

EVOLUZIONE MORFOTETTONICA QUATERNARIA DEL BACINO INTERMONTANO DI SANZA (APPENNINO MERIDIONALE)

Paola Di Leo¹, Salvatore Ivo Giano², Dario Gioia², Massimo Mattei³,
Eva Pescatore⁴ & Marcello Schiattarella²

¹CNR-IMAA, Tito scalo (PZ)

²Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata, Potenza (ivo.giano@unibas.it)

³Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Roma Tre

⁴Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II"

RIASSUNTO: Di Leo P., et al., *Evoluzione morfotettonica quaternaria del bacino intermontano di Sanza (Appennino meridionale)*. (IT ISSN 0394-3356, 2009)

La conca intermontana drenata dall'alto corso del Fiume Bussento ("Bacino di Sanza" *Auctt.*), allungata in direzione E-O, è delimitata a nord dai carbonati mesozoici del Monte Cervati e a sud dalle successioni silicoclastiche e marnoso-calcaree cretacic-terziarie del Monte Centaurino e dai calcari cretacic del Monte Forcella. Il corridoio morfologico del bacino di Sanza rappresenta fisiograficamente un braccio del contiguo Vallo di Diano, di cui tuttavia non è tributario, colmato da una successione continentale conglomeratico-argillosa interessata da diverse famiglie di faglie e fratture. Lo studio morfostatigrafico e l'analisi delle associazioni di facies del riempimento clastico hanno permesso di differenziare i diversi ambienti deposizionali continentali e di correlare i depositi di Sanza con quelli del riempimento quaternario del Vallo di Diano, entro cui sono stati peraltro riconosciuti e datati due livelli vulcanoclastici. Il bacino fluvio-lacustre pleistocenico si estingue per erosione della soglia meridionale e successiva reincisione ad opera della rete idrografica.

La diffrattometria, la spettroscopia IR e la termogravimetria hanno mostrato per i depositi pelitici di Sanza una composizione mineralogica costituita, in ordine di abbondanza, da illite e strati misti illite/smectite, caolinite/halloysite, vermiculite/clorite, quarzo, goethite/ematite e, in alcuni campioni, feldspati (sino al 5% in peso). Il riconoscimento di halloysite 7Å con *habitus* sferoidale, soprattutto nella frazione ultrafine (< 0,2 µm), e di cristalli di k-feldspato suggerisce la presenza di una componente vulcanoclastica. L'halloysite formatasi per alterazione del vetro vulcanico e pomice assume infatti una forma sferoidale o talvolta tubolare di piccole dimensioni, a differenza di quella originatasi dall'alterazione di feldspati in rocce granitiche, che assume una tipica forma tubolare. Anche il diagramma Zr/TiO₂ vs (V+Ni+Cr)/Al₂O₃ mostra un *input* vulcanoclastico significativo, attribuibile all'attività vulcanica del Roccamonfina.

I *marker* morfotettonici (superfici di spianamento, versanti di faglia e di linea di faglia, ecc.) e l'assetto delle principali morfostrutture positive e negative dell'area sono alcuni degli elementi utilizzati per lo studio dell'evoluzione a lungo termine del rilievo locale. Le indagini morfostrutturali e l'analisi del sistema di fratture e delle famiglie di faglie alla mesoscala nei carbonati mesozoici ai bordi del bacino e nei depositi continentali quaternari hanno permesso di riconoscere le direttrici tettoniche responsabili della formazione della depressione, mentre l'analisi dell'anisotropia della suscettività magnetica (AMS) condotta su brecce di versante antiche e silt lacustri ha permesso di determinare le direzioni degli assi dell'ellissoide di suscettività magnetica, che indicano una variazione del campo di stress locale nel corso del Pleistocene inferiore e medio compatibile con quella documentata a scala regionale.

I dati ottenuti con le diverse metodologie hanno consentito di definire la cinematica di apertura del bacino e di ricavare un quadro esaustivo circa l'età, il contesto tettonico-sedimentario, geomorfologico e paleoclimatico entro cui è stata generata e si è evoluta la depressione morfostrutturale di Sanza, anche in relazione alla complessa storia morfoevolutiva del vicino Vallo di Diano.

ABSTRACT: Di Leo P., et al., Quaternary morphotectonic evolution of the Sanza intermontane basin (southern Apennines, Italy). (IT ISSN 0394-3356, 2009).

Opening kinematics and morphotectonic evolution of the Sanza catchment, a Quaternary basin of the southern Apennines axial zone, have been studied. Besides geomorphological classical analyses, an interdisciplinary approach has been used here joining structural analysis of brittle deformation, mineralogical and chemical analyses of paleosols and sediments, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), and tephra radiometric dating. Several Pleistocene morpho-sequences have been outlined, also comparing them with a wider scenario on a regional scale.

The Sanza basin is hosted in an E-W trending narrow lacustrine trough. This morpho-structural low is a lateral branch of the wider Vallo di Diano basin, characterized by a multi-stage morphotectonic evolution. Red clays and associated palaeosols from the Sanza basin have been studied from a geomorphological viewpoint and mineralogical and chemical characteristics have been analyzed to set the palaeoclimate and palaeoenvironmental conditions during middle to late Pleistocene time-span. The Pleistocene morpho-sequence of the study area has been outlined, also comparing the stratigraphic succession of the Sanza basin with those from the adjacent Vallo di Diano basin, mainly on the grounds of tephra radiometric dating.

Survey and mapping of remnants of land surfaces, organized in six altimetric classes, permitted us to reconstruct the Pleistocene geomorphological evolution of the relief. Using the surface at the top of the Sanza deposits as a reference marker with regard to the other orders of terraced surfaces, it has been possible to include the genesis and evolution of the basin in a larger time-span and to relate its structural history with regional and local tectonic episodes. In particular, the E-W trending trough was generated in a tectonically-controlled narrow transversal strip due to the activity of a transfer zone of the chain. The changing tectonic regime was responsible for the endorheic conditions reached by the depression during mid-Pleistocene times. In such a basin, lacustrine red clays and fan conglomerates were deposited. To the top, weathered horizons and palaeosols with interbedded tephra have been recognized and analysed.

The mineralogy and geochemistry of 14 pelitic sediments allowed us to delineate the climate condition which characterized the sedimentation in this basin. The clay minerals association observed in the analyzed sediments, mainly constituted by illite/smectite - chlorite/smectite mixed layers, vermiculite, kaolinite+halloysite and goethite+hematite, coupled to high values of CIA (Chemical Index of Alteration; values > 85), are compatible with an high degree of weathering. The increase of mineral phases such as kaolinite, goethite and hematite and decrease of clay minerals abundances such as vermiculite and illite/smectite - chlorite/smectite mixed layers in the younger sediments (late Pleistocene) with respect to the older ones (middle Pleistocene) are indicative of a palaeoclimate scenario characterized by temperate conditions with dry-wet periods which evolves toward warm and humid conditions.

The presence of 7Å halloysite exhibiting mainly a spheroidal habitus and a large amount (up to 5%) of feldspars are indicative of the presence of a vulcanoclastic input in the Sanza basin. Major/trace element ratio relationships and multivariate statistical analysis (Principal Component Analysis method) of geochemical variables strongly support the presence of the vulcanoclastic input.

Mineralogical and geochemical comparison of the samples with altered middle Pleistocene volcanic products from the first cooling unit of the Roccamonfina volcanic complex (630-385 ka, Roccamonfina Supersynthem), used as an indirect dating, allowed us to temporally confine the fluvial-lacustrine Sanza succession. Moreover, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric dating of sanidine crystals from tephra layers interbedded into the nearby Vallo di Diano lacustrine succession - correlated to the fluvio-lacustrine Sanza succession - allows us to chronologically constrain the top and the bottom of the Sanza succession (706.3 ± 8.1 ka e 106.7 ± 1.6 ka). The Sanza basin can be assimilated to a morphostructural trough coinciding with a long-term transfer zone of the chain, in which a severe change in stress field, uplift rate, climate conditions, and relief production occurred during Pleistocene times. In particular, it can be stated that the study area underwent a climate shift from temperate to warm/humid conditions. Furthermore, the fluvio-lacustrine Sanza succession age is univocally set to the middle-late Pleistocene.

Parole chiave: Geomorfologia tettonica, Geologia del Quaternario, bacini intermontani fluvio-lacustri, Appennino meridionale (Italia).

Keywords: Tectonic geomorphology, Quaternary geology, fluvio-lacustrine basin, southern Apennines (Italy).

1. INTRODUZIONE

I bacini intermontani di origine tettonica presenti nella fascia assiale della catena sud-appenninica rappresentano una preziosa fonte di dati per la comprensione dell'evoluzione quaternaria dell'Appennino meridionale. La letteratura sul regime tettonico responsabile della loro nascita, sugli aspetti stratigrafico-deposizionali delle successioni clastiche continentali, sull'evoluzione geomorfologica e, sulla successiva estinzione della maggior parte di essi è ormai vasta (SANTANGELO, 1991, SCHIATTARELLA *et al.*, 2003, GIANO & MARTINO, 2003, MARTINO & SCHIATTARELLA, 2006, per il bacino del Melandro; DI NIRO *et al.*, 1992, DI NIRO & GIANO, 1995, GIANO *et al.*, 1997, GIANO *et al.*, 2000, SCHIATTARELLA *et al.*, 2003, BOENZI *et al.*, 2004, per l'alta Val d'Agri; SANTANGELO, 1991, ASCIONE *et al.*, 1992, KARNER *et al.*, 1999, per il Vallo di Diano; SCHIATTARELLA *et al.*, 1994, SCHIATTARELLA, 1996, MARRA, 1998, GIOIA & SCHIATTARELLA, 2006, per il bacino del Mercure e il Valico di Prestieri; LA ROCCA & SANTANGELO, 1991, per la valle del Noce). In anni più recenti la ricerca morfotettonica ha riguardato soprattutto la quantificazione dei processi e la contestualizzazione regionale, sia in chiave geodinamica che paleoclimatica. In tale quadro è stato condotto lo studio del bacino intermontano compreso tra i rilievi silentini del Monte Cervati e del Monte Centaurino ("Bacino di Sanza" di LIPPMANN PROVANSAL, 1987), che ospita l'alto corso del Fiume Bussento. Si tratta di una depressione tettonica orientata in direzione E-O e che pertanto forma un angolo di circa 70° rispetto all'andamento appenninico del contiguo Vallo di Diano. Il bacino è colmato da una successione continentale conglomeratico-argillosa pleistocenica, i cui caratteri di facies e composizionali sono stati indagati in dettaglio solo recentemente (DI LEO *et al.*, 2008).

Le numerose indagini condotte nella depressione che ospita il bacino di Sanza hanno riguardato vari aspetti tematici, da quelli più tipicamente legati alla geologia di campo, morfostrutturali, mesostrutturali e stratigrafici, a quelli più "specialistici" come le analisi chimico-mineralogiche di sedimenti, orizzonti di alterazione e paleosuoli, la determinazione dei caratteri dell'anisotropia della suscettività magnetica (AMS) dei depositi e dell'età radiometrica di alcuni marker stratigrafici riconosciuti nei depositi fluvio-lacustri del Vallo di Diano. L'integrazione dei dati ha consentito di definire la cinematica di apertura del bacino, di ottenere vincoli cronologici riguardo alla sua età e di chiarire il contesto tettono-sedimentario, geomorfologico e paleocli-

matico entro cui è stato generato e si è sviluppato il bacino di Sanza. I dati ottenuti sono stati confrontati e discussi sia con quelli relativi alla storia evolutiva del vicino Vallo di Diano e sia con quelli riguardanti il contesto geologico regionale.

2. BREVE INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

Il bacino intermontano di Sanza è ubicato nella zona assiale della catena sud-appenninica, ospitato in uno stretto corridoio morfologico che termina, verso E, all'apice meridionale del Vallo di Diano. È confinato a nord dalle assise carbonatiche mesozoiche del Monte Cervati e a sud dalle dorsali del Monte Forcella e del Monte Centaurino, costituite rispettivamente da calcari cretaci e da successioni silicoclastiche e marnoso-calcaree cretaco-terziarie. La conca è drenata dall'alto corso del Fiume Bussento che sfocia nel Mar Tirreno, mentre un esile spartiacque la separa dal bacino idrografico del Vallo di Diano drenato dal Fiume Tanagro.

Le principali unità tettoniche dell'Appennino meridionale affioranti nell'area di studio (Fig. 1) – e più in generale nella regione silentina – sono riconducibili alle successioni pelagiche di provenienza interna (Unità Nord-Calabrese, *sensu* BONARDI *et al.*, 1988; Unità Silentina di Base, MAURO & SCHIATTARELLA, 1988; Unità di Castelnuovo Cilento, CAMMAROSANO *et al.*, 2000, 2004; Unità Sicilide, OGNIBEN, 1969), sormontate in discordanza dai depositi del Gruppo del Cilento (AMORE *et al.*, 1988), e alle unità della Piattaforma campano-lucana (D'ARGENIO *et al.*, 1973).

I carbonati di mare basso – che costituiscono il substrato geologico di gran parte dell'area di studio – sono rappresentati in Cilento prevalentemente dall'Unità Alburno-Cervati-Pollino, costituita da una potente successione mesozoica compresa tra il Triassico superiore ed il Cretaceo superiore, su cui giace in concordanza, marcando un'ampia lacuna stratigrafica, la Formazione di Trentinara del Paleocene-Eocene, alla quale segue verso l'alto, con l'interposizione di sacche e lenti di argille residuali, la Formazione di Cerchiera del Miocene inferiore. Su questa poggiano in discontinuità stratigrafica la Formazione del Bifurto del Miocene inferiore-medio e le Calciruditi ed arenarie di Piaggine del Miocene superiore.

Il fondovalle del bacino di Sanza è colmato da una successione clastica continentale, incisa e terraz-

zata dal Fiume Bussento e dai suoi affluenti. Le associazioni di facies sono relative a depositi fluvio-lacustri, che presentano spessori di alcune decine di metri.

3. DEPOSITI QUATERNARI: IMPLICAZIONI CRONO-STRATIGRAFICHE E VINCOLI GEOCRONOLOGICI

3.1. Precedenti conoscenze

Una prima descrizione dei caratteri litostratigrafici dei depositi continentali del bacino di Sanza si deve a LIPPMANN-PROVANSAL (1987), che riconosce alla base della successione breccie di versante antiche a cui seguono verso l'alto terreni in facies di conoide alluvionale che formano ampi *glacis* d'erosione di età wurmiana, incisi e terrazzati dalla rete idrografica. L'autore colloca cronologicamente, in base a considerazioni geomorfologiche, l'evoluzione del bacino tra il Pleistocene inferiore ed il Würm. Secondo SANTANGELO (1991) la soglia morfologica che separa il bacino di Sanza dal Vallo di Diano, e la deviazione del Torrente Peglio (che drena verso la depressione del Vallo di Diano) sarebbero state generate da un evento tettonico collocato nella parte medio-alta del Pleistocene inferiore. L'Autore ritiene, associando l'evoluzione geomorfologica e sedimentaria del bacino di Sanza a quella del vicino Vallo di Diano, che i depositi delle due depressioni siano coevi;

in particolare, i depositi di Sanza vengono correlati a quelli del I ciclo lacustre del Vallo di Diano affioranti tra Buonabitacolo e Montesano sulla Marcellana, che nella parte alta, hanno fornito un'età radiometrica compresa tra 0.6 ± 0.2 Ma e 0.7 ± 0.2 Ma. Secondo l'Autore nel Vallo di Diano, poco dopo l'inizio del Pleistocene medio (a circa 0.6 Ma), una fase tettonica disloca le argille del I ciclo e innesca l'incisione verticale della rete drenante all'apice meridionale del Vallo, mentre nella porzione centrale del bacino inizia la sedimentazione dei depositi del II ciclo lacustre, in discordanza su quelli del I ciclo.

3.2. Stratigrafia dei depositi e correlazioni morfostatigrafiche

Il rilevamento delle successioni continentali quaternarie ha permesso di riconoscere l'esistenza, in alcune zone del fondovalle e a letto del riempimento clastico del bacino, di un deposito conglomeratico massivo a composizione prevalentemente arenacea attribuibile alla formazione dei Conglomerati di Centola (GUIDA *et al.*, 1979). Nella fascia pedemontana del bacino affiorano due generazioni di breccie di versante in assetto stratoide formate da clasti carbonatici immersi in matrice sabbiosa di colore rosso o marrone. Nei valloni Caccialupi e Inferno le breccie sono dislocate e ruotate contromonte di circa 30° dalla faglia del bordo settentrionale del bacino, orientata E-O (Linea di Sanza, secondo Di LEO *et al.*, 2008), come già osservato da LIPPMANN PROVANSAL (1987) che assegna le breccie ad un generico Pleistocene inferiore. Un deposito detritico più recente, non deformato e litologicamente simile al precedente, ricopre in alcune aree quello più antico.

I conglomerati della Formazione di Centola e il deposito detritico appaiono entrambi ricoperti in contatto erosivo dai depositi del riempimento clastico del bacino di Sanza (Di Leo *et al.*, 2008). La successione di spessore variabile da pochi metri a poco oltre 30 m, è formata dal basso verso l'alto da conglomerati calcarei eterometrici, a supporto clastico o con rara matrice sabbiosa (*conglomerati basali* in Fig. 2), di spessore variabile fino a circa 15 m che, con un contatto erosivo, talora marcato da paleosuoli rossi, passano a conglomerati in assetto stratoide formati da clasti carbonatici subarrotondati ed eterometrici, a supporto di matrice argillosa e sabbiosa rossastra (*conglomerati sommitali* in Fig. 2) che non superano gli 8 m di spessore. Entrambi i depositi sono riconducibili ad ambienti di conoide alluvionale. I conglomerati a matrice rossa passano in eteropia latero-verticale a un deposti-

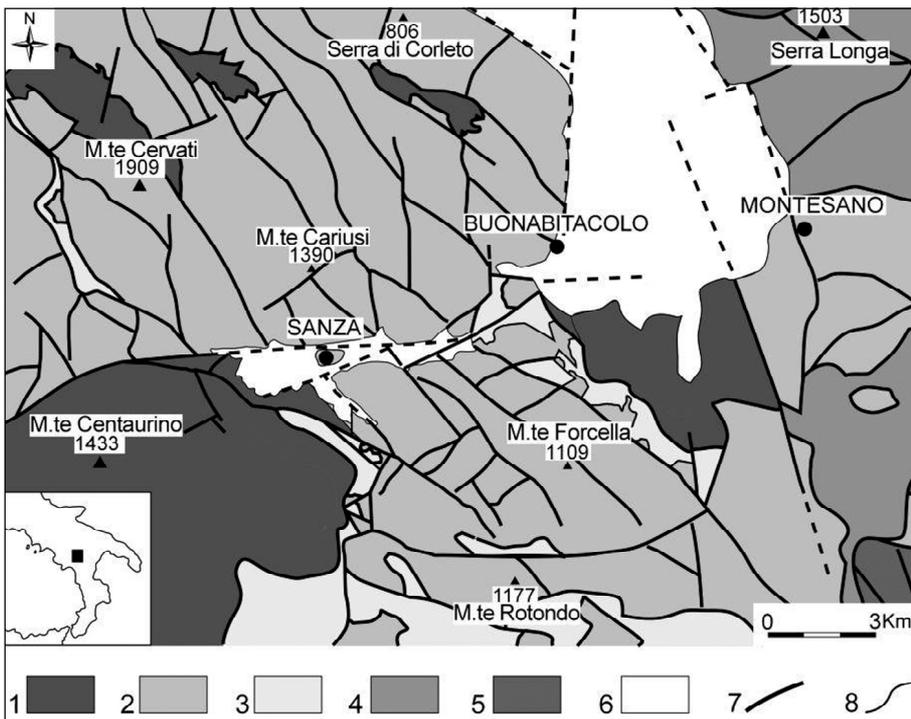


Fig. 1 - Schema geologico dell'area di studio. Legenda: 1) Unità interne (Eocene medio - Miocene superiore); 2) Unità Alburno-Cervati-Pollino: successioni di piattaforma carbonatica (Triassico - Eocene); 3) Unità Alburno-Cervati-Pollino: depositi silicoclastici (Miocene medio-superiore); 4) Unità dei Monti della Maddalena (Triassico superiore - Miocene superiore); 5) Unità Lagonegri (Triassico inferiore-medio - Paleogene); 6) depositi plio-quaternari; 7) contatto tettonico; 8) limite stratigrafico.

Geological sketch map of the study area. Legend: 1) middle Eocene to upper Miocene "internal" units; 2) Triassic to Eocene shallow-water carbonates of the Alburno-Cervati-Pollino Unit; 3) middle to upper Miocene syntectonic deposits of the Alburno-Cervati-Pollino Unit; 4) upper Triassic to upper Miocene shallow-water carbonates of the Monti della Maddalena Unit; 5) early-middle Triassic to Paleogene deep-sea sediments of the Lagonegro units; 6) Pliocene to Quaternary clastics; 7) tectonic contact; 8) stratigraphic boundary.

to siltoso e argilloso di colore rosso o, a luoghi, giallo ocra, sedimentato in un ambiente a bassa energia di tipo lacustre (*argille di Sanza* in Fig. 2) che arriva fino a circa 10 m di spessore. In prossimità dei rilievi carbonatici la base delle peliti lacustri presenta lenti o livelli centimetrici discontinui di silt argilloso nero, di ambiente palustre, o poggia direttamente sui calcari mesozoici colmando cavità da dissoluzione carsica ben sviluppate. La successione studiata è parzialmente correlabile ai depositi del Sintema del Bussento riportato nella Carta Geologica Regionale in scala 1:25.000, Sanza 504 SE (AA.VV., 2008).

Il riempimento continentale della conca intermontana di Sanza, che raggiunge complessivamente poco più di 30 m di spessore, è stato prodotto in un ambiente deposizionale fluvio-lacustre (Fig. 3). La sequenza verticale di tipo log-normale (FU) termina a tetto con sedimenti pelitici; nel vallone Caccialupi il top deposizionale della successione è morfologicamente incastrato nelle breccie antiche infrapleistoceniche, sospese di alcune decine di metri e quindi in termini (morfo)stratigrafici i conglomerati e le argille di Sanza sono più recenti delle breccie (cfr. Fig. 2).

Sulla successione fluvio-lacustre poggiano in contatto erosivo silt e sabbie giallo-oro con elementi vulcanoclastici che riempiono canali profondi fino a 2 metri, incisi nelle peliti rosse lacustri (*argille di Sanza*). Un livello vulcanoclastico talora alterato, di colore giallo-marrone, con spessori variabili da 50 cm ad 1 m, affiora in diversi punti del bacino sia sul silt giallo-oro che sulle peliti lacustri rosso-ocracee, ed è talora ricoperto da colluvioni generate dal rimaneggiamento di originarie terre rosse. D'ELIA *et al.* (1987) segnalano nell'area di Sanza un livello tufitico rimaneggiato e intercalato ad un paleosuolo in argille rosse residuali, attribuendone l'alterazione ad un regime climatico di tipo lateritico vigente nel Pleistocene medio, più caldo e umido rispetto a quello attuale. Un orizzonte di alterazione, che conferisce al deposito più superficiale una colorazione virata verso tonalità rosso mattone, si sviluppa per uno spessore di circa 3 metri dalla superficie topografica del fondovalle del bacino (*alterite di Sanza*). A tetto dell'alterite si osserva localmente un suolo relitto argilloso-sabbioso di colore rosso-marrone spesso fino a 2 m.

L'età relativa della succes-

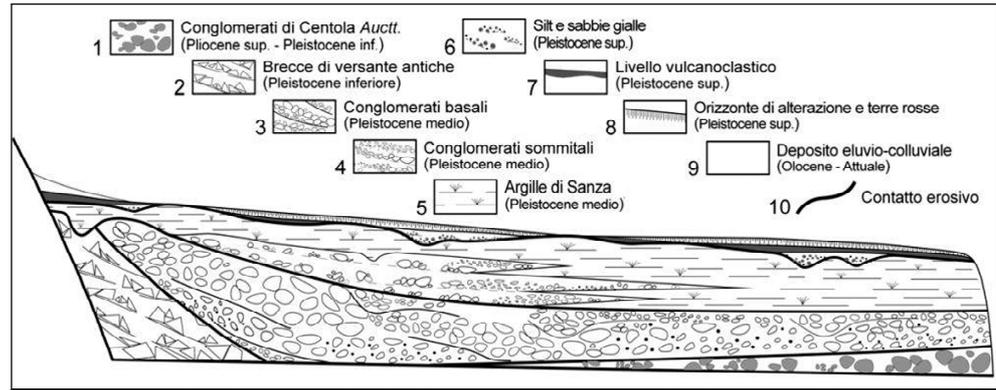


Fig. 2 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi continentali del bacino fluvio-lacustre di Sanza.

Stratigraphic scheme of the fluvio-lacustrine deposits of the Sanza basin.

sione fluvio-lacustre s.s. ospitata dalla depressione di Sanza è stata ottenuta grazie alla correlazione geomorfologica e stratigrafica con i depositi lacustri del Vallo di Diano, di età nota. Questi ultimi sono compresi, infatti, in un ampio intervallo temporale che va dal Pleistocene inferiore e medio p.p. con le argille grigie del I ciclo lacustre, fino ad arrivare al Pleistocene medio p.p. e Olocene con i depositi fluvio-lacustri del II ciclo (da SANTANGELO, 1991).

L'area di fondovalle del Vallo di Diano compresa tra Buonabitacolo, Montesano e Bosco Cerreta, è attualmente incisa e terrazzata per oltre 100 metri dall'alto corso del Fiume Tanagro e dai suoi affluenti. All'apice meridionale del bacino i depositi lacustri terrazzati della piana (I ciclo lacustre) passano in eteropia latero-verticale a conglomerati in facies di conoide alluvionale nella fascia pedemontana. Un livello vulcanoclastico intercalato alle argille lacustri del I ciclo è stato campionato (campione CAT 7) a circa 3 metri dalla sommità della superficie terrazzata (cfr. Fig. 4) tra Buonabitacolo e Bosco Cerreta. Il tephra, spesso alcuni centimetri è formato da pomice poco alterate e abbondanti cristalli di k-feldspato (sanidino) ed è immerso in



Fig. 3 - Particolare del rapporto di eteropia latero-verticale tra i conglomerati sommitali e le argille siltose rosse del bacino con un orizzonte di alterazione a tetto, in contatto erosivo.

Geometric relationship between top-conglomerate and red silty clay of the fluvio-lacustrine succession. Note also the erosional surface (white dashed line) separating the fluvio-lacustrine succession from the reddish weathered horizon.

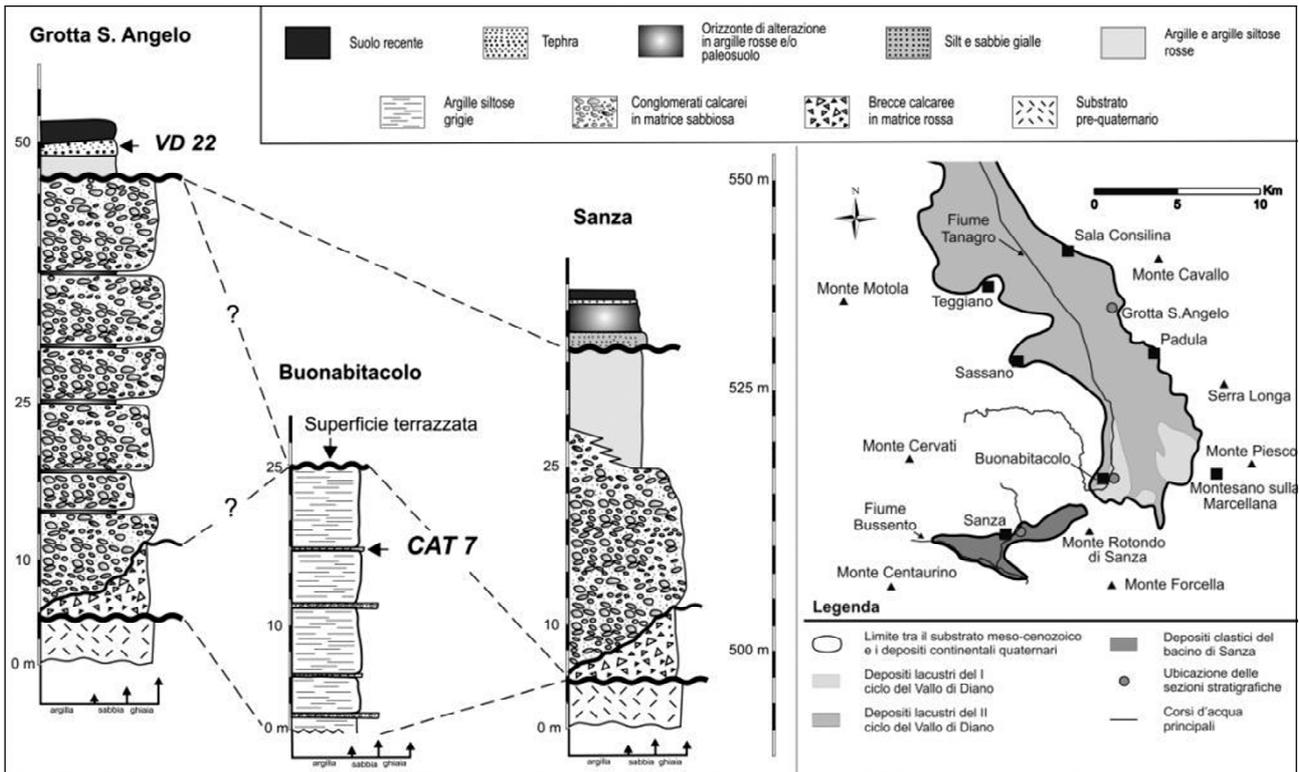


Fig. 4 - Correlazioni tra i diversi log stratigrafici del bacino di Sanza e del Vallo di Diano.

Stratigraphic correlations among different logs from Sanza basin and Vallo di Diano.

una pasta di fondo rossastra. La corrispondenza plano-altimetrica tra i terrazzi deposizionali in conglomerati e quelli modellati nelle argille lacustri del I ciclo suggerisce, in accordo con SANTANGELO (1991), che la sommità sub-pianeggiante di questi ultimi sia stata poco erosa prima dell'incisione verticale e corrisponda con buona approssimazione al top deposizionale del I ciclo di riempimento Vallo di Diano. Le superfici terrazzate modellate nelle argille del I ciclo lacustre e distribuite nei pressi di Bosco Cerreta si raccordano, verso ovest, ai terrazzi erosionali di Monticello - M.te Rotondo di Sanza morfocolpiti, a quote comprese tra circa 500 e 620 m s.l.m., in depositi silicoclastici pre-quaternari (T1 in Fig. 5) e possono essere dunque associati allo stesso

livello di base. Questi ultimi rappresentano il relitto morfologico, inciso verticalmente dalla rete drenante, di un *glacis* d'erosione e attualmente costituiscono parte della soglia morfologica tra la depressione di Sanza e quella del Vallo di Diano (T1 in Fig. 5). Ad ovest della collina di Sanza, a quote comprese all'incirca tra 550 e 430 m s.l.m., si rinvengono i terrazzi fluviali prodotti dall'incisione verticale del Fiume Bussento e dei suoi affluenti nel riempimento clastico del bacino (T2 in Fig. 5). Il rapporto di incastro morfologico tra i terrazzi dell'area di soglia (T1 in Fig. 5) e quelli incisi dal Fiume Bussento (T2 in Fig. 5) induce a ritenere i terrazzi fluviali dell'area di Sanza più recenti. La sommità terrazzata dei depositi lacustri antichi del Vallo (I ciclo di SANTANGELO,

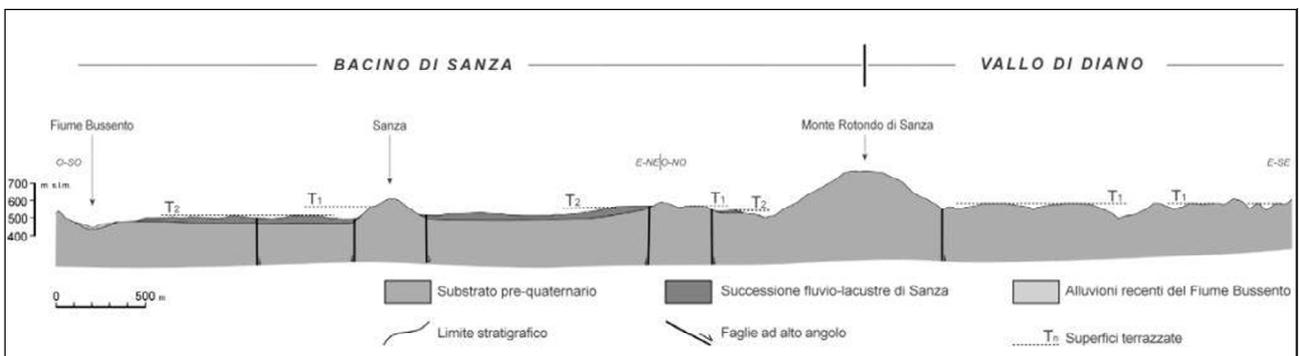


Fig. 5 - Profilo morfostratigrafico che indica i rapporti di incastro morfologico tra le superfici terrazzate del top deposizionale della successione fluvio-lacustre del bacino di Sanza (T2) e quelle erosionali su substrato pre-quaternario del settore meridionale del Vallo di Diano (T1).

Morpho-stratigraphical relationship between the depositional top of the fluvio-lacustrine succession of the Sanza basin (T2) and the Quaternary terraced surface cutting the bedrock of the southern sector of the Vallo di Diano (T1).

1991) è dunque correlabile, in termini morfo- e cronostatigrafici, alla superficie di erosione basale dei depositi fluvio-lacustri del bacino di Sanza (Fig. 4) e ne vincola l'età di inizio della sedimentazione al Pleistocene inferiore-medio.

Sempre esternamente al bacino di Sanza, nella porzione centrale del Vallo di Diano, a sud-est dell'abitato di Sala Consilina, al raccordo del fronte montuoso con l'area pedemontana, le operazioni di estrazione di inerti in una cava, nei pressi di Grotta S. Angelo, hanno messo in luce una successione clastica di oltre 30 metri di spessore, costituita da conglomerati prevalentemente carbonatici in facies di conoide alluvionale che poggiano in contatto erosivo basale su brecce di versante a clasti calcarei. La sommità del corpo deposizionale del conoide, di tipo erosivo e fortemente carsificata, è ammantata da un deposito argilloso-limoso rubefatto, fortemente alterato e pedogenizzato (*alterite di S. Angelo*). L'orizzonte di alterazione, che si sviluppa per circa 4 metri di spessore, è a sua volta ricoperto localmente da un suolo marrone-bruno che non raggiunge il metro di spessore (Fig. 4). A poco meno di un metro di profondità, è stata campionata una lente vulcanoclastica (campione VD 22) formata da silt argilloso da marrone chiaro a giallo spessa poco più di 50 cm, intercalata nel deposito argilloso-limoso rossastro. Il tephra risulta formato da pomici giallastre alterate e subarrotondate, mica scura, abbondanti cristalli di k-feldspato (sanidino) fresco e alterato, pirosseni e scorie. La posizione stratigrafica, gli aspetti litologici, il grado di alterazione del deposito e i caratteri morfoscopici della superficie di erosione carsificata hanno consentito di correlare con buona probabilità l'*alterite di S. Angelo* a quella della successione fluvio-lacustre di Sanza (*alterite di Sanza*).

Poiché i depositi del II ciclo lacustre del Vallo di Diano (SANTANGELO, 1991) sono incastrati morfologicamente nei conglomerati del conoide di Grotta S. Angelo, sospesi e terrazzati rispetto al fondovalle attuale, è possibile attribuire questi ultimi genericamente al Pleistocene medio. Tale considerazione, unitamente alla presenza di una superficie erosiva che separa i conglomerati dall'*alterite di S. Angelo*, permette di assegnare in via preliminare questa ultima al Pleistocene superiore.

In termini cronostatigrafici le due successioni continentali del Vallo di Diano sopra discusse - e cioè le argille grigie infrapleistoceniche del I ciclo lacustre di Buonabitacolo e le alteriti di Grotta S. Angelo del Pleistocene superiore - si collocano rispettivamente alla base e al tetto del riempimento fluvio-lacustre s.s. del bacino di Sanza e consentono di datare quest'ultimo al Pleistocene medio (Fig. 4).

3.3. Datazioni radiometriche

Informazioni geocronologiche sono state fornite dai due tephra campionati al top delle argille grigie del I ciclo lacustre (campione CAT 7, cfr. Fig. 4) e nell'*alterite di Grotta S. Angelo* (campione VD 22, cfr. Fig. 4). Le analisi sono state effettuate presso il laboratorio di geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR di Pisa (LAURENZI, 2008, rapp. int.). Per il

calcolo del fattore di irraggiamento J è stato utilizzato come standard di flusso il sanidino *Fish Canyon Tuff*, con un'età di 28.02 Ma (RENNE et al., 1998), e a tale valore di età sono pertanto da riferire i dati cronologici ottenuti sui tephra campionati. Il fattore J è stato calcolato dalla media delle due aliquote di standard dei campioni poiché non vi erano variazioni verticali apprezzabili di flusso neutronico in un caso (campione CAT 7) e, mediante interpolazione esponenziale degli standard nell'altro (campione VD 22). Le età sono state calcolate utilizzando le costanti di decadimento di STEIGER & JÄGER (1977).

Nel campione CAT 7 i cristalli sufficientemente grandi da permettere una misura su cristallo singolo sono solo tre, le altre misure sono effettuate su popolazioni di due (5 misure), tre (6 misure), e 4 cristalli (2 misure), per un totale di sedici analisi. Non si osservano variazioni evidenti di età al variare del numero di cristalli utilizzati per le fusioni ed è possibile affermare che la popolazione è unica. L'età raccomandata per questo campione è l'età di isocrona: 706.3 ± 8.1 ka (± 95 % conf.), $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{(\text{iniz})} = 297.4 \pm 5.4$, MSWD=1.5, 16 punti analisi (Tab. 1).

Nel campione VD 22 le dimensioni dei cristalli hanno permesso una sola misura su cristallo singolo, tutte le altre derivano dalla fusione di un numero variabile da 4 a 10 cristalli. L'età raccomandata per questo campione è l'età di isocrona: 106.7 ± 1.6 ka (± 95 % conf.), $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{(\text{iniz})} = 298.4 \pm 6.3$, MSWD=1.03, 10 punti analisi (Tab. 1).

Le datazioni radiometriche con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizzate sui due livelli vulcanoclastici intercalati nella successione pleistocenica del Vallo di Diano (Tab. 1), unitamente alle considerazioni di carattere lito- e morfostatigrafico sui depositi fluvio-lacustri studiati e sui loro rapporti con quelli argilloso-siltosi del Vallo di Diano permettono di attribuire la successione fluvio-lacustre del bacino di Sanza al Pleistocene medio-superiore, e precisamente ad un intervallo cronologico compreso tra 706.3 ± 8.1 ka e 106.7 ± 1.6 ka (Fig. 4).

4. MINERALOGIA E GEOCHIMICA DEI DEPOSITI DEL BACINO DI SANZA

4.1. Metodi di indagine

I campioni prelevati esclusivamente nella parte alta della successione pelitica del bacino di Sanza - e cioè nelle argille di Sanza del Pleistocene medio e nei depositi discordanti a tetto (silt e sabbie gialle, orizzonte vulcanoclastico e alterite di Sanza) di età Pleistocene superiore (Fig. 2) - ed analizzati nel presente lavoro sono costituiti da silt, silt sabbioso, e silt argilloso come suggerito dal diagramma di FOLK (1980) mostrato in

Tab. 1 – Datazioni radiometriche di tephra intercalati nei depositi quaternari del Vallo di Diano. Radiometric ages of the tephra sampled in the Vallo di Diano Quaternary deposits.

Campione	N. analisi	Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ka)	$\mp 2\sigma$ (ka)	% conf.
CAT 7	16	706.3	8.1	∓ 95
VD 22	10	106.7	1.6	∓ 95

figura 6. L'analisi granulometrica è stata condotta con l'aiuto di un granulometro laser modello MasterSizer E Ver 1.2, della Malvern Instruments Ltd., Malvern, UK.

L'individuazione delle fasi mineralogiche presenti nei 14 campioni selezionati è avvenuta mediante diffrattometria di raggi X. È stato utilizzato un diffrattometro per polveri della Rigaku, modello Miniflex, che utilizza una radiazione $\text{CuK}\alpha$, con fenditura variabile e *sample spinner*. Il campione è stato polverizzato in mortaio di agata, quindi posto all'interno di un portacampione in modo da garantire un'orientazione casuale dei granuli. La distribuzione semi-quantitativa dei soli minerali argillosi è stata effettuata sulla frazione $<2 \mu\text{m}$, previa separazione mediante sedimentazione frazionata e trattamenti con glicol etilenico, riscaldanti e saturazione con Mg. Per l'individuazione della fasi mineralogiche è stato utilizzato il software MacDiff 4.2, che utilizza un database mineralogico con schede identificative dei minerali JCPDS. Le fasi mineralogiche sono costituite prevalentemente dai minerali argillosi, tra cui rientrano, in ordine di abbondanza, l'illite (ill), gli strati misti tipo illite/smentite (I/S) e tipo clorite/vermiculite (C/V), la caolinite (kaol) e l'halloysite (hall), e, in minor quantità, la clorite (chl) e la vermiculite (vm). Nei campioni sono presenti anche quarzo (qtz) ed elevate percentuali (cfr. scheda-campione SN7) di feldspati (kfs).

La presenza dell'halloysite è stata confermata anche dalla spettroscopia ad InfraRosso (FTIR) e dall'analisi termogravimetrica (TG-DTA). Gli spettri FTIR ed le curve DTA relativi alla frazione ultrafine ($< 0,2 \mu\text{m}$), in cui questa fase mineralogica è più abbondante, sono riportati nella figura 7. Per queste indagini è stato utilizzato uno spettrofotometro ad InfraRosso in trasformata di Fourier (Nicolet 5 PC) su pastiglie di KBr, registrando lo spettro nel range di lunghezze d'onda di 400-4000 cm^{-1} , ed un apparato termico simultaneo della SEIKO Instrument Inc. (UK), alle seguenti condizioni operative: peso del campione 20 mg, *standard* Al_2O_3 , intervallo di temperatura 15-1050 $^\circ\text{C}$, velocità di riscaldamento 20 $^\circ\text{C}/\text{min}$, sensitività DTA $10^5 \mu\text{V}$, sensitività TG $10^6 \mu\text{g}$, flusso di azoto.

La micromorfologia dell'halloysite e la sua composizione chimica sono state indagate mediante microscopia elettronica a scansione con un microscopio elettronico modello FEI-Philips ESEM-FEG Quanta 200F, equipaggiato con una microsonda EDAX Genesis 4000. Le osservazioni sono state effettuate su campioni metallizzati sia con carbonio che con oro.

La composizione chimica dei depositi pelitici del bacino di Sanza è stata dedotta mediante l'uso congiunto della fluorescenza di raggi X (XRF, *X-ray Fluorescence*) per gli elementi maggiori e dell'ICP-MS (*Inductive Coupled Plasma - Mass Spectroscopy*) per gli elementi in traccia. I campioni sono stati omogeneizzati in mortaio di agata. Un'aliquota è stata prelevata per le analisi in XRF (3 grammi) ed un'altra (5 grammi) è stata sottoposta a fusione con litio metaborato/tetraborato per le analisi ICP-MS. La LOI è stata determinata gravimetricamente previo riscaldamento a 950 $^\circ\text{C}$ per l'intera notte. Le analisi chimiche sono state condotte presso i laboratori dell'Actlabs, Ontario, Canada. I risultati dell'analisi chimica sono riportati in Tab.2.

4.2. Weathering e implicazioni paleoclimatiche

Nei sedimenti del bacino di Sanza è stata riconosciuta un'associazione mineralogica costituita prevalen-

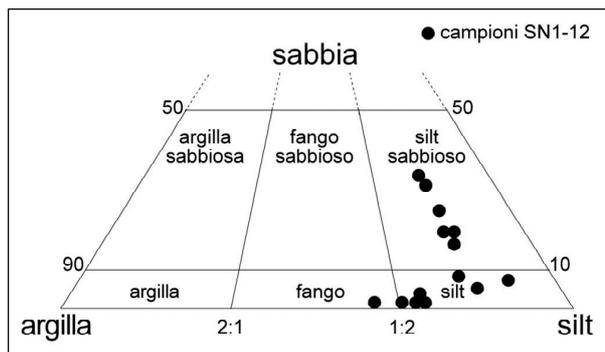


Fig. 6 - Classificazione granulometrica (Folk, 1980, modif.) delle peliti campionate nel bacino di Sanza.

Folk's ternary textural diagram of the pelitic sediments from the Sanza basin.

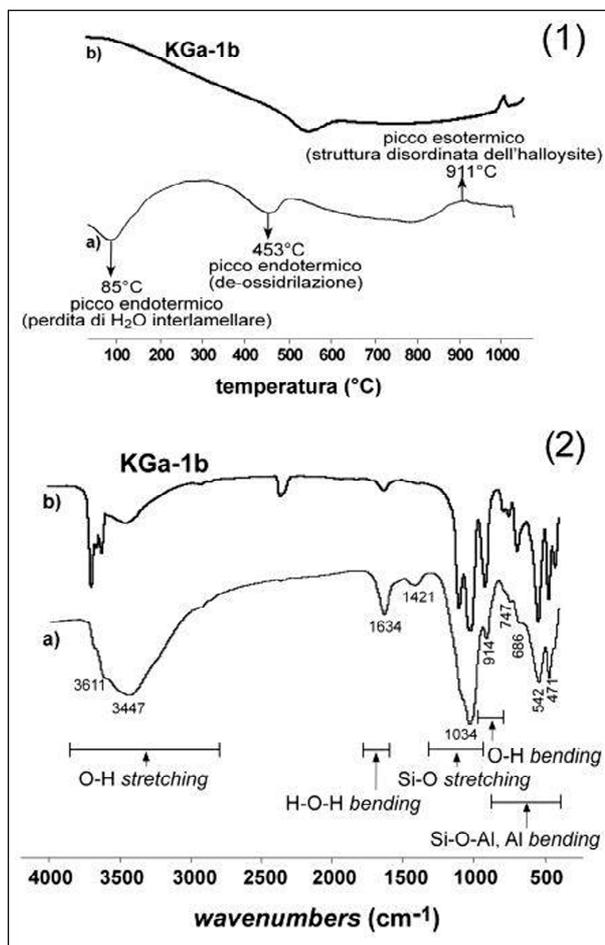


Fig. 7 - 1) Curva DTA della frazione $< 0,2 \mu\text{m}$ del campione SN4 (a) e dello standard di caolinite ben cristallizzata (b); 2) Spettro FTIR della frazione $< 0,2 \mu\text{m}$ del campione SN4 (a) e dello standard di caolinite ben cristallizzata (b).

1) DTA curve of the $< 0,2 \mu\text{m}$ fraction of the SN4 sample (a) and the standard of the well-crystallized kaolinite (b); 2) FTIR spectrum of the $< 0,2 \mu\text{m}$ fraction of the SN4 sample (a) and the standard of the well-crystallized kaolinite (b).

temente da strati misti tipo I/S e C/V, illite, vermiculite+clorite, caolinite+halloysite, feldspati ed ematite+goethite. Questa associazione è compatibile con un elevato grado di alterazione delle peliti, come dimostra-

Tab. 2 - Concentrazione degli elementi maggiori (espressi in percentuale in peso) e degli elementi in traccia (espressi in ppm) dei depositi del bacino di Sanza.

Major and trace elements in the sediments of the Sanza basin.

sigla campione	SN1	SN2	SN3	SN4	SN5	SN6	SN7	SN8	SN9	SN10	SN11a	SN11b	SN11c	SN12
<i>(percentuale in peso)</i>														
SiO ₂	45,36	46,39	47,24	42,01	43,75	53,75	34,57	40,39	43,43	42,74	38,56	39,87	39,10	55,85
TiO ₂	0,95	1,05	1,00	0,86	1,00	0,87	0,82	0,77	0,99	0,92	0,86	0,83	0,86	1,41
Al ₂ O ₃	24,40	23,75	21,19	25,56	24,31	19,49	24,80	26,68	24,96	24,11	23,91	23,70	24,44	19,33
Fe ₂ O _{3(tot)}	8,27	8,04	7,33	6,86	8,02	6,07	6,23	7,39	7,71	6,98	7,52	7,22	7,60	7,65
MnO	0,09	0,15	0,22	0,16	0,13	0,23	0,25	0,07	0,14	0,20	0,13	0,11	0,13	0,34
MgO	1,25	0,94	1,20	0,76	0,95	0,81	0,66	1,12	1,06	1,07	1,19	1,13	1,23	0,92
CaO	0,56	0,53	1,05	0,80	0,67	0,48	0,46	0,53	0,52	0,84	1,18	1,18	1,17	0,35
Na ₂ O	0,14	0,28	0,72	0,78	0,27	0,63	0,77	0,14	0,36	0,79	0,15	0,15	0,12	0,52
K ₂ O	2,17	1,92	2,62	2,33	1,83	2,63	2,23	2,06	1,88	2,47	1,92	1,83	1,91	2,40
P ₂ O ₅	0,10	0,17	0,25	0,12	0,36	0,20	0,30	0,12	0,12	0,24	0,09	0,10	0,09	0,11
LOI	16,67	16,57	16,79	19,67	18,18	14,73	28,56	20,13	17,75	19,56	23,96	23,55	22,75	11,10
totale	99,96	99,79	99,61	99,90	99,47	99,89	99,65	99,39	98,91	99,92	99,46	99,68	99,40	99,98
<i>(ppm)</i>														
Ni	117	71	47	22	111	40	18	82	78	36	231	228	257	44
Cr	90	50	30	-	40	-	-	50	30	-	40	40	50	30
V	417	227	183	147	252	139	118	270	167	137	231	212	234	203
Zr	315	407	393	595	417	425	675	340	470	533	293	303	308	456
<i>rapporti</i>														
Zr/TiO ₂ *10 ⁻²	3,319	3,876	3,922	6,943	4,183	4,891	8,252	4,433	4,767	5,825	3,419	3,642	3,577	3,246
(V+Ni+Cr)/Al ₂ O ₃	25,574	14,653	12,270	6,612	16,578	9,184	5,484	15,067	11,018	7,171	20,995	20,253	22,136	14,330

to anche dall'analisi del *Chemical Index of Alteration* (CIA, NESBIT & YOUNG, 1982), espresso come:

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$$

dove CaO* rappresenta il CaO associato con la sola frazione silicatica del campione, e dal diagramma ternario A-CN-K (Fig. 8; NESBIT & YOUNG, 1989).

La diminuzione, in termini di abbondanza, degli strati misti di tipo I/S e C/V e della vermiculite, associata ad un aumento della caolinite registrata a partire dai sedimenti più antichi (argille di Sanza del Pleistocene medio) a quelli più recenti (alterite di Sanza del Pleistocene superiore) è compatibile con uno scenario paleoclimatico che da un clima temperato freddo, con alternanza di periodi secchi e piovosi (presenza di vermiculite e strati misti I/S e C/V), evolve verso un clima caldo-umido (abbondanza di caolinite).

La presenza di una fase disidratata di halloysite (7 Å) con *habitus* prevalentemente sferoidale, come indicato dall'analisi micromorfologica condotta al microscopio elettronico a scansione (Fig. 9) è fortemente indicativa di una componente vulcanoclastica diversamente dispersa, in termini di abbondanza, nei sedimenti analizzati.

È ben noto, infatti, che tale fase mineralogica si origina oltre che dall'alterazione di feldspati e biotite anche dal *weathering* di vetro vulcanico (DIXON, 1989; SINGH & GILKES, 1992). Quest'ultima tipologia di halloysite mostra, nella maggior parte dei casi, una tipica morfologia sferoidale, a differenza di quella originatasi per alterazione di minerali cristallini (feldspati e miche), che invece presenta prevalentemente *habitus* tubolare (TAZAKI, 1978). Grosse quantità di halloysite con *habitus* prevalentemente sferoidale sono state rinvenute nei depositi piroclastici alterati di Ailano (Complesso vulcanico del Roccamonfina), e la formazione di questa fase mineralogica è stata attribuita ad un meccanismo di

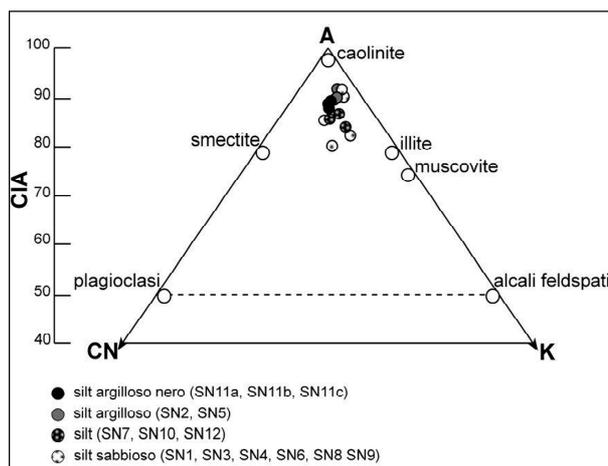


Fig. 8 - *Chemical Index of Alteration* (CIA, Nesbitt & Young, 1982) e diagramma ternario A-CN-K (Nesbitt & Young, 1989), dove il vertice A è rappresentato dalla concentrazione (espressa in percentuale in peso) di Al₂O₃, quello CN da (CaO*+Na₂O), ed il vertice K dalla concentrazione di K₂O.

Chemical Index of Alteration (CIA, Nesbitt & Young, 1982) and ternary diagram A-CN-K (Nesbitt & Young, 1989), where A is the Al₂O₃ concentration (weight percentage), CN is the (CaO*+Na₂O) concentration and K is the K₂O concentration.

dissoluzione/precipitazione a seguito di alterazione in condizioni di elevata idratazione in ambiente molto ristretto e ben confinato (scala dei micropori; ADAMO et al., 2001). L'esistenza nei sedimenti lacustri del bacino di Sanza di prevalente halloysite 7 Å suggerisce l'alternanza di cicli climatici umidi e secchi, con una stagione secca piuttosto prolungata tale da favorire la rapida formazione, e preservazione, di questa fase (ZIEGLER et al., 2003).

La presenza di una componente vulcanoclastica è anche supportata dall'analisi delle distribuzioni dell'allu-

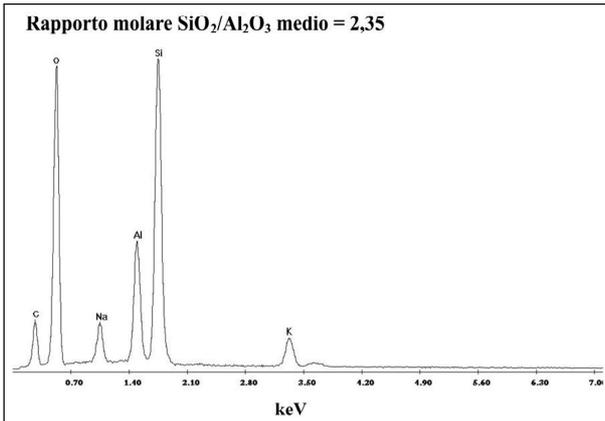


Fig. 9 - Esempio di spettro EDXRA dell'halloysite sferoidale. Il rapporto molare $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ medio di 2,35 è stato ricavato sulla base di 23 analisi puntuali.

EDXRA spectral example of the spheroidal halloysite. The mean molar ratio (2,35) of $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ has been obtained by 23 analyses.

minio (Al_2O_3), degli elementi di transizione definiti geo-chimicamente "mobili" (V, Ni, Cr), e di quelli "immobili" (Zr e Ti, espresso come TiO_2). Nel diagramma di discriminazione tra sedimenti vulcanoclastici alterati e sedimenti clastici (ANDREOZZI *et al.*, 1996) è evidente come in tutti i 14 campioni analizzati sia presente una componente vulcanoclastica (Fig. 10a). La discriminazione tra sedimenti clastici e vulcanoclastici è, infatti, particolarmente efficace se si contrappongono gli elementi di transizione quali V, Fe, Ni, Zn e Cr - estremamente mobili durante le trasformazioni diagenetiche poiché particolarmente sensibili alle variazioni delle condizioni *redox*, con una particolare affinità per la sostanza organica, e facilmente adsorbiti sui minerali argillosi (PEARCE & JARVIS, 1995; HOWER *et al.*, 1976) - a quegli elementi definiti "immobili" come il Ti e lo Zr.

Il confronto geochimico mediante analisi statistica multivariata condotto con il metodo della PCA (*Principal Component Analysis*, Fig. 10b) tra i sedimenti analizzati e i depositi piroclastici del complesso vulcanico del Roccamonfina (PAONE, 2004; ADAMO *et al.*, 2001) e del Monte Vulture (SCHIATTARELLA *et al.*, 2005) ha inoltre suggerito, per la componente vulcanoclastica, un'analogia con i prodotti alterati del Pleistocene medio (ADAMO *et al.*, 2001; DE GENNARO *et al.*, 1973) appartenenti al primo ciclo eruttivo (630-385 ka, *Supersistema di Roccamonfina*; DE RITA *et al.*, 1998) del complesso vulcanico del Roccamonfina. Tale peculiarità, seppure indirettamente, fornisce un ulteriore dato circa l'età mediopleistocenica dei sedimenti fluvio-lacustri del bacino di Sanza.

5. CARATTERI MORFOSTRUTTURALI ED EVOLUZIONE MORFOTETTONICA

La conca intermontana che ospita il bacino di Sanza si dipana in direzione trasversale rispetto all'andamento dell'asse della catena e di molti bacini quaternari, allungandosi in direzione E-O, con sviluppo rettilineo per circa 10 km (Fig. 11). La planimetria della valle è in realtà più complessa, sia per la presenza di nume-

rosi elementi tettonici che interessano il tratto rettilineo, sia perché alle terminazioni di questo si saldano due flessi orientati in direzione NE-SO, corrispondenti ai segmenti vallivi che, tramite deboli soglie morfologiche,

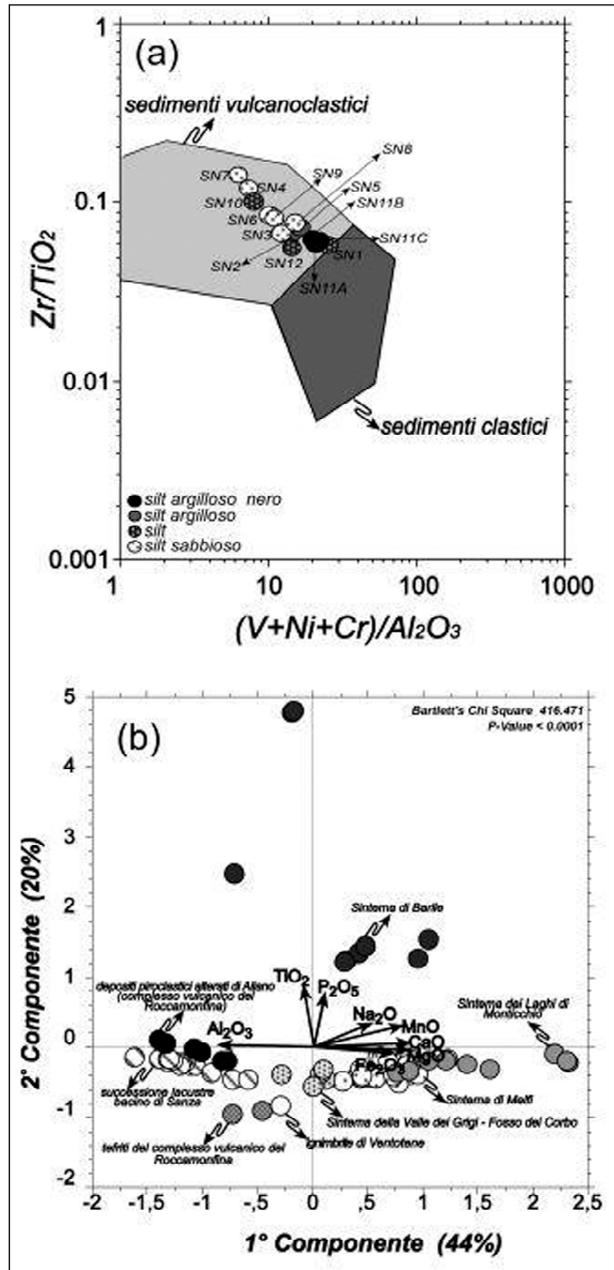


Fig. 10 - a) Diagramma di discriminazione tra sedimenti vulcanoclastici alterati e sedimenti clastici (ANDREOZZI *et al.*, 1996); b) PCA condotta sui campioni del bacino di Sanza (questo lavoro), sulle tefriti (PAONE, 2004) e sui depositi piroclastici alterati (ADAMO *et al.*, 2001) del complesso vulcanico del Roccamonfina, sulle ignimbriti di Ventotene (PAONE, 2004) e sulle vulcaniti del Monte Vulture (SCHIATTARELLA *et al.*, 2005) utilizzando una matrice di *input* composta dalle variabili chimiche rappresentate dalle concentrazioni, espresse in percentuali in peso, degli ossidi degli elementi maggiori.

a) Discrimination diagram of weathered vulcanoclastic deposits and clastic sediments (ANDREOZZI *et al.*, 1996); b) PCA relative to major elements in the pelitic deposits sampled in the Sanza basin, in the tephrites (PAONE, 2004) and in the weathered pyroclastic deposits of the Roccamonfina Volcano (ADAMO *et al.*, 2001), in the ignimbrite of Ventotene Island (PAONE, 2004), and in the volcanics of Monte Vulture (SCHIATTARELLA *et al.*, 2005).

raccordano la depressione al Vallo di Diano, verso est, e all'alto corso del Fiume Mingardo, verso ovest. Va infine rilevato che il bacino, nella parte centrale del corridoio morfologico, si dirama verso sud-est, a lambire il versante occidentale di Monte L'Alta (dorsale del Monte Forcella), fino a chiudersi al vertice meridionale di una depressione triangolare, dove peraltro il Fiume Bussento devia bruscamente verso sud-ovest con un angolo di circa 90°. Questa porzione del bacino è pertanto parallela al Vallo di Diano, rispetto al quale la stretta di Sanza nel suo complesso forma invece un angolo di circa 70° (Fig. 11 e 12).

Il relitto morfologico del versante di linea di faglia che forma il bordo settentrionale del bacino presenta un rigetto topografico di oltre 800 metri, separa il fondovalle sub-pianeggiante dai rilievi carbonatici del gruppo montuoso del Monte Cervati, ed è inciso trasversalmente da corsi d'acqua, il cui approfondimento verticale ha prodotto facce trapezoidali più o meno conservate (Fig. 12).

Il tracciato del Fiume Bussento è in evidente discordanza oro-idrografica (più a sud peraltro si inforra nei calcari di Serra Piana, in prossimità dell'abitato di Caselle in Pittari) ed è controllato da strutture tettoniche

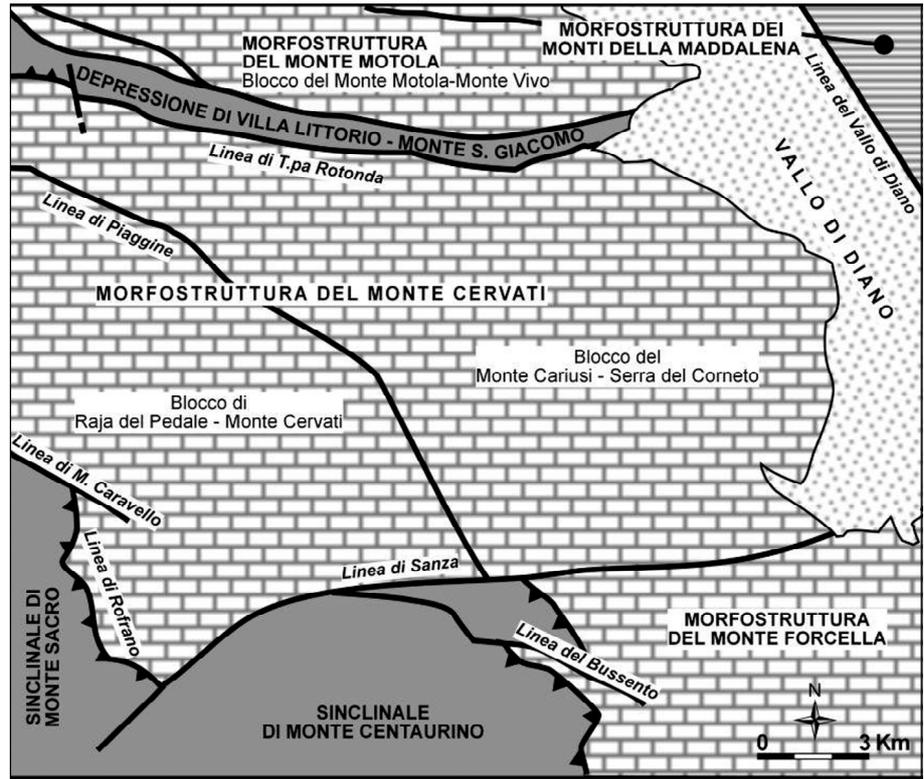


Fig. 11 - Morfostrutture positive e negative, e principali linee tettoniche dell'area di studio.
Positive and negative morpho-structures, and main tectonic features of the study area.

con andamento E-O ed appenninico nel primo tratto e NNE-SSO in quello successivo, oltre il gomito fluviale. Anche la rete idrografica di basso rango gerarchico è condizionata da famiglie di faglie e fratture, come messo in luce da tratti rettilinei in valli a V o inforrati,

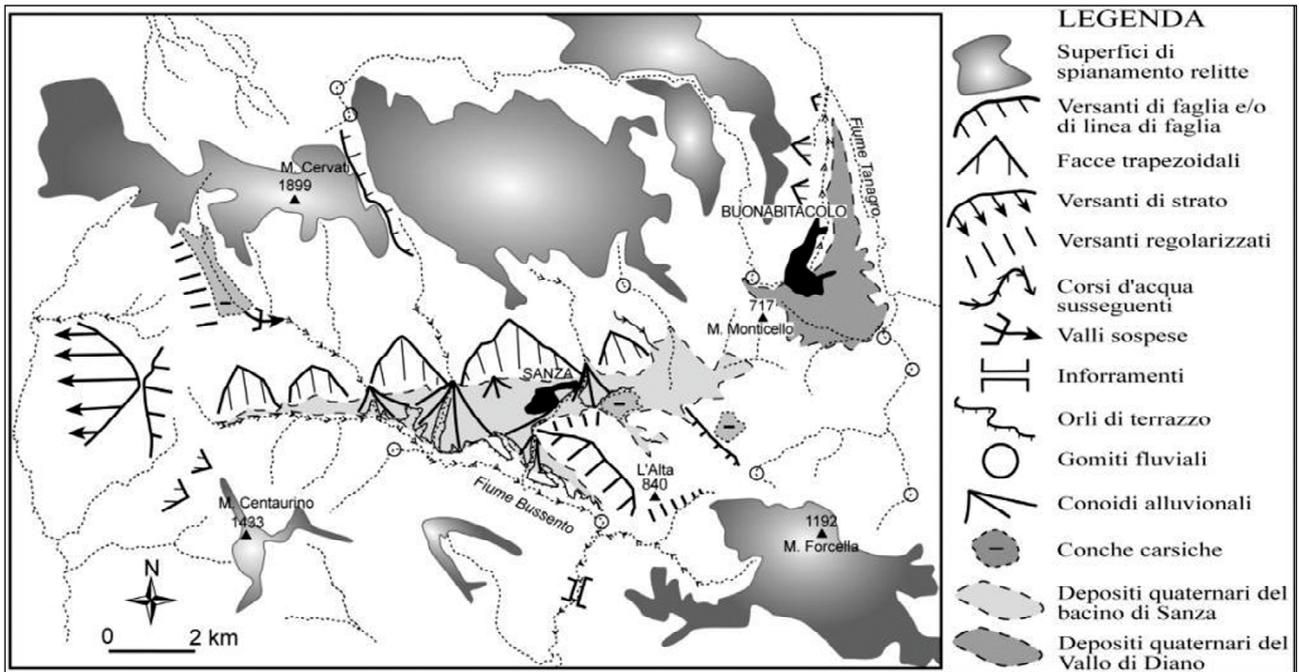


Fig. 12 - Schema geomorfologico dell'area di studio.
Geomorphological sketch map of the study area.

deviazioni fluviali ad angolo retto, confluenze anomale con angolo uguale o maggiore di 90° (Fig. 12).

Nella parte centrale del bacino si erge dal fondo-valle per oltre un centinaio di metri il rilievo collinare su cui sorge il centro abitato di Sanza, formato da calcari cretaci dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino. Questi divide il fondovalle in un settore occidentale, a pianta triangolare, e uno orientale, allungato in direzione est-ovest, in comunicazione tra loro attraverso due stretti passaggi vallivi. Ad est, l'area del rilievo del Monticello costituisce l'attuale soglia morfologica del bacino rispetto alla più ampia depressione morfostrutturale del Vallo di Diano.

Il basso morfostrutturale che ospita la successione clastica quaternaria del bacino è impostato lungo la Linea di Sanza (Fig. 11), espressa da una serie di strutture tra le quali predomina la faglia in direzione E-O del bordo meridionale del massiccio del Cervati, caratterizzata da cinematica polifasica.

La prosecuzione della Linea di Sanza è ben evidente verso ovest, nell'area silentina, dove disloca con senso di taglio sinistro la struttura del Monte Centaurino rispetto a quella di Monte Sacro. Verso est, la linea attraversa il Vallo di Diano con le faglie che hanno dislocato i depositi del I ciclo lacustre, per proseguire nei Monti della Maddalena, ribassando l'area delle conche tettono-carsiche di Magorno, Spigno, Piani Perillo. Ancora più ad oriente, il lineamento tettonico confina a sud il bacino dell'alta Val d'Agri e ne controlla la media valle fin oltre la stretta di Pietra del Pertusillo. L'*offset* sinistro tra la valle del Torrente Armento in sinistra orografica del Fiume Agri e quella del Torrente Racanello in destra rappresenta qui l'espressione morfologica dell'attività tettonica recente della linea. In quest'area è notevole il rilascio di energia sismica lungo una struttura profonda che interrompe la continuità di quelle appenniniche (BURRATO & VALENSISE, 2008). Pertanto, la Linea di Sanza è parte di un più

ampio lineamento di importanza regionale, che viene qui denominato *Linea Alto Bussento - Pietra del Pertusillo*, che attraversa l'Appennino campano-lucano per oltre 70 km con chiara espressione morfostrutturale, controllando ad ovest il bacino di Sanza, determinando nella sua porzione centrale il rigetto morfologico della dorsale dei Monti della Maddalena, e condizionando ad est l'andamento della media valle del Fiume Agri (Fig. 13).

La Linea di Sanza pone a contatto l'imponente morfostruttura carbonatica del Monte Cervati a nord con quella calcarea del Monte Forcella e quella terrigena del Monte Centaurino a sud. Le successioni rocciose di questi rilievi sono accostate tettonicamente lungo la Linea del Bussento (Fig. 11), mentre le due morfostrutture positive sono separate fisiograficamente dalla parte meridionale del bacino di Sanza. Similmente, la morfostruttura del Monte Cervati è divisa in due blocchi minori - il Blocco della Raja del Pedale - Monte Cervati e il Blocco del Monte Cariusi - Serra del Corneto - separati dalla Linea di Piaggine, una faglia pressiva che si interrompe contro la Linea di Sanza (Fig. 11). Il Blocco di Raja del Pedale - Monte Cervati è separato dalla sinclinale di Monte Sacro dalla Linea di Monte Caravello, una faglia ad alto angolo orientata ONO-ESE, e dalla Linea di Rofrano, un sovrascorrimento orientato all'incirca NNO-SSE responsabile della sovrapposizione delle unità tettoniche di origine interna su quelle mioceniche dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino.

A nord, la Linea di T.pa Rotonda, costituita da segmenti con età e cinematiche diverse, orla la morfostruttura del Monte Cervati, separandola dalla depressione di Villa Littorio - Monte S. Giacomo, un basso morfostrutturale con orientazione ONO-ESE, impostato nelle unità interne, che confluisce nel Vallo di Diano. Ancora più a settentrione, i carbonati dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino riemergono nella complessa morfostruttura del Monte Motola. L'attività tettonica

plio-quaternaria e le tappe del processo di esumazione ed evoluzione morfologica della struttura sono state recentemente illustrate da PUTIGNANO & SCHIATTARELLA (2008), che considerano l'area una zona di concentrazione della deformazione tardopliocenica-quaternaria. Gli Autori riconoscono, inoltre, che il sollevamento tettonico dell'area non è stato costante, come testimoniato dall'interruzione dell'attività tettonica lungo le superfici di faglia nella parte alta del Santerniano - compensata in termini di crescita del rilievo da un *uplift* regionale - che determina il modellamento di superfici di spianamento di diverso ordine. La Linea del Vallo di Diano è rappresentata da un fascio di faglie con cinematica diretta, orientato in senso appenninico, che ribassa a gradinata la struttura dei Monti della Maddalena al di

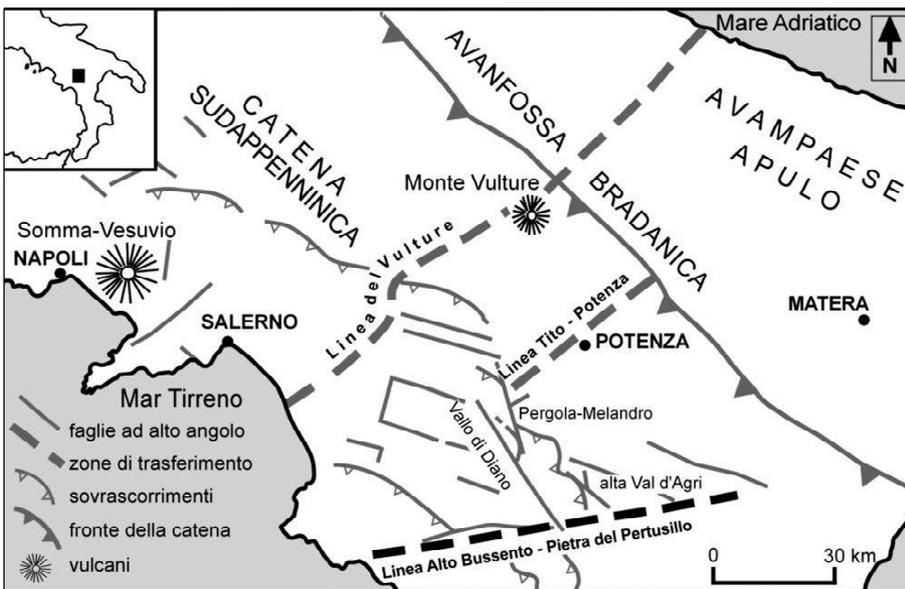


Fig. 13 - Schema tettonico dell'Appennino meridionale. La linea a tratti indica la zona di trasferimento denominata "Linea del Bussento - Pietra del Pertusillo".

Tectonic scheme of the southern Apennines. The dark dashed line indicates the transfer zone here named "Bussento River - Pietra del Pertusillo Line".

sotto del riempimento quaternario del bacino omonimo (Fig. 11).

L'analisi morfologica ha messo in luce anche la presenza di varie generazioni di superfici di spianamento relitte, a carattere poligenico, modellate nel corso del Plio-Quaternario in un contesto di morfogenesi carsica più o meno evoluta, o in ambiente periglaciale e fluviale, come testimoniato dai depositi detritici antichi e da linee di impluvio fossili. Sulla sommità del massiccio del Cervati si osservano, ad esempio, sia la conca endoreica dei Monti di Vallivona (Fig. 12) che reticoli fluviali sospesi. Forme analoghe sono morfosculture anche nella parte meridionale del bacino, nella morfostuttura calcarea del Monte Forcella e, almeno per quanto attiene ai reticoli fossili, nelle unità terrigene del Monte Centaurino. Il modellamento delle paleosuperfici del Monte Cervati (ASCIONE & CINQUE, 1995) viene attribuito ad almeno due episodi erosionali pre-lacustri, separati da un evento tettonico collocato tra la fine del Pliocene superiore e l'inizio del Pleistocene inferiore (SANTANGELO, 1991).

Le superfici di erosione modellate sui rilievi che circondano il bacino di Sanza sono distribuite in lembi relitti posti ad altezze comprese tra 1900 e 700 m s.l.m. Questi sono stati raggruppati in classi altimetriche omogenee per ogni singola morfostuttura, come proposto da BASILI *et al.* (1999). La loro distribuzione è stata riportata lungo un transetto N-S, ortogonale alla direzione di allungamento del bacino e alla Linea di Sanza (Fig. 14). La morfostuttura del Monte Cervati (A nel diagramma di Fig. 14) presenta almeno sei classi altimetriche di superfici che digradano in parte anche verso E fino al bordo occidentale del Vallo di Diano. La morfostuttura del Monte Forcella (C nel diagramma di Fig. 14) presenta quattro classi altimetriche, mentre quella del Monte Centaurino (B nel diagramma di Fig. 14) soltanto due. La bassa frequenza delle superfici di spianamento relitte nell'ultima morfostuttura è dovuta alla maggiore erodibilità dei terreni che la costituiscono rispetto a quelle carbonatiche. La superficie terrazzata del fondovalle del bacino di Sanza, compresa nell'intervallo di quota 550-430 m, è stata inserita nel diagramma di Figura 14 come superficie di riferimento comune ai tre transetti.

La distribuzione asimmetrica delle classi di superfici sui due bordi opposti del bacino e la mancata corrispondenza altimetrica tra le sequenze di superfici spianate (Fig. 14) indicano che l'evoluzione del paesaggio nelle singole morfostutture è stata fortemente condizionata dall'attività tettonica delle faglie associate alla Linea di Sanza. Le quattro classi di superfici poste a quote più elevate (A in fig. 14) suggeriscono che l'esumazione della morfostuttura del Monte Cervati è avvenuta con un ritmo di sollevamento costante che ha permesso l'asportazione delle coltri terrigene di provenienza interna come già riconosciuto da ASCIONE & CINQUE (1999) nell'area tirrenica e da PUTIGNANO & SCHIATTARELLA (2008) nella dorsale del Monte Motola. I versanti che delimitano verso valle le superfici spianate comprese nella classe altimetrica di 1000-1300 m - attribuite a un generico Pliocene superiore da ASCIONE & CINQUE (1999) e all'intervallo Pliocene superiore - Pleistocene inferiore da PUTIGNANO & SCHIATTARELLA (2008), relativamente all'area del Monte Motola - presentano un rigetto morfologico di circa 500 m rispetto al fondovalle terrazzato, di gran lunga superiore a quello dei versanti che

bordano le altre classi di superfici (fig. 14). Tale differenza può essere giustificata solo accoppiando al processo di esumazione, indotto dal sollevamento regionale, l'attività tettonica della Linea di Sanza nel corso del Pleistocene inferiore. La mancanza di simili rigetti morfologici tra classi di superfici contigue nella morfostuttura del Monte Forcella può essere legata alla scomposizione tettonica delle stesse paleosuperfici, in modo da simulare l'effetto di una sequenza continua.

6. ANALISI MESOSTRUTTURALE E PALEOMAGNETISMO

L'analisi della deformazione fragile alla mesoscala ha permesso di riconoscere le principali famiglie di faglie e fratture nei carbonati mesozoici dei rilievi del Monte Cervati e del Monte Forcella, rispettivamente a nord e a sud della depressione tettonica di Sanza, e nei depositi continentali quaternari del bacino.

Il diagramma azimutale dei sistemi di frattura misurati nei carbonati del bordo settentrionale del bacino (fig. 15a) mostra un *trend* appenninico dominante (N150°-160°) e due addensamenti significativi in corrispondenza delle classi N90°-100° e N120°-130°, oltre ad un andamento antiappenninico (N50°-60°) meno rappresentato. I dati della fratturazione del settore meridionale (fig. 15b) evidenziano un massimo di frequenza espresso dalla classe percentuale N110°-120° e andamenti secondari in coincidenza delle classi orientate N30°-40° e N160°-170°. Il diagramma relativo al sistema di frattura rilevato nelle peliti rosse e nel silt sabbioso giallo di Sanza (fig. 15c) mostra un *trend* dominante antiappenninico (N60°-70°) e andamenti di minor peso statistico e di pari rango percentuale relativi alle classi N0°-10°, N110°-140° e N160°-170°.

I dati giacitureali e cinematici relativi alle faglie rilevate lungo i bordi del bacino sono riportate nel diagramma di densità di fig. 16, che mostra la presenza di due *set* di faglie sub-verticali con direzione N115° e circa N-S. Un piano di faglia con giacitura 165°/60°,

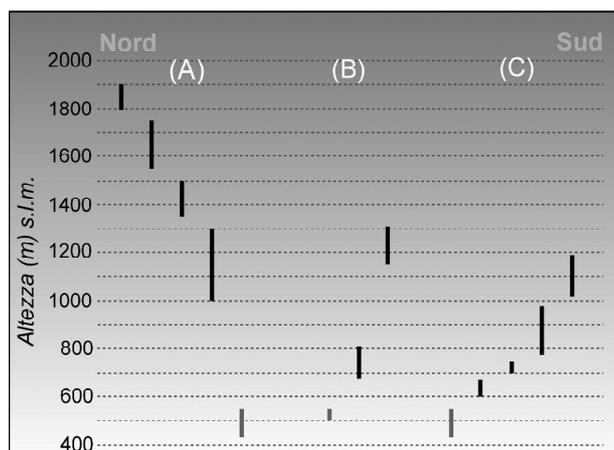


Fig. 14 - Distribuzione in classi altimetriche delle superfici di spianamento relitte del Monte Cervati (A), del Monte Centaurino (B) e del Monte Forcella (C), lungo un transetto meridiano.

Altitudinal arrangement of the relict erosional surfaces along a N-S oriented transect, recognized in the Monte Cervati (A), Monte Centaurino (B), and Monte Forcella (C) morpho-structures.

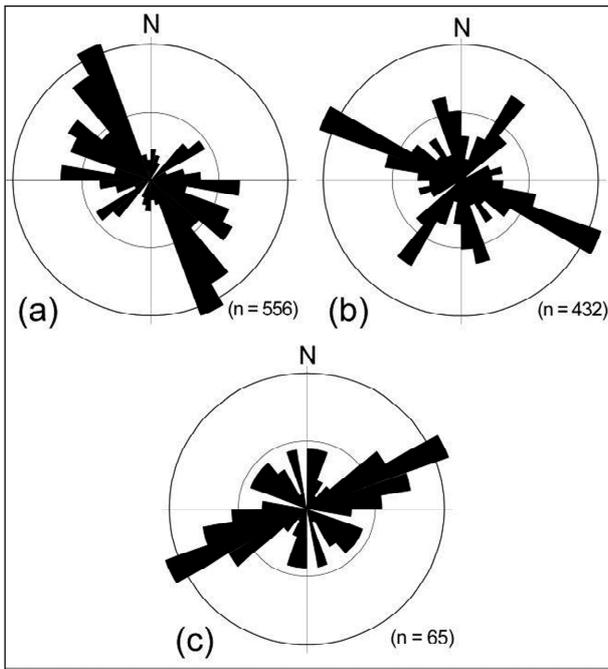


Fig. 15 - Diagrammi di frequenza azimutali delle famiglie di frattura ricavati nell'area di studio. In (a) e (b) i dati sono riferiti, rispettivamente, ai carbonati del massiccio del Monte Cervati e del Monte Forcella, che delimitano rispettivamente a nord e a sud il bacino di Sanza; in (c) i dati sono relativi ai depositi fluvio-lacustri del bacino.

Rose diagrams of the fracture systems of the study area, related to the Monte Cervati (a) and Monte Forcella (b) carbonates (i.e. northern and southern sides of the Sanza basin, respectively), and to the Sanza fluvio-lacustrine deposits (c).

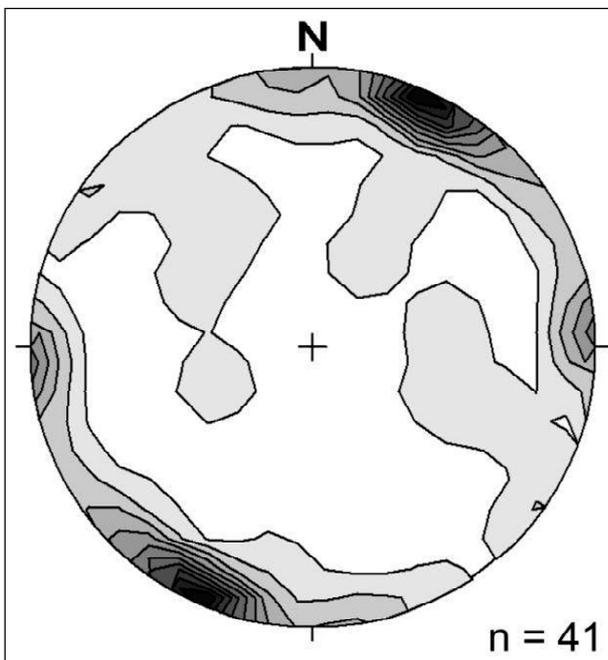


Fig. 16 - Diagramma di densità dei poli delle faglie misurate nei calcari del Monte Cervati e del Monte Forcella (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore, $N = 41$).

Stereoplots of the faults collected in the Monte Cervati and Monte Forcella carbonates (Schmidt net, lower hemisphere, $N = 41$).

rilevato poco a est di Sanza, disloca i depositi fluvio-lacustri e mette a contatto i conglomerati basali del letto della faglia con la successione conglomeratico-argillosa più recente del tetto. In località Verivertola il substrato calcareo e le peliti mediopleistoceniche sono dislocati da un piano di faglia con giacitura $160^{\circ}/70^{\circ}$, che rappresenta la prosecuzione della struttura sopra descritta. La geometria complessiva della faglia suggerisce un movimento obliquo legato a cinematica trasversiva destra, compatibile con la direzione di estensione in direzione NE-SO dedotta dallo stereogramma relativo all'analisi dell'intera popolazione di faglie (fig. 17). Poiché le faglie che dislocano la successione fluvio-lacustre quaternaria sono da considerarsi le più giovani dell'area di studio, ne consegue che il regime tettonico estensionale ad asse antiappenninico è stato certamente attivo durante la storia deformativa più recente del bacino. Tale attività è stata però preceduta da un diverso regime tettonico, come evidenziato dalla geometria della Linea di Sanza, lungo la quale si registra una rilevante dislocazione orizzontale, stimabile sulla base dei punti di *cut-off* identificati nella proiezione della terminazione occidentale della struttura monoclinale del Monte Forcella sulla linea (Vallone dell'Inferno) e nel vertice sud-occidentale del rilievo di Raia del Pedale. In ogni caso, una parte significativa del rigetto è stata guadagnata in tempi infrapleistocenici (entità dell'*offset* orizzontale dei depositi clastici del bacino di Sant'Arcangelo affioranti lungo la valle dell'Agri). Sotto tali condizioni cinematiche, lungo i flessi della Linea di Sanza si realizzano locali ma vistosi fenomeni di traspressione, come l'espulsione delle dolomie triassiche dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino (che non affiorano in un'area di oltre 1200 km^2), in coincidenza del flesso orientale della linea, a ridosso del Vallo di Diano.

Le informazioni cinematiche dedotte dai dati meso- e morfostrutturali sono state corroborate dalle analisi dell'anisotropia della suscettività magnetica (AMS) condotte sui depositi quaternari del bacino e segnatamente su campioni di breccie di versante antiche (VD01 in fig. 18) e silt argillosi rossi (VD03 in fig. 18). L'orientazione spaziale degli assi della suscettività magnetica K_{\max} , K_{int} e K_{\min} rappresentata in proiezione equiareale (fig. 18) evidenzia per entrambi i campioni un ellissoide oblato che indica una *fabric* di tipo misto, sedimentario e tettonico. Nel campione VD01 (breccie antiche) la direzione degli assi di suscettività consente di ricavare una lineazione magnetica compatibile con una direzione di massima compressione orientata NE-SO. Le breccie di versante appaiono quindi deformate da un evento tettonico di tipo compressivo, in accordo con il trasporto tettonico regionale delle unità del substrato e dei bacini-satellite mio-pliocenici, a sua volta compatibile con la direzione di massimo raccorciamento calcolata per il campo deformativo prodotto dal fagliamento trascorrente plio-pleistocenico lungo le direttrici $N120^{\circ}$ diffuse alla scala della catena (Schiattarella, 1998). Il campione VD03 (peliti rosse) mostra una direzione di lineazione magnetica che indica una direzione di massima estensione in senso antiappenninico. Nell'intervallo cronologico relativo ai due campioni si assiste pertanto ad una inversione degli assi del campo deformativo. Durante la fase estensionale, evidentemente di età mediopleistocenica, la zona di taglio trascorrente E-O -

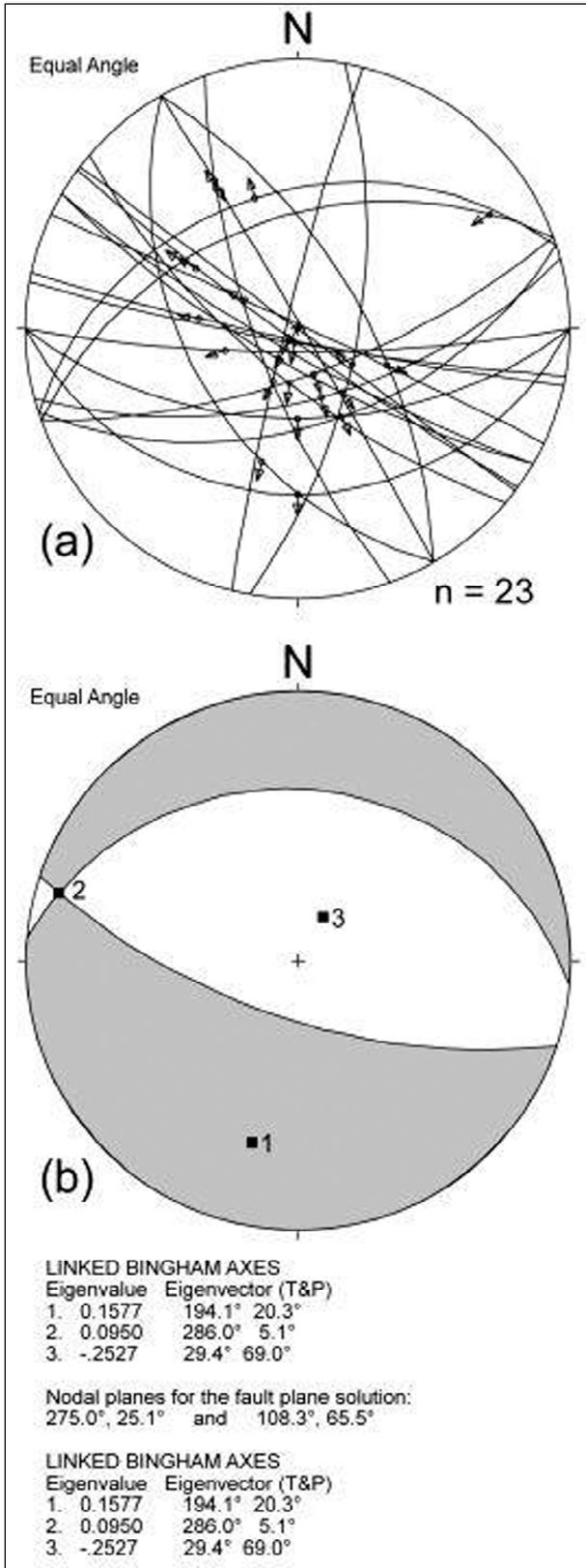


Fig. 17 - Stereogramma delle faglie con indicatori cinematici rilevate nei calcari mesozoici affioranti ai bordi del bacino e nei depositi quaternari del riempimento fluvio-lacustre (a) e relativo campo tensoriale (b).

Stereonet of the faults collected both in the Mesozoic carbonates (a) and in the Pleistocene fluvio-lacustrine deposits of the study area, and relative stress field (b).

che per i suoi caratteri geometrici e la sua orientazione rispetto alle direttrici tettoniche regionali può essere interpretata come una *transfer zone* – viene riattivata in trastensione destra: ciò permette la creazione dell'*accomodation space* per i sedimenti fluvio-lacustri e determina le condizioni di endoreicità del bacino. Il campo di stress responsabile di tali eventi è in accordo con la deformazione dei sedimenti del I ciclo lacustre del Vallo di Diano (fig. 19).

La forma triangolare in planimetria della porzione meridionale del bacino di Sanza suggerisce che la genesi di una preesistente paleo-depressione nell'area dell'alto Bussento, in cui sedimentavano i depositi cla-

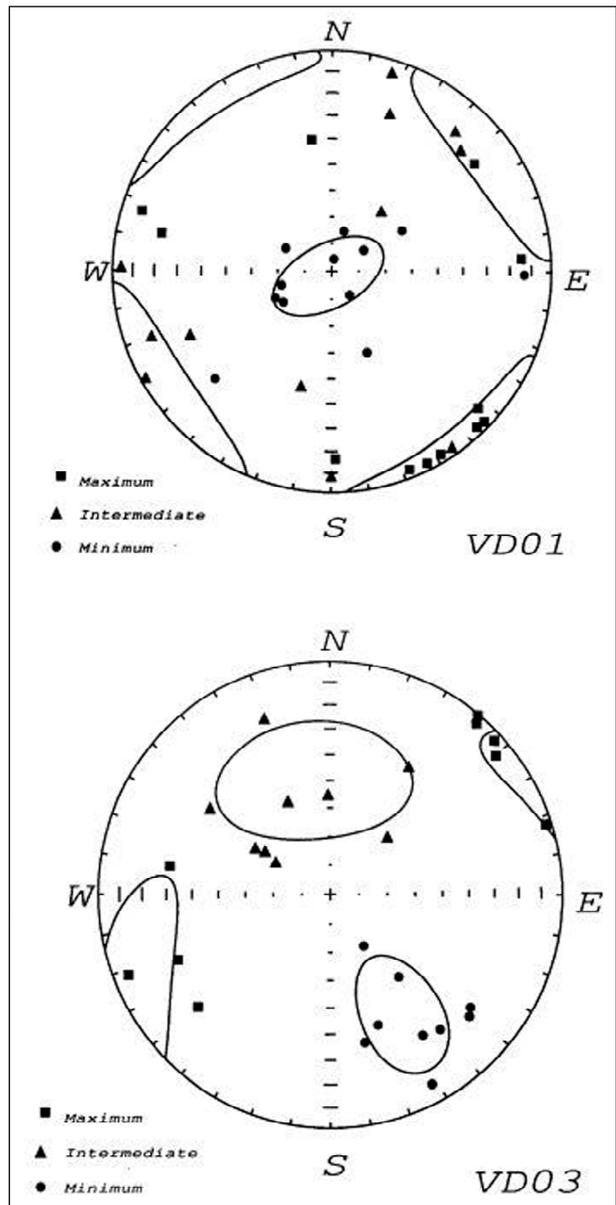


Fig. 18 - Ellissoide di distribuzione in proiezione equiareale degli assi di suscettività magnetica K_{max} , K_{int} e K_{min} misurati nei campioni provenienti dalle breccie antiche (VD01) e dal silt argilloso rosso (VD03).

K_{max} , K_{int} e K_{min} magnetic susceptibility axes (Schmidt net, lower hemisphere) measured in the ancient breccia (VD01) and in the red silty clay (VD02) sampled in the study area.

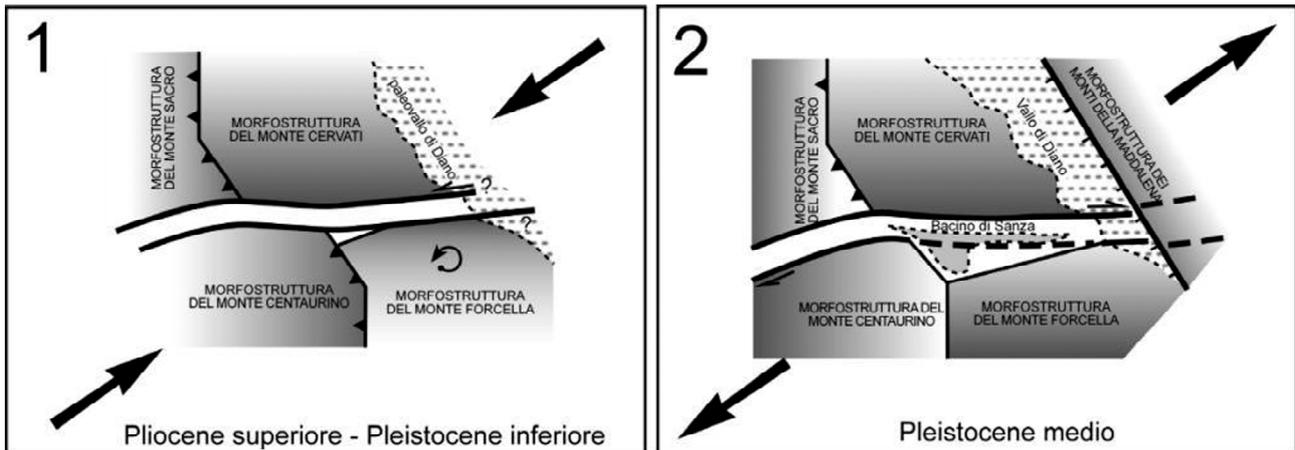


Fig. 19 - Schema dell'evoluzione cinematica dell'area del bacino di Sanza (per spiegazioni vedi testo).

Kinematic evolution of the area including the Sanza basin (see text for details).

stici pre-lacustri (Formazione di Centola, o suoi elementi rimaneggiati), sia stata prodotta da una rotazione antioraria del blocco cinematico del Monte Forcella in seno alla trascorrenza sinistra suprapliocenica – infra-pleistocenica (fig. 19).

7. DISCUSSIONE DEI DATI E CONCLUSIONI

L'approccio multidisciplinare nello studio dell'area della stretta di Sanza, attualmente occupata dai sedimenti pleistocenici dell'omonimo bacino fluvio-lacustre, ha permesso di ricostruire la loro successione stratigrafica, la scansione temporale dei processi deformativi responsabili della cinematica di apertura del bacino e dell'evoluzione morfotettonica della depressione, nonché di delineare il contesto paleoclimatico nel quale tali accadimenti hanno avuto luogo. La datazione radiometrica con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizzata su cristalli di sanidino presenti in due tephra intercalati nei depositi continentali del Vallo di Diano e l'analisi chimico-mineralogica degli elementi vulcanoclastici presenti nelle argille rosse di Sanza hanno tra l'altro consentito di vincolare cronologicamente la base e il tetto della successione fluvio-lacustre.

Il bacino di Sanza è collocato all'interno di una fascia di deformazione ampia da 1 a 2 km, per una lunghezza di oltre 10 km (fig. 11). I suoi sedimenti sono solo in piccola parte insediati nella stretta morfologica, mentre si espandono verso sud nella parte centrale della depressione. La fascia E-O rappresenta una porzione di una linea di trasferimento di importanza regionale (Linea Alto Bussento – Pietra del Pertusillo), di cui la Linea di Sanza rappresenta solo il tratto dell'estremità occidentale (fig. 13). Questa struttura ha dislocato le unità strutturali della catena durante il Neogene, ponendo a contatto lungo piani ad alto angolo le successioni mesozoiche di mare basso con i terreni pelagici delle unità interne, ed ha continuato a funzionare in tempi quaternari, quando peraltro diventa sede di drenaggio del deflusso idrico superficiale.

Due stadi di deformazione fragile sono responsabili della genesi e dell'evoluzione del bacino: il primo, che determina la creazione dello spazio sedimentario in

una paleo-depressione di forma triangolare, è caratterizzato da movimenti orizzontali con senso di taglio sinistro lungo la Linea di Sanza e rotazione antioraria del blocco del Monte Forcella; il successivo, legato alla distensione regionale ad asse NE-SO, produce le condizioni di endoreicità che determinano l'accumulo della successione fluvio-lacustre del bacino di Sanza s.s., sotto condizioni di estensione obliqua (fig. 19). I tratti vallivi ad est e ovest del bacino sedimentario intramontano rappresentano in entrambe le fasi zone di *bypass* di sedimenti fluviali. L'attività trascorrente sinistra della Linea di Sanza durante la fase di strutturazione precoce del bacino produce piccoli bassi morfostrutturali di tipo *sag pond* (KELLER & PINTER, 1996) che ospitano la sedimentazione sintettonica delle brecce di versante antiche.

Gli eventi tettonici responsabili dello smembramento delle superfici spianate relitte dell'area di studio, modellate sui carbonati mesozoici e sui depositi terrigeni delle unità interne a partire dal Miocene superiore e fino al Pleistocene inferiore (AMATO & CINQUE, 1999; PUTIGNANO & SCHIATTARELLA, 2008), costituiscono il limite cronologico *ante quem* da tenere in considerazione ai fini della collocazione temporale della genesi del basso morfostrutturale. La tettonica trascorrente del Pliocene superiore – Pleistocene inferiore, ampiamente documentata in Appennino meridionale (TURCO *et al.*, 1990; CINQUE *et al.*, 1993; SCHIATTARELLA, 1996, 1998, tra gli altri) e nella vicina dorsale carbonatica del M.te Motola (PUTIGNANO & SCHIATTARELLA, 2008), rappresenta infatti l'evento deformativo responsabile della primitiva disarticolazione delle superfici di spianamento nell'area di studio. Un campo deformativo con direzione di massimo raccorciamento NE-SO è registrato anche dalla disposizione dell'asse di allungamento dei minerali ferromagnetici presenti nella matrice nelle brecce di versante antiche attribuite al Pleistocene inferiore. Le misure dell'anisotropia della suscettività magnetica (AMS) effettuate per campioni provenienti dalle peliti rosse mediopleistoceniche (comprese in un *range* cronologico di 706.3 ± 8.1 ka e 106.7 ± 1.6 ka) indicano invece una direzione di estensione NE-SO (fig. 18). La tettonica distensiva del Pleistocene medio è responsabile della produzione del fascio di faglie della Linea del Vallo

di Diano e della riattivazione della Linea di Sanza come faglia trasversiva destra. Vengono così tettonicamente dislocate e reincise ad opera della rete drenante le argille lacustri del I ciclo deposizionale del Vallo, la cui porzione superiore - già assegnata ad un'età compresa tra circa 0.6 ± 0.2 e 0.7 ± 0.2 Ma da SANTANGELO (1991) in affioramento e a 0.596 ± 0.006 Ma in sondaggio da KARNER *et al.* (1999) - è stata qui datata con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a 706.3 ± 8.1 ka. Al contempo, viene creato lo spazio fisico che inizia ad ospitare la sedimentazione fluvio-lacustre di Sanza. L'analisi cinematica della popolazione di mesofaglie rilevate lungo i bordi del bacino mostra un asse tensile in accordo con un simile quadro e con i dati di AMS. L'estensione in direzione NE-SO ed il sollevamento che ne consegue hanno controllato anche l'evoluzione e la successiva estinzione del bacino.

La sequenza verticale del riempimento clastico della depressione tettonica di Sanza è di tipo log-normale (FU), come testimoniato dai conglomerati basali che evolvono verso l'alto a facies più francamente fluvio-lacustri con depositi siltoso-argillosi nelle aree distali e conglomerati in quelle prossimali, troncate a tetto da sedimenti sottili (silt e sabbie gialle in fig. 2) - che presentano gli stessi caratteri microscopici di quelli descritti da Lippmann-Provansal (1987) lungo il litorale del Cilento, legati sia a flussi idrici incanalati che a trasporto eolico - e alteriti che indicano una cessazione delle sedimentazione avvenuta nel Pleistocene superiore (intorno a 106.7 ± 1.6 ka) a causa dello svuotamento del bacino per erosione della soglia nel settore meridionale.

Il riconoscimento nei sedimenti lacustri siltoso-argillosi del bacino di un'associazione mineralogica costituita prevalentemente da strati misti tipo I/S e C/V, illite, vermiculite+clorite, caolinite+halloysite, feldspati ed ematite+goethite unita ad alti valori del CIA (80-90) suggerisce che tali depositi abbiano raggiunto un grado di alterazione elevato. La diminuzione, in termini di abbondanza, degli strati misti di tipo I/S e C/V e della vermiculite, associata ad un aumento della caolinite registrata a partire dai sedimenti più antichi (Pleistocene medio) a quelli più recenti (Pleistocene superiore) è compatibile con uno scenario paleoclimatico che da un clima temperato freddo, con alternanza di periodi secchi e piovosi (presenza di vermiculite e strati misti I/S e C/V), evolve verso un clima caldo-umido (abbondanza di caolinite).

Nei sedimenti del bacino di Sanza è presente una componente vulcanoclastica, i cui caratteri mineralogici (presenza di halloysite 7\AA prevalentemente sferoidale) e chimici evidenziano una forte analogia con i depositi vulcanoclastici alterati di età mediopleistocenica (DE GENNARO *et al.*, 1973; ADAMO *et al.*, 2001) appartenenti al primo ciclo eruttivo (630-385 ka, *Supersintema di Roccamonfina*, DE RITA *et al.*, 1998) del complesso vulcanico del Roccamonfina. Il tipo di halloysite rinvenuta è strettamente connesso all'alternanza di cicli climatici umidi e secchi, con una stagione secca piuttosto prolungata tale da favorire la rapida formazione, e preservazione, di questa fase.

Il bacino di Sanza si configura come una depressione tettonica complessa che si è formata, a differenza dei più estesi bacini intermontani del Vallo di Diano e dell'alta Val d'Agri, lungo una importante zona di trasfe-

rimento della deformazione orientata in senso E-O ed attiva anche prima della sua nascita, qui denominata Linea Alto Bussento - Pietra del Pertusillo, e di cui la Linea di Sanza rappresenta l'espressione morfostrutturale occidentale. I caratteri esclusivi di un simile bacino non sono ascrivibili a tipologie contemplate nelle varie classificazioni note in letteratura, e permettono di codificare per la prima volta questo tipo di bacini come "di zona di trasferimento".

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori desiderano ringraziare il Prof. N. Ciaranfi e un anonimo *referee* per la accurata revisione del manoscritto. Lavoro pubblicato con Fondi di Ateneo 2007 (Resp. S.I. Giano, M. Schiattarella).

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2008) - *Carta Geologica Regionale 1:25.000 - Sanza 504 SE*. SystemCart, Roma.
- ADAMO P., VIOLANTE P. & WILSON M.J. (2001) - *Tubular and spheroidal halloysite in pyroclastic deposits in the area of the Roccamonfina volcano (Southern Italy)*. *Geoderma*, **99**, 295-316.
- ANDREOZZI M., DINELLI E. & TATEO F. (1996) - *Geochemical and mineralogical criteria for identification of ash layers in the stratigraphic framework of a foredeep; the Early Miocene Mt. Cervarola Sandstone, northern Italy*. *Chem. Geol.*, **117**, 2-17.
- AMATO A. & CINQUE A. (1999) - *Erosional landsurfaces of the Campano- Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution, and tectonic implication*. *Tectonophysics*, **315**, 251-267.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988) - *Relazioni tra i "Flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro ed Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 285-297.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1995) - *L'età della tettonica trascorrente nell'Appennino campano: il contributo dell'analisi geomorfologia*. *Studi Geol. Cam.*, vol. spec., **1995/2**, 41-52.
- 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**, 1-16.
- 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 cinematici*. *Studi Geol. Cam.*, vol. spec., **1992/1**, 201-208.
- BASILI R., GALADINI F. & MESSINA P. (1999) - *The application of palaeolandsurfaces analysis to the study of recent tectonics in central Italy*. In: Smith B.J., Whalley W.B., Warke P.A. (ed) "Uplift, Erosion and Stability: Perspectives on Long term Landscape Development", *Geol. Soc. London*, vol. spec., **162**, 109-117.
- BOENZI F., CAPOLONGO D., CECARO G., D'ANDREA E., GIANO S.I., LAZZARI M. & SCHIATTARELLA M. (2004) -

- Evoluzione geomorfologica polifasica e tassi di sollevamento del bordo sud-occidentale dell'alta Val d'Agri (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **123**, 357-372.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 17-35.
- BURRATO P. & VALENSISE G. (2008) - *Rise and Fall of a Hypothesized Seismic Gap: Source Complexity in the Mw 7:0 16 December 1857 Southern Italy Earthquake*. Bull. Seismol. Soc. Am., **98**, 139-148.
- CAMMAROSANO A., CAVUOTO G., DANNA M., DE CAPOA P., DE RIENZO F., DI STASO A., GIARDINO S., MARTELLI L., NARDI G., SGROSSO A., TOCCACELI R.M. & VALENTE A. (2004) - *Nuovi dati sui flysch del Cilento (Appennino meridionale, Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., **123**, 253-273.
- CAMMAROSANO A., DANNA M., DE RIENZO F., MARTELLI L., MIELE F. & NARDI G. (2000) - *Il substrato del Gruppo del Cilento tra il M. Vesalo e il M. Sacro (Cilento, Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 395-405.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematics evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Ann. Geof., **36**, 249-260.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Accad. Naz. Lincei, **183**, 49-72.
- D'ELIA G., DI GIROLAMO P. & GUIDA M. (1987) - *Geological and petrological characters of some Quaternary calcalkaline tuffites of Cilento (Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 699-716.
- DE GENNARO M., FRANCO E. & STANZIONE D. (1973) - *L'hallowysite come prodotto di alterazione nelle vulcaniti campane e laziali*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli, **8**, 13-35.
- DE RITA D., GIORDANO G. & MILLI S. (1998) - *Forestepping-backstepping stacking pattern of volcanoclastic successions: Roccamonfina volcano, Italy*. J. Volcan. Geotherm. Res., **80**, 155-178.
- DI LEO P., GIANO S.I., GIOIA D., MATTEI M., PAPPALARDO, PERRI E., PESCATORE E. & SCHIATTARELLA M. (2008) - *Primi dati sull'evoluzione geomorfologica, paleoclimatica e tettonica del bacino di Sanza in Appennino campano durante il Quaternario*. In: "Studi di base sull'interazione tra clima, tettonica e morfoevoluzione in Italia meridionale durante il Quaternario", a cura di F. Boenzi, D. Capolongo, S.I. Giano e M. Schiattarella. Dibuono Edizioni. Villa d'Agri (PZ), 62-83.
- DI NIRO A. & GIANO S.I. (1995) - *Evoluzione geomorfologica del bordo orientale dell'Alta Val d'Agri (Basilicata)*. Studi Geol. Cam., vol. spec. **1995/2**, 207-218.
- 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. Cam., vol. spec. **1992/1**, 257-263.
- DIXON, J.B. (1989) - *Kaolin and serpentine group minerals*. In: Dixon, J.B., Weed, S.B. (ed), "Minerals in Soil Environments", S.S.S.A., Madison, WI, 467-525.
- FOLK R.L. (1980) - *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, Texas, 1-182.
- GIANO S.I., LAPENNA V., PISCITELLI S. & SCHIATTARELLA M. (1997) - *Nuovi dati geologici e geofisici sull'assetto strutturale dei depositi continentali quaternari dell'alta Val d'Agri (Basilicata)*. Il Quaternario, **10**, 589-594.
- GIANO S.I. & MARTINO C. (2003) - *Assetto morfotettonico e morfostratigrafico di alcuni depositi continentali pleistocenici del bacino del Pergola-Melandro (Appennino Lucano)*. Il Quaternario, **16**, 289-297.
- GIANO S.I., MASCHIO L., ALESSIO M., FERRANTI L., IMPROTA S. & SCHIATTARELLA M. (2000) - *Radiocarbon dating of active faulting in the Agri high valley, southern Italy*. J. Geodyn., **29**, 371-386.
- GIOIA D. & SCHIATTARELLA M. (2006) - *Caratteri morfotettonici dell'area del Valico di Prestieri e dei Monti di Lauria (Appennino meridionale)*. Il Quaternario, **19**, 129-146.
- GUIDA D., GUIDA M., IACCARINO G., METCALF G., VALLARIO A., VECCHIO V. & ZICARI G. (1979) - *Il bacino del Mingardo (Cilento): evoluzione geomorfologia, fenomeni franosi e rischio a franare*. Geol. Appl. Idrog., **14**, 119-198.
- HOWER J., ESLINGER E.V., HOWER M.E. & PERRY E.A. (1976) - *Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence*. Geol. Soc. Am. Bull., **87**, 725-737.
- 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 Plan. Change, **21**, 1-15.
- KELLER E.A. & PINTER N. (1996) - *Active tectonics*. Prentice Hall, 1-338.
- LA ROCCA S. & SANTANGELO N. (1991) - *Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione geomorfologica del bacino lacustre pleistocenico del Fiume Noce (Basilicata)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **14**, 229-242.
- LAURENZI M.A. (2008) - *Relazione finale*. Rapporto interno, Servizio di datazione campioni di roccia, C.N.R. - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Pisa, 12 pp.
- LIPPMANN PROVANSAL M. (1987) - *L'Apennin meridional (Italie): etude geomorphologique*. - These de Doctorat d'Etat en Geographie Physique, Université d'Aix-Marseille, 1-730.
- MARRA F. (1998) - *Evidenze di tettonica trascorrente alto pleistocenica al confine calabro-lucano: analisi morfostratigrafica e strutturale del bacino del Mercure*. Il Quaternario, **11**, 201-215.
- MARTINO C. & SCHIATTARELLA M. (2006) - *Aspetti morfotettonici dell'evoluzione geomorfologica della valle del Melandro (Appennino campano-lucano)*. Il Quaternario, **19**, 119-128.
- MAURO A. & SCHIATTARELLA M. (1988) - *L'Unità Silentina di Base: assetto strutturale, metamorfismo e significato tettonico nel quadro geologico dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1201-1213.
- NESBIT H.W. & YOUNG G.M. (1982) - *Early Proterozoic cli-*

- mates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- NESBIT H.W. & YOUNG G.M. (1989) - *Formation and diagenesis of weathering profiles*. *Journ. Geol.*, **97**, 129-147.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**, 453-763.
- PAONE A. (2004) - *Evidence of crustal contamination, sediment, and fluid components in the campanian volcanic rocks*. *J. Volcan. Geoth. Res.*, **138**, 1-26.
- PEARCE T.J. & JARVIS I. (1995) - *High-resolution chemostratigraphy of Quaternary distal turbidites: a case study of new methods for the analysis and correlation of barren sequence*. In: Closs H., Roeder D. & Schmidt K. (eds) "Alps, Apennines, Hellenides", Schweizerbart, Stuttgart, 261-267.
- PUTIGNANO M.L. & SCHIATTARELLA M. (2008) - *Struttura, esumazione ed evoluzione morfologica del nucleo mesozoico del Monte Motola (Cilento, Italia meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **127**, 477-493.
- RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T. & DEPAOLO D.J. (1998) - *Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating*. *Chem. Geol.*, **145**, 117-152.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione stratigrafica, geomorfologica e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine Campano-Lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, Università di Napoli "Federico II". 1-109.
- SCHIATTARELLA M. (1996) - *Tettonica della Catena del Pollino (confine calabro-lucano)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **51**, 543-566.
- SCHIATTARELLA M. (1998) - *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, southern Italy*. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A. & Dewey J.F. (ed), "Continental Transpressional and Transtensional Tectonics". *Geol. Soc., London, vol. spec.*, **135**, 341-354.
- SCHIATTARELLA M., BENEDEUCE P., DI LEO P., GIANO S.I., GIANNANDREA P. & PRINCIPE C. (2005) - *Assetto strutturale ed evoluzione morfotettonica quaternaria del vulcano del Monte Vulture (Appennino Lucano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **124**, 543-562.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P. & GIANO S.I. (2003) - *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case-study from the Lucanian Apennine, southern Italy*. *Quaternary International*, **101-102**, 239-251.
- SCHIATTARELLA M., TORRENTE M.M. & RUSSO F. (1994) - *Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel bacino del Mercure (Confine Calabro-Lucano)*. *Il Quaternario*, **7**, 613-626.
- SINGH B. & GILKES R.J. (1992) - *An electron optical investigation of the alteration of kaolinite to halloysite*. *Clays Clay miner.*, **40**, 212-229.
- STEIGER R.H. & JÄGER E. (1977) - *Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- TAZAKI K. (1978) - *Micromorphology of halloysite produced by weathering of plagioclase in volcanic ash*. In: Mortland, V.C., Veniale, V.C. (eds), 6th Int. Clay Conf., Oxford, 415-424.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) - *La tettonica Plio-Pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 519-529.
- ZIEGLER K, HSIEH J.C.C, CHADWICK O.A., KELLY E.F., HENDRICKS D.M. & SAVIN S.M. (2003) - *Halloysite as a kinetically controlled end product of arid-zone basalt weathering*. *Chem. Geol.*, **202**, 461-478.

14 maggio 2009
20 ottobre 2002
Testo definitivo ricevuto il 23 settembre 2009

Ms. received: May 14, 2009
Final text received: September 23, 2009