

DATAZIONE DI UN LIVELLO CINERITICO DEL PLEISTOCENE MEDIO: RELAZIONI CON SEDIMENTAZIONE, SOLLEVAMENTO E TERRAZZI MARINI NELL'AREA CROZIA-CALOPEZZATI IN CALABRIA (ITALIA)

Giulio Bigazzi¹ & Luigi Carobene²

¹C.N.R., Istituto di Geoscienze e Georisorse, via G. Moruzzi, 1 – 56124 Pisa

²DIP.TE.RIS., Università degli Studi, corso Europa, 26 – 16132 Genova

RIASSUNTO: Bigazzi G. & Carobene L., *Datazione di un livello cineritico del Pleistocene medio: relazioni con sedimentazione, sollevamento e terrazzi marini nell'area Crosia-Calopezzati in Calabria (Italia)*. (IT ISSN 0394-3356, 2004).

Nell'area di Crosia-Calopezzati, in destra del fiume Trionto (Calabria ionica), affiora un potente prisma sedimentario pleistocenico che, nelle parti più prossimali, è trasgressivo sui terreni miocenici. Il sollevamento dell'area ha originato la formazione di 4 ordini di terrazzi marini, già descritti in un precedente lavoro; il rinvenimento e la datazione di un livello cineritico nel substrato argilloso pleistocenico ha permesso di ottenere una datazione indiretta degli stessi.

Il livello cineritico, per il quale è stata calcolata un'età di 450.000 anni $\pm 10\%$ con il metodo delle tracce di fissione, è stato infatti inquadrato stratigraficamente all'interno del corpo sedimentario; ciò ha consentito di trarre anche ulteriori deduzioni e ipotesi, sia cronologiche che quantitative, sul sollevamento e sull'emersione del prisma sedimentario pleistocenico e sulle velocità di sedimentazione.

ABSTRACT: Bigazzi G. & Carobene L., *Fission-track dating of Middle Pleistocene ash layer: relationships to sedimentation, tectonic uplift and marine terraces in the Crosia-Calopezzati area (Calabria, Italy)*. (IT ISSN 0394-3356, 2004).

In the Crosia-Calopezzati area (Ionian coast of Calabria), east of the Trionto River, crops out a Pleistocene marine succession which is transgressive over Miocene – Pliocene (?) substratum (Fig. 1; Fig. 2). These sediments deposited during a lowering phase of the Ionian margin, which caused the formation of important sedimentary basins in Calabria and Basilicata. A significant stage of knowledge of the geology of these regions during lower and middle Pleistocene times had been already attained through studies that were performed on these basins.

The uplift of the study area determined the formation of four orders of marine terraces (Fig. 5) already described in a previous article (Carobene, 2003). Discovery and analysis of an ash layer interstratified with the Pleistocene clayey substratum (Fig. 3) provided the opportunity of inferring some considerations on the sedimentation rate and, consequently, on the onset of the sedimentation of the transgressive body.

It was also possible to deduce some constraints on the beginning of its emersion as well as on the age of the marine terraces and on the uplift rate of the study area. The main results of this work can be summarized as follows (Fig. 9):

1) *Age determination of the pyroclastic layer. The ash layer, referred to as "Calopezzati ash", looks poorly cemented, porous and white colored. Dating of a population of glass shards separated from the Calopezzati ash was performed using the fission-track method at the C.N.R. Institute of Geosciences and Earth Resources of Pisa (Fig. 4). An age of 450,000 a $\pm 10\%$ was determined (Table 1). Taking into account the close analogies found out with the pyroclastic layer named "Parmenide ash" recognized in the nearby Cutro basin, in the Crotona peninsula (Massari et alii, 2001), the deposition age of the Calopezzati ash might be 420,000 a.*

2) *Sedimentation rate. The position of the studied ash inside the sedimentary body allowed to compute a thickness of the overhanging clay cover of around 100 m and to deduce that sedimentation stopped at the end of MIS 9 (280,000 a ago) (Fig. 8). Therefore, during the considered time span the average sedimentation rate was around 0.6 mm/a.*

3) *Coastal area lowering (subsidence) and Pleistocene sedimentation. Based upon the mean sedimentation rate (see point 2 above) and taking into account the computed thickness of the sedimentary prism (around 400-500 m), we argue that sedimentation started during late lower Pleistocene – early middle Pleistocene times.*

4) *Onset of the tectonic uplift. The onset of the uplift of the area is about coeval with the ash deposition, therefore an age of around 450,000 a can be deduced for the beginning of the uplift phase (Fig. 6 - A).*

5) *Emersion of the sedimentary prism. Obviously emersion is diachronic. It took place with evidence in correspondence with the eustatic lowering following the interglacial peak of MIS 11, and it is testified by the sediments located at higher elevation (277 m, Fig. 5); the sedimentary top does not coincide with the most recent sediments.*

6) *Tectonic uplift and marine terracing. The interglacial high level subsequent the first emersion is attributed to the MIS 9. It originated a wide terrace (I order terrace) nowadays to a great extent remodelled, with an inner margin at an elevation of 210 m (Fig. 5). An algal limestone sample yielded a $Th/U \geq 300.000$ a (Carobene, 2003). We computed an average uplift rate of 0.62 mm/a. We assume that the clayey sedimentation stopped with the eustatic lowering (Fig. 8 - A e B). The following interglacial eustatic high level (MIS 7) determined the formation of the II order terrace which nowadays has an inner margin of 105-120 m (Chapter 4); the corresponding average uplift rate is 0.56 mm/a (Tab. 2). The eustatic peak corresponding to MIS 5.5 originated the III order terrace, with an inner margin at present at around 65-70 m; the average uplift rate is 0.50 mm/a (Tab. 2). The last eustatic high of stage 5 (MIS 5.1) produced the IV order terrace, which is of less importance than the previous ones as regards surface width and sediments thickness. The present elevation of its inner margin, 25-30 m, allowed us to compute an average uplift rate of 0.46 mm/a.*

The chronological succession of the four orders of terraces and of the sedimentary top elevations (Fig. 5 and Tab. 2) proves an almost steady course of the uplift rate (Fig. 6 - B), slightly decreasing with time (from 0.69 down to 0.46 mm/a). Taking into account the uncertainties related to the attribution of the age to the palaeo-eustatic peaks and to the estimate of their original elevation, we have reckoned the variability interval of the computed uplift rate values reported above (Fig. 7).

Parole chiave: livello cineritico, datazione con le tracce di fissione, terrazzi marini, tettonica quaternaria, eustatismo, Pleistocene, Calabria.

Keywords: ash layer, fission-track dating, marine terraces, Quaternary tectonics, eustasy, Pleistocene, Calabria.

1. PREMESSA

Nella presente Nota viene utilizzata una data ricavata da un livello piroclastico, denominato "cinerite di Calopezzati", presente nel substrato argilloso pleistocenico, per definire la cronologia dei terrazzi marini sviluppati nell'area di Crosia-Calopezzati. La datazione è stata effettuata con il metodo delle tracce di fissione; le relative procedure di laboratorio vengono espone nel Cap. 3. Gli eventi successivi alla deposizione del livello cineritico sono stati: 1) il completamento del corpo sedimentario che costituisce il substrato; 2) il sollevamento; 3) la formazione dei terrazzi marini, in relazione alla progressiva emersione dell'area e alle oscillazioni glacioeustatiche.

I 4 ordini di terrazzi riconosciuti (Fig. 1) sono stati descritti in dettaglio da Carobene (2003); in conformità con dette descrizioni, i margini interni dei terrazzi corrispondono ai "margini interni geometricamente ricostruiti", ritenuti equivalenti alle paleolinee di riva. I terrazzi vengono qui ricordati brevemente.

I ordine: crinali suborizzontali, risultato di un forte rimodellamento di una superficie terrazzata avente margine interno a circa 210 m. Nel settore di Crosia l'ampiezza massima raggiunge quasi 2500 metri; lembi di depositi marini sono stati osservati solo tra 130 e 169 m di quota. Alcune faglie dislocano il terrazzo, contribuendo al notevole dislivello esistente tra margine interno e orlo esterno.

II ordine: relitti di superfici terrazzate, con ampiezza massima di 1000 m e margine interno a 105÷120 m. I depositi marini e continentali raggiungono uno spessore complessivo massimo di 45 m.

III ordine: relitti ancora ben conservati di superfici terrazzate, con margine interno a 64÷71 m; l'ampiezza massima è di 800 m, ma si riduce drasticamente a SE del T. Fiumarella. I depositi marini e continentali terrazzati sono presenti con uno spessore massimo di 25 m.

IV ordine: è rappresentato da pochi relitti di superfici aventi ampiezza non superiore a 170

m e margine interno a 25÷30 m. I depositi terrazzati hanno spessori di pochi metri e a volte sono assenti.

Sono stati considerati i possibili errori che entrano in gioco nei calcoli (errori di quota, di età, di spessori, ecc.), al fine di verificare il possibile campo di variabilità dei tassi di sollevamento (Tab. 2).

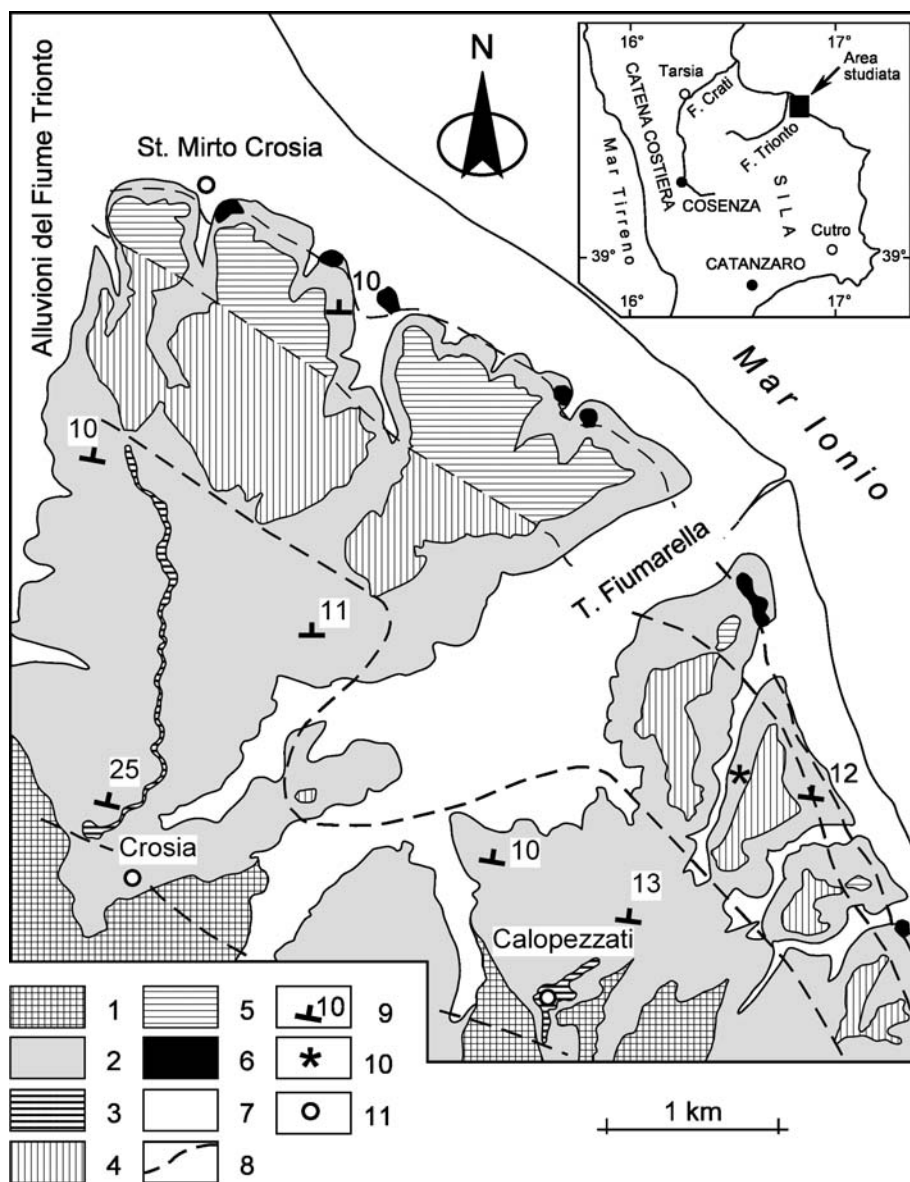


Fig. 1 - Carta geologica schematica della distribuzione del substrato pleistocenico nell'area di Crosia e Calopezzati. Sono inoltre mappati i depositi o le forme riferibili ai quattro ordini di terrazzi marini rilevati (Carobene, 2003).

1) Substrato miocenico; 2) argille e sabbie del Pleistocene; 3) forme relitte e lembi di depositi del I ordine; 4) depositi del terrazzo del II ordine; 5) depositi del terrazzo del III ordine; 6) forme relitte e lembi di depositi del terrazzo del IV ordine; 7) depositi colluviali, depositi alluvionali e depositi costieri recenti e attuali; 8) linea di correlazione dei terrazzi marini; 9) giaciture di strato; 10) ubicazione della cinerite; 11) centri abitati.

Geological schematic map showing the distribution of the Pleistocene substratum in the Crosia - Calopezzati area. The deposits or the features referable to the surveyed four orders of marine terraces (Carobene, 2003) are also shown.

1) Miocene substratum; 2) Pleistocene clays and sands; 3) relict landforms and deposit remains of the 1st order terrace; 4) deposits of the 2nd order terrace; 5) deposits of the 3rd order terrace; 6) relict landforms and deposit remains of the 4th order terrace; 7) present or recent colluvial, alluvial and coastal deposits; 8) correlation line of the marine terraces; 9) bed attitude; 10) location of the SX.819 ash level; 11) towns.

2. STRATIGRAFIA

Nell'area di studio (Fig. 1) il substrato è costituito da un prisma sedimentario pleistocenico di notevole spessore, rilevato in dettaglio al fine di ricostruire al meglio la successione stratigrafica (Carobene, dati inediti); il Pleistocene di Crosia è stato descritto precedentemente da Panizza (1967). Le variazioni litologiche e sedimentologiche riscontrate, considerate sia in senso verticale che areale (da mare verso terra), indicano che si tratta di una sequenza sedimentaria originatasi per una progressiva e prolungata fase trasgressiva, culminata in un alto stazionamento eustatico finale, che ha preceduto l'emersione dell'area. L'innalzamento del livello marino è coinciso con una lunga fase di subsidenza (periodo della sedimentazione della sequenza), alla quale è seguita una fase di sollevamento tettonico (periodo dell'emersione e del terrazzamento marino). La colonna stratigrafica di Fig. 2 indica in modo schematico la litologia; le sabbie gialle basali sono riferibili al periodo trasgressivo, e sono ben osservabili nella zona costiera più interna (più sollevata); le argille siltose grigio-azzurre occupano invece la restante fascia di territorio fino al mare, tanto da non permettere l'osservazione della parte stratigrafica basale. La colonna rappresenta quindi la successione cronostatigrafica; lo spessore rappresentato è relativo, in quanto esso varia da un minimo a monte ad un massimo (calcolato) di 400 e forse maggiore di 500 m a valle. Le giaciture di strato variano da circa 15° a monte a 9-10° a valle; esse hanno permesso una discreta valutazione degli spessori, complicata tuttavia dalla presenza di faglie.

La messa in posto del livello della cinerite di Calopezzati, così come le successive fasi sedimentarie, eustatiche e tettoniche, sono state riferite cronologicamente alla curva isotopica dell'ossigeno (Cap. 5). L'età della cinerite (Cap. 3) e dello spessore di argille (circa 100 m) che lo sovrasta, hanno permesso inoltre di ricavare indicazioni sulla velocità media della loro sedimentazione e quindi, estrapolando il dato all'intero spessore del prisma sedimentario, di avanzare un'ipotesi sull'inizio della sedimentazione (Cap. 4.3).

3. LA DATAZIONE DEL LIVELLO CINERITICO

Il livello cineritico è stato rinvenuto ed osservato, circa alla quota di 45 m, lungo la strada che unisce la Stazione di Calopezzati con il paese di Calopezzati (Fig. 1), sul fianco destro di una valle che ha inciso la superficie terrazzata estesa tra le quote di 75 e 96 metri (terrazzo del II ordine – Carobene, 2003). Lavori di sbancamento lungo il versante argilloso hanno portato alla luce un livello biancastro, poroso, leggero, poco cementato, spesso alcuni centimetri; a volte la cinerite era presente in lenti o sacche più spesse, non cementata (Fig. 3). Il campione SX.819 è stato analizzato con il metodo SEM – EDS e con il metodo delle tracce di fissione per ottenere rispettivamente la composizione chimica e l'età.

3.1. Datazione con il metodo delle tracce di fissione

La datazione con il metodo delle tracce di fissione si basa sulla scoperta, fatta negli anni 60 del secolo scorso, che minerali e vetri naturali mantengono memo-

ria degli eventi di fissione nucleare dell' U^{238} prodotti al loro interno nei tempi geologici. Ogni evento di fissione produce nel solido nel quale avviene una regione danneggiata – una traccia cilindrica lunga $\sim 10 \div 20 \mu m$ – chiamata "traccia latente" osservabile soltanto al microscopio elettronico, che può essere rivelata con un opportuno attacco chimico in modo da essere osserva-

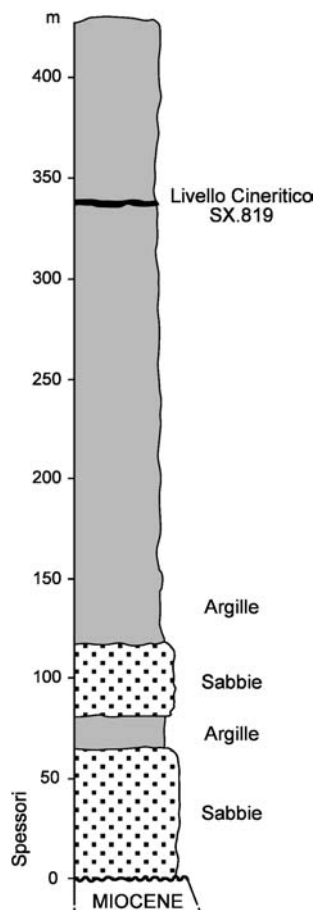


Fig. 2 - Colonna stratigrafica schematica rappresentativa del substrato pleistocenico. Lo spessore è stato calcolato in base ad una ricostruzione geometrica del corpo sedimentario basata sulle giaciture di strato; le sabbie basali sono affioranti nella parte prossimale (verso terra), mentre le argille sommitali sono affioranti nella parte distale (verso mare). La deposizione delle argille che sovrastano la cinerite (450.000 anni) è terminata con il MIS 9 (vedi Fig. 8).

Schematic stratigraphy of the Pleistocene substratum. Thickness was estimated through geometric reconstruction of the sedimentary body. The basal sands crop out in the proximal part (landward), whereas the upper clays crop out in the distal part (seaward). Deposition of the clay overhanging the SX.819 ash level (450,000 years) stopped at the end of MIS 9 (see also Fig. 8).



Fig. 3 - Livello piroclastico bianco (cinerite di Calopezzati) affiorante alla quota di circa 45 m; è venuto alla luce per un'azione di sbancamento del versante argilloso.

White pyroclastic layer (Calopezzati ash) cropping out at an elevation of about 45 m. It came to light in consequence of excavation works made on a clayey slope.

bile con un comune microscopio ottico. Dato che la fissione nucleare spontanea dell' U^{238} avviene ad un tasso costante nel tempo, il numero di tracce di fissione accumulate nei tempi geologici, dette tracce "fossili", in un minerale o in un vetro naturale è proporzionale al suo contenuto di uranio e al tempo trascorso dalla sua formazione. Perciò la datazione con le tracce di fissione consiste nella determinazione della frazione di atomi di U^{238} che hanno subito la fissione nucleare. Per calibrare lo sconosciuto contenuto di uranio, una frazione del campione viene irraggiata con neutroni termici in un reattore nucleare. L'irraggiamento produce la fissione indotta dell'isotopo U^{235} : il numero di tracce rivelabili chimicamente dopo l'irraggiamento è proporzionale al contenuto di uranio. In pratica, quindi, una determinazione di età consiste nella stima di due densità superficiali di tracce – la densità di tracce fossili e la densità di tracce indotte – attraverso opportune tecniche di conteggio al microscopio. Teoricamente non esistono limiti di età per l'applicazione del metodo delle tracce di fissione, ma in pratica, a causa della bassissima probabilità di verificarsi della fissione dell' U^{238} , il contenuto di uranio di molti solidi non consente l'accumulo di un adeguato numero di tracce in tempi brevi. Perciò, soltanto in casi particolari è possibile datare rocce recenti (età < 100.000 anni).

Benché le tracce di fissione siano state osservate in molti minerali, soltanto alcuni minerali pesanti, come ad esempio l'apatite, lo zirconio e lo sfene e i vetri naturali vengono comunemente utilizzati. Dato che la stabilità termica delle tracce in alcuni minerali è relativamente scarsa, l'applicazione più diffusa delle tracce di fissione è nel campo della termocronologia. Particolare importanza riveste l'apatite, sia per la sua larga diffusione nelle rocce anche sedimentarie, sia per la fascia di temperature alle quali le tracce sono sensibili (da ~ 60°C a ~ 120°C). L'analisi dell'apatite con il metodo delle tracce di fissione si è rivelato un potente strumento per lo studio della storia dell'esumazione delle catene montuose o dello studio dell'evoluzione dei margini continentali.

Le tracce di fissione hanno fornito un contributo significativo anche nella datazione delle rocce vulcaniche, come ad esempio nello studio crono-stratigrafico in aree vulcaniche o nel campo della tefrocronologia. A questo proposito rivestono particolare importanza i vetri naturali. Infatti l'unica fase databile di molti tefra consiste di una popolazione di frammenti di vetro, difficilmente databile con altre tecniche (Walter, 1989).

Una descrizione esauriente della datazione con il metodo delle tracce di fissione e delle sue applicazioni è riportata da Wagner & Van den haute (1992).

La cinerite di Calopezzati è stata analizzata usando le metodologie messe a punto nell'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR di Pisa (vedi ad esempio Bigazzi *et alii*, 2000, Espizua *et alii*, 2002).

Una frazione del vetro SX.819 è stata irraggiata con neutroni nella posizione Lazy Susan (rapporto Cd 6,5 per Au e 48 per Co) del reattore del LENA dell'Università di Pavia. Dopo l'irraggiamento due frazioni del campione – una per il conteggio delle tracce fossili dovute alla fissione spontanea dell' U^{238} e l'altra per il conteggio delle tracce indotte dell' U^{235} prodotte dall'irraggiamento – sono state montate in resina epossidica, pulimentate in modo da esporre una superficie interna dei grani di vetro e attaccate per 90 s in HF 20% a 40°C per la rivelazione delle tracce. Il conteggio è stato effettuato con un microscopio Leica Orthoplan a 500 x, utilizzando un oculare equipaggiato con una griglia, mentre le dimensioni delle tracce (l'asse maggiore degli ellissoidi che rappresentano l'intersezione delle tracce rivelate con la superficie dei grani) sono state misurate a 1000 x, utilizzando lo strumento Leica-Microvid accoppiato al microscopio. I risultati sono riportati in Tab. 1.

Per il conteggio delle tracce è stata adottata la tecnica detta del "conteggio puntuale", introdotta già negli anni '60 (Fleischer *et alii*, 1965), ma soltanto più recentemente utilizzata diffusamente (Naeser *et alii*, 1982, Westgate, 1989). Secondo questa tecnica un campo di osservazione al microscopio viene considerato 1 se un punto di riferimento opportunamente scelto –

Tab. 1 - Tratt. Termico: trattamento termico per la determinazione dell'età di plateau; ρ_s (ρ): densità superficiale delle tracce fossili (indotte); N_s (N_i): Tracce fossili (indotte) contate; $p(\chi^2)$: probabilità di ottenere il valore di χ^2 calcolato nell'applicazione del test per confrontare la distribuzione dei conteggi delle tracce indotte con una distribuzione di Poisson; D_s/D_i : rapporto tra le dimensioni medie delle tracce fossili e indotte; Età App.: età apparente; Età Corr.: Età corretta con il metodo delle dimensioni o età di plateau. Parametri usati per il calcolo dell'età: $\lambda = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_F = 8,46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$; $\sigma = 5,802 \times 10^{-22} \text{ cm}^2$; $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$. La dose di neutroni, $1,53 \times 10^{15} \text{ cm}^{-2}$, è stata determinata usando il vetro standard EC-JRC-IRMM-540 (De Corte *et alii*, 1998), attraverso il conteggio di 6657 tracce sulla superficie dei detector esterni di muscovite giustapposti al vetro standard durante l'irraggiamento. Gli errori sperimentali sono la propagazione degli errori di conteggio delle tracce e dell'errore introdotto dalla tecnica del conteggio puntuale (Bigazzi & Galbraith, 1999).

Tratt. Termico: thermal treatment imposed for the plateau age determination; ρ_s (ρ) spontaneous (induced) track density; N_s (N_i): spontaneous (induced) track counted; $p(\chi^2)$: probability of obtaining Chi-square value for the induced track count distribution tested against a Poisson distribution; D_s/D_i : spontaneous to induced track size ratio; Età App.: apparent age; Età Corr.: size-corrected or plateau age. The following parameters were used for age calculation: $\lambda = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_F = 8.46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$; $\sigma = 5.802 \times 10^{-22} \text{ cm}^2$; $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$. Samples were irradiated in the Lazy Susan (Cd ratio 6.5 for Au and 48 for Co) facility of the Triga Mark II reactor of LENA, University of Pavia (Italy). The neutron fluence, $1.53 \times 10^{15} \text{ cm}^{-2}$, was determined using the EC-JRC-IRMM-540 standard glass (De Corte *et al.*, 1998). 6657 tracks were counted on muscovite external detectors juxtaposed to the standard glass during irradiation. Experimental errors are propagation of Poisson counting errors and of the additional error due to the application of the point-counting technique (Bigazzi & Galbraith, 1999).

Campione Tratt. Termico	ρ_s (cm^{-2})	N_s	ρ_i (cm^{-2})	N_i	$p(\chi^2)$ (%)	D_s/D_i	Età App. $\pm 1\sigma$ (Ma)	Età Corr. $\pm 1\sigma$ (Ma)
SX.819	2.360	455	511.500	2.220	10	0,86	0,35 \pm 0,03	0,44 \pm 0,04
5h 180°C	2.222	104	372.000	512	90	1,01	-	0,45 \pm 0,08

ad esempio il centro della griglia montata nell'oculare – si trova su una superficie di vetro utile per il conteggio, cioè su una area nella quale una traccia, se presente, sarebbe osservabile. Altrimenti, cioè se il punto di riferimento si trova sulla resina o su una porzione di vetro nella quale una traccia non sarebbe identificabile, il campo è considerato 0. In questo modo il risultato finale del conteggio è una densità virtuale Y/X , dove Y è il numero di tracce e X è il numero dei punti su vetro. La frazione della superficie utile per il conteggio è stimata da X/N , dove N è il numero totale dei campi osservati. Il conteggio puntuale consente l'analisi di superfici molto più ampie in tempi più brevi, dato che non è necessaria la stima della superficie utile dei singoli grani di vetro, tuttavia questa tecnica introduce un errore sperimentale addizionale che non può essere ignorato, anche se nel caso di basse densità di tracce questo errore può diventare anche molto modesto (Bigazzi, 1999; Bigazzi & Galbraith, 1999).

Nei vetri naturali la stabilità delle tracce fossili nei tempi geologici è piuttosto scarsa: un certo tasso di cancellamento (*annealing*) che corrisponde a un accorciamento della lunghezza rivelabile dall'attacco chimico delle tracce stesse si produce in genere anche a temperatura ambiente. Le tracce che hanno subito un certo tasso di *annealing* sono rivelate con efficienza ridotta. Per questo motivo le età determinate con il metodo delle tracce di fissione nei vetri sono comunemente età ridotte, dette "età apparenti", a meno che non venga applicata una tecnica di correzione. Storzer & Wagner (1969) hanno mostrato che la quantità di *annealing* può essere stimata dal rapporto tra le dimensioni delle tracce fossili e delle tracce indotte, D_f/D_i , dove le tracce indotte sono assunte come tracce indisturbate di riferimento. Una riduzione del rapporto D_f/D_i ($D_f/D_i < 1$) indica che le tracce fossili hanno subito un certo tasso di *annealing*, tanto più elevato quanto minore è il rapporto D_f/D_i .

Il vetro SX.819 presenta un moderato tasso di annealing delle tracce fossili ($D_f/D_i = 0,86$, Tab. 1 e Fig. 4). L'età di formazione del vetro è stata quindi stimata con il metodo delle dimensioni, utilizzando una curva di correzione delle età apparenti che mette in relazione la riduzione delle dimensioni con la corrispondente riduzione delle densità di tracce (Storzer & Wagner, 1969). Abbiamo quindi determinato l'età di plateau, proposta da Storzer & Poupeau (1973) per correggere le età apparenti, che consiste nel ristabilire, attraverso trattamenti termici opportuni, una stessa efficienza di rivelazione delle tracce fossili ed indotte. Seguendo la pratica comune, un solo trattamento termico è stato utilizzato in questo lavoro (Arias *et alii*, 1981; Westgate, 1989). Il raggiungimento della condizione di plateau – una identica efficienza di rivelazione delle tracce fossili ed indotte – è testimoniato dal valore di D_f/D_i , che dopo il trattamento termico diventa circa 1 (Tab. 1, Fig. 3). L'età corretta con il metodo delle dimensioni e l'età di plateau del campione SX.819, che sono considerate una stima affidabile dell'età di formazione del vetro, almeno nel caso di storie termiche semplici (Wagner & Van den haute, 1992), sono consistenti.

L'età assegnata al livello piroclastico SX.819 (vedi Tab. 1) permette di effettuare una possibile corrispondenza con uno dei livelli ritrovati nell'area di Montalbano Jonico (avanfossa bradanica dell'Appennino), dove

approssimativamente tra 400. e 500.000 anni ricadono ben 5 orizzonti piroclastici (V5 - V6 - V7 - V8 - V9) (sezione Vecchietto) (Ciaranfi *et alii*, 2001).

Più preciso è il riferimento al Bacino di Crotona in Calabria (Massari *et alii*, 2001), dove in località Marcedusa (valle di Manche) è stato riconosciuto un livello piroclastico denominato "Parmenide ash" contenuto nell'Unità di S. Mauro, che comprende i sedimenti più recenti del riempimento del sub-bacino di S. Mauro (bacino di Crotona). In tale località il livello piroclastico marca praticamente l'emersione del corpo sedimentario, avvenuta "durante la fase iniziale della transizione MIS 12 - MIS 11" (ovvero 420. - 410.000 anni). Esso si presenta composto da cinerite pura di color bianco. La coincidenza è quindi straordinaria sia per quanto riguarda l'età, sia per quanto riguarda il colore; inoltre la piccola distanza tra i due affioramenti, circa 60 Km, depone a favore di una loro corrispondenza.

L'età "più probabile" della cinerite del campione SX.819 potrebbe pertanto essere pari a 420.000 anni, per l'affinità con il "Parmenide ash" (Massari *et alii*, 2001). Nel testo è stata comunque utilizzata l'età misurata.

4. SEDIMENTAZIONE, SOLLEVAMENTO E TERRAZZI MARINI

La datazione della "cinerite di Calopezzati" ha permesso di definire con buona precisione il quadro cronologico degli eventi sedimentari e del terrazzamento marino conseguente all'emersione dell'area Crosia-Calopezzati. Tali eventi sono stati riferiti alla curva delle variazioni isotopiche dell'Ossigeno (Prel *et alii*, 1986), in quanto è ormai accettata la corrispondenza: alti eustatici interglaciali-picchi caldi climatici-massimi valori negativi del rapporto isotopico O^{18}/O^{16} . La sequenza sedimentaria, rilevata e campionata da Carobene negli anni '90, è purtroppo ancora priva di datazioni bio-stratigrafiche. Comunicazioni verbali e l'analogia con la vicina sequenza sedimentaria di Tarsia (Valle del Crati) (Carobene *et alii*, 1997), unitamente allo studio dei ter-

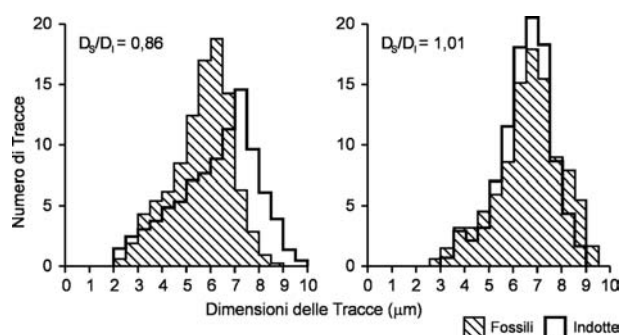


Fig. 4 - Distribuzione delle dimensioni delle tracce rivelate nel vetro della cinerite di Calopezzati prima (rapporto tra le dimensioni medie delle tracce fossili ed indotte $D_f/D_i = 0,86$) e dopo il trattamento termico per la misura dell'età di plateau ($D_f/D_i = 1,01$).

Size distribution of the fission tracks developed on glass shards from the Calopezzati ash before (spontaneous to induced track-size ratio $D_f/D_i = 0.86$) and after the thermal treatment imposed for the plateau age determination ($D_f/D_i = 1.01$).

razzi marini (Carobene, 2003), avevano comunque permesso di ipotizzare la sua appartenenza al Pleistocene medio; la datazione della cinerite ha confermato l'ipotesi, fornendo il vincolo cronologico mancante.

Nella Fig. 5 è schematizzato il prisma sedimentario ed il terrazzamento marino; la sequenza deposizionale (descritta sommariamente in questa sede), è il risultato di una complessa sedimentazione avvenuta in un regime di subsidenza; la trasgressione è culminata in un alto stazionamento eustatico, al quale è seguita l'emersione per il perdurare di un regime di sollevamento tettonico. Pertanto il prisma sedimentario è costituito da un insieme di sistemi deposizionali trasgressivi, testimoniati dai corpi sabbiosi basali illustrati in Fig. 1, e da un insieme di sistemi deposizionali di alto stazionamento che, nelle parti centrali e distali del bacino hanno originato una sedimentazione prevalentemente argillosa, con spessori di centinaia di metri. Da notare che, durante la fase di sollevamento, il depocentro della sedimentazione si è spostato progressivamente verso mare.

Nella parte medio-alta delle argille è stato rinvenuto il livello cineritico datato 450.000 anni (Cap. 3); lo spessore di argille che lo sovrasta stratigraficamente è la testimonianza della sedimentazione avvenuta sicuramente durante l'alto eustatico corrispondente al MIS 11 (picco massimo a 405.000 anni) e continuata per un certo periodo che verrà definito più avanti al paragr. 4.3.

Il nuovo regime di sollevamento tettonico causò l'emersione del prisma sedimentario prima nelle aree prossimali, successivamente nelle aree distali del bacino. I sedimenti più alti in quota, che segnano l'inizio dell'emersione, si rinvengono nell'area di Crosia (Fig. 1) a 277 m s.l.m. (Cozzo S. Pietro); essi sono costituiti da sabbie inclinate di pochi gradi verso mare, poggianti su argille mioceniche, per uno spessore di 25 m. Le sabbie possono testimoniare l'ultimo alto eustatico interglaciale prima dell'emersione; a testimonianza di questo livello marino più alto vi sono crinali suborizzontali estesi verso sud fino alla quota di 300 m, sia in destra che in sinistra del Fiume Trionto. In corrispondenza di Calopezzati il crinale si sviluppa infatti per 2200 m circa, mentre in corrispondenza di Crosia lo sviluppo raggiunge i 5 km!

4.1. La datazione dei terrazzi marini

Per la risoluzione del problema sono stati distinti i dati a disposizione, le ipotesi più attendibili, le relative deduzioni e, infine, le considerazioni conclusive.

I DATI

1) Nell'area sono riconoscibili 4 ordini di terrazzi, con

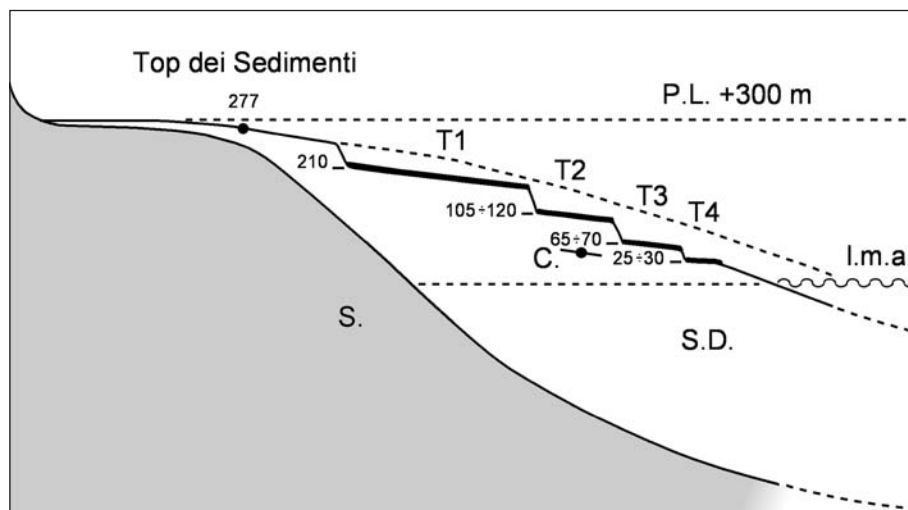


Fig. 5 - Rappresentazione schematica dei terrazzi marini.

P.L. = Paleolivello marino corrispondente al top dei sedimenti; è stato attribuito al MIS 11. I depositi più alti affiorano alla quota di 277 m; essi non costituiscono i depositi più recenti.

C. = livello della cinerite di Calopezzati rinvenuto alla quota di 45 m.

T1, T2, T3, T4 = terrazzi marini attribuiti, rispettivamente, ai MIS 9, 7, 5.5 e 5.1 (disegno non in scala). Per notizie dettagliate vedi Carobene (2003).

Schematic sketch of the four orders of marine terraces.

P.L. = marine palaeo-level corresponding to the top of the sedimentary deposits, it was attributed to MIS 11. The higher deposits crop out at an elevation of 277 m; they do not consist of the most recent sediments.

C. = Calopezzati ash layer, recognised at an elevation of 45 m.

T1, T2, T3, T4 = marine terraces attributed to MIS 9, 7, 5.5 and 5.1, respectively (non-scale drawing). See Carobene (2003) for further details.

margine interno a 210 m (I ord.), a 105÷120 m (II ord.), a 65÷70 m (III ord.) e a 25÷30 m (IV ord.) s.l.m. Essi sono intagliati nel substrato pleistocenico in gran parte argilloso (Fig. 1).

- 2) Il terrazzo del II ordine (T2 in Fig. 5) taglia dette argille, nelle quali è stato riconosciuto (alla quota di 45 m) il livello cineritico bianco, datato 450.000 anni \pm 10% (Cinerite di Calopezzati).
- 3) Lo spessore di argille che sovrasta la cinerite è attualmente valutabile in circa 100 m (\pm 20); la misura si ricava dall'analisi della sezione geologica.
- 4) Il substrato pleistocenico affiora (con sabbie litorali) alla quota massima di 277 m (Cozzo S. Pietro).
- 5) Un esteso crinale con andamento suborizzontale si estende da tale quota verso monte per 5 km; esso potrebbe essere il relitto di una superficie di abrasione marina avente margine interno a 300 m s.l.m.
- 6) I depositi terrazzati del I ordine sono molto erosi. Lembi relitti di calcari algali hanno fornito un'età Th/U incerta \geq 300.000 anni.
- 7) I depositi marini del II e del III ordine di terrazzi sono invece potenti, rispettivamente, fino a 40 e fino a 20 metri.
- 8) Il terrazzo del IV ordine si presenta di ridotte dimensioni e con depositi che hanno uno spessore massimo di qualche metro.

LE IPOTESI

In base ai dati, si ritengono valide le seguenti affermazioni:

- 1) I terrazzi del I, II e del III ordine vanno riferiti a distinti e consecutivi periodi interglaciali, a loro volta correlabili a distinti MIS delle curve paleoclimatiche. Tale

relazione è basata sulla consistente differenza altimetrica esistente tra i tre margini interni dei terrazzi, sulla grande estensione delle superfici (da 2400 a 800 metri), sullo spessore e sui caratteri stratigrafici dei depositi.

- 2) Il terrazzo del IV ordine, viceversa, va riferito ad un *substage* isotopico di importanza minore, sia per la debole differenza altimetrica che lo separa dal terrazzo del III ordine (35-40 m), sia per la sua ridotta ampiezza (inferiore a 170 m), sia per le caratteristiche dei depositi terrazzati.
- 3) Il deposito sabbioso marino di quota 277 m ed il crinale con margine interno alla quota di 300 m testimoniano un lungo periodo di alto livello eustatico.
- 4) Il sollevamento tettonico successivo a questo periodo interglaciale porta alla progressiva emersione del corpo sedimentario pleistocenico.
- 5) Con il proseguire del sollevamento, il *successivo* periodo di alto eustatico interglaciale porta alla formazione del I ordine di terrazzi.

LE DEDUZIONI

- 1) I 100 metri di argilla che sovrastano la cinerite sono *più recenti* di 450.000 anni, ma *più antichi* dell'interglaciale (MIS) durante il quale si è formato l'ampio terrazzo del II ordine.
- 2) Il terrazzo del II ordine non può essere attribuito al MIS 11, con picco a 405.000 anni (ed a maggior ragione ad uno più antico), in quanto sarebbe mancato il tempo necessario alla deposizione delle argille post-cinerite. Quindi *non può essere più antico* del MIS 9.
- 3) Il terrazzo del II ordine non può essere attribuito al MIS 5, in quanto ciò obbligherebbe ad attribuire i terrazzi del III e del IV ordine ai *substages* 5.3 e 5.1. Ciò contrasta col fatto che il III ordine corrisponde in realtà ad un terrazzo molto importante, con uno spessore di depositi marini che raggiunge i 20 m e con superfici terrazzate ampie fino a 800 m. Inoltre il tasso di sollevamento del terrazzo del II ordine (attribuito al MIS 5) risulterebbe quasi doppio di quello degli ordini III e IV. L'origine del terrazzo del II ordine va quindi attribuita o al MIS 7 o al MIS 9.
- 4) L'attribuzione del terrazzo del II ordine al MIS 9 comporterebbe invece:
 - che la deposizione delle argille post-cinerite (spessore circa 100 m), tagliate dal terrazzo del II ordine, sia avvenuta nell'intervallo di tempo tra 450.000 anni e la fine dell'alto eustatico (circa 370.000 anni fa) corrispondente al MIS 11;
 - che il terrazzo del III ordine venga attribuito di conseguenza al MIS 7;
 - che il terrazzo del IV ordine

venga attribuito al MIS 5. Queste tre possibilità sono poco probabili; la prima comporta infatti che la deposizione dei 100 m di argilla sia avvenuta in un arco di tempo breve, durante l'alto eustatico interglaciale corrispondente al MIS 11, con una batimetria che andava rapidamente diminuendo durante la fase finale dello stage, fino ad annullarsi; ciò a causa dell'abbassamento eustatico e dell'avvenuta sedimentazione. La terza possibilità va esclusa per quanto già detto sopra (ipotesi 2); ciò esclude la possibilità due. Pertanto si può dedurre, in base ai dati a disposizione, che l'attribuzione al MIS 7 del terrazzo del II ordine sia la più attendibile.

LE CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

L'attribuzione del terrazzo del II ordine al MIS 7, comporta che il I ordine vada riferito al MIS 9 e l'emersione dell'area al MIS 11.

È probabile che l'emersione abbia avuto inizio già durante o subito alla fine del MIS 11, a causa di un regime di sollevamento cominciato da qualche tempo. Il cambiamento di regime tettonico, dalla fase subsidente a quella di sollevamento, determina un periodo di stasi tettonica che probabilmente si somma al periodo dell'alto eustatico interglaciale MIS 11, manifestatosi tra 370. e 415.000 anni fa circa, con picco massimo a 405.000 anni (*substage* 11.3). Ciò può spiegare la formazione dell'ampia superficie di erosione, la cui testimonianza è oggi un crinale suborizzontale esteso fino a 5 km (vedi sopra) e fino alla quota di 300 m.

L'assenza di terrazzi a quota più elevata esclude che il sollevamento sia iniziato precedentemente. Lo schema di Fig. 6 sintetizza le fasi del sollevamento dell'area e del conseguente terrazzamento marino, avvenute posteriormente alla deposizione del livello cineritico SX.819.

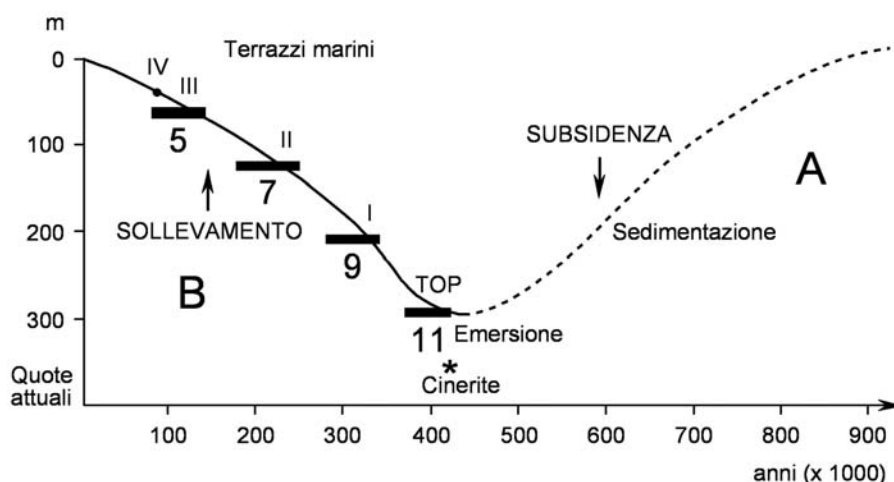


Fig. 6 - Schema che sintetizza le fasi dell'emersione del corpo sedimentario pleistocenico, del suo sollevamento ed il conseguente terrazzamento marino (B).

L'emersione avviene con la fine del MIS 11, che corrisponde ai sedimenti più alti in quota; il I ordine di terrazzi si forma in corrispondenza del MIS 9; il II ordine corrisponde al MIS 7; il III ordine al MIS 5.5; il IV ordine al MIS 5.1. Il periodo della subsidenza (A) è stato ipotizzato in base al tasso di sedimentazione medio, considerato pari a 0,6 mm/a \pm 30% (paragr. 4.3).

Sketch synthesizing the emersion phases of the Pleistocene sedimentary body, of its uplift and of the consequent marine terracing (B). Emersion occurred with the end of MIS 11, which corresponds to the sediments located at higher elevation. The 1st order of terraces formed connected with MIS 9, whereas the 2nd, 3rd and 4th orders correspond to MIS 7, MIS 5.5 and MIS 5.1, respectively. The subsidence period (A) was hypothesised through an estimated average sedimentation rate of 0,6 mm/a \pm 30% (see Paragr. 4.3).

- Terrazzo del I ordine. Si forma durante il MIS 9, manifestatosi tra 280. e 335.000 anni fa, con picco massimo a 330.000 anni (*substage* 9.3). Sia l'ampiezza (fino a 2500 metri), sia il dislivello in quota tra margine interno (210 m) e orlo esterno (130 m), indicano che alla costruzione della superficie terrazzata hanno contribuito gli alti eustatici dei *substages* (due o tre, a seconda delle curve isotopiche) appartenenti all'intero stage isotopico 9. Al dislivello sopra evidenziato hanno contribuito in parte anche le faglie, attivatesi in questa prima fase di forte sollevamento.
- Terrazzo del II ordine. Essendo il terrazzo immediatamente più basso, è stato riferito al MIS 7; questo lungo periodo interglaciale, esteso tra 185. e 245.000 anni, è caratterizzato da 3 - 4 *substages*; dalle curve isotopiche o dei paleolivelli di stazionamento del mare non si evince in modo univoco qual'è stato il picco più importante (Chappell & Shackleton, 1986; Waelbroeck *et alii*, 2002; Williams *et alii*, 1988; Winograd *et alii*, 1997, ecc.). In questa sede pertanto si attribuisce al picco maggiore del MIS 7 un'età intermedia di 220.000 anni; tale valore è probabilmente affetto da un errore del $\pm 10\%$ circa. La quota attuale del margine interno del terrazzo è a $105 \div 120$ m.
- Terrazzo del III ordine. È riferibile al successivo interglaciale MIS 5, che si è sviluppato tra 80. e 135.000 anni. In questo caso però il terrazzo va attribuito al picco massimo centrato a 125.000 anni (*substage* 5.5, con durata di almeno 10.000 anni) per almeno due ragioni: 1) la sua ampiezza e lo spessore di depositi che lo caratterizza sono sensibilmente più ridotti rispetto ai terrazzi più alti; 2) esiste un IV ordine di terrazzi, più basso in quota, che deve essere attribuito ad un alto eustatico successivo appartenente al MIS 5 (vedi avanti). Il margine interno è alla quota di $65 \div 70$ m.
- Terrazzo del IV ordine. Ha margine interno alla quota di $25 \div 30$ m, ampiezza molto ridotta rispetto ai precedenti e uno spessore di sedimenti debole e a volte mancante. La sua attribuzione al 5.1 anziché al 5.3 è ritenuta più probabile, in quanto l'ultimo terrazzamento è generalmente il meglio conservato.

4.2. Ipotesi sulle velocità di sollevamento

La cronologia degli eventi sopra esposta permette di effettuare calcoli sulle velocità di sollevamento riferite sia al livello di chiusura (nella parte a monte) del prisma sedimentario che costituisce il substrato, sia dei quattro ordini di terrazzi che lo incidono a quote più basse.

Per i calcoli si fa riferimento alla cronologia delle curve delle paleotemperature degli isotopi dell'ossigeno.

Per valutare il sollevamento effettivo si è inoltre tenuto conto della probabile paleoquota dei singoli alti livelli interglaciali, desunta da vari autori (Aharon & Chappell, 1986; Bender *et alii*, 1979; Chappell & Shackleton, 1986; Dodge *et alii*, 1983; Mush *et alii*, 1994; Pirazzoli *et alii*, 1991; Shackleton, 1987; Williams *et alii*, 1998). Nella colonna 8 della Tab. 2 è riportato il tasso medio di sollevamento.

- Il picco interglaciale più alto (MIS 11), successivo alla cinerite SX.819, ha avuto il suo massimo a 405.000 anni; un lembo relitto di sedimenti del substrato è riconoscibile alla quota di 277 m (Cozzo S. Pietro), mentre il crinale suborizzontale esteso a monte ha il

margine interno alla quota di 300 m. Il tasso medio di sollevamento calcolato è pari a 0,69 mm/a.

- Il picco interglaciale immediatamente più basso (MIS 9) ha il suo massimo a 330.000 anni; la quota attuale del margine interno del terrazzo corrispondente è a 210 m. Il tasso di sollevamento medio risultante è di 0,62 mm/a.
- Il picco interglaciale successivo (MIS 7) ha il suo massimo a 220.000 anni; la quota attuale del margine interno del corrispondente terrazzo è a $105 \div 120$ m. Il tasso di sollevamento medio è di 0,56 mm/a.
- Il picco interglaciale (MIS 5.5) ha avuto il suo massimo a 125.000; la quota del margine interno del terrazzo è a $64 \div 71$ m. Il tasso di sollevamento risultante è di 0,50 mm/a.
- Il terrazzo più basso, con margine interno a $25 \div 30$ m, viene fatto corrispondere al sottostadio MIS 5.1, che ha avuto il suo massimo circa 82.000 anni fa. La velocità di sollevamento è pari a 0,46 mm/a.

La Tab. 2 riassume i valori sopra esposti; si ritiene che le età riportate in col. 3 siano affette da un errore del 5-10%. Nella col. 5 sono riportati i presunti valori delle paleoquote di stazionamento diverse dall'attuale livello del mare, desunte dalla bibliografia (vedi Carobene, 2003, Cap. 3); questi valori sono sicuramente affetti da un errore che, in questa sede, è stato ritenuto pari a $\pm 5 \div 10$ m. Si può osservare (col. 8) che i tassi diminuiscono da 0,69 a 0,46 mm/a, dal livello più antico al livello più recente; ciò è coerente con il quadro tettonico dell'area (Carobene, 2003), dove l'attività di faglie quaternarie ha sollevato maggiormente la zona a monte, con rigetti di alcune decine di metri. Non si può escludere tuttavia che le velocità iniziali di sollevamento siano andate leggermente scemando nel tempo. In ogni caso, sulla base degli errori che affliggono i dati delle colonne 3 (età) e 5 (paleoquote), è stata calcolata la variabilità dei tassi di sollevamento (Tab. 2 - col. 9 e fig. 7).

4.3. Ipotesi sulle velocità di sedimentazione

La datazione dei terrazzi sopra riportata permette di effettuare anche un calcolo della velocità media di sedimentazione delle argille che si sono deposte al di sopra del livello cineritico SX.819; lo spessore, calcolato in base a ricostruzioni geometriche basate sulla inclinazione degli strati, risulta di circa 100 metri ± 20 m. La successiva formazione dei terrazzi marini ha intagliato il corpo argilloso, asportandovi la parte superiore, tanto che oggi l'orizzonte cineritico è stato rinvenuto, alla quota di 45 m, al di sotto della superficie terrazzata del II ordine (che localmente presenta la quota massima a 95 metri) (vedi Cap. 3).

Si dimostra che la deposizione dei 100 m di argilla sovrastanti la cinerite terminò con l'alto eustatico corrispondente al MIS. 9, durante il quale la batimetria del fondo marino (in corrispondenza della cinerite) non superava i 65 m circa (Fig. 8 - A). Tale valore di profondità era compatibile con la sedimentazione argillosa; successivamente (con l'abbassamento eustatico e con il proseguire del sollevamento dell'area), le condizioni non furono più favorevoli alla sedimentazione. Infatti, durante il MIS 7 il mare intagliava già il corpo argilloso, essendo più basso del top dei sedimenti (Fig. 8 - B). Si può pertanto concludere che la sedimentazione (in quel punto) deve essersi necessariamente conclusa con la

Tab. 2 - Dati relativi ai 4 ordini di terrazzi marini e al top del corpo sedimentario pleistocenico, che costituisce il substrato. Il sollevamento medio (col. 8) subito dai terrazzi è stato calcolato tenendo conto dei sollevamenti effettivi (col. 6) e mediando i valori della col. 7. La col. 9 riporta la variabilità dei tassi di sollevamento causata sia dalle differenze di quota del M.I. dei terrazzi (col. 2), sia dell'incertezza delle quote originarie dei paleostazionamenti (col. 5).

Data related to the four orders of marine terraces and to the top of the Pleistocene sedimentary body, which constitutes the substratum. The average uplift (Col. 8) experienced by the terraces was computed taking into account the real uplift amounts (Col. 6) and averaging the uplift rate values shown in Col. 7. The variability of the average uplift rates owing to both the elevation differences of the inner margin (M.I.) of the terraces (Col. 2), as well as to the uncertainties related to the original elevation of the palae-standing phases (Col. 5) is shown in Col. 9.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
ELEMENTO considerato	QUOTA M.I. s.l.m. (metri)	ETÀ del picco più alto (annix1000)	MIS curva paleotemperature	QUOTA Probabile dei paleostazionamenti (metri)	SOLLEVAMENTO (metri)	TASSI di sollevamento (mm/anno)	TASSO medio (mm/anno)	VARIABILITÀ dei tassi dovuta agli errori (mm/anno)
Top sedimentazione	277 ÷ 300	405	11.3	+ 10 ?	267 ÷ 290	0,66 ÷ 0,72	0,69	0,65 ÷ 0,80
I ordine terrazzi	210	330	9.3	+ 5 ?	205	0,62	0,62	0,58 ÷ 0,70
II ordine terrazzi	105 ÷ 120	220	7.3	- 10 ?	115 ÷ 130	0,52 ÷ 0,59	0,56	0,45 ÷ 0,65
III ordine terrazzi	65 ÷ 70	125	5.5	+ 5 ?	60 ÷ 65	0,48 ÷ 0,52	0,50	0,38 ÷ 0,58
IV ordine terrazzi	25 ÷ 30	82	5.1	- 10 ?	35 ÷ 40	0,43 ÷ 0,49	0,46	0,35 ÷ 0,55

fine dell'alto stazionamento corrispondente al MIS 9, ovvero 300.-280.000 anni fa (al massimo). I 100 m di argilla sovrastanti la cinerite si sarebbero depositi in un arco di tempo non superiore a 170.000 anni (da 450. a 280.000 anni), con velocità media di sedimentazione

pari a 0,6 mm/a circa.

Il valore così ritrovato è sicuramente afflitto da errori derivanti dalla incertezza del reale spessore di argille post-cinerite, dalla reale durata della deposizione e dalla variabilità del tasso di sedimentazione durante glaciali e interglaciali, per cui si è calcolata una *variabilità* compresa tra 0,4 e 0,8 mm/a. Il valore di 0,6 mm/a fornisce tuttavia utili indicazioni per ricavare l'età della colonna stratigrafica di Fig. 1.

Lo spessore calcolato di oltre 400 m (confermato da un pozzo presente in zona di 330 m completamente in argille!), permette di ipotizzare che la sequenza sedimentaria si sia deposta in un periodo di 635.000 anni, tenendo costante il tasso di 0,6 mm/a. L'inizio della sedimentazione risalirebbe quindi a 985.000 anni fa circa (170.+535.+280.000); tenendo conto di errori o incertezze, il campo di variabilità si estende da 800. a 1.200.000 anni circa). Ciò è coerente con quanto dedotto dallo studio della successione pleistocenica di Tarsia nella valle del Crati (Carobene *et alii*, 1997), che ha uno spessore complessivo di 210 m circa, essendosi deposta con un regime di minor subsidenza. In base a datazioni basate su foraminiferi, ostracodi e nannoplancton

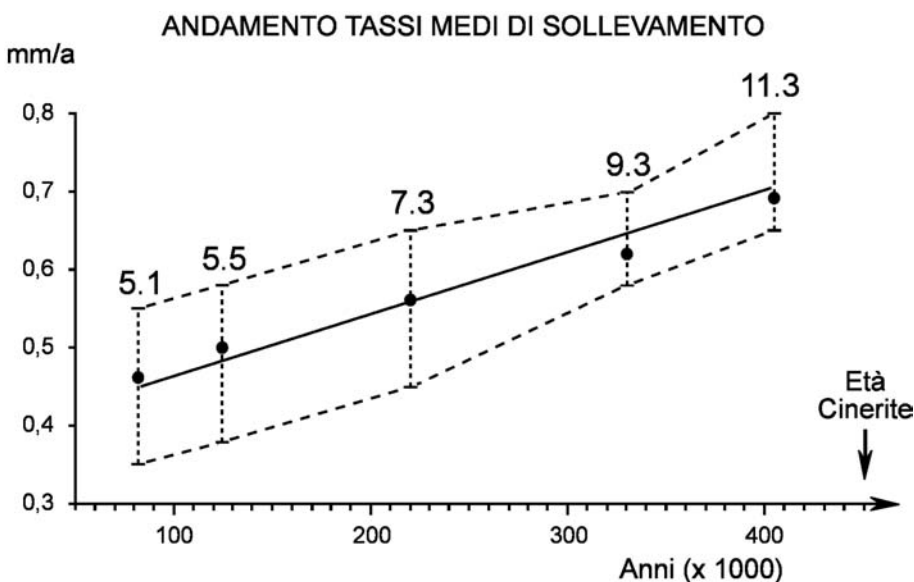


Fig. 7 - Il tasso medio di sollevamento dell'area decresce da 0,69 a 0,46 mm/a. Il campo di variabilità attribuito ai singoli valori è stato calcolato: 1) in base alla variabilità della quota del margine interno dei terrazzi (M.I.); 2) in base all'errore (circa 10.000 anni) che si fa nell'attribuire una età ben precisa ai MIS e 3) in base ad un errore nella valutazione della paleoquota originaria dei massimi livelli interglaciali (circa ± 10 m).

The average uplift rate of the area decreased from 0.69 down to 0.46 mm/a. The *variability interval* of the individual uplift rate values was estimated taking into account 1) the variability of the elevation of the terrace inner margin (M.I.), 2) the uncertainty related to the attribution of a given numerical value to the age of a certain MIS (around 10,000 years) and 3) the error of the estimate of the original palaeo-elevation of the maximum inter-glacial levels (around ± 10 m).

calcareo, l'intera successione di Tarsia è stata infatti attribuita al Pleistocene medio ("Ioniano" in Cita & Castradori, 1995).

Nel caso della successione di Crosia-Calopezzati non è in realtà conosciuta la base della successione nella parte medio-distale, per cui non si può escludere una sua continuità di sedimentazione con il Pleistocene inferiore. Inoltre la superficie trasgressiva è diacrona, per cui il valore calcolato è valido sulla verticale del livello cineritico.

5. CONCLUSIONI

Nell'area di Crosia-Calopezzati, in destra del fiume Trionto in Calabria, affiora una successione marina pleistocenica trasgressiva (almeno nella parte prossimale) sul substrato miocenico. Essa è il risultato di una fase di abbassamento del margine ionico, che ha originato importanti bacini di sedimentazione in Calabria e in Basilicata; il loro studio ha già fornito risultati rilevanti per la conoscenza del Pleistocene inferiore e medio. Per il bacino crotonese si segnala Massari *et alii* (2001, *cum bibl.*) e Massari *et alii* (2002) e per il bacino lucano Ciaranfi *et alii* (2001, *cum bibl.*). Nel bacino di Crosia-Calopezzati sono stati studiati i terrazzi marini legati al sollevamento dell'area (Carobene, 2003), mentre lo studio del substrato è ancora in corso.

Il rinvenimento di un livello cineritico ("cinerite di Calopezzati") nelle argille del substrato, e la sua datazione con il metodo delle tracce di fissione, ha tuttavia permesso di effettuare considerazioni sul tasso di sedimentazione e, quindi, di avanzare ipotesi sull'inizio della sedimentazione del corpo trasgressivo che costituisce il substrato; si è inoltre potuto definire con buona sicurezza il momento della sua emersione, l'età dei terrazzi marini e le velocità di sollevamento dell'area.

La successione degli eventi è sintetizzabile nei seguenti punti:

1) Abbassamento dell'area costiera (subsidenza) e inizio della sedimentazione pleistocenica. Utilizzando la presenza del livello cineritico datato con le tracce di fissione, e in base allo spessore di argille sovrastanti, è stato ipotizzato un tasso medio di sedimentazione pari a 0,6 mm/a. (Cap. 4.); con riferimento allo spessore calcolato del prisma sedimentario, (colonna di Fig. 2) la sedimentazione avrebbe avuto

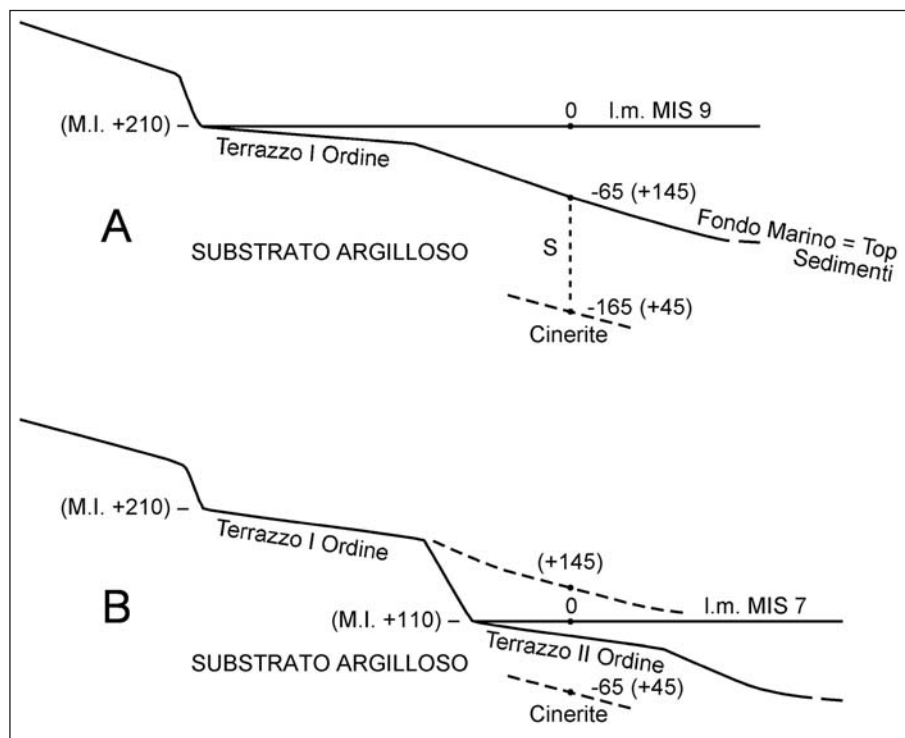


Fig. 8 - Ricostruzione degli alti livelli interglaciali relativi ai MIS 9 e 7, basata sulle quote attuali (tra parentesi). A) Durante lo stazionamento 9.3 (330.000 anni fa), la sedimentazione argillosa sulla verticale del punto di affioramento del livello cineritico era ancora possibile. Essendo lo spessore calcolato (S) di argille al di sopra della cinerite pari a circa 100 m, la sua attuale quota corrisponderebbe a 145 m (tra parentesi) che, confrontata con il valore del paleo livello del MIS 9.3 (oggi alla quota di 210 m), fornisce una batimetria di 65 m (vedi paragr. 4.3).

B) Durante lo stazionamento 7.3 (220.000 anni fa) il mare intagliava invece il substrato argilloso al di sopra del livello cineritico; ciò ha dato origine al terrazzo del II ordine, con margine interno (M.I.) alla quota attuale di 110 m circa (tra parentesi).

Nota: le paleoquote dei livelli 9 e 7 sono state considerate per semplicità uguali a quelle attuali.

Reconstruction of the inter-glacial high levels related to MIS 9 and 7, based on the present day elevations (in brackets). A) During the 9.3 marine highstand phase (330,000 years ago), the clayey sedimentation along the vertical over the ash outcropping place was still possible. Since the estimated thickness (S) of the clay deposits overhanging the ash level is around 100 m, its present day elevation should correspond to 145 m (in brackets). Comparing this value with that one corresponding to the palaeo-level of MIS 9.3 (nowadays at an elevation of 210 m), one can deduce a bathymetry of 65 m (see Paragr. 4.3).

B) On the contrary, during the 7.3 marine highstand phase (220,000 year ago), the sea incised the clayey substratum over the ash level. That arrangement originated the 2nd order of terraces, with inner margin (M.I.) at a present-day elevation of around 110 m (in brackets).

N.B.: for simplicity, the palaeo-elevations of levels 9 and 7 have been considered equal to the present day elevations.

inizio con la fine del Pleistocene inferiore - inizio Pleistocene medio (Fig. 9 - col. 2). Poiché la sommersione è stata diacrona, il dato si riferisce al punto sulla verticale del livello cineritico datato (ciò vale anche per altre considerazioni successive).

2) Sedimentazione e oscillazioni eustatiche. La sedimentazione è cessata con la fine del MIS 9 (280.000 anni fa) (vedi paragr. 4.1 e Fig. 9 - col. 2). Durante la deposizione del corpo sedimentario costituente il substrato pleistocenico dell'area, il livello del mare ha subito importanti e numerose oscillazioni glacioeustatiche, per cui il corpo è in realtà una somma di sequenze sedimentarie legate alle trasgressioni, agli alti stazionamenti e alle regressioni. Ciò è solo parzialmente visibile in Fig. 2; la sedimentazione "ciclica", legata cioè alle oscillazioni glacioeustatiche, è invece stata ben documentata a Tarsia (valle

del Crati - Cosenza) da Carobene *et alii* (1997). L'intera successione di Tarsia è stata attribuita al Pleistocene medio in base alla biostratigrafia basata su nannofossili, foraminiferi e ostracofauna. Vi sono riconoscibili 5 sequenze deposizionali sovrapposte (ciclotemi); i sedimenti dell'ultima sequenza affiorano alla quota massima di 311 m; il terrazzo marino più alto che incide il corpo sedimentario ha il margine interno a 260÷270 m s.l.m. Poiché la 4° sequenza è "più recente di 0,584 Ma", è molto probabile che essa appartenga al picco eustatico dello *stage* 13; di conseguenza, la 5° sequenza (la più alta) appartiene verosimilmente allo *stage* 11; il terrazzo a +260÷270

m (il primo a formarsi con l'emersione) può con molta probabilità essere attribuito allo *stage* 9. Ciò rende la successione di Tarsia perfettamente corrispondente a quella di Crosia-Calopezzati.

- 3) Inizio del sollevamento tettonico. Si può far coincidere con la deposizione della cinerite, per cui è collocabile circa 450.000 anni fa (Fig. 6 - A e Fig. 9 - col. 4). Esso precede infatti l'alto eustatico del MIS 11 (vedi Punto successivo).
- 4) Emersione del prisma sedimentario. Ovviamente l'emersione è diacrona e procede da monte verso mare; essa si manifesta con evidenza in coincidenza dell'abbassamento eustatico successivo al picco

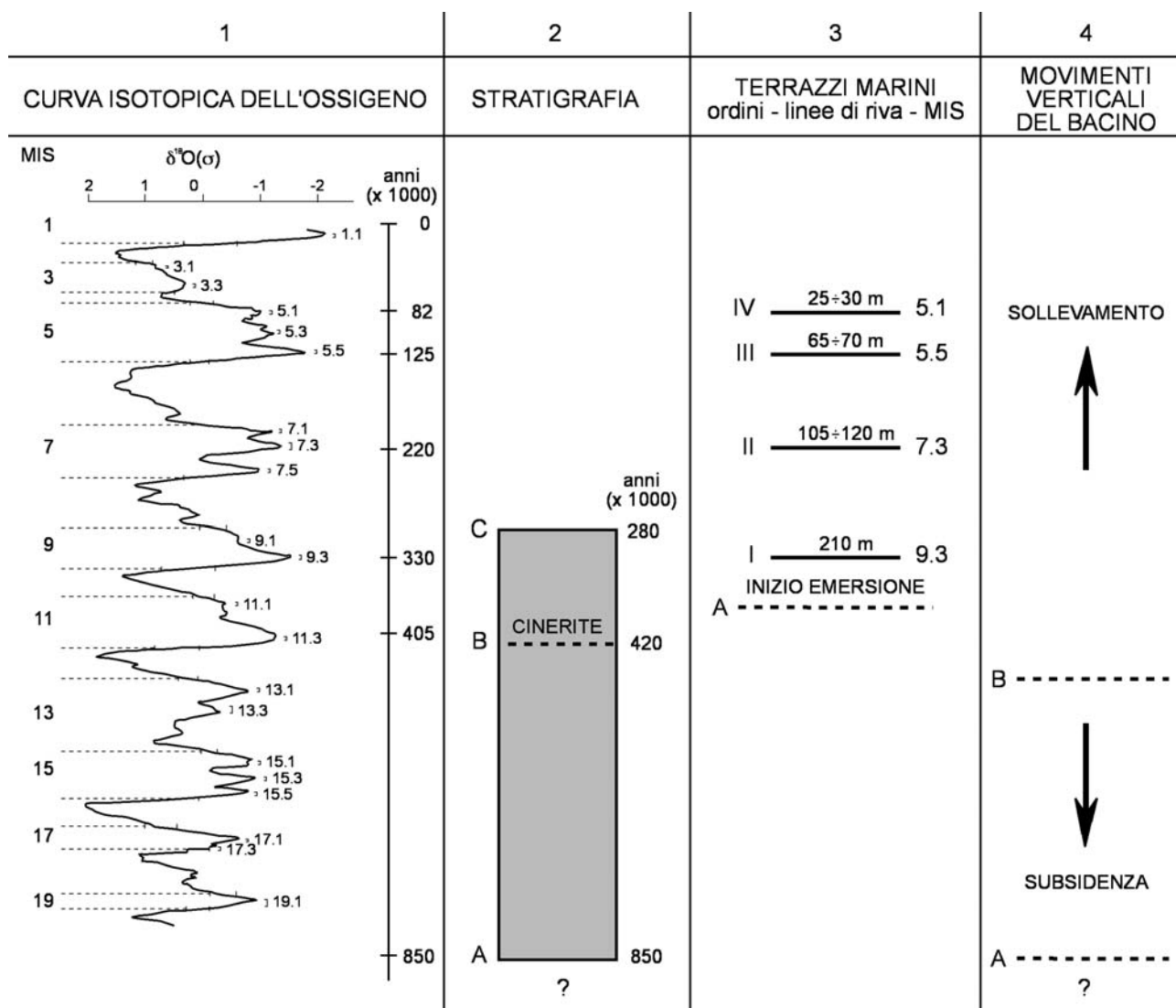


Fig. 9 - Relazioni cronologiche conclusive tra curva isotopica (col. 1) (Prell, 1986 in Bradley, 1999 - fig. 6.11) e la successione pleistocenica (col. 2); le date di inizio (A) e di fine sedimentazione (C) sono state ricavate indirettamente in base alla datazione della cinerite (B); col. 3 = età dei quattro ordini di terrazzi marini; col. 4 = movimenti verticali dell'area; B indica il passaggio tra il regime di abbassamento e quello di sollevamento. A indica l'inizio della sedimentazione della successione stratigrafica considerata, ma non necessariamente l'inizio della subsidenza; tale inizio (A) è basato su una "velocità di sedimentazione" costante pari a 0,6 mm/a (paragr. 4.3.). La fine della sedimentazione (C) è direttamente legata allo sviluppo delle superfici terrazzate (Fig. 8).

Conclusive chronological relationships between isotopic curve (Col. 1) (after Bradley, 1999 - Fig. 6.11) and the Pleistocene succession (Col. 2); the ages of the onset (A) and of the end of the sedimentation (C) have been estimated based on the age determined on the ash level (B); Col. 3 = age of the four orders of marine terraces; Col. 4 = vertical movements of the study area; B indicates the transition from a subsidence to a uplift framework; A indicates the onset of the sedimentation of the studied stratigraphic succession, but not necessarily the onset of the subsidence phase.

interglaciale del MIS 11 (Fig. 9 – col. 3). E' testimoniata dai sedimenti più alti in quota (277 m) (Fig. 5).

- 5) Sollevamento tettonico e 1° terrazzamento marino. Il tasso di sollevamento diventa inizialmente forte (circa 1 mm/a); l'alto livello interglaciale successivo, attribuito al MIS 9 (Cap. 4) si posiziona 70-80 m più in basso, originando un ampio terrazzo, oggi ampiamente rimodellato e con margine interno a 210 m (Fig. 5 e Fig. 9 – col. 3). Un campione di calcare algale ha fornito un'età Th/U ≥ 300.000 anni (Carobene, 2003). Il tasso di sollevamento medio risulta di 0,62 mm/a. Durante questo alto eustatico la sedimentazione argillosa prosegue al largo, contribuendo a ultimare lo spessore di argille (circa 100 m) che sovrastano il livello cineritico datato. Si assume che la sedimentazione cessi con il successivo abbassamento eustatico (Fig. 8 – A e B).
- 6) Sollevamento e 2° terrazzamento marino. Un importante alto livello eustatico interglaciale (MIS 7) determina la formazione del terrazzo del II ordine, oggi con margine interno a 105÷120 m (Cap. 4) (Fig. 9 – col. 3). Il mare crea una estesa superficie di abrasione nelle argille precedentemente depostesi, sulla quale si depositano 35 m di depositi marini, riferibili ad un sistema trasgressivo e ad un sistema di alto stazionamento. Il sollevamento tettonico e l'abbassamento eustatico relativo al MIS 6 determinano un rapido abbandono del terrazzo. Il tasso di sollevamento medio del terrazzo risulta pari a 0,56 mm/a (Tab. 2).
- 7) Sollevamento e 3° terrazzamento marino. Un successivo importante picco eustatico interglaciale, corrispondente al MIS 5.5, origina il terrazzo del III ordine, con margine interno attualmente a 65÷70 m circa (Fig. 9 – col. 3). Sulla superficie di erosione basale, tagliata nelle argille del substrato, poggiano 25 m di sedimenti marini e continentali. Il tasso di sollevamento medio è pari a 0,50 mm/a (Tab. 2).
- 8) Sollevamento e 4° terrazzamento marino. L'ultimo alto eustatico dello stadio 5 (MIS 5.1) determina il terrazzo del IV ordine (Fig. 9 – col. 3), minore dei precedenti per ampiezza e per spessore dei sedimenti. La quota attuale del margine interno, pari a 25÷30 m, permette di ricavare un tasso medio di sollevamento di 0,46 mm/a.

La successione cronologica dei 4 ordini di terrazzi e del top dei sedimenti evidenzia un regolare andamento del sollevamento (Fig. 6 – B), leggermente calante nel tempo (da 0,69 a 0,46 mm/a) (Tab. 2). Il dato è in buon accordo con i valori dedotti da studi a carattere generale (Ciaranfi *et alii*, 1983), e da ricerche condotte in aree limitrofe (Belluomini *et alii*, 1988, Carobene *et alii*, 1997, Cucci e Cinti, 1998, Palmentola *et alii*, 1990).

Tenendo conto delle incertezze nell'attribuzione delle età dei paleostazionamenti più alti e della loro quota originaria, è stato possibile calcolare l'intervallo di variabilità dei tassi di sollevamento riportato in Fig. 7.

Per concludere, la successione di Crosia-Calopezzati, tarata mediante "la cinerite di Calopezzati", documenta la sedimentazione marina del Pleistocene medio almeno fino allo stage 9; i 4 ordini di terrazzi marini rinvenuti documentano invece il sollevamento e la progressiva emersione dell'area.

RINGRAZIAMENTI

Ricerca finanziata con Fondi del Progetto di Ateneo 2001, Università di Genova (Responsabile Luigi Carobene).

Si ringrazia il prof. Francesco Massari (Università di Padova) per gli utili suggerimenti.

Un ringraziamento va al sig. Pio Novelli (Università di Pisa) per l'accurata preparazione dei campioni destinati all'analisi con il metodo delle tracce di fissione e al dott. Cristiano Queirolo (Università di Genova) per il supporto tecnico nell'informatizzazione dei dati.

Un grazie infine al prof. Neri Ciaranfi per la rigorosa revisione.

BIBLIOGRAFIA CITATA

- Aharon P. & Chappell J. (1986) - *Oxygen isotopes, sea level changes and the temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 10⁵ years*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **56** (3/4), 337-379.
- Arias C., Bigazzi G. & Bonadonna, F.P. (1981) - *Size correction and plateau age in glass shards*. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **5**, 129-136.
- Belluomini G., Gliozzi E. & Ruggieri G. e di Branca M., Delitala L. (1988) - *First dates on the terraces of the Crotona Peninsula (Calabria, Southern Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **107**, 249-254.
- Bender M.L., Fairbanks R.G., Taylor F.W., Matthews R.K., Goddard J.G. & Broecker W.S. (1979) - *Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90** (6), 577-594.
- Bigazzi G. & Galbraith R. (1999) - *Point-counting technique for fission-track dating of tephra glass shards, and its relative standard error*. *Quat. Res.*, **51**, 67-73.
- Bigazzi G. (1999) - *Alternative track-counting strategies: short notes on precision and accuracy*. *Mem. Scienze Geologiche*, **51**, 446-448.
- Bigazzi G., Bonadonna F.P., Centamore E., Leone G., Mozzi M., Nisio S. & Zanchetta G. (2000) - *New radiometric dating of volcanic ash layers in Periadriatic foredeep basin system, Italy*. *Palaeo. Palaeo.*, **155**, 327-340.
- Carobene L., Colalongo M. L., Pasini G. & Raffi I. (1997) - *Sequenze deposizionali del Pleistocene medio nella valle del Fiume Crati presso Tarsia (Calabria)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **116** (1997), 503-524.
- Carobene L. (2003) - *Genesi, età, sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia-Calopezzati (costa ionica della Calabria – Italia)*. *Il Quaternario*, **16** (1), 43-90.
- Chappell J. & Shackleton N.J. (1986) - *Oxygen isotopes and sea level*. *Nature*, **324** (13 nov.), 137-140.
- Ciaranfi N., Guida M., Iaccarino G., Pescatore T., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Sgrosso G., Torre M., Tortorici L., Turco E. e di Scarpa R., Cuscito M., Guerra I., Iannaccone G., Panza G.F. & Scandone P. (1983) - *Elementi sismotettonici dell'Appennino meridionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **102**, 201-222.

- Ciaranfi N., D'Alessandro A., Gironi A., Maiorano P., Marino M., Soldati D. & Stefanelli S. (2001) - *Pleistocene sections in the Montalbano Jonico area and the potential GSSP for Early-Middle Pleistocene in the Lucania basin (Southern Italy)*. Mem. Scienze Geologiche, **53**, 67-83, Padova.
- Cita M.B. & Castradori D. (1995) - *Workshop on marine sections from the Gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene*. Il Quaternario, **7** (2), 1994, 677-692.
- Cucci L. & Cinti F.R. (1998) - *Studio dei terrazzi marini dell'alto Ionio cosentino: considerazioni sul sollevamento regionale e deformazione tettonica locale*. Il Quaternario, **10** (2) (1997), 549-556.
- De Corte F., Bellemans F., Van den haute P., Ingelbrecht C. & Nicholl C. (1998) - *A new U doped glass certified by the european commission for the calibration of fission-track dating*. In Van den haute P. & De Corte F. (Ed.), *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 67-78.
- Dodge R.E., Fairbanks R.G., Benninger L.K. & Maurasse F. (1983) - *Pleistocene sea levels from raised coral reefs of Haiti*. Science, **219** (4591), 1423-1425.
- Espizua L.E., Bigazzi G., Iunes P.J., Hadler J.C. & Osorio A.M. (2002) - *Fission-track dating of a tephra layer related to Poti-Malal and Seguo drifts in the Rio Grande basin, Mendoza, Argentina*. J. Quat. Sci., **17**, 781-788.
- Fleischer R. L., Price P.B., Walker R.M. & Leakey L.S.B. (1965) - *Fission track dating of Bed I, Olduvai Gorge*. Science, **148**, 72-74.
- Massari F., Rio D., Sgavetti M., Asioli A., Backman J., Capraro L., D'Alessandro A., Fornaciari E. & Prosser G. (2001) - *The middle Pleistocene of the Crotona basin*. Mem. Scienze Geologiche, **53**, 85-112, Padova.
- Massari F., Rio D., Sgavetti M., Prosser G., D'Alessandro A., Asioli A., Capraro L., Fornaciari E. & Tateo F. (2002) - *Interplay between tectonics and glacio-eustasy: Pleistocene succession of the Crotona basin, Calabria (southern Italy)*. GSA Bulletin, **114** (10), 1183-1209.
- Mush D. R., Kennedy G. L. & Rockwell T. K. (1994) - *Uranium-series ages of marine terrace corals from the Pacific coast of North America and implications for last-interglacial sea level history*. Quatern. Res., **42**, 72-87.
- Naeser N.D., Westgate J.A., Huggins O. & Péwé T.L. (1982) - *Fission-track ages of late Cenozoic distal tephra beds in the Yukon Territory and Alaska*. Can. J. Earth Sci., **19**, 2167-2178.
- Palmentola G., Carobene L., Mastronuzzi G. & Sansò P. (1990) - *I terrazzi marini pleistocenici della penisola di Crotona (Calabria)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **13** (1), 75-80.
- Panizza M. (1967) - *Il Pleistocene di Crosia (Rossano, Cosenza)*. Riv. It. Paleont. Stratigr., Mem. **13**, 131-194.
- Pirazzoli P. A., Radtke U., Hantoro W.S., Jouannic C., Hoang C.T., Causse C. & Borel Best M. (1991) - *Quaternary raised coral-reef terraces on Sumba Island, Indonesia*. Science, **252**, 1834-1836.
- Prell W.L., Imbrie J., Martinson D.G., Morley J.J., Pisias N.G., Shackleton N.J. & Streeter H.F. (1986) - *Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy: application to the late Quaternary*. Paleoceanography, **1**, 137-182.
- Shackleton N. J. (1987) - *Oxygen isotopes, ice volume and sea level*. Quatern.Sc.Rev., **6** (3/4), 183-190.
- Storzer D. & Poupeau G. (1973) - *Agés-plateau de minéraux et verres par la méthode des traces de fission*. C. R. Paris, **276** serie D, 317-319.
- Storzer D. & Wagner G.A. (1969) - *Correction of thermally lowered fission-track ages of tektites*. Earth Planet. Sci. Lett., **5**, 463-468.
- Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E. & Labracherie M. (2002) - *Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records*. Quaternary Science Reviews, **21**, 295-305.
- Wagner G.A. & Van den haute P. (1992) - *Fission Track Dating*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 285 pp.
- Westgate J.A. (1989) - *Isothermal plateau fission track ages of hydrated glass shards from silicic tephra beds*. Earth Planet. Sci. Lett., **95**, 226-234.
- Williams D. F., Thunell R. C., Tappa E., Rio D. & Raffi I. (1988) - *Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m/y*. B.P. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **64**, 221-240.
- Williams M., Dunkerley D., De Deckker P., Kershaw P. & Chappell J. (1998) - *Quaternary environments*. 329 pp., Arnold, London.
- Winograd I.J., Landwehr J.M., Ludwig K.R., Coplen T.B. & Riggs A.C. (1997) - *Duration and structure of the past four interglaciations*. Quatern. Res., **48**, 141-154.

Ms. ricevuto il 1° giugno 2004

Testo definitivo ricevuto il 25 ottobre 2004

Ms. received: June 1, 2004

Final text received: October 25, 2004.

