

LE PIROCLASTITI MEDIO-PLEISTOCENICHE DI MASSA MARTANA-ACQUASPARTA (UMBRIA): CARATTERI STRUTTURALI E VULCANOLOGICI *

F. Brozzetti - F. Stoppa

Dipartimento di Scienze Terra, Università di Perugia

RIASSUNTO - *Le piroclastiti medio-pleistoceniche di Massa Martana - Acquasparta (Umbria): caratteri strutturali e vulcanologici* - Il Quaternario, 8(1), 1995, 95-110 - La faglia dei M. Martani è una struttura distensiva, attiva nell'intervallo Pliocene medio-Pleistocene, composta da un segmento settentrionale, che si sviluppa prevalentemente in direzione NNW-SSE e N-S, ed un segmento meridionale in direzione WNW-ESE. L'analisi cinematica e tensoriale evidenzia che i movimenti riscontrati lungo l'intero sviluppo della faglia sono cinematicamente compatibili ed associati con un unico campo di sforzo triassiale distensivo plio-pleistocenico caratterizzato da un asse di massima distensione sub-orizzontale in direzione antiappenninica ($N40^{\circ}\pm 10^{\circ}$). Lungo la faglia suddetta, nel settore compreso tra Massa Martana e Acquasparta, sono presenti estesi affioramenti di terreni piroclastici, datati al Pleistocene medio (390.000 anni), i cui prodotti mostrano i caratteri mineralogici tipici del Distretto Ultra-alcaino Umbro-Laziale. Questi terreni formano un plateau piroclastico che si allunga per una decina di chilometri e che poggia in parte su terreni mesozoici al letto della faglia, in parte su terreni del Pleistocene inferiore della Media Valle del Tevere, localizzati al tetto della faglia stessa (Fig. 2A). Sulla base dei caratteri morfologici e giaciture sono identificabili tre principali centri eruttivi monogenici, costituitisi, dopo una prima fase di attività eruttiva di tipo fissurale, lungo la faglia dei M. Martani, la quale sembra avere avuto un ruolo importante nel controllare la risalita in superficie del magma. L'attività è di tipo freato-magmatico con produzione di flussi piroclastici inizialmente ricchi in frammenti accessori seguiti dalla messa in posto di depositi da ondata piroclastica e da ricaduta. La presenza di olivina ricca di inclusioni cromitiche testimonia un'origine mantellica del magma capostipite, mentre la presenza di leucite e sanidino associati a flogopite e diopside suggerisce una possibile composizione alcalina corrispondente a termini fonolitoidi. A carico dei depositi vulcanici si osservano deformazioni tettoniche recenti, riferibili al protrarsi dell'attività tettonica della faglia bordiera anche in tempi successivi al Pleistocene medio. In particolare, si rilevano due famiglie di faglie mesoscopiche, distinte per orientazione e cinematica: una famiglia presenta direzione da $N100^{\circ}$ a $N160^{\circ}$ ed una cinematica normale, mentre l'altra è prevalentemente costituita da faglie ad andamento meridiano ($N-S\pm 10^{\circ}$) e cinematica trascorrente destra. Questo secondo gruppo di strutture è successivo nel tempo al primo gruppo, e qualora ne venga confermata la diffusione ad una scala più ampia, potrebbe configurare una nuova, recentissima, inversione del campo di sforzi.

ABSTRACT - *The middle Pleistocene pyroclastic deposits of Massa Martana - Acquasparta (Umbria, central Italy): structural and volcanic characteristics* - Il Quaternario, 8(1), 1995, 95-110 - The Martani Mts. fault zone (Umbria, central Italy) is an important Plio-Pleistocene extensional structure with a characteristic arcuate eastward concave shape and with a great structural relief. It is made up of a NNW-SSE trending northern segment that delimits eastward the graben of the Tiber river middle valley, and of a WNW-ESE trending southern segment delimiting northwards the Terni basin (*Conca di Terni*) graben. Independent of the direction of the fault zone, directions of slip vectors keep their SW-NE trend and the Plio-Pleistocene stress field is characterized by a triaxial stress ellipsoid, with a sub-horizontal NE-SW trending main tension axis. Middle Pleistocene pyroclastic deposits (390,000 years on the basis of $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age determinations) form a 10 km long continuous plateau extending from Massa Martana to Acquasparta along the fault system. Pyroclastic deposits in part cover the Mesozoic terrains forming the fault foot-wall and in part rest on the early Pleistocene continental deposits forming the fault hanging-wall. On the basis of morphology, attitude and sedimentologic features of the pyroclastic deposits, three major vent-areas were identified along the fault system. These areas are interpreted as the effect of the fault control on magma emplacement. Volcanic activity — mostly of phreato-magmatic origin — triggered debris-flows, pyroclastic flows and later produced surge and fall deposits. A detailed mapping and stratigraphy of the pyroclastic deposits and of the inferred associated volcanic centres are shown. Chromite-rich olivine suggests a possible mantle origin. In addition, sanidine, leucite, phlogopite and diopside in the mineral assemblage suggest a phonolitic composition of the erupted magma. Mineralogy and grain-size distribution indicate that these pyroclastic deposits belong to the Umbria-Latium Ultra-alkaline District (ULUD). The pyroclastic products are affected by brittle deformations testifying that tectonic activity along the Martani Mts. fault continued after the volcanic events, probably developing up to late Pleistocene times. Two minor fault systems are recognized: one system, with a $N100^{\circ}$ to $N160^{\circ}$ trend, is extensional and is kinematically compatible with the extensional stress field which originated the Martani fault; the other system mainly consists of $N-S\pm 10^{\circ}$ trending right-lateral strike-slip faults, and involves a sub-horizontal SW-NE stretching main compression axis. Space-time relationships between these two fault systems show that the strike-slip deformations are younger than the extensional ones, suggesting a very recent inversion of the ellipsoid stress axes.

Parole chiave: Neotettonica, analisi strutturale, vulcanologia, Distretto Ultra-alcaino Umbro-Laziale, Appennino centrale, Italia
Key-words: Neotectonics, structural analysis, volcanology, Umbria-Latium Ultra-alkaline District, central Apennines, Italy

1. INTRODUZIONE

In una stretta fascia compresa tra le cittadine di Acquasparta e Massa Martana (Umbria), lungo la struttura tettonica distensiva plio-pleistocenica nota come "faglia

dei M. Martani" (Fig.1), affiora una potente sequenza di depositi vulcanici (Fig.2) la cui presenza è nota fino dall'epoca classica. Tali materiali infatti furono utilizzati per produrre malte pozzolaniche usate nella limitrofa città romana di *Carsulae* (Terni) e come componente sgrassante negli impasti di manufatti etrusco-romani rinvenuti proprio presso lo svincolo di Acquasparta. L'attività estrattiva si è protratta fino alla seconda guerra mondiale.

(*) Lavoro svolto con i finanziamenti del Gruppo Nazionale Difesa Terremoti e del MPI 60%, responsabile G. Lavecchia.

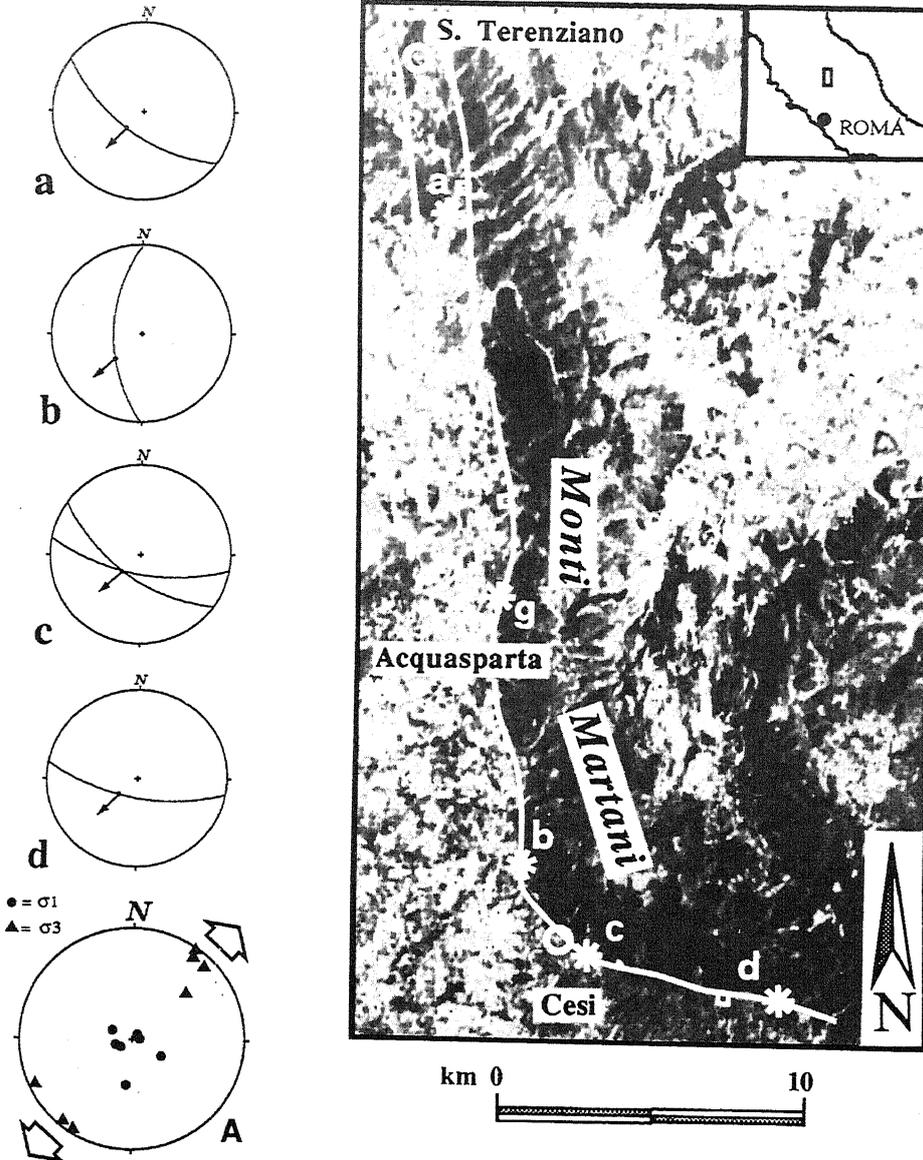


Fig.1 - Immagine Landsat e schema strutturale dell'area martana; gli asterischi indicano la posizione delle stazioni strutturali lungo la faglia bordiera (a, b, c, d), entro i depositi continentali sintettonici (e, f) ed in corrispondenza delle piroclastiti di Acquasparta (g). I piccoli stereogrammi riportano il piano di faglia e la direzione di scorrimento medi per i siti strutturali individuati lungo la faglia (dati da Brozzetti & Lavecchia, 1994). La tabella in basso riassume i risultati dell'analisi tensoriale effettuata nelle 7 stazioni studiate; sono rispettivamente riportati il numero di faglie elaborate per ciascuna stazione (N), l'orientazione spaziale (direzione ed inclinazione) degli assi di massima compressione ed estensione (σ_1 e σ_3), il rapporto di forma ($R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$). Gli assi σ_1 (pallini) e σ_3 (triangoli) sono inoltre plottati nello stereogramma A dal quale è possibile dedurre la direzione media di estensione regionale (freccie verso l'esterno).

Landsat image and structural pattern of the Massa Martana-Acquasparta area. Asterisks show the location of structural measurement sites (a, b, c, d) along the fault bordering the area, in the syntectonic continental deposits (e, f) and on the Acquasparta pyroclastic deposits (g). Stereoplots show the fault plane and the average displacement direction of structural sites along the fault (from Brozzetti & Lavecchia, 1994). Stress analysis data from the studied 7 sites is given in the table, where N is

the number of faults analysed in each station, σ_1 and σ_3 are direction and dip of maximum compression and extension, and $R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$ is the shape ratio. σ_1 (dots) and σ_3 (triangles) are plotted in stereonet A which indicates the average direction of the regional extension (outwards directed arrows).

Stazione	N	σ_1	σ_3	R
a	20	121 65	212 01	0.378
b	15	237 80	035 08	0.560
c	16	293 74	034 02	0.757
d	11	187 44	049 37	0.349
e	13	250 78	044 10	0.599
f	25	088 84	218 04	0.323
g	8	040 85	244 04	0.602

Nel 1926 il Lotti per primo aveva descritto le principali caratteristiche petrografiche e giaciture di queste piroclastiti ed alla fine degli anni sessanta, un breve accenno alla presenza di materiali vulcanici vicino Acquasparta e l'ipotesi di una loro provenienza locale era stato fatto nelle Note Illustrative del foglio geologico n. 131 (Foligno) (Accordi & Moretti, 1967). In generale, però, la presenza di questi depositi ed il loro significato vulcanologico e strutturale è stato ignorato e sottovalutato.

Solo recentemente (Brozzetti *et al.*, 1991; Stoppa & Lavecchia, 1992) è stato evidenziato come essi ricoprono una notevole estensione e non siano isolati, appartenendo ad un distretto igneo del Pleistocene medio, costituito da numerosi centri e denominato Distretto Ultra-alcalino Umbro Laziale (ULUD).

In questo lavoro per la prima volta viene presentato uno studio specifico ed interdisciplinare, benché ancora preliminare, delle piroclastiti suddette volto a definirne la distribuzione areale, le caratteristiche giaciture e sedimentologiche, ad evidenziare i principali aspetti vulcanologici e petrografici, anche in confronto con gli altri centri di ULUD e della contigua Provincia Magmatica

Campano Romana, ed a definirne il contesto tettonico. Le piroclastiti infatti risultano tettonizzate ed è di particolare interesse il confronto tra il campo di sforzi che le interessa e quello associato alla faglia bordiera dei M. Martani, in corrispondenza della quale le piroclastiti stesse sono localizzate.

2. CONTESTO TETTONICO: LA FAGLIA DEI MONTI MARTANI

La struttura distensiva nota come "faglia dei Monti Martani" è localizzata nell'area umbra sud-orientale dove disloca una struttura anticlinalica allungata in senso appenninico con vergenza orientale (Giglia *et al.*, 1977; Brozzetti & Lavecchia, 1994). Benché raramente affiorante, la "faglia dei Monti Martani" è ovunque agevolmente localizzabile grazie ad evidenze di carattere geologico e geomorfologico. Infatti essa è evidenziata dal brusco gradino morfologico esistente fra i carbonati mesozoici al letto della faglia ed i terreni plio-pleistocenici al tetto (Fig.1). Questa faglia è caratterizzata da una peculiare geometria arcuata a concavità orientale essendo costituita da un segmento settentrionale che si sviluppa prevalentemente in direzione N160° e da un segmento meridionale che si sviluppa in direzione N100°. Il raccordo fra i due tratti avviene all'altezza di Cesi in modo relativamente brusco, con un breve segmento di raccordo in direzione N130°.

Il segmento settentrionale si sviluppa in direzione NNW-SSE, per circa 30 km da S. Terenziano a Cesi, bordando da est il bacino plio-pleistocenico della Media Valle del Tevere (Fig. 1). Nonostante la notevole continuità alla scala mega-strutturale, esso appare, ad una analisi più ravvicinata, come un insieme di segmenti vicarianti, con direzione prevalente compresa fra N130° e N160°, cui si alternano tratti obliqui, in direzione N-S e N100°. Nel settore posto a nord di Massa Martana la struttura si scompone in due principali faglie sintetiche sub-parallele immergenti a WSW. La somma dei rigetti mediamente associati ai due segmenti in esame supera i 1500 metri.

All'altezza di Massa Martana, in corrispondenza di una inflessione in direzione N100°, la deformazione viene "trasferita" ad un'unica struttura distensiva principale che, per circa 20 km, si prolunga verso sud alternando tratti appenninici (N160° circa) a tratti in direzione N-S. In questo zona, al muro della faglia affiorano prevalentemente termini triassico-liassici, dai Calcari a *Rhaetavivula contorta*, nucleo dell'anticlinale martana, alle micriti selcifere della Corniola. Al contrario le rocce al tetto non sono quasi mai esposte, essendo ricoperte dai depositi fluvio-lacustri o dalle potenti coltri detritiche progradanti dalla dorsale calcarea della Media Valle del Tevere. Nel settore compreso fra Massa Martana ed Acquasparta, su di una superficie complessiva che supera i 2.5 km², i sedimenti colluviali sono ricoperti

dalle piroclastiti del Pleistocene medio. Circa 2 km a SE di Acquasparta, il contatto fra il Calcarea Massiccio (Sinemuriano-Hettangiano) e la Scaglia Rossa (Luteziano-Cenomaniano) permette di valutare ad almeno 1000 m la dislocazione complessiva imputabile alla faglia.

Il segmento meridionale della faglia martana, che delimita a nord la conca di Terni, si sviluppa ad est di Cesi, per circa 10 km in direzione N100°, parallelamente ad una pre-esistente zona di taglio trascorrente sinistra, attiva durante gli stadi terminali della fase compressiva tortoniana che aveva portato all'enucleazione dell'anticlinale martana. Poiché nel corrispondente settore posto al muro della faglia (settore di La Rocca-Monte Torricella) la formazione del Calcarea Massiccio affiora a quote comprese fra i 500 ed i 1000 m s.l.m. sembra ragionevole ipotizzare che anche lungo questo segmento della faglia si sia realizzato un rigetto di almeno 1000 metri.

La cinematica della deformazione e la geometria del campo degli sforzi associato alla faglia dei M. Martani ed alla deformazione dei depositi sintettonici associati è stata analizzata in dettaglio da Brozzetti & Lavecchia (1994). I risultati ottenuti in corrispondenza di 7 stazioni rappresentative, collocate lungo la faglia dei M. Martani entro i terreni plio-pleistocenici della Media valle del Tevere ed entro le piroclastiti affioranti ad est di Acquasparta, sono sintetizzati in Figura 1. I segmenti con direzioni N-S sono caratterizzati da cinematica transtensiva sinistra, i segmenti con direzione appenninica sono caratterizzati da movimenti *dip slip* o, in ogni caso, da *pitch* molto prossimi ai 90°, i segmenti con direzione E-W da cinematica transtensiva destra con *pitch* sempre piuttosto elevati (>60°). Lungo il tratto di raccordo fra il segmento settentrionale e quello meridionale della faglia, a NW di Cesi, si osserva alla scala meso-strutturale, un'interferenza fra insiemi di faglie variamente orientate che rispecchia la polimodalità delle strutture distensive alla scala regionale. Lungo tutta la faglia dei M. Martani, i vettori di scorrimento si concentrano in un intorno, compreso fra N35° e N50°, che corrisponde all'ideale linea di intersezione fra il segmento settentrionale e quello meridionale, testimoniando che i movimenti realizzati sui vari segmenti sono fra loro cinematicamente compatibili e riferibili ad un campo di sforzi distensivo, omogeneo alla scala dell'intera regione analizzata.

Ciò è confermato dai risultati dell'analisi tensoriale sintetizzati nella tabellina riassuntiva di Figura 1 e nello stereogramma A, elaborati sulla base dei dati discussi da Brozzetti & Lavecchia (1994), che evidenziano come tutte le stazioni esaminate, con l'eccezione della stazione "g" (piroclastiti di Acquasparta), che presenta una storia deformativa più complessa e che verrà descritta successivamente, concordano nell'indicare un ellissoide degli sforzi distensivo con un'asse di massima tensione sub-orizzontale in direzione compresa fra N30° e N50°.

Per quanto concerne la geometria in profondità della faglia dei M. Martani, alcune informazioni possono essere desunte dall'interpretazione di una linea sismica

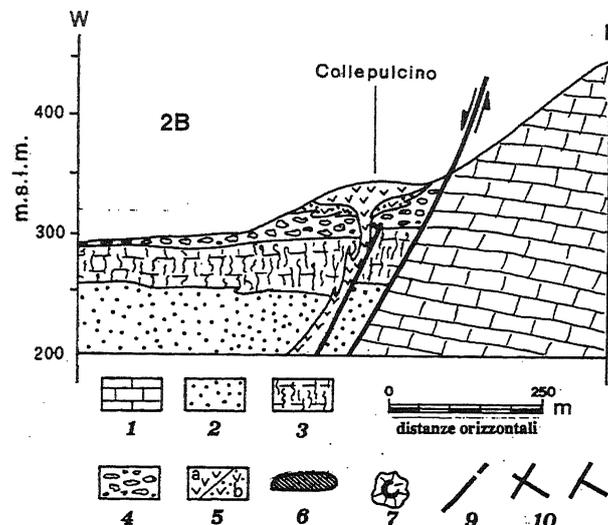
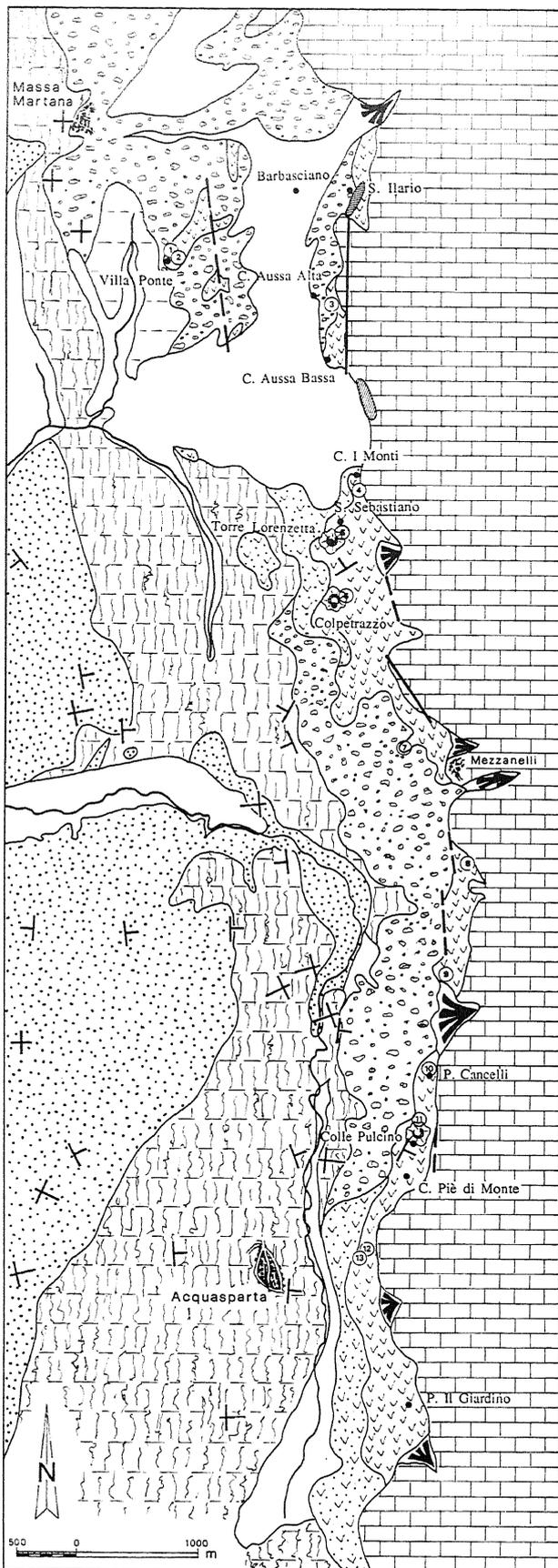


Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'area esaminata (2A) e sezione geologica interpretativa (2B) attraverso la zona di faglia dei M. Martani. Nella sezione sono indicati i rapporti stratigrafici fra i terreni quaternari affioranti al margine orientale del bacino della Media Valle del Tevere. I numeri nei cerchi indicano i siti dove sono stati prelevati i campioni sottoposti ad analisi granulometrica e petrografica citati nel testo. 1 = successione carbonatica meso-cenozoica dei M. Martani; 2 = sedimenti fluviali e lacustri del Pleistocene inferiore (Unità di S. Maria di Ciciliano, *sensu* Basili, 1992); 3 = Limi Calcarei (Travertini antichi, Auct.; Unità di Acquasparta, *sensu* Basili, 1992); 4 = detrito di falda; 5 = prodotti vulcanici piroclastici (5a) ed epiclastici (5b); 6 = evidenze di azioni termometamorfiche o metasomatiche; 7 = probabili punti di emissione centralizzata; 9 = faglie dirette e transtensive principali; 10 = immersione ed inclinazione degli strati nell'ordine: inclinazione fino 10°, inclinazione compresa fra 10° e 25°.

*Geological sketch map of the study area (2A) and hypothetical geological cross section (2B) of the Mt Martani fault area. Stratigraphic relationships between quaternary deposits outcropping on the eastern margin of the Tiber mid-valley basin are shown in the section. Encircled numbers show sampling locations of samples used for grain size and petrographic analyses. 1 = Meso-cenozoic carbonate succession of Mt Martani; 2 = fluvial and lacustrine deposits of early Pleistocene (Santa Maria di Ciciliano Unit, *sensu* Basili, 1992); 3 = calcareous muds (old travertine, auct.; Acquasparta Unit, *sensu* Basili, 1992); 4 = talus debris; 5 = pyroclastic (5a) and epiclastic (5b) deposits; 6 = thermometamorphic and epimetamorphic traces; 7 = possible central vent; 9 = main normal or transtensional faults; 10 = attitude and dip angle of strata: up to 10°, and between 10° and 25°.*

Agip (Barchi *et al.*, 1991), che attraversa la propaggine settentrionale dei M. Martani all'altezza di S. Terenziano. Questa linea mette in evidenza una faglia principale, immergente di circa 60° verso WSW, con traiettoria planare, almeno fino alla profondità di 8 km. Il fondo piatto del bacino della Media Valle del Tevere e la geometria tabulare del litosoma sintettonico, che non mostra evidenti fenomeni di "crescita" nel settore prospiciente la faglia, sono in buon accordo con questa ipotesi. In via ipotetica, e sulla base di osservazioni di superficie, queste considerazioni possono essere estese anche al settore centro-meridionale della faglia dei M. Martani, ovvero sia alla zona in cui affiorano i depositi vulcanici di Massa Martana - Acquasparta.

3. LE PIROCLASTITI TRA MASSA MARTANA E ACQUASPARTA

3.1 Et  e geometria dei depositi piroclastici

Le piroclastiti di Massa Martana - Acquasparta sono state datate radiometricamente, con il metodo $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, ad una et  di 0.39 ± 0.01 MA (Stoppa & Villa, 1991; Laurenza *et al.*, 1994). Esse formano un *plateau* piroclastico che si allunga per circa 10 km e che poggia in parte su terreni mesozoici al letto della faglia bordiera dei M. Martani, in parte su terreni del Pleistocene inferiore (Limi Calcarei o Travertini antichi *Auct.*), in parte su depositi detritici ai piedi della faglia stessa (Fig. 2A). Alcune modeste conoidi alluvionali si sovrappongono ai materiali piroclastici nella parte centrale e meridionale degli affioramenti, mentre pi  a nord si ritrova una estesa copertura eluviale e colluviale. In un solo punto, presso localit  Villa Ponte, a sud-est di Massa Martana, gli affioramenti vulcanici si distanziano notevolmente dalla dorsale mesozoica essendo spostati circa 1 km verso ovest.

Il limite del *plateau* piroclastico con i terreni sottostanti   in genere marcato da una brusca rottura di pendio. Lembi piroclastici isolati dall'erosione si rinvergono come prolungamento sia a nord di Massa Martana sia a sud di Acquasparta. Ingenti spessori di piroclastiti rimaneggiate e di tuffiti si rinvergono inoltre fino alla zona di Terni al disotto delle alluvioni attuali dei torrenti che drenano verso il fiume Nera. Al contrario le numerose depressioni che si trovano sulla sommit  della catena martana non presentano riempimenti vulcanici affioranti e solo localmente, nelle terre rosse di alcune doline, si ritrovano tracce modestissime di cristalli ignei di piccole dimensioni. Il substrato pre-vulcanico   stato, localmente, interessato da fenomeni alterativi di tipo termico e metasomatico; in particolare tra C. Aussa Bassa e San Sebastiano si notano fenomeni di completa silicizzazione e sostituzione dei calcari triassici e liassici, mentre nella zona di Barbasciano, presso la chiesetta di S. Ilario, affiorano argille termometamorfosate in piccoli lembi allungati in direzione NNW-SSE, subparallelamente quindi alla direzione del sistema di faglia bordiera. Tali fenomeni termici, riconducibili a una fase ignea, dovrebbero quindi essere correlabili ai depositi vulcanici stessi.

Lo spessore del *plateau* piroclastico   variabile, presso Podere Il Giardino   stato misurato uno spessore di circa 25 metri, a Colle Pulcino lo spessore delle vulcaniti   di circa 20 m, mentre pi  a monte si riduce a 10 m. Considerando quest'ultimo come valore medio rappresentativo e calcolando un'estensione totale di circa 2.5 km², si ottiene un volume minimo di piroclastiti in posizione primaria pari a 25×10^6 m³. Questo volume   certamente di molto inferiore a quello eruttato, ma   comunque considerevole se paragonato a quello dei vicini vulcani di San Venanzo che   di soli 10×10^6 m³ (Stoppa, 1995).

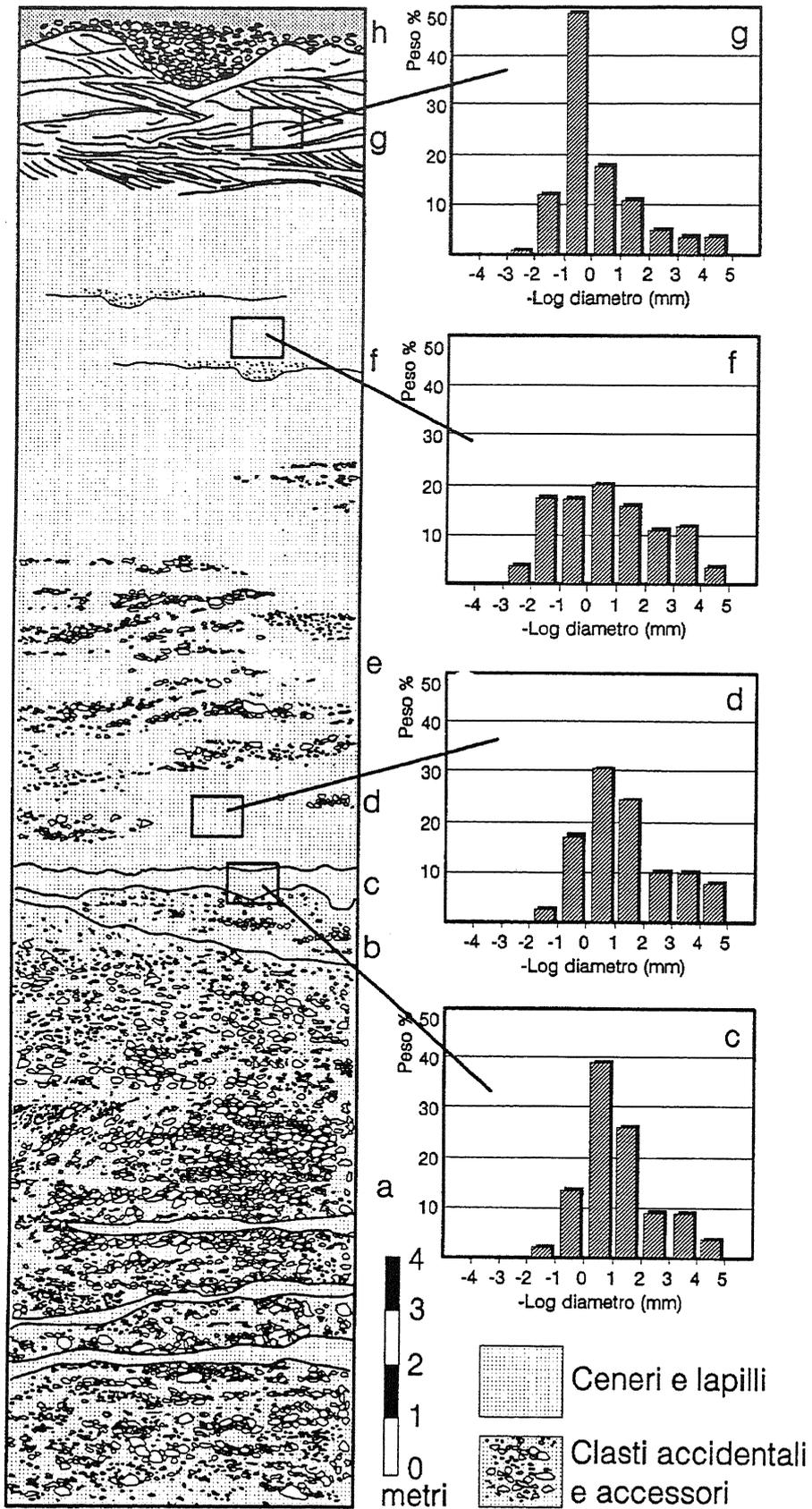
Il *plateau*   formato da bastioni piroclastici e delta

piroclastici che si raccordano con i depositi epiclastici e alluvionali affioranti pi  a valle. Gli affioramenti pi  cospicui si trovano ad est di Acquasparta, tra Podere Il Giardino e Podere Cancelli e tra Mezzanelli e Case I Monti, comprendendo i piccoli abitati di Colpetrazzo e Torre Lorenzetta. In corrispondenza di queste due ultime localit  ed, inoltre, a Colle Pulcino (Fig.2B), sono stati individuati sulla base di indizi morfologici e sedimentologici, tre probabili centri di emissione, costituiti da collinette di forma conica associate a spessori di piroclastiti maggiori e con granulometria pi  grossolana. Tali morfotipi si elevano di poche decine di metri sul *plateau* piroclastico circostante, formando dei rilievi evidenti, isolati, a cima piatta. Per questa loro caratteristica morfologica costituiscono siti privilegiati per l'insediamento umano e ci  ne ha determinato la parziale obliterazione a causa di una densa copertura abitativa.

3. 2 Litologia

Gli affioramenti vulcanici si presentano prevalentemente in corpi e banconi massivi a granulometria sottile nella zona settentrionale, sono ben stratificati e granulometricamente diversificati nella zona di Torre Lorenzetta e presentano *facies* ricche di strutture vulcano-sedimentarie, come laminazioni incrociate, dune e corpi canalizzati, nella zona meridionale presso Podere Il Giardino. Sui campioni prelevati in vari siti indicati in Figura 2A   stata eseguita l'analisi granulometrica per ricavarne i parametri (media = M_z ; *standard deviation* = σ_1 ; *skewness* = SK_1 ; *kurtosis* = K_g ; mediana = M_d) suggeriti da Walker (1971) utilizzando la scala di ϕ di Krumbein (1936).

La sezione stratigrafica pi  completa   localizzata ad ovest di Acquasparta, tra Podere Giardino e C. Pie di Monte, dove   stato possibile effettuare osservazioni dettagliate grazie ad un profondo sbancamento per l'ampliamento di una discarica di rifiuti. La colonna stratigrafica disegnata dal vero e gli istogrammi relativi alle *facies* litologiche principali sono riportate in Figura 3 e alcuni aspetti sono illustrati dalle foto di Figura 4. La parte inferiore della sequenza (*facies a*) consiste di una breccia stratoide con frequenti strutture di tipo *pinch and swell* e discordanze angolari, con uno spessore massimo osservato di circa 8 m. Sono presenti anche corpi lentiformi con all'interno una stratificazione gradata, ora normale, ora inversa. La componente pi  grossolana consiste di clasti di calcari micritici e silicei, da angolari a poco arrotondati, di dimensioni variabili, fino a 50 cm di diametro. La matrice   una cinerite la cui abbondanza   molto variabile in rapporto ai litici, per cui i clasti sono ora a contatto (*close-framework breccia*) ora completamente sospesi nella matrice (*open-framework breccia*). Intercalazioni completamente cineritiche, con spessore di 10-20 cm, sono frequenti, ma discontinue ed aumentano verso la parte alta della breccia. Una superficie di erosione marca l'inizio di una successione di livelli di tuffi



cineritici molto ricchi in cristalli (livelli "b", "c"). Il livello "c" ha alla base un contatto ondulato e inizia come un tufo biancastro fortemente arricchito in cristalli. Si tratta di un deposito ben sortito con frazione > di 2 mm inferiore al 2% e una moda pari al 40% nella classe 1÷0.5 mm (cenere grossolana) composto essenzialmente da sanidino, piccoli ammassi halloysitizzati (leucite?) e poco pirosseno. La concentrazione di cristalli diminuisce rapidamente verso l'alto e il resto del livello "c" è costituito da piccoli litici conati e lapilli vescicolati. Segue un altro contatto erosivo che segna l'inizio di un tufo di colore marrone scuro (livello "d") anch'esso ricco in cristalli, ma senza speciali concentrazioni di questi. La moda è pari a circa il 30% nella classe granulometrica 1÷0.5 mm (cenere grossolana). Questo campione contiene una abbondante matrice cineritica sottile, ma nel complesso la distribuzione granulometrica è simile a quella del livello "c" anche se il grado di classazione dei materiali appare leggermente peggiore.

La sequenza prosegue, per circa 6 m, con un'alternanza di livelli di clasti sedimentari (facies "e"), spesso costituenti nuvole o grandi blocchi imballati nella matrice piroclastica e livelli in cui prevale la cinerite. Si notano, anche in questa porzione, *pinch-out* e superfici di erosione. Verso l'alto le lenti di brecce diventano meno frequenti e danno luogo a un deposito cineritico massivo (facies "f") spesso circa 3 m la cui potenza aumenta rapidamente a valle della sezione fino ai 10-15 metri. Tale deposito mostra accenni di bancature e concentrazioni a "nuvola" di cristalli di pirosseno e olivina. Tale deposito presenta una frazione di cristalli e lapilli nella classe compresa tra i 4 e gli 8 mm (lapillo fine) e una moda assai poco accentuata intorno agli 1-0.5 mm. Segue una successione di livelli con dune metriche (facies "g") costituite da lapillo sottile e cenere grossolana ricca di cristalli. Sono presenti ammassi globulari biancastri costituiti da leucite halloysitizzata e cristalli di flogopite lunghi fino a 1,5 cm e larghi 0.5 cm. Oltre al sanidino e al clinopirosseno è abbondante l'olivina, riconoscibile per l'*habitus* prismatico tozzo e con una particolare colorazione giallo arancio e con una patina che ne opacizza la superficie. La moda è assai pronunciata (50% del deposito in peso) nella classe granulometrica compresa tra 1 e 2 mm ed è presente una frazione compresa tra i 2 e gli 8 mm costituita da cristalli e lapilli. La sommità della sequenza piroclastica è chiusa da depositi alluvionali ciottolosi in matrice argillosa rossastra (h) canalizzati più o meno profondamente nelle

piroclastiti sottostanti.

L'intera sequenza (Fig. 3) mostra notevole complessità e l'alternanza di depositi più prossimali e massivi con tufi più distali e sortiti. Le superfici di erosione indicano brevi stasi nella deposizione o capacità erosiva dei convogli piroclastici, mentre in contrapposizione non sono stati identificati livelli arricchiti in sostanza organica indicanti possibili paleosuoli.

Gli altri affioramenti piroclastici presenti nella zona tra Massa Martana ed Acquasparta, nonostante il notevole sviluppo areale, mancano di tagli che ne rendano possibile uno studio stratigrafico di dettaglio, mentre la mancanza di *marker* stratigrafici impedisce ogni correlazione tra un affioramento e l'altro. Un'idea generale dei litotipi presenti nella zona è però ricavabile dall'osservazione dei campioni prelevati in superficie e localizzati con un numero progressivo in Figura 2A. Prescindendo dalle brecce di litici accessori, tutti gli altri litotipi vulcanici possono essere considerati dei tufi, avendo la maggior parte della componente juvenile dimensioni comprese nel campo delle ceneri grossolane, tra 2 mm e 1/16 mm.

Un primo gruppo di tufi (campioni n° 1, 2, 5, 6, 7, 12 in Fig. 2A) comprende litotipi che presentano caratteristiche sedimentologiche e litologiche affini a quelle della facies "f" della sezione di Podere Giardino. Consistono infatti di tufi poco classati con frammenti litici sedimentari e cristalli prevalenti nelle frazioni maggiori di 2 mm, con abbondante matrice cineritica e frammenti di cristalli. La frazione juvenile varia da cinerite fine a grossolana fino al lapillo fine. La struttura è grossolana o massiva, il contenuto di cristalli sciolti è elevato e abbondano i cristalli di pirosseno di notevoli dimensioni fino a circa 0.8 cm di lunghezza. Altre fasi minerali presenti in maniera abbondante sono il sanidino, l'olivina, la mica, la leucite, l'analcime e lo spinello. Gli istogrammi relativi a campioni prelevati da questo tipo di depositi (per esempio istogramma "f" di Fig. 3) sono sempre di tipo platicurtico (K_g compreso tra 0.91 e 0.95) e la distribuzione granulometrica ha valori elevati della deviazione standard ($\sigma = 1.87 \pm 2.29$), mentre la mediana rimane positiva e compresa tra i valori 0.54 e 1.60. Il valore della media (M_z) va da 0.60 a 1.70 indicando elevata energia di trasporto. Quindi da un punto di vista puramente granulometrico e secondo la classificazione di Walker (1971), questo gruppo di tufi avrebbe caratteristiche simili a quelle dei flussi piroclastici.

Un secondo gruppo di tufi (n° 10, 11, 13 in Fig. 2A)

Fig. 3 - Stratigrafia del deposito piroclastico di Podere il Giardino presso Acquasparta. La colonna è stata disegnata dal vero utilizzando due sezioni orientate una circa E-W e l'altra circa N-S e chiaramente correlabili tra loro. Gli istogrammi sono stati costruiti utilizzando la scala ϕ di Krumbein (1934) e si riferiscono a campioni prelevati in livelli juvenili la cui posizione è indicata schematicamente nella colonna dai quadrati bianchi. Per la descrizione delle varie facies da "a" fino a "h" si veda il testo.

Stratigraphic column of the pyroclastic deposits of "Podere il Giardino" near Acquasparta. The column is drawn in the field using two sections, oriented E-W and N-S, correlated with one another. Histograms use Krumbein's (1934) ϕ scale and refer to samples from juvenile levels, the position of which is shown by squares on the column. For the facies description from "a" to "h", see text.

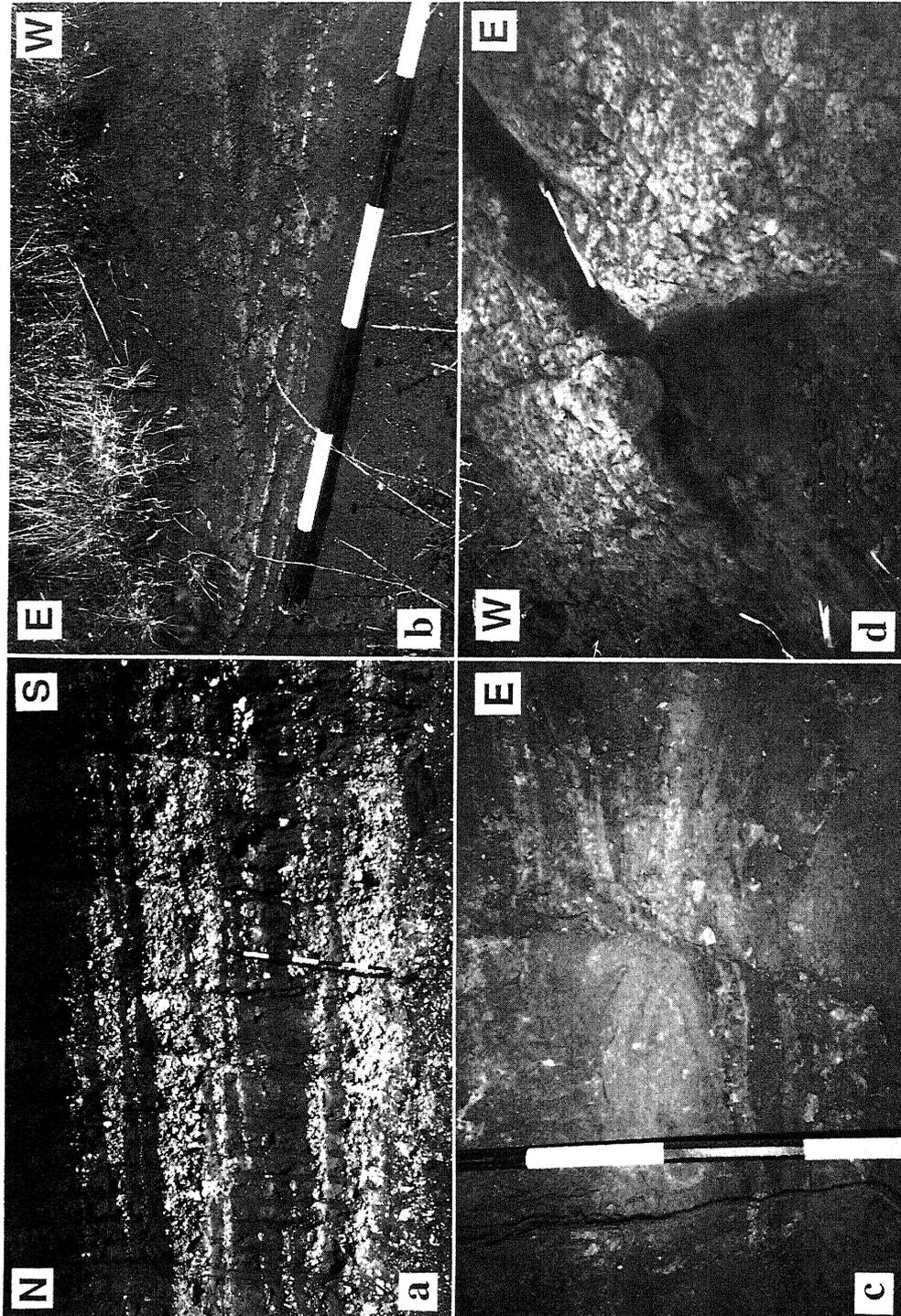


Fig. 4 - Aspetti sedimentari e strutturali dei depositi piroclastici presso Acquasparta: a = livelli di breccia a clasti calcarei in matrice piroclastica indicata come facies "e" nella sezione di Fig. 3; b = stratificazione incrociata nella facies "g" di Fig. 3; c = faglia normale appenninica (Immersione WSW) che disloca le piroclastiti presso località Priorato; d = sistema di faglie dirette coniugate coassiali ad immersione antitetica, rispettivamente SW e NE, che risultano riattivate con movimenti di trascorrenza destra; nella parte inferiore della mesofaglia ad immersione orientale sono visibili strie allungate parallelamente alla direzione di intersezione dei due piani, e cioè parallelamente al σ_2 del sistema diretto, facies "r" di Fig. 3.

Sedimentary and structural aspects of the Acquasparta pyroclastic deposits: a = breccia deposits with calcareous clasts in a pyroclastic matrix (facies "e" in Fig. 3); b = crossed stratification in deposits of facies "g" in Fig. 3; c = WSW dipping NW-SE stretching normal fault displacing pyroclastic deposits near the Priorato site; d = system of conjugate coaxial normal faults dipping antithetically to SW and NE, respectively, which were reactivated by right transcurrent movements; striae parallel to the direction of the intersection between planes can be seen in the lower portion of the NE-dipping mesofault, which means that they are parallel to σ_2 of the extensional system (facies "r" in Fig. 3).

comprende depositi a granulometria relativamente più grossolana, ricchi di lapilli vescicolati (fino a 1 cm. in diametro nel campione 11 da Colle Pulcino) e cristalli, con caratteristiche granulometriche molto simili a quelle dei livelli "c", "d" e "g" della sezione di Podere Giardino. Gli istogrammi di questi campioni hanno una forma unimodale con moda compresa tra circa 1 e 0.5 mm e distribuzione granulometrica spiccatamente leptocurtica (Kg compreso tra 1.22 e 1.36). Si tratta di materiali ben classificati (*standard deviation*: $1.02 \div 1.55$) e con una mediana con valori più bassi, fino a negativi ($-0.23 \div 1.03$), rispetto a quelli del primo gruppo di tufi. I valori di M_z sono compresi tra 0.1 e 0.85. Si tratta quindi di materiali che hanno subito una forte selezione da parte degli agenti di trasporto e che secondo la classificazione di Walker (1971) appartengono a tufi da ricaduta. In realtà la presenza di contatti basali erosivi, di laminazioni incrociate e livelli dunari indicano che questi campioni possono essere considerati dei depositi da ondata piroclastica (*surges*).

Un terzo gruppo di campioni (N° 3, 4, 8 e 9 in Fig. 2A), presenta caratteristiche della distribuzione granulometrica intermedia tra i due gruppi suddetti, ma con una grana relativamente più grossolana e una maggiore abbondanza di lapilli vescicolati e di cristalli di maggiori dimensioni medie. Si tratta di depositi ben stratificati con gradazioni normali o inverse che data la mancanza di strutture da corrente trattiva e per i loro parametri granulometrici possono essere considerati come depositi da ricaduta relativamente prossimali.

3.3 Caratteri mineralogici

La frazione juvenile dei depositi di Massa Martana - Acquasparta è costituita da lapilli porfirici o vetrosi di forma rotondeggiante, fortemente vescicolati oltre che

da frammenti di cenere vetrosa e da fenocristalli sciolti. Tali vetri si presentano profondamente alterati e sostituiti da minerali argillosi e idrossidi colloidali. I fenocristalli nei lapilli si presentano invece relativamente freschi e sono nell'ordine di abbondanza: pirosseno, olivina, sanidino e mica, mentre la massa di fondo contiene leucite, mica, ossidi, apatite e titanite. La stessa paragenesi si ritrova nei piccoli litici microcristallini, di probabile natura connata. Il pirosseno, l'olivina, il sanidino, la mica e la magnetite compaiono anche come cristalli sciolti con *habitus* proprio e con tracce di riassorbimento. Spesso gli individui sono rivestiti da sottili patine vetrose. Il contenuto dei minerali è qualitativamente omogeneo, anche se le varie fasi cristalline hanno rapporti di abbondanza molto differenti da campione a campione. L'analisi identificativa delle specie presenti è stata fatta in microscopia elettronica con sistema a dispersione di energia (EDS).

I frammenti accidentali sono di varia natura, i più grandi sono essenzialmente rappresentati da clasti di origine sedimentaria, calcarei o silicei, mentre fra i più piccoli sono frequenti frammenti scistosi o granulari. Si ritrovano anche frammenti di argilla arrossata e sinterizzata proveniente verosimilmente da una possibile aureola termometamorfica interessante il substrato.

Il pirosseno, l'olivina, il sanidino e la mica sono stati separati manualmente, macinati a 100 *mesh*; la polvere è stata purificata da eventuali inclusioni con metodi di separazione magnetica e gravitativa. I separati così ottenuti sono stati analizzati mediante fluorescenza X; il FeO, MgO e la LOI sono stati determinati per via umida (Tab. 1).

Il pirosseno, in cristalli ad *habitus* prismatico allungato, di colore variabile dal verde chiaro al verde scuro, con evidenti zonature, si ritrova sempre e generalmente in grande quantità e con cristalli di notevoli dimensioni

Tabella 1 - Table 1

Analisi chimiche dei minerali essenziali, ad esclusione della leucite, nelle vulcaniti di Massa Martana - Acquasparta ottenute mediante fluorescenza X eccetto FeO, MgO e LOI, ottenute per via umida.

X-rays chemical analyses of main mineral phases — except leucite — in the volcanites of Massa Martana - Acquasparta. FeO, MgO and LOI were analysed using the wet method.

	olivina		cpx		mica		sanidino	
			c	s				
SiO ₂	40.20	39.10	52.65	50.10	36.11	35.65	64.96	65.60
TiO ₂	.07	.04	0.43	.67	4.87	4.82	.10	.05
Al ₂ O ₃	.02	.01	2.50	4.64	15.90	14.94	19.33	19.10
Fe ₂ O ₃	3.36	2.54	2.22	3.99	na	na	.18	.19
FeO	6.33	6.71	1.45	1.96	10.69*	11.80*	.04	.05
Cr ₂ O ₃	.21	.04	.35	.23	.01	.01	.00	.00
MnO	.12	.13	.06	.09	.08	.10	.03	.03
NiO	.18	.11	.03	.02	.02	.02	.00	.00
MgO	47.53	49.32	17.42	13.21	18.09	17.77	.00	.00
CaO	1.32	.70	22.60	24.52	.78	.69	.20	.48
Na ₂ O	.00	.00	.06	.09	.22	.24	1.89	2.36
K ₂ O	.00	.00	.00	.00	8.92	9.72	12.20	11.98
BaO	.00	.00	.00	.00	.81	.66	.49	.13
Totale	99.34	98.69	99.77	99.52	96.50	96.42	99.89	99.97

* Fe totale come FeO

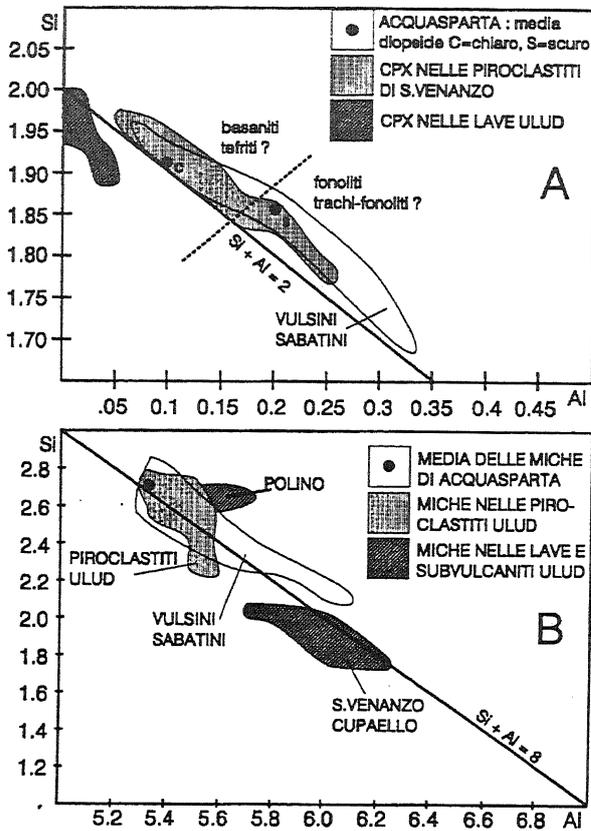


Fig. 5 - Caratteristiche chimiche rispetto alla saturazione del sito tetraedrico dei pirosseni (A) e delle flogopiti (B) di Massa Martana - Acquasparta messi a confronto con minerali analoghi provenienti da piroclastiti autoctone umbre e dagli apparati più settentrionali della Provincia Campana Romana. Dati da: Cruciani & Zanazzi (1994), Cundari (1975); Cundari (1979); Cundari & Ferguson (1991); Holm (1982); Holm *et al.*, (1982).

*Chemical characteristics in relation to saturation of the Massa Martana - Acquasparta pyroxene (A) and phlogopite (B) tetrahedral location compared to analogous minerals from either other Umbria autochthonous pyroclastic deposits or belonging to the Roman Co-magmatic Region. Data from: Cruciani & Zanazzi (1994), Cundari (1975); Cundari (1979); Cundari & Ferguson (1991); Holm (1982); Holm *et al.* (1982).*

(frequentemente fino a 4 mm e raramente fino a 8 mm di lunghezza). L'analisi indica una composizione di tipo diopside con una tendenza all'arricchimento in calcio, caratteristica dei clinopirosseni di lave alcaline. Il colore verde più intenso è associato a un maggior contenuto di alluminio, titanio e calcio e a un minor contenuto di Cr e Mg. La microanalisi in EDS indica che le zonature sono caratterizzate dalle stesse variazioni. Si tratta di pirosseni in cui il sito tetraedrico è completamente saturato dall'alluminio come si osserva negli altri pirosseni da rocce piroclastiche ULUD e nelle lave della Provincia Campana Romana e che si differenziano in questo dai pirosseni con sito tetraedrico sottosaturato presenti nelle lave ULUD (Cundari & Ferguson, 1991). Nelle lave della Provincia Campana Romana è in genere possibile associare un elevato rapporto Si/Al nel pirosseno con composizioni da basanitica a tefritica della roccia madre, men-

tre bassi rapporti Si/Al si ritrovano in lave di tipo fonolitico o trachi-fonolitico (Fig. 5 A)(Cundari, 1979; Holm, 1982). Nelle piroclastiti ULUD, così come in quelle di Massa Martana- Acquasparta, non sembra possibile una così semplice attribuzione perché entrambe i tipi di pirosseno sono associati nello stesso deposito così come si osserva negli altri centri eruttivi umbri.

La mica, facilmente riconoscibile per l'*habitus* lamellare, è solitamente in quantità subordinata rispetto alle altre specie mineralogiche. Di solito è di colore scuro, dal nero al bruno, con riflessi lucenti, ma è stata ritrovata anche di colore più chiaro, quasi verdastro dorata con dimensioni fino a 15 mm. E' comune una forma di alterazione di tipo saponitico. Le miche sono classificabili in base al rapporto Fe/Mg, come flogopiti e hanno un rapporto Si/Al piuttosto elevato con una quantità di Al in genere sufficiente a saturare il sito tetraedrico, che le differenzia dalle flogopiti di San Venanzo e Cupaello e ne mostrano l'affinità con quelle trovate a Polino e nei noduli ultramafici presenti nelle rocce della *High Potassium Series* (HKS) della Provincia Campana Romana e in queste ultime stesse (Fig.5 B) (Gaeta *et al.*, 1989; Conticelli & Peccerillo, 1990; Cundari & Ferguson, 1991; Stoppa & Lupini, 1993). Tuttavia l'alto tenore di Ti e il basso contenuto in Cr, unito ad un valore di Mg relativamente basso, non si accorda con una loro origine profonda (Cruciani & Zanazzi, 1994) mentre il contenuto relativamente elevato di Al le differenzia dalle flogopiti da rocce lampritiche.

L'olivina è meno abbondante del pirosseno da cui è riconoscibile per l'*habitus* prismatico tozzo, il colore variabile dal giallo chiaro al verde chiaro. Essa è caratterizzata da un contenuto in Fo intorno a 93 che indica equilibrio con magmi molto primitivi o derivazione mantellica. Il contenuto in Cr è elevato, quello in Ni è moderatamente elevato, mentre il Mn è basso. Queste composizioni sono abbastanza tipiche delle olivine residuali presenti nelle rocce ULUD, mentre differiscono da quelle trovate in noduli ultramafici e lave primitive degli apparati vulcanici Sabatini, Vulsini e da Torre Alfina (Fig.6 A e B) (Gaeta *et al.*, 1989; Conticelli & Peccerillo, 1990). La composizione delle olivine di Massa Martana - Acquasparta è intermedia o sovrapponibile a quelle di S. Venanzo e Polino, dove l'olivina è ritenuta essere di origine xenocristallina mantellica (Cundari & Ferguson, 1991; Stoppa & Lupini, 1993). Una possibile origine mantellica delle olivine di Massa Martana - Acquasparta potrebbe essere suggerito oltre che dalle caratteristiche chimiche anche dalle abbondanti inclusioni di cromite. L'analisi semiquantitativa in EDS ha evidenziato una variabile abbondanza di Ca della parte più esterna dei cristalli di olivina che potrebbe essere spiegata con zonature formatesi a più bassa pressione.

Il sanidino è quasi sempre presente raggiungendo spesso concentrazioni considerevoli. Il basso contenuto in Na₂O, generalmente non superiore al 2,5%, può essere interpretato come dovuto al mancato equilibrio per raf-

freddamento rapido ad alte temperature. Il contenuto in BaO è sempre piuttosto elevato, ed anche il Rb e lo Sr sono presenti in concentrazioni elevate. Il rapporto $\text{CaO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ è simile a quello osservato in altri affioramenti di ULUD e in media leggermente più basso di quello osservato nelle rocce dei Sabatini e dei Vulsini ed è infine decisamente basso il contenuto in Fe rispetto ai sanidini da rocce lamproitiche (Fig.6 C) (Cundari, 1975; Holm, 1982).

Gli spinelli sono rappresentati da magnetiti titanifere, come inclusi nel sanidino e nei pirosseni o cristalli sciolti, e da cromite, trovata soltanto inclusa nelle olivine e molto raramente nel pirosseno. Si deve segnalare inoltre la presenza sporadica di anortite mentre è da escludere completamente la presenza generalizzata di altri termini plagioclasici. La composizione della leucite non è nota a causa della impossibilità di trovare cristalli non interessati da fenomeni di halloysitizzazione.

La paragenesi osservata nei tufi di Massa Martana - Acquasparta pur presentando alcune affinità nella composizione chimica dei minerali con alcune rocce dalla Provincia Campano-Romana mostra delle peculiarità come l'abbondanza di olivina residuale con inclusioni cromitiche e la mancanza di plagioclasio. La presenza di questo tipo di olivina, di flogopite ricca in titanio, di diopside associati a leucite e sanidino e la mancanza di plagioclasio, è piuttosto tipica delle composizioni lamproitiche e suggerirebbe quindi una possibile affinità con questo tipo di rocce del magma parentale dei tufi di Massa Martana - Acquasparta. In realtà non è stato ritrovato, ad una prima analisi petrografica generale, nessuno dei minerali rari peculiari delle lamproiti e inoltre la composizione del pirosseno, della mica e in particolare del sanidino è abbastanza diversa da quella riscontrata in tipici lamproiti. Anche se minerali come la kalsilite e la mellilite, tipici delle lave kamafugitiche umbre, non sono stati individuati nei tufi di Massa Martana - Acquasparta l'associazione minerale descritta sembra invece tipica delle piroclastiti ULUD. Una identica composizione è stata descritta nelle piroclastiti dei vulcani di San Venanzo e non esclude, quindi, una possibile comagmaticità con le lave kamafugitiche umbre (Stoppa, 1995).

Le conclusioni generali, deducibili dalle osservazioni su esposte, in attesa di studi petrografici di maggior dettaglio, sono che la presenza di olivina ricca di inclusioni cromitiche testimonia un'origine mantellica del magma capostipite, mentre la presenza di leucite e sanidino associati a flogopite e diopside suggerisce una composizione alcalina corrispondente a un termine fonolitoidale.

4. INTERPRETAZIONE E SIGNIFICATO DELLE PIROCLASTITI DI MASSA MARTANA - ACQUASPARTA

Il presupposto interpretativo della sequenza piroclastica di Massa Martana - Acquasparta è che tale sequenza sia stata originata da centri di emissione posizionati

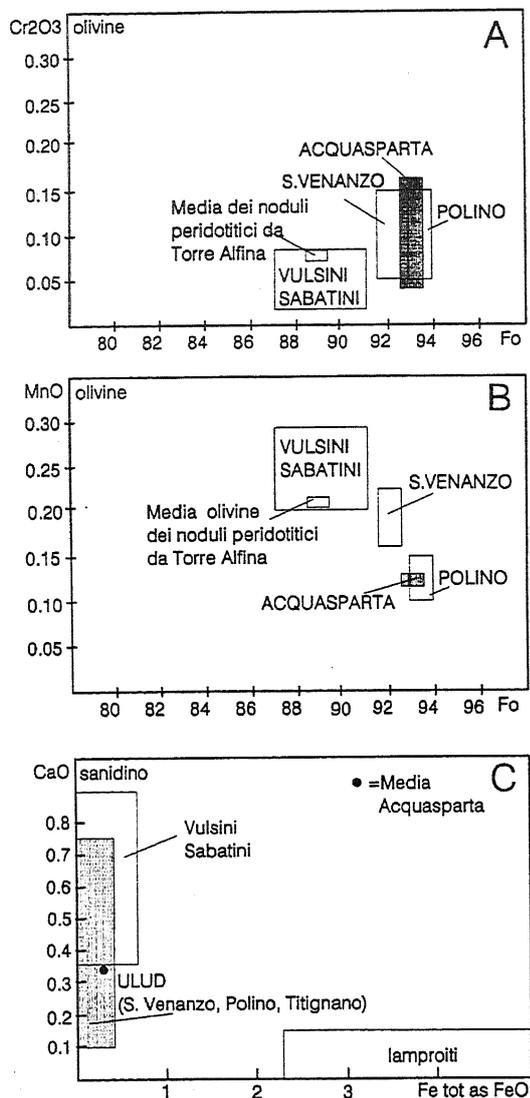


Fig. 6 - Caratteri geochimici discriminanti di alcuni minerali essenziali (A, B = olivine, C = sanidini) nelle piroclastiti di Massa Martana - Acquasparta rispetto a quelle di altri depositi vulcanici autoctoni umbri o appartenenti alla Provincia Comagmatica Romana; dati come da Fig. 5 e da Conticelli & Peccerillo (1990).

Discriminant geochemical characters of main minerals (A, B = olivine; C = sanidine) from the Massa Martana - Acquasparta pyroclastic materials compared to those from either other Umbria autochthonous deposits or belonging to the Roman Comagmatic Region. Data as in Fig. 5 and from Conticelli & Peccerillo (1990).

lungo la faglia bordiera dei M.ti Martani e non provenga da apparati più o meno lontani e comunque collocati al di fuori dell'area Umbra quali ad esempio i complessi vicano e vulsino. Dal punto di vista giaciturale, anche tenendo conto di un periodo di erosione di 0.4 MA, appare poco probabile che una eruzione pliniana o ultra-pliniana possa produrre un accumulo così notevole e nel contempo così isolato, come già discusso da Bosi *et al.* (1991) e Bosi & Locardi (1991) per situazioni analoghe riscontrate in Abruzzo. Un'eruzione pliniana o ultra-pliniana con un'ellissi di dispersione piroclastica in Umbria dovrebbe

aver comunque prodotto un *marker* regionale identificabile in più punti diversi.

Dal punto di vista sedimentologico, se si considerassero per ipotesi le piroclastiti di Massa Martana - Acquasparta come tufi distali e confrontando il valore della loro mediana contro le distanze raggiunte da ricadute piroclastiche di pari mediana, in numerose eruzioni pliniane e ultra-pliniane, si deduce che un eventuale centro di emissione dovrebbe trovarsi tra i 18 e i 45 km (Fig. 7). Questi valori rendono estremamente improbabile un'origine dal complesso vulcanico vulsino che benché sia il più vicino tra quelli della Provincia Campano- Romana si trova a una distanza compresa tra 60 e 100 km. Indizio probante nei confronti di un'ipotesi di un'origine locale è la taglia massima dei cristalli di pirosseno presenti in vari campioni da Massa Martana - Acquasparta (es. camp. n° 6) che superando i 5 mm di lunghezza esclude un prolungato trasporto per via aerea e restringono la distalità del deposito a pochi chilometri dal centro eruttivo. Infatti cristalli di minerali granulari con densità maggiore di 2.7 e diametro medio maggiore di 1.5 mm hanno probabilità praticamente nulle di essere trasportati dal vento in quanto questo dovrebbe avere una velocità di oltre cento chilometri orari per modificare sensibilmente la traiettoria balistica dei cristalli di queste dimensioni (Walker *et al.*, 1971). Un'altra indicazione di prossimalità è data dalla mancanza di classazione delle componenti cristalline e juvenili di peso specifico molto diverso (es. olivina e pirosseno associati a mica, sanidino, leucite e frammenti molto vescicolati) queste infatti sarebbero state rapidamente separate da un qualsiasi eventuale agente trasportatore e ciò è soprattutto valido per cristalli di dimensioni > 1 mm come quelli di Massa Martana - Acquasparta. Indizi indi-

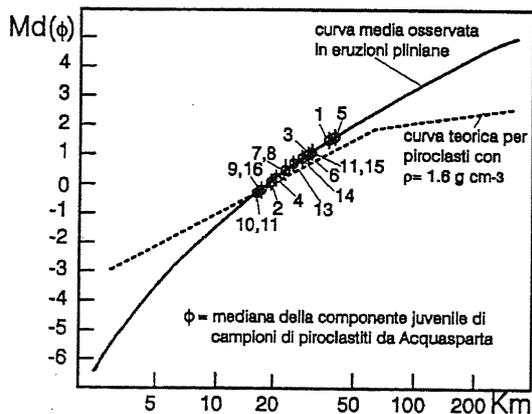


Fig. 7 - Variazione teorica e media della mediana ($Md\phi$) calcolata o osservata in depositi piroclastici generati da eruzioni pliniane e ultra-pliniane (Kittleman, 1973), contro la distanza dal centro eruttivo comparata con i valori della $Md\phi$ riscontrati nelle piroclastiti di Massa Martana - Acquasparta.

Theoretical and average variation of the median ($Md\phi$) either calculated or observed in pyroclastic deposits originated from plinian and ultra-plinian eruptions (Kittleman, 1973), versus the distance from the eruptive centre compared to $Md\phi$ values for the Massa Martana - Acquasparta pyroclastic rocks.

retti, ma notevoli di autoctonia sono poi la presenza di clasti del substrato termometamorfosati, la direzione NNW-SSE delle aureole termometamorfiche, parallele cioè alla faglia bordiera dei M.ti Martani (Fig. 2A) e la presenza di imponenti fenomeni di metasomatismo nei carbonati mesozoici circostanti.

Anche il dato cronologico non esclude una possibile autoctonia dei depositi di Massa Martana - Acquasparta dato che l'età non sembra correlabile, considerando un ragionevole lasso medio di 10.000 anni di incertezza delle datazioni $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, con nessuno dei maggiori eventi esplosivi dell'apparato vicano e vulsino. Infatti le maggiori eruzioni pliniane in questi due complessi sono datate tra gli 0.419 e 0.403 MA a Vico e tra 0.590 e 0.440 MA nei Vulsini (Barberi *et al.*, 1994) mentre le possibili eruzioni ultra-pliniane o le ricadute di ceneri co-ignimbritiche legate alla messa in posto delle varie "ignimbriti" vicane e vulsine vanno da 0.415 a 0.138 MA e da 0.278 a 0.146 MA rispettivamente (Fornaseri, 1985; Laurenzi & Villa, 1987). In particolare l'età dei tufi di Massa Martana - Acquasparta non coincide con la formazione del Tufo di Orvieto e Bagnoregio (Faraone & Stoppa, 1988), che affiora estesamente a iniziare da circa 40 km a est di Acquasparta e costituisce uno degli eventi maggiori dell'apparato vulsino, tuttavia più giovane di circa 0.07 MA (Barberi *et al.*, 1994). La plausibilità di una attività locale legata ai depositi vulcanici di Massa Martana - Acquasparta è rafforzata dal fatto che essi rientrano nell'intervallo cronologico in cui sono stati attivi gli altri centri, sicuramente autoctoni e presenti nelle area umbra limitrofa, i quali hanno un'età compresa tra gli 0.6 e i 0.2 MA circa (Laurenzi *et al.*, 1994). Tra questi i più vicini alla zona di Massa Martana - Acquasparta sono: il centro freato-esplosivo e intrusivo di Colle Fabbri (Stoppa, 1988) che ha un'età più vecchia o comparabile a quella dei tufi di Massa Martana - Acquasparta, posto 10 km a est, quello esplosivo-effusivo dei vulcani di San Venanzo e Pian di Celle (Stoppa, 1995 e bibliografia inclusa), posti 30 km a NNW e quello intrusivo-esplosivo di Polino (Stoppa & Lupini, 1993), 30 km a SSE, che hanno invece un'età notevolmente più giovane (Laurenzi *et al.*, 1994).

Nell'ipotesi di un'origine locale, lo scenario eruttivo ricostruibile lungo la faglia dei M. Martani, nella zona tra Massa Martana ed Acquasparta, può essere modellizzato utilizzando la sezione di Podere Giardino ed esteso al resto degli affioramenti mediante le affinità che i litotipi presenti in questa sezione presentano con quelli campionati nel resto dell'area. Naturalmente la sequenza degli eventi presenti a Podere Giardino non può essere considerata valida per tutta l'area, ma solo indicativa dello stile eruttivo prevalente.

Nella fase iniziale l'attività dovrebbe essere stata prevalentemente localizzata lungo il sistema di faglia bordiera dei M.ti Martani. I depositi di questa fase (facies "a" della sezione di Podere Giardino) sono costituiti da delta piroclastici molto ricchi in clasti accessori accumulatisi rapidamente, con un alto angolo di riposo, stabiliz-

zati da scivolamenti e piccole valanghe sul pendio in formazione. All'interno sono presenti corpi canalizzati a bassa inclinazione, formati da materiale granulometricamente eterogeneo riferibile a trasporto in massa (facies "e"), interpretabili come flussi piroclastici (tipo *grain flow*). La potenza raggiunta da queste unità di flusso è progressivamente maggiore verso valle ove la facies distale (facies "f") è composta da una matrice cineritica inglobante blocchi di materiale proveniente dai depositi della facies precedente a. Tutti questi tipi di deposito possono essere interpretati come il risultato di energiche esplosioni di tipo freatomagmatico coinvolgenti i depositi detritici di versante verosimilmente interessati da una falda freatica di una certa consistenza.

I depositi sovrastanti (tipo facies "g") indicano un certo cambiamento dello stile eruttivo che coincide con la produzione di piroclastiti composte praticamente da soli frammenti juvenili e con tessitura meno caotica e massiva dei precedenti. La presenza di livelli ben stratificati (questi sono presenti in maniera molto limitata nella sezione di Podere Il Giardino), costituiti da tufi di cristalli e lapillo, alternati con livelli a laminazione incrociata e sedimentazione in regime dunare anche ad ampia lunghezza d'onda, suggeriscono un meccanismo deposizionale prevalentemente legato a ondate piroclastiche e quindi con elevata componente di moto laterale, interval-

late da ricadute di cenere e lapilli. Questa fase eruttiva può essere associata con un decrescente grado di esplosività che avrebbe consentito fenomeni di centralizzazione delle eruzioni. Infatti la presenza di accumuli locali associati a indizi di prossimalità e a morfotipi conici, siti presso Colpetrazzo, Torre Lorenzetta e Colle Pulcino (Fig.2), possono essere associati a tre probabili piccoli edifici monogenici, costituenti più coni piroclastici allineati ed emergenti dal *plateau* piroclastico formato da delta coalescenti originati da emissioni fissurali. In tutti i casi sia l'azione termica, che i flussi piroclastici che i coni piroclastici originano direttamente dalla faglia bordiera o da strutture sintetiche o antitetiche poste nelle immediate vicinanze. Ciò suggerisce un forte controllo da parte della tettonica e più marcatamente da quella che interessa i terreni pleistocenici, sulla propagazione del magma attraverso la copertura.

5. ANALISI STRUTTURALE E TENSORIALE DEI DEPOSITI PIROCLASTICI

I depositi piroclastici affioranti lungo la faglia dei M. Martani, tra Massa Martana ed Acquasparta, sono spesso dislocati da *joints* e faglie mesoscopiche striate, con rigetti da decimetrici a metrici. Lo studio di queste strutture tettoniche, con il metodo dell'analisi tensoriale, ha permesso di definire la geometria del campo di sforzi che le ha generate (Fig.8). In particolare, l'utilizzo di procedure automatiche per l'inversione dei dati strutturali (popolazioni di faglie e relative strie) raccolti ha consentito di verificare quantitativamente il grado di compatibilità esistente fra i movimenti osservati lungo i vari set di mesofaglie e *joints*, di valutare la geometria dell'ellissoide degli sforzi associato alle deformazioni distensive post-fase vulcanica (cioè post 390.000 anni di età) e di confrontarla con quella dell'ellissoide degli sforzi plio-pleistocenico associato allo sviluppo della faglia dei M. Martani e degli antistanti graben (Media Valle del Tevere e Conca di Terni).

Il metodo di analisi tensoriale utilizzato è quello descritto in Carey & Brunier (1974) ed in Carey (1976) che è particolarmente indicato nel caso di deformazioni fragili superficiali con distribuzione azimutale dispersa. Tale metodo ha il pregio di fornire, oltre all'orientazione degli sforzi principali, anche il parametro R ($\sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$), definito in genere "rapporto di forma", che descrive l'anisotropia dell'ellissoide. Esso consente inoltre di determinare, per ogni piano di faglia, l'orientazione della stria teorica "t" indotta dal campo di sforzo cal-

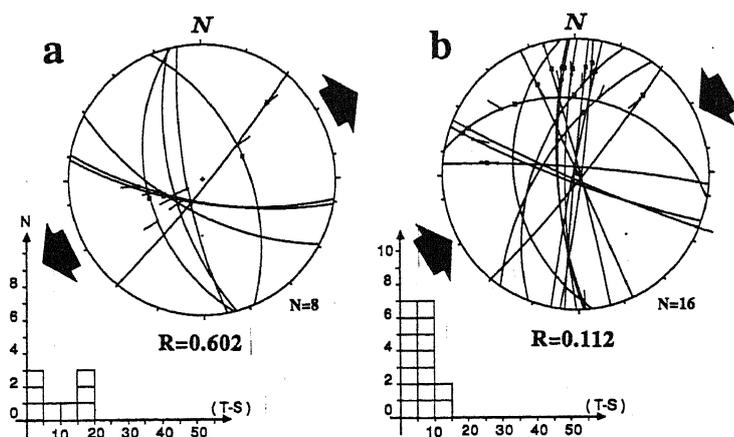


Fig.8 - Tracce ciclografiche relative a popolazioni di faglie striate rilevate nella stazione strutturale di Podere Giardino (Fig. 1 g) (equal angle Wulff net, emisfero inferiore); a = sistema di faglie normali e transtensive; b = sistema di faglie trascorrenti con cinematica prevalentemente destrale. Gli istogrammi mostrano la distribuzione degli scarti angolari fra strie teoriche (evidenziate su ogni singola faglia con un quadratino) e strie misurate (indicate dalle frecce). Le grandi frecce poste al di fuori dello stereogramma indicano la direzione di massima tensione (σ_3) calcolata per il sistema a e la direzione di massima compressione calcolata per il sistema b. Sotto ogni stereogramma è inoltre riportato il numero di faglie elaborate (N) ed il valore del rapporto di forma ($R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$).

Cyclographic paths of striated fault populations as surveyed in the Podere Giardino (Fig. 1 g) measurement site (equal angle Wulff net, lower hemisphere); a = normal and transtensional fault system; b = strike-slip dextral fault system. Histograms show the angular deviation distribution between theoretical (marked by a small square on each fault) and measured striae (marked by an arrow). Large arrows out of the stereonet indicate the main stress (σ_3) direction of a system and the direction of maximum compression of b system. N is the number of elaborated faults and $R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$ is the shape ratio.

colato e quindi lo scarto angolare (t-s) fra quest'ultima ed il vettore di scorrimento "s" realmente misurato. La valutazione del grado di attendibilità del tensore si basa sul valore del rapporto di forma R, che deve essere sempre compreso fra 0 ed 1, e sulla distribuzione degli scarti angolari (t-s) che per almeno l'80% dei dati esaminati deve essere $< 20^\circ$.

Un sito idoneo per l'applicazione della metodologia sopradescritta è stato individuato in corrispondenza della discarica di Podere Il Giardino (stazione "g" in Fig. 1), presso Acquasparta, dove le piroclastiti sono interessate da due insiemi di faglie con orientazione e cinematica ben distinte. Un primo sistema (Figg. 4c, 8a) è caratterizzato da movimenti normali o transtensivi, e presenta direzioni comprese fra $N100^\circ$ e $N160^\circ$. L'ellissoide ad esso associato è di tipo distensivo, con asse di massima tensione in direzione NE-SW ($\sigma_1 = 244/04$), coerente col campo regionale calcolato nelle stazioni strutturali poste lungo la faglia martana (Fig.1 a,b,c,d) ed entro i depositi continentali plio-pleistocenici (Fig.1e, f). Il secondo sistema (Figg. 4d, 8b) è costituito da faglie trascorrenti destre sviluppate prevalentemente in direzione N-S. All'interno della popolazione di faglie trascorrenti un set numericamente subordinato, sviluppato in direzione $N20^\circ-40^\circ$, è stato riscontrato entro una più ampia zona di taglio destra allungata in senso $N10^\circ$ e può quindi essere riferito ad un sistema di piani di *Riedel* sintetici.

L'applicazione di metodologie di inversione all'intero sistema trascorrente ha fornito un tensore notevolmente diverso dal precedente, caratterizzato da un asse di massima compressione sub-orizzontale in direzione anti-appenninica ($\sigma_1 = 062/06$), un asse intermedio subverticale ($\sigma_2 = 180/77$) ed un asse di massima estensione sub-orizzontale in direzione appenninica ($\sigma_3 = 331/11$). I rapporti spazio-temporali fra i due sistemi di faglie, ed in particolare la riattivazione con movimento trascorrente di faglie originatesi con geometria normale, suggeriscono la posteriorità delle deformazioni trascorrenti rispetto a quelle distensive.

6. CONCLUSIONI

La faglia dei M. Martani, sviluppatasi nel corso della fase distensiva plio-pleistocenica, è stata interessata da fenomeni magmatici che nel Pleistocene medio (0.39 MA) hanno portato alla localizzazione, lungo la faglia stessa, di piccoli centri eruttivi costituiti da conetti di cenere e lapilli formati da depositi da ondata piroclastica e da ricaduta. Tali centri si elevano da una coltre abbastanza potente di depositi piroclastici massivi, canalizzati, continui per svariati chilometri, lungo una possibile zona di emissione fissurale. L'origine locale dei depositi piroclastici è suggerita dalla presenza di azioni termiche sul substrato pre-vulcanico, dal locale potente accumulo, dalle loro caratteristiche granulometriche e dalla composizione mineralogica che è tipica dei centri vulcanici di

ULUD. In base alle loro caratteristiche tessiturali i tufi di Massa Martana - Acquasparta sono verosimilmente interpretabili come il risultato di una attività eruttiva di tipo "freato-magmatico" e accumulati mediante meccanismi di flusso piroclastico e ondate piroclastiche con una minore componente da ricaduta.

I minerali essenziali presenti nelle piroclastiti di Massa Martana - Acquasparta, sanidino e leucite accompagnati da abbondanti fasi mafiche come olivina residuale, diopside e flogopite indicano che la composizione del magma eruttato è molto probabilmente di tipo fonolitico escludendo una possibile natura lamproitica a causa del chimismo non strettamente tipico dei minerali suddetti e l'assenza di fasi lamproitiche peculiari accertate. La paragenesi riscontrata ed in particolare l'olivina sono molto simili, invece, a quelli ritrovati nei depositi piroclastici sicuramente autoctoni di S. Venanzo, Cupaello e Polino che appartengono a una fase ignea distinta da quella della Provincia Campano Romana e identificabile con il Distretto Ultra-alcino Umbro-Laziale. Tuttavia depositi di Massa Martana - Acquasparta mostrano una loro autonomia giaciturale e cronologica rispetto agli altri centri di tale distretto di cui pur fanno parte. Per la loro estensione e potenza gli affioramenti studiati sono secondi solo a quelli della zona di Leonessa e costituiscono quindi, una delle più imponenti manifestazioni del magmatismo intra-appenninico.

Le manifestazioni vulcaniche descritte in questo lavoro si sono verificate nel contesto di una perdurante, benché blanda, attività tettonica distensiva, con caratteristiche tensoriali affini a quelle associate allo sviluppo della faglia dei M. Martani nel Pliocene-Pleistocene inferiore. Infatti, sistemi di *joints* e faglie minori prevalentemente dirette e compatibili con una direzione di massima tensione σ_3 anti-appenninica, interessano i depositi piroclastici in numerose località e risultano particolarmente evidenti presso podere Il Giardino ad Acquasparta. In tempi, più recenti, probabilmente riferibili al Pleistocene medio-superiore, deformazioni trascorrenti blande e localizzate, ma cinematicamente incompatibili con il preesistente campo degli sforzi, si sono sovrapposte, in alcuni casi con evidenti fenomeni di riattivazione, alle deformazioni distensive, suggerendo il verificarsi di una recente inversione nel campo di sforzi regionale. Non è però esclusa la possibilità che le deformazioni trascorrenti possano essere poste in relazione a campi di sforzo locali confinati entro fasce di trasferimento fra settori a differente grado di estensione.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia vivamente il Dr. Sara Ronca per avere cortesemente messo a disposizione dati inediti dalla sua Tesi di Laurea e la Prof. Giusy Lavecchia per i suggerimenti preziosi durante la stesura del manoscritto e per la revisione critica della versione finale.

LAVORI CITATI

- Accordi & Moretti A., 1967 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia*. Foglio 131-Foligno, 1-61.
- Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordelisi A., Foresi L., Iaccarino S., Laurenzi M.A., Sbrana A., Vernia L., & Villa I.M., 1994 - *Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium*. Boll. Serv. Geol. It., in stampa.
- Barchi M., Brozzetti F. & Lavecchia G., 1991 - *Analisi strutturale e geometrica dei bacini della media Val Tiberina e della Valle Umbra*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 65-76.
- Basilici G., 1992 - *Evoluzione deposizionale del ramo Sud-occidentale del bacino tiberino (Plio-Pleistocene, Umbria): da un sistema lacustre profondo a una piana alluvionale*. Tesi di Dottorato, Università di Bologna.
- Bosi C., Cittadini A., De Casa G., Messina P. & Palieri L., 1991 - *Dati preliminari su alcune successioni tuffiche pleistoceniche dell'Appennino abruzzese*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1991/2** (CROP 11), 313-318.
- Bosi C. & Locardi E., 1991 - *Vulcanismo meso-pleistocenico nell'Appennino laziale-abruzzese*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1991/2** (CROP 11), 319-326.
- Brozzetti F., Lavecchia G., & Stoppa F., 1991 - *Presentazione di alcuni aspetti tettonico-strutturali e petrologici del distretto ultra-alcalino umbro-laziale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1991/2** (CROP 11), 327-338.
- Brozzetti F. & Lavecchia G., 1994 - *Evoluzione del campo degli sforzi e storia deformativa nell'area dei Monti martani (Umbria)*. Boll. Soc. Geol. It., in stampa.
- Carey E. & Brunier B., 1974 - *Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles*. C.R. Acad.Sci., Paris, **269**(D), 891-894.
- Carey E., 1976 - *Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un Tenseur moyen de contraintes à partir des stries de glissement*. Thesis, Université de Paris Sud, 138 pp.
- Conticelli S. & Peccerillo A., 1990 - *Petrological significance of high-pressure ultramafic xenoliths from ultrapotassic rocks of Central Italy*. Lithos, **24**, 305-322.
- Cruciani G. & Zanazzi P.F., 1994 - *Cation partitioning and substitution mechanisms in 1M phlogopite: A crystalchemical study*. Am. Miner., **79**, 289-301.
- Cundari A., 1975 - *Mineral chemistry and petrogenetic aspects of the Vico lavas, Roma Volcanic Region, Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **53**, 129-144.
- Cundari A., 1979 - *Petrogenesis of leucite-bearing lavas in the Roman Volcanic Region, Italy. The Sabatini lavas*. Contrib. Mineral. Petrol., **70**, 9-21.
- Cundari A. & Ferguson A. K., 1991 - *Petrogenetic relationship between melilitite and lamproite in the Roman Comagmatic Region: the lavas of S. Venanzo and Cupaello*. Contrib. Mineral. Petrol., **107**, 343-357.
- Faraone D. & Stoppa F., 1988 - *Il tufo di Orvieto nel quadro dell'evoluzione vulcano-tettonica della caldera di Bolsena, Monti Vulsini*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 383-397.
- Fornaseri M., 1985 - *Geochronology of volcanic rocks from Umbria (Italy)*. Rend. Soc. It. Min. e Petr., **40**, 107-110.
- Gaeta M., Salvioli, Mariani E., Trigila R., 1989 - *Xenoliti ultramafiche nelle vulcaniti vulsine*. Bollettino GNV, **2**, 877-887.
- Giglia G., Ronga G., & Trevisan L., 1977 - *Idrogeologia della zona di Sangemini*. Collana Scientifica Centro Studi Sangemini, **3**, 11-30.
- Holm P.M., 1982 - *Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy*. Mineral Mag., **46**, 379-386.
- Holm P. M., Sten Lou & Nielsen A., 1982 - *The geochemistry and petrogenesis of the lavas of the Vulsinian District, Roman Province, Central Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **80**, 367-378.
- Kittleman L.R., 1973 - *Mineralogy, correlation, and grain-size distributions of Mazama Tephra and other postglacial pyroclastic layers, Pacific Northwest*. Geol. Soc. of America Bull., **84**, 2957-2980.
- Krumbein W. C., 1936 - *Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments*. Jour. Sed. Petrol., **6**, 35-47.
- Laurenzi M.A. & Villa I.M., 1987 - *³⁹Ar/⁴⁰Ar chronostratigraphy of Vico ignimbrites*. Per. Miner., **56**, 285-293.
- Laurenzi M.A. & Villa I.M., 1984 - *Datazione K/Ar dei centri vulcanici di Vicovaro e S. Venanzo*. Soc. It. Min. e Petrol. Convegno di Pisa, abstract.
- Laurenzi M.A., Villa I.M. & Stoppa F., 1994 - *Eventi ignei monogenici e depositi piroclastici nel Distretto Ultra-alcalino Umbro-laziale (ULUD): revisione, aggiornamento e comparazione dei dati cronologici*. Plinius, **12**, 61-65.
- Lotti B., 1926 - *Descrizione geologica dell'Umbria*. Boll.R. Uff. Geol. It., **21**, 1-320.
- Stoppa F., 1988 - *L'euremite di Colle Fabbri (Spoleto): un litotipo ad affinità carbonatitica in Italia*. Boll. Soc. Geol., **107**, 239-248.
- Stoppa F., 1995 - *Diatremic activity and eruptive behaviour of two carbonatitic-melilititic volcanoes: Pian di Celle tuff-ring and the maar of San Venanzo*. Bull. Volc., in stampa.
- Stoppa F. & Lavecchia G., 1992 - *Late Pleistocene ultraalkaline magmatic activity in the Umbria-Latium region (Italy): an overview*. Journ. Geotherm. Volcanol. Res., **52**.
- Stoppa F. & Lupini L., 1993 - *Mineralogy and petrology of the Polino monticellite calciocarbonatite (Central Italy)*. Mineral. Petrol., **49**, 213-231.
- Stoppa F. & Villa I., 1991 - *Primi dati cronologici del di-*

stretto ultra-alcalino umbro-laziale. Workshop "Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio- Quaternario nell'area Tosco-laziale", Riassunti, Pisa, 12-13 giugno, 54.

Walker G. P. L., 1971 - *Grain-size characteristics of pyroclastic deposits*. Jour. of Geol., **79**, 696-714.

Walker G.P.L., Wilson L. & Bowell E.L.G., 1971 - *Explosive volcanic eruptions - I, The rate of fall of pyroclasts*. Royal Astron. Soc. Geophys. Jour., **22**, 377-383.

Manoscritto ricevuto il 11. 5. 1994
Inviato all'Autore per la revisione il 3. 2. 1995
Testo definitivo ricevuto il 24. 2. 1995