomice.

La vescicolarità dei clasti pomice è stata determinata su 30 clasti di pomice, provenienti della facies B1 e B2, di dimensioni comprese fra 16 e 32 mm, utilizzando il picnometro (Houghton & Wilson, 1989). Le pomice analizzate hanno un indice di vescicolarità compreso in un range abbastanza ampio ($VI = 37-64\%$). I valori ottenuti rientrano in quelli considerati tipici dei frammenti vetrosi generati da dinamiche di frammentazione di tipo idromagmatico, dove l'interazione esplosiva magma-acqua tende a sopprimere l'essoluzione dei gas magmatici ed a frammentare il magma per interazione termica (Houghton & Wilson, 1989). La coesistenza di frammenti a diverso grado di vescicolarità è stata riscontrata nei prodotti di molte eruzioni idromagmatiche e riflette quanto avanzato ed omogeneo fosse il processo di espansione delle bolle al momento dell'interazione con l'acqua (De Rosa *et al.*, 1992; Dellino & La Volpe, 1995; De Rosa, 1999).

5.4 Caratteri composizionali e geochimici dei depositi.

Lo studio petrografico è stato eseguito su tutti i campioni di ceneri fini e sui lapilli di pomice campionati nei diversi affioramenti studiati. I campioni provenienti dalla cava di San Costantino Calabro presentano un'estrema omogeneità composizionale. Le ceneri fini risultano costituite essenzialmente da frammenti, spesso ben conservati di *shard* e pomice, con vescicole generalmente di dimensioni micrometriche, di forma allungata o irregolare. La frazione cristallina delle ceneri ed i fenocristalli e microliti presenti nei clasti pomice (1-2% in volume) sono rappresentati da cristalli di plagioclasio, clino- e ortopirosseno e rari cristalli di zirconio, magnetite ed apatite. Il plagioclasio è la fase minerale più abbondante e si presenta in individui geminati di dimensioni spesso dell'ordine del millimetro. Clino- ed ortopirosseno presentano una composizione chimica piuttosto omogenea; i cristalli di clinopirosseno si ritrovano in individui prismatici allungati anche di notevoli dimensioni (1-2 mm). I campioni di ceneri e lapilli pomice provenienti dagli altri affioramenti studiati mostrano le stesse fasi mineralogiche riscontrate nei campioni della cava ma presentano la frazione vetrosa fortemente alterata.

Lo studio geochimico è stato eseguito, mediante fluorescenza RX, su campioni di singoli lapilli di pomice provenienti dalla sezione di San Costantino (sezione A in 6) e rappresentativi della variabilità verticale delle varie facies. I risultati delle analisi chimiche

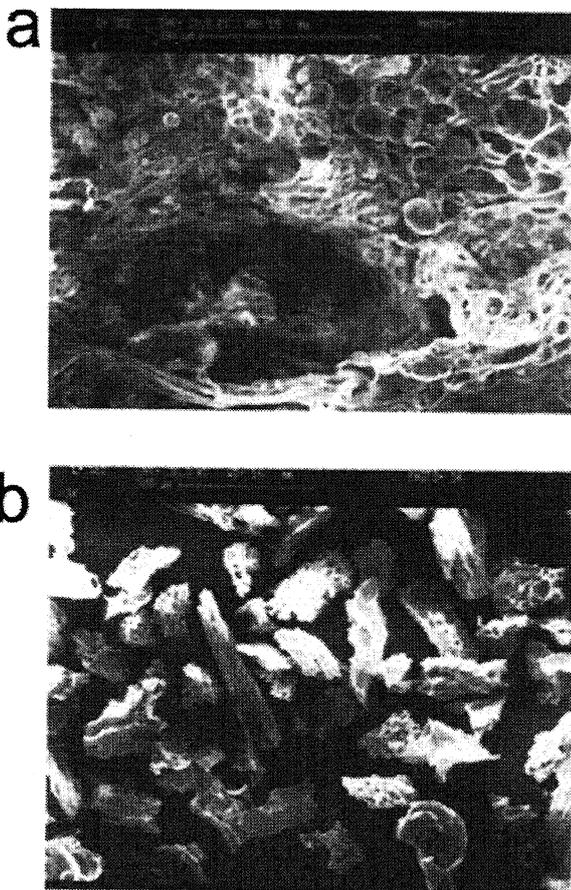


Fig. 9 - a: Microvescicolazione secondaria sulla superficie dei vetri analizzati. b: Caratteri morfoscopici delle ceneri medio-fini al SEM.

a: Secondary vesiculation on the surfaces of the analyzed glass fragments. b: SEM images of the medium-fine ash fraction of the studied samples.

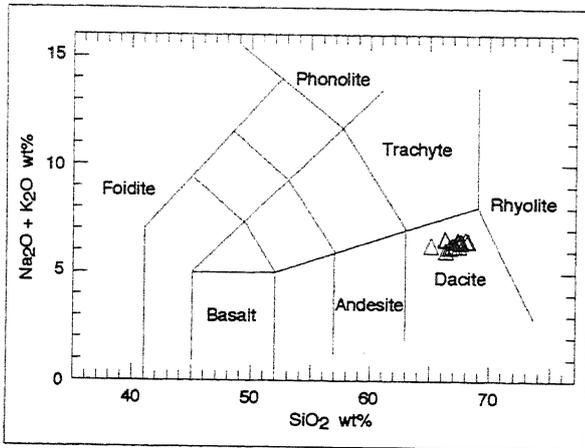


Fig.10 - Diagramma classificativo TAS (Le Bas *et al.*, 1986) dei lapilli di pomice analizzati.

Total alkali-Silica diagram (Le Bas *et al.*, 1986) of the pumiceous lapilli.

mostrano un'estrema omogeneità composizionale dei campioni analizzati. Tutti i campioni sono classificabili come daciti e ricadono nel campo dei prodotti calcocalcinali (Fig. 10). L'omogeneità petrografica e geochemica riscontrata nei campioni provenienti dalla cava di San Costantino Calabro testimonia che l'intera successione si è formata in seguito ad un'unica eruzione. In figura 11 la composizione delle vulcaniti studiate viene confrontata con un campione rappresentativo della variabilità geochemica dei prodotti dacitici affioranti sull'isola di Panarea (Calanchi *et al.*, 2000). Dal confronto emerge una chiara affinità geochemica tra le vulcaniti studiate ed i prodotti dacitici dell'arco eoliano.

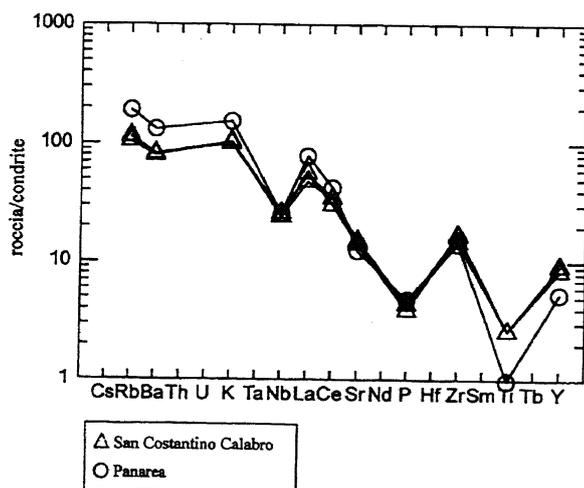


Fig.11 - Andamento degli elementi incompatibili delle vulcaniti studiate e di un campione rappresentativo dei prodotti dacitici affioranti sull'isola di Panarea. I dati sono normalizzati alla composizione del mantello primordiale secondo Wood (1979).

Trace element distribution patterns for the studied samples compared with a dacite of the island of Panarea. The data are normalized to the primordial mantle values of Wood (1979).

6. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

La successione pleistocenica di riempimento del Bacino del Mèsima è costituita da una tipica sequenza regressiva. L'analisi delle facies ha permesso di ricostruire un ambiente di piattaforma dominato da sedimentazione pelitica, con sottili livelli calcarenitici di tempesta, che evolve ad ambienti di minore profondità caratterizzati da barre sommerse, spiagge e dune eoliche. Nei depositi di spiaggia si rinvenivano frequenti allineamenti e tasche di lapilli pomice. Nell'area di studio, nei pressi di San Costantino Calabro, interposta tra i depositi di spiaggia, affiora una sequenza vulcanoclastica potente fino a 6 metri, costituita esclusivamente da materiale vulcanico in bombe e lapilli pomice, cenere e cristalli. Su questa sequenza è stato condotto uno studio sedimentologico e composizionale di dettaglio.

Le strutture deposizionali ed i caratteri tessuturali dei depositi vulcanoclastici forniscono importanti informazioni sui meccanismi di trasporto e di messa in posto, e sull'ambiente di deposizione. I depositi della facies B1 sono caratterizzati da una cernita idraulica molto spinta che suggerisce la messa in posto per decantazione gravitativa in acqua. La facies B2 mostra una diffusa stratificazione interna e laminazioni oblique a basso angolo. La forma esterna dei frammenti evidenzia fenomeni di abrasione tipici di rimaneggiamento da onde, ed inoltre la presenza di un diffuso *pitting* chimico sulla superficie esterna dei singoli frammenti suggerisce condizioni iniziali di alta temperatura ed interazione durante il trasporto e/o la messa in posto con acqua esterna al sistema magmatico. L'insieme di queste caratteristiche associate ai rapporti stratigrafici indicano una deposizione in ambiente di spiaggia.

La facies B3, in contatto erosivo con i depositi di ambiente di spiaggia, registra una fase di instabilità del bacino che innesca dei flussi gravitativi di massa di materiale vulcanico e non vulcanico, accumulatosi in ambiente subaereo.

L'omogeneità composizionale ed il grado di vescicolarità delle pomice suggeriscono che si tratta di depositi sineruttivi costituiti da materiale prodotto nel corso di una eruzione esplosiva probabilmente innescata da dinamiche di tipo idromagmatico.

Lo studio petrografico e geochemico della componente vulcanica indica composizioni dacitiche e magmi ad affinità calcocalcina geochemicamente simili a quelli oggi affioranti nell'arcipelago delle Eolie. I prodotti dacitici delle Eolie affiorano sulle isole di Salina e Panarea e caratterizzano l'attività vulcanica più giovane di 100 ka (Gillot, 1987; De Rosa *et al.*, *submitted*). Poiché i depositi vulcanoclastici studiati si ritrovano all'interno di sequenze sedimentarie di mare basso, a quote comprese tra i 400 ed i 500 m, considerando i vulcani attuali dell'arco Eoliano come l'area sorgente della componente vulcanica, dovremmo ipotizzare dei tassi di sollevamento medio, nell'intervallo Pleistocene-Attuale, di circa 4 mm/anno, largamente superiori a quelli calcolati per quest'area da Miyauchi *et al.* (1994) compresi tra 0,3 e 1 mm/anno. Inoltre la granulometria grossolana (bombe e lapilli) ed i caratteri tessuturali e strutturali dei depositi della cava di San Costantino Calabro non possono essere imputati ad un'area sorgente situata ad una distanza molto ele-

vata, suggerendo una possibile collocazione di quest'ultima nel Tirreno meridionale. La presenza di livelli vulcanoclastici posti stratigraficamente al di sotto della successione studiata in dettaglio, ma petrograficamente simili, suggeriscono un'attività vulcanica che si è protratta nel tempo mantenendo caratteristiche simili.

Sulla base dei dati raccolti in questo studio sono possibili due ipotesi. La prima suggerisce la presenza nel Tirreno meridionale di centri vulcanici calcocalcinali subaerei più antichi di quelli oggi attualmente in affioramento nelle isole Eolie. La seconda ipotesi considera che l'area sorgente sia quella eoliana e prevede dei tassi di sollevamento dell'area simili a quelli registrati in Calabria meridionale (Aspromonte occidentale) ed interpretati come intrusioni diapiriche del mantello superiore connesse a movimenti estensionali iniziati nel Pliocene (Miyachi *et al.*, 1994).

BIBLIOGRAFIA

- Allen S.R. & McPhie J. (2000) *Water-settling and re-sedimentation of submarine rhyolitic pumice at Yali, eastern Aegean, Greece*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., **95**, 285-307.
- Barbano M.S., Carozzo M.T., Carveni P., Cosentino M., Fonte G., Ghisetti F., Lanzafame G., Lombardo G., Patanè G., Riuscetti M., Tortorici L. & Vezzani L. (1978) *Elementi per una carta sismotettonica della Sicilia e della Calabria meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 652-632.
- Bonfiglio L., Cassoli P.F., Mallegni F., Piperno M. & Solano A. (1986) *Neanderthal parietal, vertebrate fauna, and stone artifacts from the Upper Pleistocene deposits of Contrada Ianni di San Calogero (Catanzaro, Calabria, Italy)*. Am. Jour. Phys. Anthropol., **70**, 241-250.
- Bonfiglio L., Bellomo E., Bellomo G., Bonaduce G. & Violanti D. (1988) *Analisi biostratigrafica e paleoambientale dei depositi marini e salmastri del Pleistocene di Contrada Ianni di San Calogero*. Atti 4° Simp. Ecol. e Paleont. Comunità Bentoniche, Sorrento, Museo Regionale Sc. Nat. Torino, 527-573.
- Calanchi N., Tranne C.A., Lucchini F., Rossi P.L. & Villa I.M. (1999) *Exploratory notes to the geological map (1:10.000) of Panarea and Basiluzzo islands (Aeolian Arc, Italy)*. Acta Vulcanologica, **11**, 223-243.
- Cas R.A.F. & Wright J.V. (1987) *Volcanic successions: modern and ancient*. Allen and Unwin, London, pp. 528.
- Cello G., Spadea P., Tortorici L. & Turco E. (1983) *Plio-pleistocene vulcanoclastic deposits of Southern Calabria*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 87-93.
- Dellino P. & La Volpe L. (1995) *Fragmentation versus transportation mechanisms in the pyroclastic sequence of Monte Pilato-Rocche Rosse (Lipari, Italy)*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., **64**, 211-231.
- Dellino P., Frazzetta G. & La Volpe L. (1992) *Wet surge deposits at La Fossa di Vulcano: depositional and eruptive mechanisms*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., **43**, 215-233.
- De Rosa R. (1990) *Modelli di deposizione vulcanoclastica*. In: *Contributo della petrografia delle arenarie nelle ricostruzioni paleogeografiche*. Giornale di Geologia, suppl., **51**, 21-29.
- De Rosa R. (1999) *Compositional modes in the ash fraction of some modern pyroclastic deposits: their determination and significance*. Bull. Volcanol., **61**, 162-173.
- De Rosa R., Frazzetta G. & La Volpe L. (1992) *An approach for investigating the depositional mechanism of fine-grained surge deposits. The example of the dry surge deposits at "La Fossa di Vulcano"*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., **51**, 305-321.
- De Rosa R., Guillou H., Mazzuoli R. & Ventura G. (2001) *New K-Ar ages of volcanic rocks from the western and central sector of the Aeolian islands: implications for the evolution of the volcanism*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., submitted.
- Dott R.H Jr. & Burgeois J. (1982) *Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequence*. Bull. Geol. Soc. Am., **93**, 663-680.
- Ghisetti F. (1980) *Caratterizzazione dei blocchi della Calabria meridionale in base alle velocità di sollevamento nel Plio-Pleistocene: una proposta di zonazione neotettonica*. P.F. Geodinamica, Contributi alla realizzazione della Carta neotettonica d'Italia, **356**, 775-809.
- Ghisetti F. (1981) *L'evoluzione strutturale del bacino plio-pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'Arco Calabro*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 433-466.
- Ghisetti F. (1984) *Recent deformation and seismogenic source in the Messina strait (Southern Italy)*. Tectonophysics, **109**, 191-208.
- Gillot P.Y. (1987) *Histoire volcanique des Iles Eoliennes: arc insulaire ou complexe orogénique annulaire?* Doc. Trav. IGAL, **11**, 35-42.
- Grasso M., Pedley M., Distefano R. & Cormaci C. (1996) *Upper Miocene reefs in Southern Calabria: new records from the Palmi and Vibo Valentia areas and their paleogeographic and neotectonic importance*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 29-38.
- Heiken G. & Wohletz K. (1985) *Volcanic ash*. Un. California Press, Berkeley, Los Angeles, pp. 246.
- Houghton B.F. & Wilson C.J.N. (1989) *A vesicularity index for pyroclastic deposits*. Bull. Volcanol., **51**, 451-462.
- Howard J.D. & Reineck H. (1981) *Depositional facies of high energy beach-to-offshore sequence comparison with low energy sequence*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. **65**, 807-830.
- Hunter R.E., Clifton H.E. & Phillips R.L. (1979) *Depositional process, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, Southern Oregon Coast*. Jour. Sedim. Petrol., **49**, 711-726.
- Le Bas J.M., Le Maitre R.W., Streckeisen A. & Zanettin B. (1986) *A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram*. Jour. Petrol., **27**, 745-750.
- Legros F. & Druitt T.H. (2000) *On the emplacement of ignimbrite in shallow-marine environments*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., **95**, 9-22.
- Massari F., Parea G.C., Rindone M.L., Vedovato L. & Vivalda P. (1986) *Elementi di sedimentologia*

- delle paleospagge pleistoceniche marchigiane.* Atti riunione-escursione Gruppo di sedimentologia CNR sul Pleistocene marchigiano, Ancona, 81-103.
- McPhie J., Doyle M. & Allen R. (1993) *Volcanic textures.* Center for ore deposit and exploration studies. University of Tasmania, pp. 198.
- Miyauchi T., Dai Pra G. & Sylos Labini S. (1994) *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian Coast of South Calabria, Italy.* Il Quaternario, **4**, 17-34.
- Reineck H. E. & Singh I.B. (1972) *Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud.* Sedimentology, **18**, 123-128.
- Reineck H. E. & Singh I.B. (1975) *Depositional sedimentary environments.* Springer-Verlag, Berlin, pp. 439.
- Sargent G.E.C. (1973) *Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000. Nota illustrativa delle tavole appartenenti al foglio 246 della Carta topografica d'Italia.* Poligrafica & Cartevalori, Ercolano, Napoli, pp. 99.
- Stokes W. L. (1968) *Multiple parallel-truncation bedding planes a features of wind-deposited sandstone formations.* Journ. Sediment. Petrol., **38**, 510-515.
- Tortorici L. (1979) *Dati sulla neotettonica del bacino del Fiume Crati (Cosenza).* P.F. Geodinamica, Contributi alla realizzazione della Carta neotettonica d'Italia, **251**, 341-350.
- Wood A.D. (1979) *A variably veined suboceanic upper mantle. Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidences.* Geology, **7**, 499-503.
- Ms. ricevuto l'1 agosto 2000
Testo definitivo ricevuto il 17 luglio 2001
- Ms. received: August 1, 2000
Final text received: July 17, 2001