

## VALUTAZIONE DEL TASSO DI EROSIONE IN APPENNINO MERIDIONALE DA DATI GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICI

Andrea Capalbo<sup>1</sup>, Alessandra Ascione<sup>2</sup>, Pietro P.C. Aucelli<sup>3</sup>, Stefano Mazzoli<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Dipartimento di Scienze Geologiche, Tecnologie Chimiche e Ambientali, Università "Carlo Bo", Urbino

<sup>2</sup>Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli

<sup>3</sup>Dipartimento di Scienze per l'Ambiente, Università "Parthenope", Napoli

Corresponding author: A. Ascione <ascione@unina.it>

**RIASSUNTO:** Capalbo A. et al., *Valutazione del tasso di erosione in Appennino Meridionale da dati geologico-geomorfologici*. (IT ISSN 0349-3356, 2010).

L'esumazione delle unità strutturalmente più profonde di una catena montuosa è determinata dalla rimozione di carico per fenomeni erosionali cui può associarsi tettonica estensionale. Recenti dati strutturali e termocronometrici (AFT) attribuiscono alla tettonica estensionale a basso angolo un ruolo importante nell'esumazione plio-pleistocenica delle unità profonde affioranti nei settori assiali dell'Appennino Meridionale.

In questo lavoro è stata effettuata una stima del tasso di erosione nel lungo termine relativo ad un vasto settore che include anche le zone assiali dell'Appennino meridionale, con lo scopo di giungere ad una valutazione del contributo dei processi erosionali e tettonici nell'esumazione delle unità tettoniche più profonde. Il metodo utilizzato consiste nella valutazione dei volumi erosi a partire dai volumi dei corpi sedimentari risultanti da questa erosione. L'area di studio è rappresentata dal bacino wedge-top plio-pleistocenico di Sant'Arcangelo (Basilicata) e dal relativo bacino di alimentazione. Mediante un software G.I.S., è stato stimato il volume dell'unità deposta nel bacino durante un periodo in cui esso era isolato dalla contigua avanfossa Bradanica, e valutata l'estensione del relativo paleobacino idrografico, la cui delimitazione è stata basata su evidenze di tipo geologico e morfotettonico. Il valore del tasso di erosione medio, di  $0,25 \pm 0,07$  mm/a, può essere considerato rappresentativo per la catena appenninica nel corso del Quaternario e risulta di un ordine di grandezza inferiore all'esumazione plio-quadernaria di unità profonde desumibile dai dati AFT. Questo studio, pertanto, conferma l'importante componente tettonica nell'esumazione delle unità costituenti l'ossatura dell'orogene sudappenninico.

**ABSTRACT:** Capalbo A. et al., *Evaluation of the erosion rate in the Southern Apennines (Italy) based on geological-geomorphological data*. (IT ISSN 0349-3356, 2010).

*The object of this study is the estimation of the long-term erosion rate in the southern portion of the Apennines chain (southern Italy). This was done with the aim of validating the hypothesis, proposed by MAZZOLI et al. (2008), that thin-skinned extensional tectonics played a major role in the exhumation of formerly deeply buried tectonic units. More in detail, the study aimed at providing data on the erosional component of the rock exhumation which, based on Apatite Fission Tracks data reported in MAZZOLI et al. (2008), has affected in the last 10 Ma the deepest units in the southern Apennines fold-and-thrust belt.*

*The erosion rate was estimated based on the evaluation of the volume of deposits delivered by a large hydrographic basin to a continental environment sedimentary basin. The accumulation basin is the Sant'Arcangelo basin (hereinafter BSA), which developed as a marine environment wedge-top basin (originally connected to the Apennines foreland basin) during the Middle Pliocene and evolved as an alluvial-lacustrine basin in the late part of the Early Pleistocene in response to the thrusting related uplift of a ridge located to the E of it (VEZZANI, 1966, 1967; CARBONE, 1991; PIERI, 1994; ZAVALA, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2001; GIANNANDREA & LOIACONO, 2003; BENVENUTI et al., 2006). The drainage basin correlated to the BSA covers a large portion of the eastern slope of the Southern Apennines, and includes elevations formed of formerly deep-seated structural units (namely, Lagonegro units and Apulian platform unit) exhumed during Pliocene-Quaternary times.*

*Literature data and field surveys allowed the identification of the sedimentary unit (Castronuovo-San Lorenzo unit, CSL, composed of lacustrine deposits passing laterally and upwards into alluvial plain sediments) which was deposited within the BSA when the basin was isolated from the neighboring foreland basin. The CSL ranges in age from around 1 to 0,7 Ma (PATACCA & SCANDONE, 2001; MATTEI et al., 2004; SABATO et al., 2005). G.I.S. elaborations allowed the reconstruction of the top and bottom surfaces and volume of the CSL. The calculated volume value was corrected accounting for the erosion which affected the CSL top surface, for the original width of the deposition area, for the suspended load loss, and for the sediment porosity. The paleo-hydrographic basin coeval to the CSL was reconstructed based on geomorphological/geological evidences, which include the compositional analysis of pebbles of different units of the BSA succession.*

*The obtained  $0,25 \pm 0,07$  mm/a erosion rate value is comparable to the values, averaged over the last 0,7 Ma and spanning from 0,2 to 0,3 mm/a, estimated for the eastern chain margin-foreland basin area in both the southern and northern Apennines (AMATO et al., 2003; CYR & GRANGER, 2008). These values, which can be considered as representative of erosion which has affected the Apennines over the Quaternary, are much lower than the Pliocene-Quaternary rock exhumation of formerly buried units estimated by AFT data, and this points to the important contribution of the extensional tectonics in the exhumation processes in the Southern Apennines.*

Parole chiave: : tasso di erosione, esumazione, morfotettonica, Appennino meridionale.

Keywords: erosion rate, rock exhumation, tectonic geomorphology, Southern Apennines.

### INTRODUZIONE

I fenomeni erosivi che agiscono su una catena in via di strutturazione sono responsabili dello smantellamento di grandi volumi di materiale provocando, oltre

alla risposta isostatica della crosta alla rimozione del carico (GILCHRIST et al., 1994), la venuta a giorno di corpi rocciosi originariamente sepolti a profondità anche di diversi km. Tale fenomeno è noto come rock exhumation, termine che indica la variazione della profondità di

una porzione di roccia rispetto alla superficie di separazione aria – roccia; ad essa, oltre ai processi erosionali, possono contribuire anche processi legati alla tettonica estensionale (ENGLAND & MOLNAR, 1990). Questi ultimi sono stati descritti per la prima volta con la scoperta dei core complex nella provincia del Basin and Range (ad es., MOORES *et al.*, 1968), ma vi sono abbondanti evidenze dell'azione di faglie normali sull'esumazione di rocce medio crostali sia in regimi estensionali (ad es., FOSTER & JOHN, 1999) sia in quelli compressionali (MANCKTELOW, 1985; SELVERSTONE, 1988, MAZZOLI *et al.*, 2008).

Riguardo all'Appennino Meridionale, indicatori termici nelle unità tettoniche costituenti l'ossatura della catena documentano fenomeni di esumazione negli ultimi 10 Ma (un periodo nel quale l'orogene si stava ancora strutturando) evidenziando, in qualche caso, la rapida esumazione di unità profonde negli ultimi 2–3 Ma (MAZZOLI *et al.*, 2008). In contesti morfoclimatici paragonabili all'Appennino Meridionale, ovvero con modesta energia del rilievo e clima temperato–umido, la sola azione dell'erosione non sembra poter giustificare tali fenomeni. Infatti, sebbene in letteratura siano riportati valori dei tassi d'erosione anche molto elevati (superiori a 10 mm/a, ADAMS *et al.*, 2009), questi si riferiscono a piccoli bacini idrografici con forte rilievo locale (intorno a 3000 m) e a ridotte finestre temporali (poche decine di migliaia di anni), ovvero a contesti spazio-temporali più sensibili a fattori locali, quali la presenza di litotipi particolarmente erodibili e/o il verificarsi di fenomeni puntiformi (eventi franosi), il cui peso sul dato finale può essere molto forte.

Riguardo al contesto sudappenninico, una valutazione del tasso di erosione di lungo termine relativa al Quaternario è stata effettuata per il settore includente il margine esterno della catena e parte della contigua avanfossa: dalla stima dei volumi erosi a partire da una paleotopografia ricostruita mediante l'uso di paleosuperfici, AMATO *et al.* (2003) hanno ottenuto valori dei tassi compresi tra 0,22 e 0,30 mm/a. Questi valori limite si riferiscono rispettivamente agli ultimi 0,8 Ma e 0,6 Ma; tali intervalli riflettono l'incertezza legata all'età delle paleosuperfici marker.

Il confronto tra tali valori e la locale rapidità dei processi esumativi suggerisce che questi ultimi non possano essere imputati alla sola erosione, evidenziando il contributo della tettonica estensionale a basso angolo nell'esumazione plio–pleistocenica delle unità più profonde dell'orogene, come proposto da MAZZOLI *et al.* (2008). Tuttavia, i valori del tasso d'erosione finora stimati potrebbero non essere del tutto significativi poiché derivanti da contesti geografici e geomorfologici non rappresentativi della catena nel suo insieme. Essi, infatti, si riferiscono a settori caratterizzati da modesta energia del rilievo (paleosuperfici disseccate), mentre è possibile ammettere che le aree da cui provengono i tassi d'esumazione, caratterizzate da maggiore elevazione, rilievo locale e pendenze medie che, come noto, esercitano un forte controllo sull'erosione (AHNERT, 1970; PIENET & SORIAU, 1988; MONTGOMERY & BRANDON, 2002), siano state oggetto di dinamiche erosive più vivaci. D'altra parte, il tasso di erosione è influenzato dal grado di erodibilità dei litotipi e le successioni affioranti in catena, pur essendo molto eterogenee, sono presumibilmente meno erodibili di quelle clastiche del-

l'avanfossa e di quelle terrigene del margine esterno.

Questo studio ha come obiettivo la stima del tasso di erosione nel settore assiale dell'Appennino Meridionale. L'approccio utilizzato è di tipo indiretto, ovvero esso consiste nella valutazione dei volumi erosi a partire dalla stima dei volumi dei corpi sedimentari risultanti da questa erosione. L'area di studio è rappresentata dal bacino plio–pleistocenico di Sant'Arcangelo (nel seguito, BSA) e dal relativo bacino di alimentazione, che corrisponde ad un ampio settore della fascia assiale della catena in cui affiorano unità tettoniche che sono state oggetto di rapida esumazione mentre il BSA andava colmandosi.

## 1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La formazione dell'orogene sudappenninico, iniziata nel Miocene, è proceduta attraverso l'accavallamento per thin–skinned thrusting dei domini più occidentali, o interni, su quelli più orientali (BUTLER *et al.*, 2004, e relativa bibliografia). Nel settore di catena considerato in questo studio (Fig. 1), le unità strutturali della pila orogenica rappresentate sono, dalla più alta: le Unità Liguridi e Sicilidi, la Piattaforma Appenninica, le unità afferenti al Bacino di Lagonegro. Discordanti su tali unità, si ritrovano depositi miocenici e plio–pleistocenici associati a wedge-top basins. L'ultima avanfossa plio–quaternaria della catena è occupata da sedimenti marini e colmata da depositi alluvionali del Pleistocene Medio (Fig. 1). Al di sotto delle coltri alloctone e dei depositi dell'Avanfossa Bradanica, si rinviene la piattaforma Apula, che è stata coinvolta nelle fasi finali della compressione appenninica che vi ha generato faglie inverse e pieghe di grande lunghezza d'onda con uno stile deformativo da thick–skinned thrusting (SHINER *et al.*, 2004). L'unica porzione della Piattaforma Apula affiorante in catena (e nell'area di studio) è rappresentata dal M. Alpi (MAZZOLI *et al.*, 2006). Dati termocronometrici (AFT; MAZZOLI *et al.*, 2008) indicano che l'esumazione di questa unità e delle unità Lagonegresi costituenti l'alto del M. Sirino (anch'esso ricadente nell'area di studio), originariamente sepolte a profondità di diversi km, si è in buona parte realizzata negli ultimi 2–3 Ma.

A partire dal Tortoniano, la strutturazione della catena è accompagnata dall'apertura del bacino estensionale tirrenico (PATACCA *et al.*, 1990; SARTORI, 1990) che porta, nel corso del Quaternario, alla formazione di ampie e profonde depressioni peritirreniche (BRANCACCIO *et al.*, 1991; CAIAZZO *et al.*, 2006). La cessazione dei raccorciamenti intorno a 0.7 Ma è stata seguita dall'instaurarsi di una tettonica estensionale che ha modificato il precedente assetto strutturale (CELLO *et al.*, 1982; CINQUE *et al.*, 1993; HIPPOLYTE *et al.*, 1994b). Al contempo, i settori di avanfossa ed il margine esterno della catena sono stati oggetto di un uplift che ha portato ad un graduale aumento dell'elevazione media (CINQUE *et al.*, 1993; AMATO & CINQUE, 2000).

Dal punto di vista geomorfologico, l'Appennino meridionale è una catena asimmetrica che ha quote massime di poco superiori ai 2000 m e una quota media di circa 650 m (AMATO *et al.*, 2003). Le cime più elevate si ritrovano più vicine alla costa tirrenica, determinando un versante orientale più lungo e con un gra-

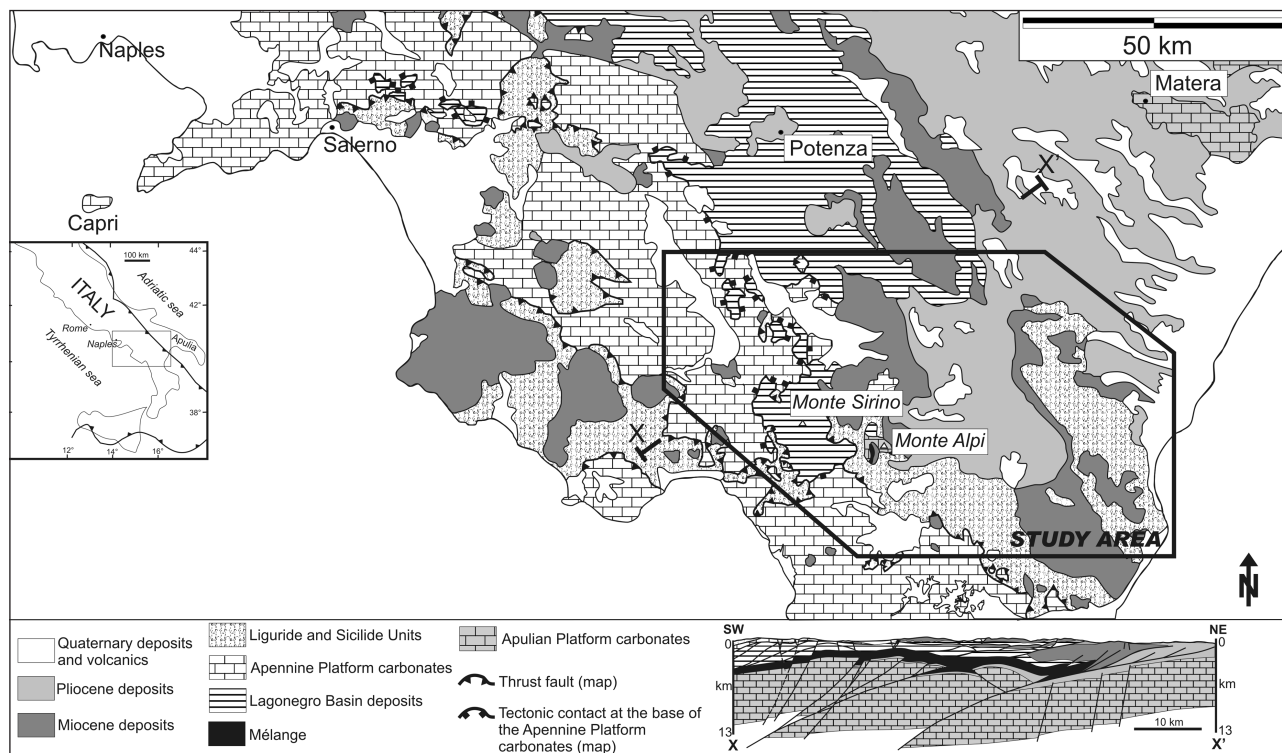


Fig. 1 - Carta geologica schematica dell'Appennino meridionale. Da MAZZOLI *et al.*, 2008, modificata.

*Geological sketch map of the Southern Apennines. MAZZOLI et al., 2008 modified.*

diente medio minore (CINQUE, 1992; ASCIONE & CINQUE, 1999; AMATO *et al.*, 2003). Altra caratteristica della catena risiede nel fatto che, in generale, lo spartiacque principale non coincide con le cime più elevate ma si colloca ad E di esse (AMATO *et al.*, 1995; SALUSTRI GALLI *et al.*, 2000). Tale situazione è stata determinata dalla riorganizzazione del reticolo fluviale conseguita alla formazione delle depressioni intramontane e, soprattutto, ai forti ribassamenti che interessavano le depressioni peritirreniche (AMATO *et al.*, 1995; ASCIONE & CINQUE, 1999; AMATO *et al.*, 2003).

## 2.1 Il Bacino di Sant'Arcangelo: precedenti conoscenze

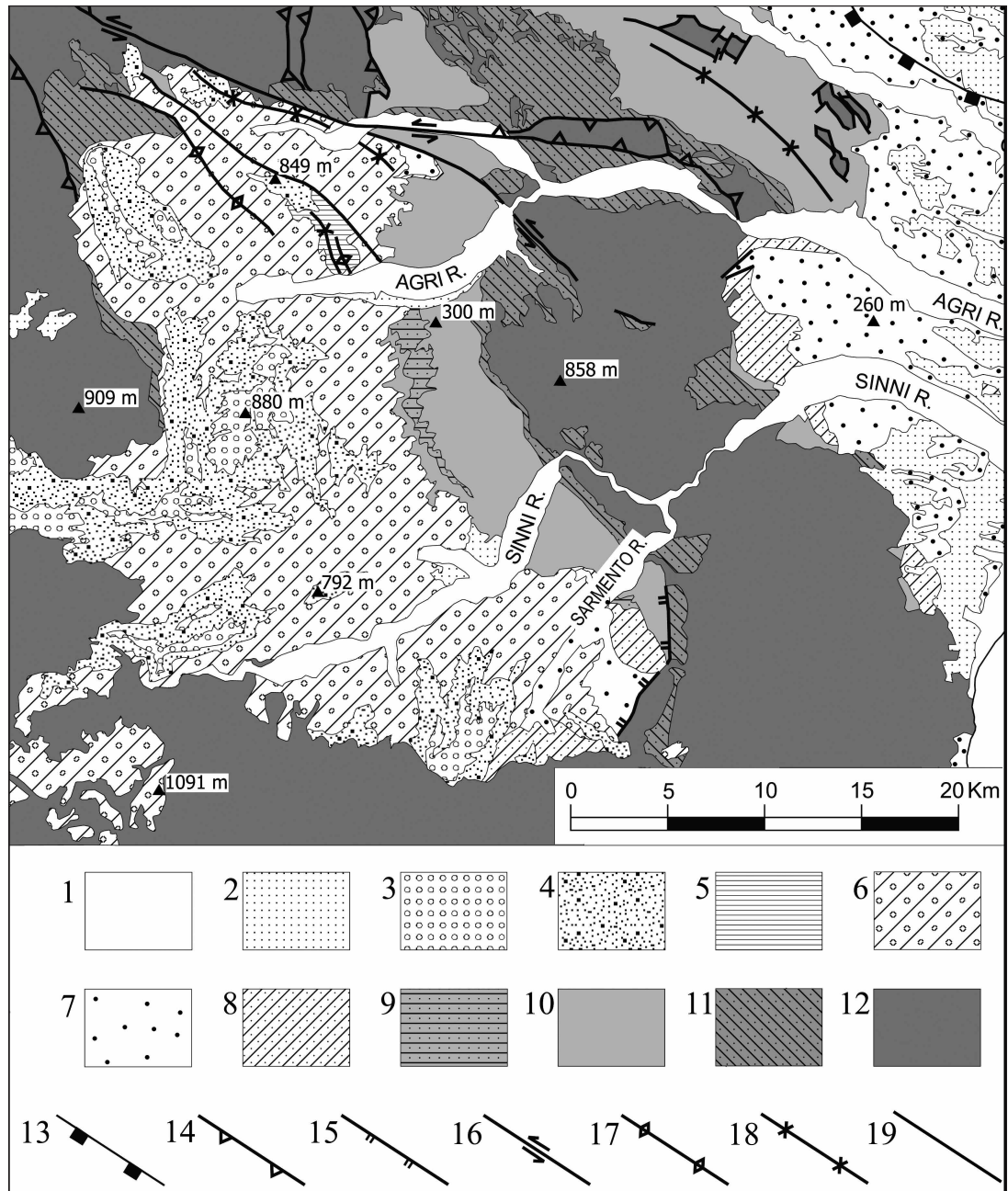
Il BSA (Fig. 2) è stato oggetto di numerosi studi di carattere stratigrafico e strutturale. Esso è stato interpretato da TURCO *et al.* (1990) come un bacino pull-apart e, da più Autori (CALDARA *et al.*, 1988; PIERI *et al.*, 1994; HIPPOLYTE *et al.*, 1991, 1994a; PATACCA & SCANDONE, 2001), come bacino piggyback. L'evoluzione del bacino, che all'atto della sua individuazione costituiva un'appendice dell'avanfossa appenninica, è stata fortemente condizionata dall'attività di thrust E-vergenti del cuneo di accrezione appenninico (PATACCA & SCANDONE, 2001; BENVENUTI *et al.*, 2006) o di thrust profondi (ZUPPETTA *et al.*, 2004). Ai processi di raccorciamento viene anche imputato il sollevamento della dorsale di Nocera (anche nota come dorsale di Valsinni, o Rotondella-Colobraro, o Stigliano-Montegiordano) che separa il BSA dall'avanfossa Bradanica, interpretato come effetto dell'attività di thrusts sul fronte alloctono esterno (PIERI *et al.*, 1994), o come prodotto del raccorciamento seguito alla deformazione profonda del

substrato apulo (CARBONE *et al.*, 1991; ZUPPETTA *et al.*, 2004; BENVENUTI *et al.*, 2006).

Il riempimento del bacino è caratterizzato da una complessa architettura deposizionale e strutturale. In esso, VEZZANI (1967a; 1967b) individua due cicli trasgressivo-regressivi principali di età compresa tra il Pliocene Inferiore ed il Calabriano. Gli studi condotti dalla fine degli anni '80 hanno portato ad un più dettagliato inquadramento delle diverse unità, senza tuttavia pervenire ad un'univoca definizione del quadro tettono-stratigrafico: le diverse ricostruzioni si differenziano per il numero delle unità distinte, nonché per l'età e il significato, in termini di tettonica, attribuiti alle diverse unità (Fig. 3). In sintesi, il BSA è occupato da sedimenti marini, transizionali e continentali organizzati in più sequenze deposizionali a carattere trasgressivo-regressivo; la base del riempimento è datata 3,3 Ma (PATACCA & SCANDONE, 2001). Le successioni continentali sono dominanti nella zona occidentale e nella parte alta: a partire dalla deposizione dei Conglomerati di Castronuovo e degli eterotipici depositi lacustri di S. Lorenzo (CALDARA *et al.*, 1988; PIERI *et al.*, 1994; PATACCA & SCANDONE, 2001), ovvero del Gruppo di Profico (ZAVALA, 2000) o Sintema di Missanello - Noepoli (BENVENUTI *et al.*, 2006), la sedimentazione all'interno del BSA si sviluppa in ambiente esclusivamente continentale. La sedimentazione termina con la deposizione, in ambiente di conoidi alluvionali principalmente progredienti dai quadranti occidentali e, subordinatamente, da quelli meridionale e settentrionale, di quelli noti in letteratura come Conglomerati di Serra Corneta, di età Pleistocene medio (VEZZANI, 1967a; 1967b; CARBONE *et al.*, 1991; PIERI *et al.*, 1994; ZAVALA, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2001; GIANNANDREA



Fig. 2 - Schema geologico del bacino di Sant'Arcangelo (da PATACCA & SCANDONE, 2001, modificata). 1) Depositi alluvionali e subordinatamente di spiaggia (Olocene); 2) Depositi terrazzati continentali e subordinatamente di mare basso (Pleistocene medio e superiore); 3) Depositi alluvionali e fluvio-deltaici (Conglomerato di Serra Corneta nel BSA, Pleistocene medio); 4) Depositi alluvionali nel BSA (Conglomerato di Castronuovo, Pleistocene medio); 5) depositi lacustri (Argille di San Lorenzo, Pleistocene medio); 6) depositi di fandelta e conoidi alluvionali prossimali (Sintema del Sinni, Pleistocene inferiore e medio); 7) depositi pelitici di prodelta e subordinati depositi lagunari nel BSA (parte superiore del Sintema del Sarmento, Pleistocene inferiore); sabbie di mare basso (Sabbie di Montalbano, Pleistocene inferiore) e depositi pelitici di piattaforma aperta (Argille di Gravina, Pleistocene medio; Argille sub-appennine, Pleistocene inferiore e medio) nella Fossa Bradanica; 8) depositi di fandelta e piattaforma (parte inferiore del Sintema del Sarmento nel BSA; Sabbie di Tursi lungo il margine esterno della dorsale di Nocera, Pleistocene inferiore); 9) sabbie di mare basso (Sabbie di Sant'Arcangelo, Pleistocene inferiore); 10) depositi pelitici di piattaforma (Argille di Craco, Pleistocene inferiore); 11) Sequenza deposizionale P<sub>1-2</sub>: conglomerati e arenarie di fronte di fandelta e di mare basso, depositi pelitici da lagunari a marini di piattaforma aperta con subordinate argille diatomitiche, conglomerati e arenarie di fronte di fandelta passanti lateralmente (margine esterno dell'Appennino) ad arenarie bioclastiche e calcareniti silicoclastiche (Pliocene Superiore); 12) Coltri appenniniche e depositi discordanti più antichi di 3.7 Ma; 13) Fronte sepolto delle coltri appenniniche; 14) Faglie inverse e sovrascorrimenti plio-pleistocenici; 15) Faglie normali; 16) Faglie trascorrenti; 17) Asse di anticlinale; 18) Asse di sinclinale; 19) Contatti tettonici.



1) Alluvial and subordinate shore deposits (Holocene); 2) Terraced continental and shallow-marine deposits (Upper-Middle Pleistocene); 3) Alluvial and prograding fluvio-deltaic deposits (Serra Corneta Conglomerate in the BSA, Middle Pleistocene); 4) alluvial deposits in the BSA (Castronuovo Conglomerate, Middle Pleistocene); 5) lacustrine deposits (San Lorenzo Clay, Middle Pleistocene); 6) fan-delta deposits, including proximal alluvial fans (Sinni Synthem, Middle-Lower Pleistocene); 7) prodelta mudstones and subordinate brackish-water lagoonal deposits in the BSA (upper portion of the Sarmento Synthem, Lower Pleistocene); nearshore sandstones (Montalbano Sandstone, Middle Pleistocene) and open-shelf muddy deposits (Gravina clays, Middle Pleistocene; Sub-Apenninic Clay, Middle-Lower Pleistocene) in the Bradano Trough; 8) fan-delta to shelf deposits (lower portion of the Sarmento Synthem in the BSA; Tursi Sandstone along the eastern margin of the Nocera Ridge, Lower Pleistocene); 9) shallow-marine sandstones (Sant'Arcangelo sandstones, Lower Pleistocene); 10) shelf mudstones (Craco Clay, Lower Pleistocene); 11) P<sub>1-2</sub> depositional sequence: fan-delta-front to shallow-marine conglomerates and sandstones, lagoon to open-shelf mudstones including subordinate diatomitic clays, fan-delta-front conglomerates and sandstones laterally grading (outer margin of the Apennines) into bioclastic sandstones and siliciclastic calcarenites (Upper Pliocene); 12) Apenninic nappes and thrust sheet-top deposits older than 3.7 Ma; 13) Buried front of the Apennine nappes; 14) Plio-Pleistocene thrusts; 15) Normal faults; 16) Strike-slip faults; 17) Anticline axis; 18) Syncline axis; 19) Tectonic contacts.

Geological sketch showing the Plio-Pleistocene deposits and the major tectonic features in the BSA and in the southern part of the Bradano Trough (modified after PATACCA & SCANDONE, 2001): 1) Alluvial and subordinate shore deposits (Holocene); 2) Terraced continental and shallow-marine deposits (Upper-Middle Pleistocene); 3) Alluvial and prograding fluvio-deltaic deposits (Serra Corneta Conglomerate in the BSA, Middle Pleistocene); 4) alluvial deposits in the BSA (Castronuovo Conglomerate, Middle Pleistocene); 5) lacustrine deposits (San Lorenzo Clay, Middle Pleistocene); 6) fan-delta deposits, including proximal alluvial fans (Sinni Synthem, Middle-Lower Pleistocene); 7) prodelta mudstones and subordinate brackish-water lagoonal deposits in the BSA (upper portion of the Sarmento Synthem, Lower Pleistocene); nearshore sandstones (Montalbano Sandstone, Middle Pleistocene) and open-shelf muddy deposits (Gravina clays, Middle Pleistocene; Sub-Apenninic Clay, Middle-Lower Pleistocene) in the Bradano Trough; 8) fan-delta to shelf deposits (lower portion of the Sarmento Synthem in the BSA; Tursi Sandstone along the eastern margin of the Nocera Ridge, Lower Pleistocene); 9) shallow-marine sandstones (Sant'Arcangelo sandstones, Lower Pleistocene); 10) shelf mudstones (Craco Clay, Lower Pleistocene); 11) P<sub>1-2</sub> depositional sequence: fan-delta-front to shallow-marine conglomerates and sandstones, lagoon to open-shelf mudstones including subordinate diatomitic clays, fan-delta-front conglomerates and sandstones laterally grading (outer margin of the Apennines) into bioclastic sandstones and siliciclastic calcarenites (Upper Pliocene); 12) Apenninic nappes and thrust sheet-top deposits older than 3.7 Ma; 13) Buried front of the Apennine nappes; 14) Plio-Pleistocene thrusts; 15) Normal faults; 16) Strike-slip faults; 17) Anticline axis; 18) Syncline axis; 19) Tectonic contacts.

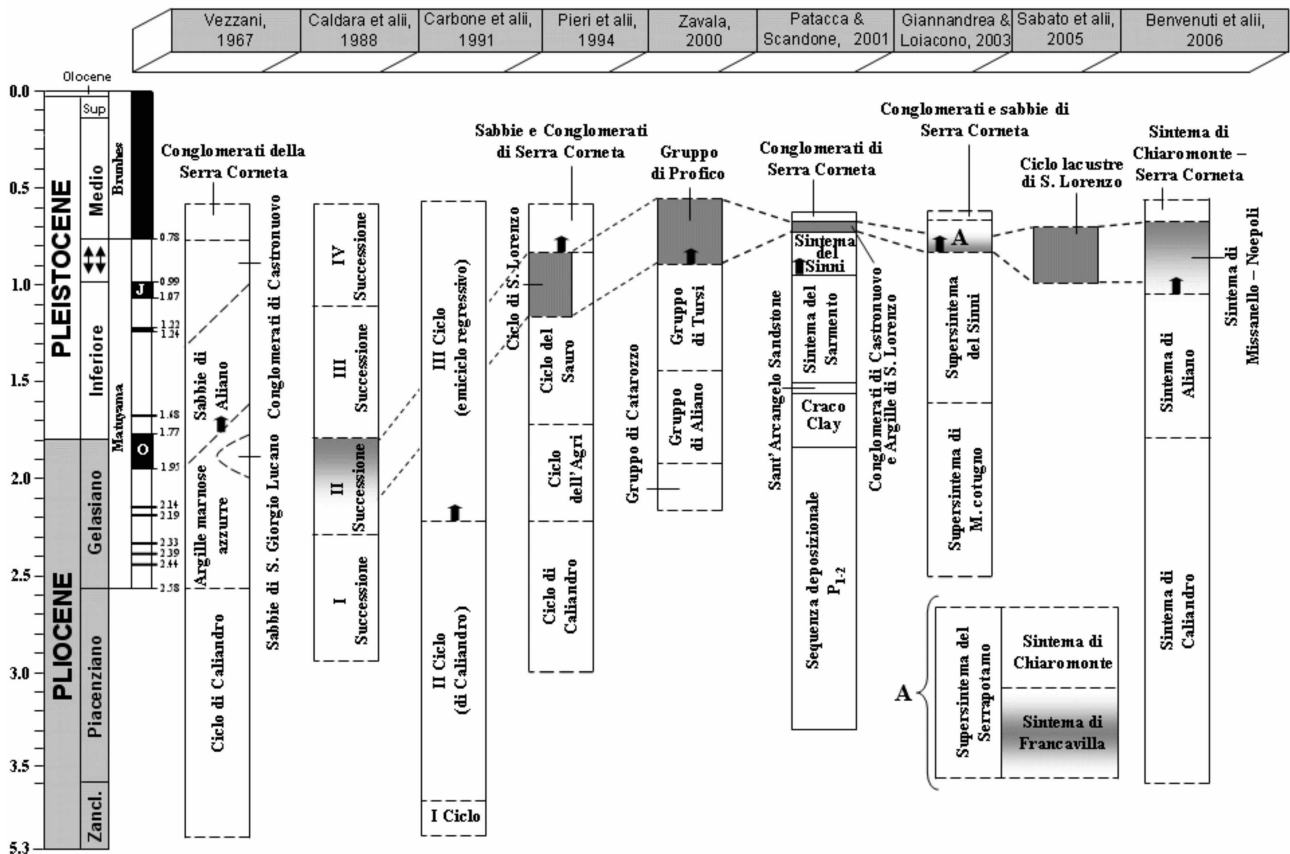


Fig. 3 - Schema di sintesi delle ricostruzioni stratigrafiche del BSA. In grigio è mostrata l'unità che include i sedimenti lacustri del bacino di S. Lorenzo. La freccia nera indica l'inizio dell'emersione della dorsale di Nocara nelle interpretazioni dei diversi Autori.

*Synthetic sketch showing the different interpretations of the BSA stratigraphy. In grey is shown the unit which, according to the different Authors, includes the S. Lorenzo lacustrine deposits. The black arrow indicates the onset of the Nocara ridge emersion.*

& LOIACONO, 2003; BENVENUTI *et al.*, 2006). Tale evento è seguito da un sollevamento generalizzato che investe anche la contigua avanfossa Bradanica (CINQUE *et al.*, 1993) e porta le superfici eroso-deposizionali impostate sui Conglomerati di Serra Corneta a quote che vanno da circa 1000–1100 m presso il margine occidentale del bacino a circa 700 – 800 m nella sua porzione centrale. L'uplift è stato accompagnato e seguito da dissezione, interrotta da brevi fasi di stazionamento dei livelli di base e aggradazione fluviale che hanno lasciato traccia in diversi ordini di terrazzi lungo le principali valli che attualmente dissecano il bacino.

L'architettura del bacino è stata fortemente condizionata dall'individuazione della dorsale di Nocara. Tale struttura ha costituito un alto sommerso nelle fasi iniziali della sua formazione, rispettivamente ascritte al Pliocene (VEZZANI, 1967a; 1967b; CARBONE *et al.*, 1991; PIERI *et al.*, 1994) o al periodo che va dalla parte alta del Pleistocene inferiore alla parte bassa del medio (ZAVALA, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2001). Sulla base di correlazioni stratigrafiche tra i depositi affioranti nel BSA e nella contigua porzione di avanfossa, più Autori (CARBONE *et al.*, 1991; ZAVALA, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2001; GIANNANDREA & LOIACONO, 2003; BENVENUTI *et al.*, 2006; Fig. 4) mettono in relazione il progredire del sollevamento della dorsale con l'isolamento del bacino dall'Avanfossa Bradanica. La dorsale avrebbe, infatti, costituito un ostacolo in grado di inibire il trasporto dei

sedimenti più grossolani verso l'avanfossa, dove al contempo si registrava la deposizione di una successione pelitica monotona (ZAVALA, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2001).

Argomenti più dibattuti sono l'età dell'emersione della dorsale e la risposta sedimentaria registrata dal bacino a seguito di tale evento. Alcuni Autori (ZAVALA, 2000; GIANNANDREA & LOIACONO, 2003; BENVENUTI *et al.*, 2006) hanno interpretato, come effetto delle fasi finali del sollevamento, la deposizione di unità lacustri-alluvionali affioranti nei settori centro-settentrionale e centro-meridionale del BSA, rispettivamente rappresentate dai depositi lacustri di San Lorenzo e dal Sintema di Francavilla (GIANNANDREA & LOIACONO, 2003).

### 3. STIMA DEI PARAMETRI UTILI AL CALCOLO DEL TASSO DI EROSIONE MEDIO

La valutazione dei tassi di erosione di breve o lungo termine può essere ottenuta, direttamente o indirettamente, mediante metodologie basate su misurazioni dei nuclidi cosmogenici prodotti in situ (ad es. GRANIGER *et al.*, 1996). In alternativa, i tassi di erosione di lungo termine possono essere stimati a partire dalla valutazione dei volumi erosi da una data area (ad es., AMATO *et al.*, 2003), oppure dalla valutazione dei volumi accumulati in un dato bacino e attribuibili ad un ben

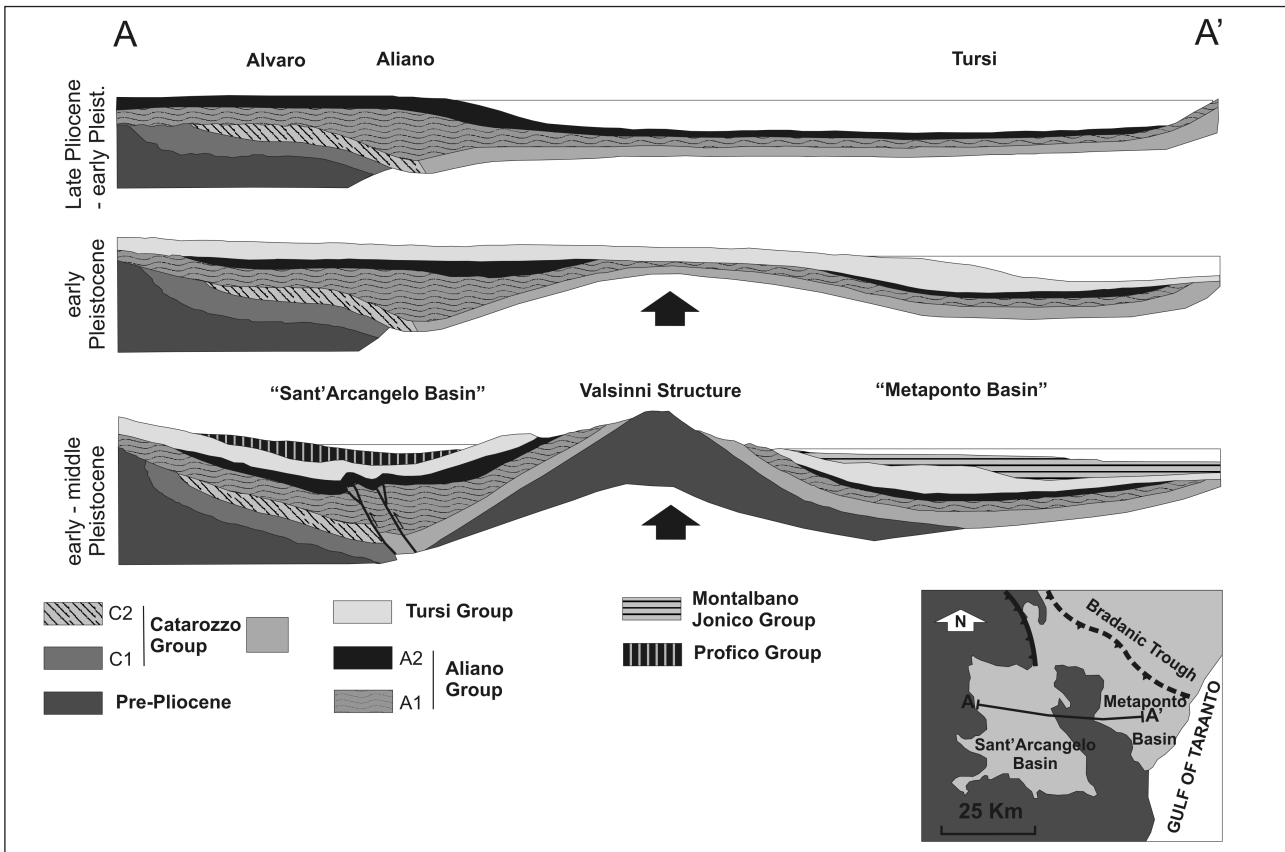


Fig. 4 - Schema evolutivo del BSA tra il Pliocene Superiore e il Pleistocene inferiore (da ZAVALA, 2000, modificato).

Sketch of the Late Pliocene - Early Pleistocene evolution of the BSA (Zavala, 2000 modified).

preciso bacino di alimentazione (ad es., KUHLEMANN *et al.*, 2002). Nel primo caso, è necessaria la ricostruzione di una paleotopografia a partire, ad esempio, dalla presenza di "paleosuperfici" erosionali o di superfici deposizionali di età nota. Tuttavia, questa operazione risulta più agevole in avanfossa o in quei settori dove tali forme sono assimilabili a superfici planari. Più ardua è la ricostruzione di una paleotopografia di riferimento nei settori della catena emersi in tempi più antichi (Mio-Pliocene), che sono stati oggetto di prolungato modellamento e disarticolati dalla tettonica quaternaria.

La valutazione dei volumi di materiali accumulati può essere effettuata in quelle aree che hanno rappresentato il recapito dei sedimenti erosi all'interno di un dato paleobacino di alimentazione e in cui la perdita di sedimento risulta trascurabile o quantomeno valutabile. In questo lavoro viene applicata la seconda delle metodologie sopra descritte all'area del BSA e al suo bacino di alimentazione, nel quale ricadono il M.te Sirino e il M.te Alpi, due delle aree da cui provengono le stime sui tassi di *rock exhumation*. Il calcolo del tasso di erosione secondo il metodo adottato richiede di ottenere una stima dei parametri da immettere nella [1],

$$[1] \quad T_{\text{Emedio}} = \frac{\left( \frac{V_s}{S_A} \right)}{\Delta t}$$

dove  $T_{\text{Emedio}}$  rappresenta il tasso d'erosione medio

(mm/a),  $V_s$  (mm<sup>3</sup>) il volume dei depositi sedimentati all'interno del bacino durante l'intervallo di tempo  $\Delta t$  (a) ed  $S_A$  (mm<sup>2</sup>) la superficie del bacino idrografico da cui avrebbero tratto alimentazione gli stessi depositi. La determinazione dei parametri  $V_s$  e  $\Delta t$  richiede l'individuazione di un corpo sedimentario, ben vincolato cronologicamente. La revisione critica dei dati bibliografici e lo studio di terreno hanno permesso di identificare, tra le unità che occupano il BSA, quella più idonea per gli scopi del lavoro (vedi par. 3.1) e di pervenire ad una attendibile delimitazione del corrispettivo paleobacino alimentare (vedi par. 3.2). Riguardo alla stima del parametro  $V_s$ , che ha richiesto la delimitazione in 3d del corpo sedimentario di interesse, ovvero la ricostruzione delle superfici di tetto e di letto di questo, ci si è avvalsi della cartografia geologica esistente, rappresentata dai Fogli 211 S. Arcangelo e 200 Tricarico della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, dal Foglio 506 S. Arcangelo in scala 1:50.000 (<http://www.apat.gov.it/MEDIA/carg/Stampati/506/FOGLIO.htm>), dalle carte in scala 1:50.000 di CARBONE *et al.* (1991) e di BENVENUTI *et al.* (2006), nonché dalla cartografia riportata in VEZZANI (1967a), PATACCA & SCANDONE (2001), e GIANNANDREA & LOIACONO (2003).

Dal punto di vista operativo, il trattamento dei dati è stato eseguito con l'utilizzo di un software G.I.S. (arcview 9.1 - E.S.R.I.), con il quale è stato anche realizzato un D.E.M. dell'area di interesse a partire dalla digitalizzazione delle curve di livello della topografia in scala 1:25.000.



### 3.1 Identificazione ed inquadramento cronologico del corpo sedimentario di interesse

La condizione ideale per l'applicazione del metodo sopra descritto è rappresentata da corpi deposti in bacini a drenaggio endoreico. In questo caso di studio, ciò si è tradotto nell'identificazione delle unità sedimentate nel BSA durante la fase in cui questo è stato "isolato" dall'avanfossa a seguito dell'emersione della dorsale di Nocara. La rilettura critica dei dati suggerisce che la separazione del BSA dall'avanfossa può essere messa in relazione con il radicale mutamento nei rapporti laterali di sedimentazione tra BSA e l'avanfossa, occorso tra la parte alta del Pleistocene inferiore e la parte bassa del Pleistocene medio. Durante questo intervallo, in avanfossa si registra una brusca interruzione del flood-dominated system e la sedimentazione di una successione argillosa monotona (rispettivamente, Gruppo di Montalbano Jonico di ZAVALA, 2000 e parte alta delle Sub-apenninic Clay di PATACCA & SCANDONE, 2001), eventi collegati all'individuazione di un alto morfotutturale (dorsale di Nocara) in grado di inibire il trasporto del sedimento più grossolano verso est. L'emersione della dorsale può anche giustificare il mutamento, nel tardo Pleistocene inferiore, delle condizioni ambientali nel BSA, dove si instaurano condizioni di generalizzata continentalità connotata da ambienti lacustri ed eteropici ambienti alluvionali; ambienti marino-transizionali persistono solo nella zona NE del bacino (PIERI *et al.*, 1994) (Fig. 5). Le successioni alluvionali-lacustri relative a questa fase (inquadabile tra la parte alta del Pleistocene Inferiore e la parte bassa del Pleistocene medio) sono ascritte, relativamente al settore settentrionale del BSA, al Gruppo di Profico (ZAVALA, 2000) e, per il settore S, al Sintema di Francavilla (GIANNANDREA & LOIACONO, 2003); da BENVENUTI *et al.* (2006), esse sono inquadrate nella parte alta del Sintema di Missanello - Noepoli (sub-sintemi MN3 e MN4).

Nel quadrante NE del BSA, gli ambienti continentali sarebbero stati limitati dall'anticlinale, ad orientazione meridiana, di Guardia Perticara - Alianello, ad ovest della quale si individuava un bacino a sedimentazione lacustre (Ciclo di San Lorenzo) con apporti dai quadranti N e NW, e fluviale (PIERI *et al.*, 1994; CAGGIANELLI *et al.*, 1992). La persistenza di un ambiente marino ad oriente dell'anticlinale è testimoniata, secondo PIERI *et al.* (1994), da depositi in facies di fan delta con apporti da NW (Ciclo del Sauro). Riguardo all'età dei depositi marini, MARINO (1994) individua nell'area di Serra Petri (\* in Fig. 5) la comparsa di *Gephyrocapsa* Sp.3, che marca la Zona a P. Lacunosa (RIO *et al.*, 1990) posta a circa 0,94 Ma (CASTRADORI, 1993).

Riguardo all'unità di San Lorenzo, questa si compone di un conglomerato di conoidi alluvionale basale passante ad una successione pelitica lacustre con intercalazioni di livelli vulcanoclastici e spessore di circa 200 m, e di un deposito conglomeratico - sabbioso sommitale (CAGGIANELLI *et al.*, 1992). La successione lacustre costituisce un corpo ad assetto sinclinalico, la cui formazione è attribuita da CAGGIANELLI *et al.* (1992) a tettonica sinsedimentaria sulla base della presenza di strati di crescita e ripetuti slumps intraformazionali. Da misure paleomagnetiche, la base ed il tetto della successione, entrambi con polarità normale, vengono rispettivamente riferiti al Sub-Chron Jaramillo e al Chron Brunhes (MATTEI *et al.*, 2004; SABATO *et al.*, 2005); la porzione centrale,

che include un livello vulcanoclastico datato  $1,1 \pm 0,3$  Ma (misure K/Ar; CAGGIANELLI *et al.*, 1992) e caratterizzata da polarità inversa, viene riferita al Chron Matuyama (SABATO *et al.*, 2005). Tale inquadramento contrasta con l'attribuzione di un'età compresa tra 0,70 e 0,66 Ma all'unità costituita dal lacustre di San Lorenzo e dagli eteropici Conglomerati di Castronuovo, proposta da PATACCA & SCANDONE (2001) sulla base della correlazione delle superfici di discontinuità interposte alle unità affioranti nel BSA con quelle che separano le unità dell'avanfossa ad E della dorsale di Nocara. In particolare, tale attribuzione si basa sulla correlazione di depositi grossolani in facies di fan delta (Sintema del Sinni, stratigraficamente sottoposto all'unità San Lorenzo-Conglomerati di Castronuovo) che sono ritenuti marcare l'isolamento del BSA dall'avanfossa, con la parte superiore delle Sub-Apenninic Clay. Al Sintema del Sinni viene, tuttavia, attribuita un'età (0,92 - 0,70 Ma) che ricopre in parte quella ottenuta per i depositi lacustri con dati più recenti (cf. MATTEI *et al.*, 2004; SABATO *et al.*, 2005). La ripresa, a partire da 0,70 Ma, della sedimentazione sabbiosa in avanfossa (Montalbano sandstone) e la coeva deposizione nel BSA dei Conglomerati di Serra Corneta, marcano il superamento della soglia di Nocara (PATACCA & SCANDONE, 2001).

I dati fin qui esposti permettono di ipotizzare che l'unità depostasi all'interno del BSA in condizioni di isolamento sia quella che include la successione lacustre del Ciclo di San Lorenzo (Fig. 3). Dal punto di visto giaciturale, i depositi dell'unità Castronuovo-San Lorenzo (a seguire, CSL) si presentano sub-orizzontali nella parte centrale del BSA, mentre nei settori occidentali risultano leggermente deformati. Frequentemente, al tetto dell'unità si rinviene uno spesso paleosuolo di colore rosso che, secondo PATACCA & SCANDONE (2001), marca un periodo di inattività tettonica.

### 3.2 STIMA DEL PARAMETRO $\Delta t$

I vincoli derivanti dall'integrazione dei dati paleomagnetici, geocronologici e stratigrafici esistenti, permettono di definire con affidabile precisione l'intervallo cronostratigrafico corrispondente all'unità CSL (ovvero, il  $\Delta t$ ). Tali vincoli permettono di attribuire alla base dei depositi lacustri un'età compresa tra 1,07 Ma e 0,99 Ma, desumibile dalla correlazione paleomagnetica con il Sub-Chrone Jaramillo (MATTEI *et al.*, 2004; SABATO *et al.*, 2005). Per quanto riguarda il limite superiore, i dati collocano il top dei depositi pelitici del lacustre di San Lorenzo nel Chron Brunhes, permettendo di assegnare ad esso un'età non più antica di 0,78 Ma (SABATO *et al.*, 2005); al contempo, considerando che la successione lacustre si chiude con un conglomerato di spessore pari a circa 50 m (CAGGIANELLI *et al.*, 1992), l'età del tetto dell'unità risulta  $< 0,78$  Ma. Per l'inquadramento del tetto, informazioni utili derivano dalla correlazione delle discontinuità tra i corpi sedimentari del BSA con quelle, identificate da PATACCA & SCANDONE (2001) e cronostratigraficamente meglio vincolate, che separano le unità del settore di avanfossa ad oriente della dorsale di Nocara: in particolare, è ipotizzabile che la discontinuità datata 0.70 Ma ed assegnata al top del Sintema del Sinni da PATACCA & SCANDONE (2001) corrisponda al tetto dell'unità CSL.

Sulla base di tali considerazioni è possibile circoscrivere la finestra temporale di interesse tra  $1,03 \pm 0,04$



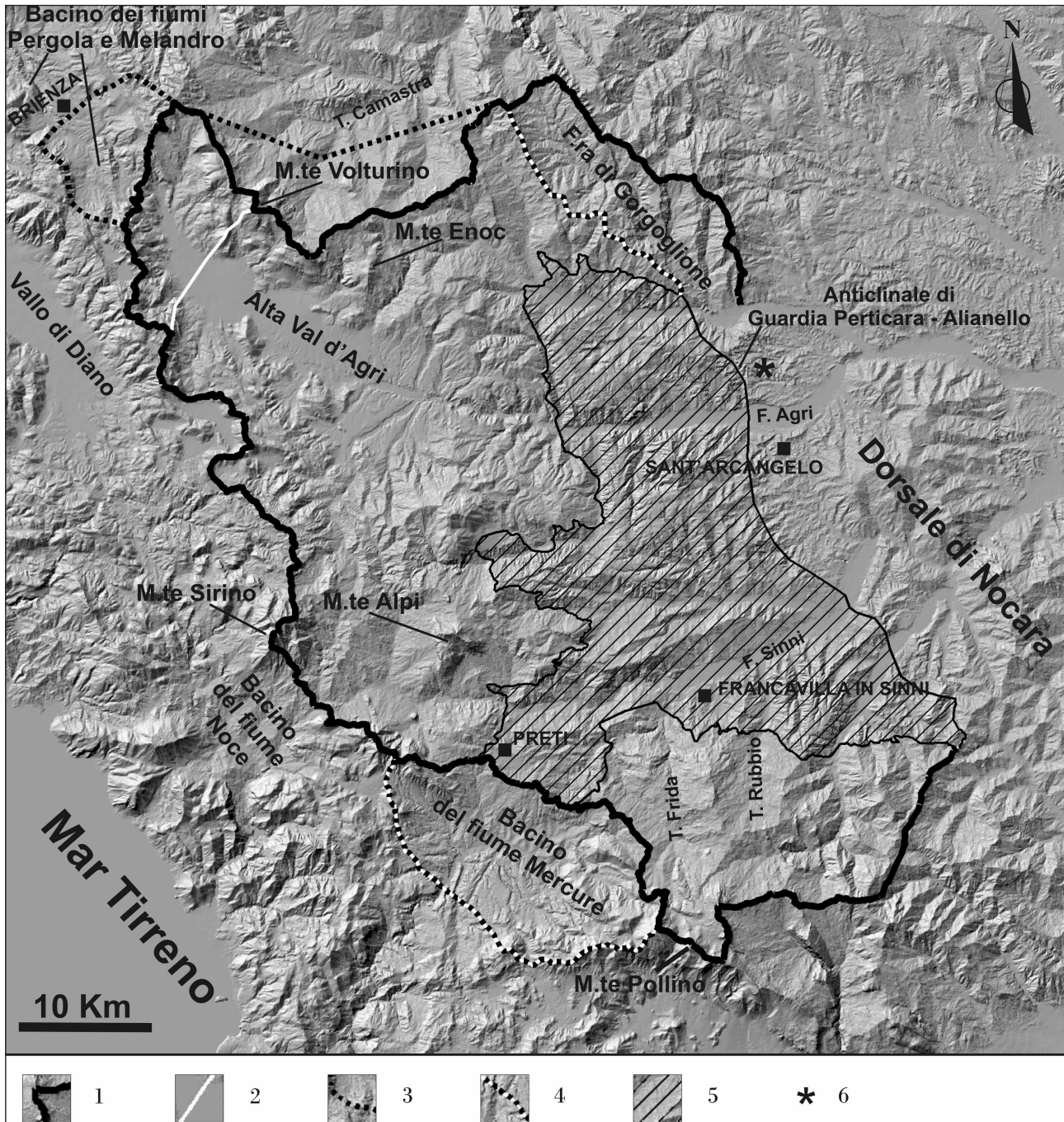


Fig. 5 - *Shaded relief* dell'area di studio con le perimetrazioni dei paleobacini di sedimentazione ed idrografico relativi all'unità CSL. 1) Spartiacque attuale; 2) spartiacque del paleobacino idrografico con minima estensione, dove non coincidente con l'attuale; 3) spartiacque del paleobacino idrografico con massima estensione, dove non coincidente con l'attuale; 4) spartiacque del paleobacino idrografico, dove non coincidente con l'attuale; 5) paleobacino di sedimentazione; 6) Sito di campionamento della sezione di Serra Petrizza.

*Shaded relief of the study area showing the boundary of the CSL sedimentary basin and the paleo-divide of the correlative hydrographic basin. 1) Present divide; 2) divide of the paleohydrographic basin with minimum width (mapped where non-coincident with the present divide); 3) divide of the paleohydrographic basin with maximum width (mapped where non-coincident with the present one); 4) divide of the paleohydrographic basin, where non-coincident with the present divide; 5) CSL sedimentary basin; 6) Serra Petrizza section site.*

Ma e 0,70 Ma, da cui è possibile ottenere valori di  $\Delta t$  minimo e massimo rispettivamente pari a 290 ka [0,99 Ma - 0,70 Ma] e 370 ka [1,07 Ma - 0,70 Ma] (Tab. 1).

### 3.3 Stima del parametro Vs

Dai dati esposti nei paragrafi precedenti risulta che, a partire dalla parte alta del Pleistocene inferiore,

si registra la graduale fuoriuscita del mare dal BSA: tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio, ambienti a sedimentazione marina (fan delta del Ciclo del Sauro; PIERI et al., 1994) permangono solo nel settore settentrionale del bacino, ad E dell'anticlinale di Guardia Perticara-Alianello (Fig. 5). Più a sud, la sedimentazione del CSL interessa una superficie meno estesa, verso W,



Tab. 1 - Sintesi dei parametri Vs, Ss e Δt calcolati e stima del tasso di erosione medio.  
*Synthesis of the calculated Vs, Ss e Δt and estimation of the average erosion rate.*

	Valore minimo	Valore massimo	Tassi di erosione minimo e massimo
<b>Vs</b>	122,440 Km <sup>3</sup>	140,806 Km <sup>3</sup>	$T_{E \max} = V_{S_{\max}} / S_{A_{\min}} / \Delta t_{\min} =$ <b>0,33 mm/a (2D) – 0,31 mm/a (3D)</b>
<b>SA</b>	1466,901 Km <sup>2</sup> (2D) 1551,713 Km <sup>2</sup> (3D)	1731,179 Km <sup>2</sup> (2D) 1830,459 Km <sup>2</sup> (3D)	
<b>Δt</b>	0,99 – 0,70 Ma (290.000 anni)	1,07 – 0,70 Ma (370.000 anni)	$T_{E \min} = V_{S_{\min}} / S_{A_{\max}} / \Delta t_{\max} =$ <b>0,19 mm/a (2D) – 0,18 mm/a (3D)</b>

di quella corrispondente all'attuale areale di affioramento delle unità plio-pleistoceniche del BSA, in quanto il sollevamento dell'alto strutturale ha coinvolto, deformandole, anche le unità sottostanti il CSL (GIANNANDREA & LOIACONO, 2003; BENVENUTI *et al.*, 2006). Tenuto conto di ciò, l'ampiezza della superficie d'accumulo del CSL (Fig. 5) risulta pari a circa 690 Km<sup>2</sup>.

La stima del volume del CSL è stata effettuata a partire dalla ricostruzione delle superfici di letto e di tetto dell'unità, corrispondenti rispettivamente al contatto con il sottostante Sintema del Sinni di PATACCA & SCANDONE (2001) e con i sovrastanti Conglomerati di Serra Corneta. La prima fase dell'elaborazione ha prodotto la rappresentazione cartografica dell'unità di interesse attraverso la modifica della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, sulla base della mappatura dell'area presentata in PATACCA & SCANDONE (2001), delle considerazioni fin qui esposte e delle osservazioni effettuate sul campo. Successivamente, con l'ausilio del G.I.S., la carta ottenuta è stata georeferenziata e sono

stati realizzati due shape file a geometria di punti relativi ai limiti di tetto e letto del CSL. A tali punti è stata associata la quota assoluta attraverso la sovrapposizione con il D.E.M. Infine, utilizzando la funzione *spline tension* del G.I.S., tutti i punti ottenuti sono stati interpolati da una superficie che meglio ne approssima la distribuzione. Le irregolarità derivanti dalla discontinua distribuzione dei punti sono state omogeneizzate attraverso la funzione *neighborhood statistics*, ottenendo due superfici con una risoluzione di 500 m (Fig. 6a e 6b). La differenza pixel a pixel tra la quota della superficie di tetto e quella di letto ha fornito lo spessore dell'unità in ciascun pixel, con un valore medio di circa 140 m (Fig. 6c). Applicando la [2],

$$[2] \quad V_{\text{tot}} = \sum_{i=1}^n S_i \cdot A_p$$

dove V<sub>tot</sub> rappresenta il volume dell'unità di interesse,

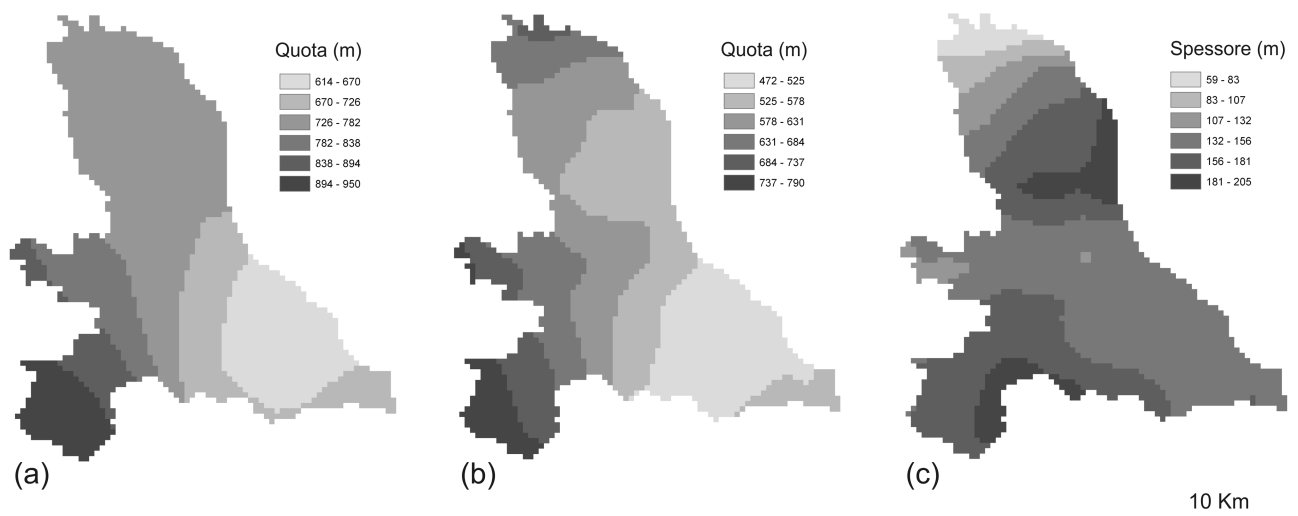


Fig. 6 - Elaborazioni G.I.S. delle superfici di tetto (a) e di letto (b) e spessore (c) dell'unità CSL. La risoluzione è di 500 m per pixel.  
*G.I.S. elaborations of the CSL top (a) and bottom (b) surfaces and thickness (c). Resolution: 500 m per pixel.*

Si lo spessore dell'unità nel pixel i-mo e Ap l'area di ciascun pixel (in questo caso pari a  $500\text{m} \times 500\text{m} = 2,5 \times 10^5 \text{ m}^2$ ), si è stimato un volume dell'unità CSL pari a  $98,583 \text{ Km}^3$ .

Tale valore non corrisponde del tutto al volume eroso nell'ambito del bacino idrografico drenante verso il BSA al tempo della deposizione dell'unità CSL, in quanto esso non contempla le perdite di carico in sospensione, né le eventuali articolazioni minori, per dissezione, del tetto del CSL. All'interno del bacino si hanno, infatti, evidenze di erosione di tale unità occorsa prima della deposizione dei Conglomerati di Serra Corneta. Tuttavia, lo spesso paleosuolo che frequentemente marca il contatto tra le due unità testimonia la diffusa presenza di superfici sostanzialmente stabili impostate sull'unità CSL; pertanto, la sottostima derivante dalla locale erosione dei depositi è stata corretta apportando un +15% rispetto al volume calcolato. La sottostima derivante dalle fuoriuscite di carico in sospensione è stata corretta aggiungendo, al volume inizialmente calcolato, un ulteriore 20% stimato ammettendo che, del carico in sospensione complessivo (ragionevolmente, il 40% del carico totale), una buona parte sia stata trattenuta nelle aree a sedimentazione lacustre. Un altro problema è rappresentato dall'incertezza relativa all'estensione, in senso E-W, del bacino di sedimentazione del CSL, legata alla difficoltà di valutare lo spessore del pacco sedimentario deformato che mantellava l'ossatura pre-quadernaria della dorsale di Nocera. La superficie fin qui considerata (Fig. 5) corrisponde alla minima estensione in senso E-W; nell'ipotesi che il bacino si estendesse fino all'attuale affioramento dei depositi pliocenici (unità di Caliandro) presenti sulla dorsale, è stata valutata anche la massima possibile ampiezza del bacino, che è risultata maggiore del 15% di quella rappresentata in Fig. 5. Infine, va osservato che il Vs rappresenta una sovrastima del volume effettivamente eroso nel bacino idrografico: i depositi, infatti, sono dotati di una porosità superiore a quella delle rocce da cui essi sono derivati. Tenendo conto dei valori di porosità delle diverse tipologie di depositi clastici di ambiente continentale (MEINZER, 1923; DAVIS, 1969; COHEN, 1965; MACCARY & LAMBERT, 1962), della composizione dei depositi del CSL e della composizione delle rocce da cui questi derivano, il valore del Vs effettivo è stato stimato apportando una riduzione del 10% rispetto al volume calcolato.

Apportando le correzioni relative alle perdite di carico, all'erosione e all'estensione del bacino di sedimentazione e alla porosità, si ottengono stime del Vs di  $122,440 \text{ km}^3$  e di  $140,806 \text{ km}^3$  relative, rispettivamente, al minimo e al massimo volume di sedimenti riferibili all'unità CLS (Tab. 1).

### 3.4. Identificazione del paleobacino idrografico: stima del parametro Sa

La Fig. 5 mostra l'andamento dello spartiacque dei bacini che drenano verso il BSA. A S, esso attraversa la dorsale del Pollino; da qui prosegue verso W e N seguendo lo spartiacque appenninico attraverso il M. Sirino e tra i bacini intramontani del Vallo di Diano e dell'Alta Val d'Agri; a NE, si chiude includendo il bacino della F.ra di Gorgoglione. Con l'obiettivo di valutare se e in quale misura il paleospartiacque del BSA coevo alla deposizione del CSL si discosti da quello attuale, è

stata ricostruita la distribuzione degli alti/bassi morfologici circostanti il bacino e, quindi, delle possibili direzioni dei drenaggi nel tardo Pleistocene inferiore. Oltre che dall'analisi della topografia e dal riesame di dati a carattere morfotettonico e morfostratigrafico relativi alle aree circostanti il BSA, informazioni utili a ricostruire le direttrici principali del paleodrenaggio sono state ottenute dalla composizione dei clasti nelle diverse unità conglomeratiche che occupano il bacino.

I risultati hanno mostrato una netta dominanza, nei depositi pliocenici del BSA, di clasti derivati dalle unità poste in posizione strutturale (Unità Liguridi e Formazione di Albidona) e stratigrafica (Flysch di Gorgoglione) più elevata nell'edificio orogenico. Queste costituiscono la quasi totalità del materiale nei depositi conglomeratici basali del Ciclo di Caliandro (P<sub>1-2</sub> in Fig. 2) affioranti nel settore SE del bacino (presso la diga di M. Cotugno). Depositati coevi affioranti nel settore NW (nei pressi della confluenza Agri-Nocito) presentano anche detrito proveniente dalle unità lagonegresi, per la loro ubicazione riconducibili all'areale corrispondente a quella degli attuali rilievi M. Enoc – M. Volturino.

La venuta a giorno di unità più profonde è testimoniata dal graduale aumento, nei depositi del Pleistocene Inferiore dell'intero bacino (Sinni Synthem di PATACCA & SCANDONE, 2001; Aliano Synthem di BENVENUTI *et al.*, 2006) della componente carbonatica, nonché dalla comparsa di apporti provenienti dalle unità lagonegresi (formazioni dei Calcarei con Selce e Scisti Silicei) anche nei depositi dell'area meridionale (Episcopia). Questi ultimi, in particolare, sono riconducibili all'area corrispondente all'attuale rilievo del M. Sirino. A testimoniare che tale rilievo si fosse già individuato, nel Pleistocene inferiore, non solo come alto morfostrutturale ma anche come spartiacque, è la presenza di detrito proveniente da unità lagonegresi in depositi conglomeratici del Pleistocene Inferiore localizzati sul versante tirrenico del Sirino (depositi del bacino lacustre della media valle del F. Noce, LA ROCCA & SANTANGELO, 1991; depositi dei terrazzi marini nella bassa valle del F. Noce; FILOCAMO, 2007).

Il detrito carbonatico rinvenuto nei depositi del settore meridionale del bacino (riconducibile alla dorsale del Pollino) suggerisce che, verso S, la posizione dello spartiacque non sia sostanzialmente cambiata. Nel Pleistocene inferiore, infatti, il Pollino costituiva un alto morfologico anche rispetto all'area a SW di esso, che accoglieva la sedimentazione di unità marine e, dal Pleistocene medio, conoidi alluvionali (RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992 e relativa bibliografia).

Riguardo alla componente carbonatica del detrito delle unità del BSA, va segnalata la presenza nei Conglomerati di Castronuovo affioranti nella zona meridionale del bacino, di clasti di dolomia triassica e calcari eocenici riconducibili all'Unità Lungro – Verbicaro *sensu* IANNACE *et al.* (2008). La presenza, in particolare, di tali clasti nella zona di Preti, non imputabile a cannibalismo interno al bacino (il CSL, in quest'area, ricopre le unità più antiche, che affiorano solo più ad E), suggerisce che l'andamento del paleospartiacque nel settore SW era diverso dall'attuale. L'area sorgente di tale detrito si situa, infatti, a W dell'attuale spartiacque (che separa i bacini del F. Sinni e del Mercure-Lao), la cui individuazione risale al Pleistocene medio. Essa può essere, infatti, correlata ai ribassamenti responsabili

della formazione del bacino lacustre del Mercure, i cui alti bordieri recano indizi di paleodrenaggi diretti verso il F. Sinni (SCHIATTARELLA *et al.*, 1994; CAVINATO *et al.*, 2001). Per queste evidenze e per i dati derivanti dal contiguo settore costiero tirrenico, il paleospartiacque è stato tracciato sugli alti che bordano il bacino del Mercure verso SW (Fig. 5). Indizio del fatto che il versante occidentale di tali alti fosse già disseccato da corsi a recapito tirrenico è la presenza, in questo tratto della costa, di terrazzi marini risalenti alla parte bassa del Pleistocene inferiore (FILOCAMO *et al.*, 2009).

L'andamento del paleospartiacque nel settore a N-NE del M. Sirino è stato ricostruito sulla base dei rapporti cronologici tra il BSA ed i bacini lacustri pleistocenici che occupavano le depressioni intramontane dell'alta Val d'Agri, dei fiumi Pergola-Melandro e del Vallo di Diano. La formazione dell'alta Val d'Agri postdata il colmamento del BSA (è legata ad una faglia che corre lungo il margine NE del bacino e sospende i Conglomerati di Serra Corneta e superfici erosionali a questi correlabili; DI NIRO *et al.*, 1992) ed è, pertanto, inquadrabile nel Pleistocene medio. Sebbene l'attuale idrografia sia condizionata dalla presenza del bacino, gli apporti dalle unità lagonegresi (derivanti dall'area Enoc-Volturino) ai depositi del Ciclo di Caliendo indicano che il drenaggio, almeno nel settore orientale dell'area includente l'attuale alta Val d'Agri aveva recapito nel BSA fino dal Pliocene. Una notevole incertezza (Fig. 5) riguarda l'andamento del paleospartiacque a N dei rilievi impostati sulle unità lagonegresi, a causa della mancanza di vincoli utili a discriminare se il paleodrenaggio in quest'area fosse orientato verso il BSA o verso il bacino del Pergola-Melandro. Quest'ultimo è occupato da depositi fluviali e lacustri del Pleistocene inferiore, deformati e quindi tagliati da terrazzi fluviali ascriviti al Pleistocene medio e riferiti ad un drenaggio verso N (SANTANGELO, 1991). Ciò porta a ritenere poco probabile che il bacino idrografico coevo del CSL (cf. Fig. 5) si estendesse più a N delle aree di affioramento dei depositi deformati e terrazzati presenti nell'alto bacino del Pergola-Melandro. Improbabile è anche l'ipotesi che il paleospartiacque si spingesse ad ovest della dorsale dei M.ti della Maddalena, che separa l'alta Val d'Agri dal Vallo di Diano. Infatti, l'individuazione di quest'ultimo (che è occupato da una potente successione lacustre pleistocenico-olocenica in massima parte sepolta), ascrivita al Pleistocene Inferiore (ASCIONE *et al.*, 1992; KARNER *et al.*, 1999), risulta presumibilmente anteriore o, comunque, non successiva alla deposizione dell'unità CSL.

Difficile da definire è la posizione del paleospartiacque al limite meridionale del bacino del T. Camastra, che disseca i depositi del bacino wedge-top plio-pleistocenico di Calvello. Tuttavia, pur in mancanza di precisi vincoli o evidenze geomorfologiche (l'area è interamente occupata da terreni di substrato molto erodibili), è possibile ipotizzare, per il paleospartiacque coevo del CSL, una posizione non molto dissimile dall'attuale. A seguire il colmamento, con facies continentali, nella parte bassa del Pleistocene inferiore, l'area di Calvello viene interessata da sollevamento e dissezione (AMORE *et al.*, 1996; AMATO & CINQUE, 1992) ed è, pertanto, possibile ammettere che i bacini drenanti verso quell'area abbiano rapidamente guadagnato, per erosione regressiva, un'estensione simile a quella attuale.

Riguardo al settore NE del paleobacino, i dati discussi al par. 4.1 indicano che il drenaggio dell'area attualmente occupata dal bacino della F.ra di Gorgoglione aveva un recapito esterno al BSA (area di Serra Petrizza): da quest'area, infatti, provenivano gli apporti ai depositi marino – transizionali del Ciclo del Sauro *sensu* PIERI *et al.* (1994).

La possibile delimitazione del paleobacino idrografico del BSA coevo al CSL è rappresentata in Fig. 5. Con l'intento di considerare, nella valutazione della SA, l'incertezza associata alla posizione del paleospartiacque, sono state effettuate stime degli areali sottesi rispettivamente dalle lunghezze minima e massima di questo. Tuttavia, il valore della SA dipende dal rilievo locale associato al paleobacino. L'attuale bacino è connotato da un pronunciato rilievo, in parte acquisito con la dissezione che ha accompagnato il sollevamento post-orogeno, iniziato dopo la deposizione dei Conglomerati di Serra Corneta. La paleotopografia coeva del CSL è alquanto difficile da ricostruire: possibili superfici di riferimento (ad es., lembi di superfici erosionali riferibili ad antichi livelli di base locali) sono molto rare, discontinue e di incerta collocazione cronologica. Ancora più incerta sarebbe la ricostruzione del paleo-rilievo relativo a tali superfici, che, come indica la composizione del detrito costituente i depositi del BSA, era già impostato su successioni a diverso grado di erodibilità. Tuttavia, la presenza di alti impostati su successioni resistenti (soggetti a trascurabile abbassamento delle cime), consente di assumere che il rilievo sia andato aumentando con il procedere della dissezione; al contempo, si può ritenere che anche dove l'abbassamento delle cime è più rapido (ovvero, dove affiorano successioni più erodibili) il rilievo non sia diminuito con l'ultima forte ondata di dissezione. Pertanto, il rilievo attuale può essere considerato come il valore limite superiore per la superficie del paleobacino; il limite inferiore (puramente teorico) è rappresentato da una superficie con assenza di rilievo: nei due casi limite, la variazione nell'ampiezza della superficie risulta del 6% circa (Tab. 1).

I valori della SA ottenuti considerando la minima e massima perimetrazione del paleobacino idrografico risultano pari a 1466,901 Km<sup>2</sup> e 1551,713 Km<sup>2</sup> (superficie piatta) e a 1731,179 Km<sup>2</sup> e 1830,459 Km<sup>2</sup> (superficie con rilievo attuale) (Tab. 1; Fig. 5).

#### 4. DISCUSSIONE

I parametri necessari all'applicazione della [1] sono stati combinati tra loro in modo da pervenire ad una stima del tasso di erosione che tenga conto dell'incertezza associata alla valutazione di ciascuno di essi (Tab. 1). Con la [1] si sono ottenuti, per il tasso d'erosione, un valore minimo compreso tra 0,18 e 0,19 mm/a e un valore massimo compreso tra 0,31 e 0,33 mm/a che, rispettivamente, rappresentano le medie relative ai due intervalli di tempo di 370 ka e 290 ka. Dalla combinazione dei diversi valori, si ottiene un valore medio del tasso di 0,25 ± 0,07 mm/a.

I valori del tasso di erosione ottenuti sono confrontabili con stime, comprese tra 0,2 e 0,3 mm/a, del tasso di erosione medio negli ultimi 0,6-0,8 Ma valutato dai volumi "mancanti" nel settore avanfossa-catena



esterna (AMATO *et al.*, 2003), nonché con quelle ottenute con il metodo dei nuclidi cosmogenici nel fronte esterno-avanzato dell'Appennino settentrionale e relative agli ultimi 0,7 Ma (CYR & GRANGER, 2008).

I valori del tasso di erosione risultano marcatamente inferiori alle velocità di esumazione registrate dalle unità tettoniche originariamente profonde affioranti nell'area di studio. Dai dati termocronometrici, infatti, si desume per le unità Lagonegresi e la Piattaforma Apula, affioranti rispettivamente nell'area del M. Sirino e al M. Alpi, un tasso di esumazione mediamente superiore a 1 mm/a negli ultimi 2–3 Ma circa (Tab. 2).

La differenza tra i valori dei tassi di esumazione e di erosione è in parte imputabile al metodo utilizzato nella valutazione dell'erosione. Con tale metodo, infatti, non viene contemplato il contributo del weathering chimico all'erosione che, pertanto, ne risulta lievemente sottostimata, come suggerisce un analogo studio riguardante la regione alpina (VERNON *et al.*, 2008). Tuttavia, la differenza tra i ratei di esumazione ed erosione, che è compresa tra 0,6 e 1,3 mm/a (Tab. 2), risulta troppo elevata in rapporto all'entità dei tassi di denudazione valutati non solo per l'area di studio ma per l'intera dorsale appenninica, per essere imputata ai limiti del metodo. In alternativa, tale discrepanza è interpretabile come espressione del fatto che l'erosione ha contribuito solo in parte all'esumazione delle unità strutturali più profonde dell'edificio orogenico, la cui venuta a giorno appare essere stata fortemente condizionata da fenomeni di tettonica estensionale, come proposto da MAZZOLI *et al.*, 2008).

## 5. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Pur con i limiti imposti dal metodo utilizzato, questo studio costituisce il tentativo di quantificare, sulla base di vincoli ed analisi di tipo geologico e morfotettonico, gli effetti dell'erosione all'interno della catena sudappenninica. Tra i dati raccolti, quelli derivanti dall'analisi della natura dei clasti delle successioni conglomeratiche ha mostrato che, nel Plio-Quaternario, il BSA ha registrato l'unroofing dell'edificio orogenico. In particolare, si è riscontrata testimonianza della presenza in superficie, nel corso del Pleistocene Inferiore, della gran

parte delle unità strutturali più profonde; non si sono raccolti indizi sulla venuta a giorno della più profonda delle unità affioranti (la Piattaforma Apula), la cui successione costituisce il M. Alpi, per la difficoltà di riconoscere la firma litologica dei relativi terreni. La testimonianza della presenza in affioramento di successioni a diverso grado di erodibilità consente di ritenere che, almeno dal Pleistocene inferiore, l'erosione si è distribuita in modo disomogeneo. Al tasso di erosione risultante da questo studio, pertanto, non può essere associato un parallelo abbassamento della superficie topografica che, invece, diveniva via via più accidentata.

La confrontabilità tra i valori finora ottenuti con diversi approcci evidenzia come, nel lungo termine (intervalli nell'ordine di  $10^5$  a) e su aree vaste (nell'ordine di  $10^3$  km<sup>2</sup>), la rilevanza dell'influenza esercitata sui processi di erosione da fattori locali quali quelli litologici o morfologici tenda a divenire trascurabile.

I valori del tasso di erosione finora ottenuti, che, nel complesso, ricoprono una finestra temporale corrispondente all'ultimo milione di anni, appaiono descrivere in modo adeguato l'erosione che ha interessato l'intera dorsale appenninica nel Quaternario, ovvero lungo un arco di tempo in cui il clima registrava forti fluttuazioni e quando la catena era già connotata da terreni a disomogenea erodibilità. Inoltre, il confronto di tali valori con quelli derivanti dalla regione alpina e relativi agli ultimi milioni di anni (VERNON *et al.*, 2008), che risultano più elevati di quelli valutati per l'area appenninica, sottolinea che il rilievo locale esercita un importante controllo sulla velocità con cui agiscono i processi erosionali.

I risultati di questo studio, infine, evidenziano l'importante contributo esercitato dalla componente legata alla tettonica estensionale nei processi esumativi occorsi, nella regione sudappenninica, negli ultimi 2-3 Ma.

## RINGRAZIAMENTI

Gli autori desiderano ringraziare i revisori anonimi ed il dott. Andrea Sposato, della redazione de "Il Quaternario", per gli utili suggerimenti, che hanno permesso di migliorare questo lavoro.

Tab. 2 - Confronto tra il tasso medio di erosione ottenuto per l'area di studio ed i tassi di esumazione delle unità tettoniche originariamente profonde, affioranti dei settori assiali dell'Appennino meridionale. I dati da MAZZOLI *et al.* (2006; 2008).

*The average erosion rate in the study area compared with the exhumation rates of formerly deeply buried tectonic units, outcropping in the study area. 1 data from MAZZOLI et al. (2006; 2008).*

<b>Unità tettonica</b>	<b>Tasso esumazione (mm/a); [tempo (Ma)]<sup>1</sup></b>		<b>Tasso erosione (mm/a); [tempo (Ma)]</b>	<b>Differenza tra tassi di esumazione e tassi di erosione (mm/a); [tempo (Ma)]</b>
<b>M. te Alpi</b>	1	[3,2 – 0]	0,3	0,7 ~[1,5 – 0]
	1,4	[2 – 0]		1,1 ~[1,5 – 0]
<b>Lagonegro</b>	0,9	[3,9 – 0]	~[1,5 – 0]	0,6 ~[1,5 – 0]
	1,6	[2,5 – 0]		1,3 ~[1,5 – 0]

## LAVORI CITATI

- AHNERT F. (1970) - *Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude basins* - Am. Jour. Sci., **268**, pp. 243-263.
- ADAMS B., DIETSCH C., OWEN L.A., CAFFEE M.W., SPOTILA J., HANEBERG W.C. (2009) - *Exhumation and incision history of the Lahul Himalaya, northern India, based on (U-Th)/He thermochronometry and terrestrial cosmogenic nuclide methods* - Geomorphology, **107**, pp. 285-299.
- AMATO A., AUCELLI P.P.C. & CINQUE A. (2003) - *The long-term denudation rate in the Southern Apennines Chain (Italy): a GIS - aided estimation of the rock volumes eroded since middle Pleistocene time* - Quat. Int., **101-102**, pp. 3-11.
- AMATO A. & CINQUE A. (1992) - *Il bacino plio-pleistocenico di Calvello (Potenza): evoluzione geologica e geomorfologica* - Studi Geol. Camerti, Vol. spec. **1992/1**, pp. 181-189.
- AMATO A. & CINQUE A. (2000) - *Erosional landscapes of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution, and tectonic implications* - Tectonophysics, **315**, pp. 251-267.
- AMATO A., CINQUE A. & SANTANGELO N. (1995) - *Il controllo della struttura e della tettonica plio-quadernaria sull'evoluzione del reticolo idrografico dell'Appennino meridionale* - Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1995/2**, pp. 23-30.
- AMORE F.O., CIAMPO G., DI DONATO V., ESPOSITO P., SANTINI U. & STAITI D. (1996) - *Biostratigraphy of the Plio-Pleistocene Calvello basin (Potenza, Italy)* - Mem. Soc. Geol. It., **51**, pp. 1153-1163.
- ASCIONE A., CINQUE A., SANTANGELO N. & TOZZI M. (1992) - *Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente Plio - Quadernaria: nuovi vincoli cronologici e cinematica* - Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1992/1**, pp. 201-208.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1999) - *Tectonics and erosion in the long term relief history of the Southern Apennines (Italy)* - Z. Geomorphol. N. F., Suppl. Bd. **118**, pp. 1-16.
- BENVENUTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (2006) - *Tectonosedimentary evolution of the Plio - Pleistocene Sant'Arcangelo Basin (Southern Apennines, Italy)* - In MORATTI, G. & CHALOUAN, A. (eds.), *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **262**, pp. 289-322.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy)* - Z. Geomorph., Suppl. -Bd. **82**, pp. 47-58.
- BUTLER R.W.H., MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., DI BUCCI D., GAMBINI R., NASO G., NICOLAI C., SCROCCA D., SHINER P. & ZUCCONI V. (2004) - *Applying thick - skinned tectonic model to the Apennine thrust belt of Italy: limitations and implications* - In McCLAY, K.R. (Ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon system*. A.A.P.G. Memoir, **82**, pp. 647-667.
- CAGGIANELLI A., DELLINO P. & SABATO L. (1992) - *Depositi lacustri infrapliocenici con intercalazioni vulcanoclastiche (Bacino di Sant'Arcangelo, Basilicata)* - Il Quaternario, **5** (1), pp. 123-132.
- CAIAZZO C., ASCIONE A. & CINQUE A. (2006) - *Late Tertiary-Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): New evidences from the Tyrrhenian slope* - Tectonophysics, **421**, pp. 23-51.
- GALDARA M., LOIACONO F., MORLOTTI E., PIERI P. & SABATO L. (1988) - *I depositi della parte nord del bacino di S. Arcangelo (Appennino Lucano): caratteri geologici e paleoambientali* - Mem. Soc. Geol. It., **41**, pp. 391-410.
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1991) - *Presentazione della Carta Geologica del Bacino del Fiume Agri (Basilicata)* - Mem. Soc. Geol. It., **47**, pp. 129-143.
- CASTRADORI D. (1993) - *Calcareous nannofossils and the origin of Eastern Mediterranean sapropels* - Paleoceanography, **8**, pp. 459-471.
- CAVINATO G.P., PETRONIO C. & SARDELLA R. (2001) - *The Mercure River Basin (Southern Italy): Quaternary stratigraphy and large mammal biochronology* - The World of Elephants - International Congress, Rome 2001, Abstracts, pp. 187-190.
- CELLO G., GUERRA I., TORTORICI L., TURCO E. & SCARPA R. (1982) - *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence* - Jour. Struct. Geol., **4**, pp. 385-393.
- CINQUE A. (1992) - *Distribuzione spazio - temporale dei movimenti tettonici verticali nell'Appennino Campano - Lucano: alcune riflessioni* - Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1992/1**, pp. 33-38.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines, relationships between surface geological features and deep lithospheric structures* - Ann. Geof., **36**, pp. 249-260.
- COHEN P. (1965) - *Water resource of the Humboldt River Valley near Winnemucca, Nevada*. U.S. Geological Survey Water Supply Papers **1975**.
- CYR A.J. & GRANGER D. (2008) - *Dynamic equilibrium among erosion, river incision, and coastal uplift in the northern and central Apennines, Italy* - Geology, **36**(2), pp. 103-106.
- DAVIS S.N. (1969) - *Porosity and permeability in natural materials*. In DEWIEST R.J.M. (ed), *Flow through porous media*, pp. 53-89. New York Academic Press.
- DI NIRO A., GIANO S.I. & SANTANGELO N. (1992) - *Primi dati sull'evoluzione geomorfologica e sedimentaria del bacino dell'Alta Val d'Agri (Basilicata)* - Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1992/1**, pp. 257-263.
- ENGLAND P. & MOLNAR P. (1990) - *Surface Uplift, Uplift of Rocks, and Exhumation of Rocks* - Geology, **18**, pp. 1173-1177.
- FILOCAMO F. (2007) - *Evoluzione quadernaria del margine tirrenico dell'Appennino meridionale tra il golfo di Sapri e la foce del fiume Lao: studio stratigrafico e geomorfologico* - Tesi di dottorato, Università degli Studi di Napoli "Federico II", 340 pp. (<http://www.fedoa.unina.it>).
- FILOCAMO F., ROMANO P., DI DONATO V., ESPOSITO P., MATTEI M., PORRECA M., ROBUSTELLI G. & RUSSO ERMOLLI E. (2009) - *Geomorphology and tectonics of uplifted coasts: New chronostratigraphical constraints for the Quaternary evolution of Tyrrhenian North*

- Calabria (southern Italy) - Geomorphology, **105**, pp. 334–354.
- FOSTER D.A. & JOHN B.E. (1999) - *Quantifying tectonic exhumation in an extensional orogen with thermochronology: examples from the southern Basin and Range Province* - In RING U. et al. (eds), *Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion*. London, Geol. Spec. Publ., **154**, pp. 343–364.
- GILCHRIST A.R., SUMMERFIELD M.A. & COCKBURN H.A.P. (1994) - *Landscape dissection, isostatic uplift and the morphologic development of orogens* - *Geology*, **22**, pp. 963–966.
- GIANNANDREA P. & LOIACONO F. (2003) - *Le successioni alluvionali e lacustri quaternarie affioranti nella media valle del fiume Sinni (Appennino Meridionale, Basilicata)* - *Il Quaternario*, **16** (2), pp. 257–267.
- GRANGER D.E. KIRCHNER J.W. & FINKEL R. (1996) - *Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediments* - *Jour. Geol.*, **104**, pp. 249–257.
- HIPPOLYTE J-C., ANGELIER J., ROURE F. & MÜLLER C. (1991) - *Géométrie et mécanisme de formation d'un bassin "piggyback": le bassin de Sant'Arcangelo (Italie méridionale)* - *C.R. Acad. Sci.*, **312** (2), pp. 1373–1378.
- HIPPOLYTE J-C., ANGELIER J., ROURE F. & CASERO P. (1994a) - *Piggyback basin development and thrust belt evolution: structural and palaeostress analyses of Plio – Quaternary basin in the Southern Apennines* - *Jour. Struct. Geol.*, **16** (2), pp. 159–173.
- HIPPOLYTE J-C., ANGELIER J. & ROURE F. (1994b) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)* - *Tectonophysics*, **230**, pp. 199–210.
- IANNACE A., BONARDI G., D'ERRICO M., MAZZOLI S., PERRONE V. & VITALE S. (2005) - *Structural setting and tectonic evolution of the Apennine Units of northern Calabria* - *C.R. Geosci.*, **337**, pp. 1541–1550.
- KARNER D.B., JUVIGNÉ E., BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO ERMOLLI E., SANTANGELO N., BERNASCONI S. & LIRER L. (1999) - *A potential early middle Pleistocene tephrostratotype for the Mediterranean basin: the Vallo Di Diano, Campania, Italy* - *Global Planet. Change*, **21**, pp. 1–15.
- KUHLEMANN J., FRISCH W., SZEKELY B., DUNKL I. & KAZMER M. (2002) - *Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control* - *Int. J. Earth Sci.*, **91**, pp. 818–837.
- LA ROCCA S. & SANTANGELO N. (1991) - *Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione geomorfologica del bacino lacustre pleistocenico del Fiume Noce (Basilicata)* - *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **14** (2), pp. 229–242.
- MACCARY L.M. & LAMBERT T.W. (1962) - *Recoinnassance of ground-water resources of the Jackson purchase region, Kentucky*. U.S. Geological Survey Hydrologic Atlas **HA-13**.
- MANCKLETOW N. (1985) - *The Simplon Line, a majow displacement zone in the western Lepontine Alps* - *Eclogae Geol. Helveticae*, **78**, pp. 73–96.
- MARINO M. (1994) - *Biostratigrafia integrate a nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici di alcune successioni terrigene pliocenico – superiori del Bacino di Sant'Arcangelo (Appennino Meridionale)* - *Boll. Soc. Geol. It.*, **113**, pp. 329–354.
- MATTEI M., PRETOCELLI V., LACAVA D. & SCHIATTARELLA M. (2004) - *Geodynamic implication of Pleistocene ultrarapid vertical – axis rotation in the Southern Apennines, Italy* - *Geology*, **32** (9), pp. 789–792.
- MAZZOLI S., ALDEGA L., CORRADO S., INVERNIZZI C. & ZATTIN M. (2006) - *Pliocene-Quaternary thrusting, syn-orogenic extension and tectonic exhumation in the Southern Apennines (Italy): Insights from the Monte Alpi area* - In MAZZOLI S. & BUTLER R.W.H. (eds), *Styles of continental contraction*. Geol. Soc. Am., Spec. Paper, **414**, pp. 55–77.
- MAZZOLI S., D'ERRICO M., ALDEGA L., CORRADO S., INVERNIZZI C., SHINER P. & ZATTIN M. (2008) - *Tectonic burial and "young" (<10 Ma) exhumation in the southern Apennines fold-and-thrust belt (Italy)* - *Geology*, **36** (3), pp. 243–246.
- MEINZER O.E. (1923) - *The occurrence of groundwater in the United States, with a discussion principles*. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper **489**.
- MONTGOMERY D.R. & BRANDON M.T. (2002) - *Topographic control on erosion rates in tectonically active mountain ranges* - *Earth Planet. Sci. Letters*, **201**, pp. 481–489.
- MOORES E.M. SCOTT R.B. & LUMSDEN W.W. (1968) - *Tertiary tectonics of the White Pine-Grant Range region, east-central Nevada, and some regional implications* - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **79**, pp. 1703–1726.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: Kinematic relations since Late Tortonian times* - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **45**, pp. 425–451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)* - In VAI G.B. & MARTINI I.P. (eds), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, Kluwer Acad., Norwell, Mass., pp. 401–440.
- PIERI P., SABATO L., LOIACONO F. & MARINO M. (1994) - *Il bacino piggyback di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico-sedimentaria* - *Boll. Soc. Geol. It.*, **113**, pp. 465–481.
- PIENET N. & SORIAU M. (1988) - *Continental erosion and large scale relief* - *Tectonics*, **7**, pp. 563–582.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene – Pleistocene nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean* - In KASTENS K.A., MASCLE, J. et al. (eds), *Proc. Ocean Drill. Prog., Sci. Results*, **107**, College Station, TX, pp. 513–533.
- RUSSO F. & SCHIATTARELLA M. (1992) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale)* - *Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1992/1*, pp. 271–278.
- SABATO L., BERTINI A., MASINI F., ALBIANELLI A., NAPOLEONE G. & PIERI P. (2005) - *The lower and middle Pleistocene geological record of the San Lorenzo lacustrine succession in the Sant'Arcangelo Basin (Southern Apennines, Italy)* - *Quat. Int.*, **131**, pp. 59–69.
- SALUSTRI GALLI C., TORRINI A., DOGLIONI C. & SCROCCA D. (2002) - *Divide and highest mountains Vs subduc-*



- tion in the Apennines* - Studi Geol. Camerti, **1**, pp. 143-153.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione stratigrafica, geomorfologica e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine campano lucano (Italia meridionale)* - Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli "Federico II", 109 pp.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of pery-Tyrrhenian areas* - In KASTENS, K.A., MASCLE, J. et al. (eds.), *Proc. Ocean Drill. Prog., Sci. Results*, **107**, College Station, TX, pp. 715-730.
- SCHIATTARELLA M., TORRENTE M.M., & RUSSO F. (1994) - *Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel bacino del Mercure (confine calabro-lucano)* - Il Quaternario, **7** (2), pp. 613-626.
- SELVERSTONE J. (1988) - *Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window* - Tectonics, **7**, pp. 87-105.
- SHINER P., BECCACCINI A. & MAZZOLI S. (2004) - *Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian carbonate reservoir: constraints from the Val d'Agri Fields, S Apennines, Italy* - Mar. Petrol. Geol., **21**, pp. 805-827.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) - *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico* - Mem. Soc. Geol. It., **45**, pp. 519-529.
- VERNON A.J., VAN DER BEEK P.A., SINCLAIR H.D. & RAHN M.K. (2008) - *Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database* - Earth Planet. Sci. Lett., **270**, pp. 316-329.
- VEZZANI L. (1967a) - *Il bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Lucania)* - Atti Acc. Gioenia di Scienze Naturali, Serie VI, **18**, pp. 207-228.
- VEZZANI L. (1967b) - *La sezione stratigrafica pleistocenica di Castronuovo di S. Andrea (Potenza)* - Riv. It. Paleont. Strat., **13**, pp. 11-59.
- ZAVALA C. (2000) - *Stratigraphy and sedimentary history of the Plio-Pleistocene Sant'Arcangelo basin, Southern Apennines, Italy* - Riv. It. Paleont. Strat., **106** (3), pp. 399-416.
- ZUPPETTA A., RUSSO M. & MAZZOLI S. (2004) - *Miocene tectonic evolution of the southern Apennine thrust front (Italy): stratigraphic and structural constraints from the eastern Calabria-Lucania borderland area* - Geodin. Acta, **17/2**, pp. 141-151.

Ms. ricevuto il 10 dicembre 2009  
 Testo definitivo ricevuto il 13 aprile 2010

Ms. received: December 10, 2009  
 Final text received: April 13, 2010

