

I vulcani di Roma: storia eruttiva e pericolosità

The volcanoes around Rome: eruptive history and hazard

G. GIORDANO*

PREMESSA - La città di Roma è situata nella zona distale dei plateau ignimbratici interdigitati del Distretto Vulcanico Sabatino a nord e del Vulcano dei Colli Albani a sud.

L'organizzazione stratigrafica delle unità vulcaniche e vulcanoclastiche è stata inserita all'interno di uno schema di unità litosomatiche (ossia riferite a specifici edifici) definite da una precisa posizione stratigrafica e da una morfologia distinguibile che permette di identificare il centro (o i centri) di emissione.

Nelle aree vulcaniche, infatti, la morfologia "è in genere ben relazionabile col tipo di attività, con il tipo di prodotti emessi e con i loro parametri fisici" (COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA, 1992).

La posizione distale non è in realtà il luogo ideale per definire le unità litosomiche, la cui definizione necessita invece di una visione completa della geometria dei corpi rocciosi e delle superfici che li delimitano alla scala del vulcano.

Così, le suddivisioni riportate in si riferiscono, per quanto riguarda il vulcano dei Colli Albani, all'organizzazione stratigrafica come è stata definita a seguito dei rilevamenti che coprono l'intero areale del vulcano relativi, oltre che al Foglio 374 "Roma", ai fogli 387 "Albano", 388 "Velletri" e 375 "Tivoli", definite in GIORDANO *et alii*, 2006a. Per quanto riguarda invece il Distretto Vulcanico Sabatino ci si riferisce al lavoro di DI FILIPPO (ed) (1993).

PAROLE CHIAVE: litosomi, edificio vulcanico, Colli Albani, Sabatini

ABSTRACT - This work summarises ten years of mapping that include the whole area of the Colli Albani volcano and part of the Sabatini volcanic district, as part of the new 1:50,000 Geological Map of Italy (Servizio Geologico Nazionale - CARG project - sheets n. 374 Roma, n. 387 Albano, n. 388 Velletri, n. 375 Tivoli). Volcanic lithostratigraphic units are associated to volcanic edifices or lithosomes.

Lithosome is a morpho-stratigraphic term that in volcanic terrains encloses the concept of "volcanic edifice". The lithosomes are reconstructed for the Colli Albani volcano and are, from oldest to youngest: Vulcano Laziale lithosome, Tuscolano-Artemisio composite lithosome, Faete lithosome, Via dei Laghi composite lithosome. The definition "composite" for the Tuscolano-Artemisio and the Via dei Laghi lithosomes is given because they include products from several individual edifices, although genetically, geographically and morphologically related, rather than from one main edifice, as it is the case for the Vulcano Laziale and the Faete lithosomes.

The space-related, and inherently diachronic, lithosomatic and unconformity bounded stratigraphic unit organisation better describes the stratigraphy of a complex volcano, given that, as it is the case at the Colli Albani, volcanic activity of different edifices may partly overlap, making it difficult to adopt a simple time-related (phases, periods etc) stratigraphy, which instead requires either a single eruption point or regular shifts with time from one centre to another with no overlaps.

KEY WORDS: lithosome, Volcanic edifice, Colli Albani, Sabatini

* Dipartimento Scienze Geologiche - Università degli studi "Roma Tre", Largo San Leonardo Murialdo, 1 - 00146 Roma, giordano@uniroma3.it

IL DISTRETTO VULCANICO SABATINO

Il Distretto Vulcanico Sabatino è caratterizzato da una distribuzione di centri vulcanici molto articolata nel tempo e nello spazio. I lavori monografici recenti più completi circa l'evoluzione di questo distretto ed accompagnati da cartografie sono pubblicati da MATTIAS & VENTRIGLIA (1970) e DI FILIPPO (1993). Sebbene esistano livelli di tefra probabilmente legati ad una attività precoce dell'area sabatina datati tra 800 e 580 ka (KARNER *et alii*, 2001) intercalati alle unità di Ponte Galeria e di S. Cecilia, un'attività vulcanica continua e caratterizzata da cospicui volumi di prodotti nell'area inizia circa a 550 ka (CIONI *et alii*, 1993), in concomitanza con le fasi iniziali dell'attività vulcanica ai Colli Albani. I prodotti più antichi affiorano nell'area di Morlupo-Castelnuovo di Porto, circa 30 km a nord di Roma lungo la via Flaminia, dove alcuni centri eruttivi emisero lave trachitiche e prodotti piroclastici e freatomagmatici. Successivamente l'attività si sposta verso ovest nel centro di Sacrofano, una struttura calderica che ha dato luogo ai prodotti ignimbrici dell'unità della Via Tiberina, dell'unità di Prima Porta e da ricaduta dei Tufi stratificati varicolori di Sacrofano, dei Tufi stratificati varicolori di La Storta e dell'unità della Via Nomentana - Tugo Giallo di Sacrofano Auctt.

Il centro relativo al Tufo Rosso a Scorie Nere sabatino non è stato invece definito con certezza se appartenga alla struttura calderica di Sacrofano, ovvero alla caldera del lago di Bracciano posta ancor più a ovest. A circa 400 ka, infatti, i centri di attività vulcanica si estendono ancora verso ovest dove si forma progressivamente la struttura calderica del lago di Bracciano (ROSA, 1995; DE RITA *et alii*, 1996).

Tutti i prodotti eruttati tra l'inizio dell'attività e questo momento sono accorpati nel Litosoma Sacrofano-Bracciano (il plateau ignimbrico ed il complesso calderico) e nel Litosoma di Anguillara. Tra i 250 ka e gli 80 ka l'attività vulcanica si riduce di volume, dando luogo essenzialmente a vulcanismo monogenico da coni di scorie e fessure eruttive, come nel bastione di coni lungo il lato nord della depressione di Bracciano, e da centri freatomagmatici che danno luogo a tuff cones, come quello di Monte Razzano, e maar, come quelli di Martignano, Stracciaccappa e Baccano (Litosoma di Martignano).

Le composizioni chimiche dei prodotti sabatini ricadono in genere nella serie potassica KS

(SCHERILLO, 1937, 1940, 1941, 1943; CONTICELLI *et alii*, 1997).

L'area della città di Roma è posizionata circa 30 km dalle principali aree di emissione e raccoglie, nel settore nord, le facies distali dei prodotti ignimbrici più voluminosi, legati ai collassi calderici di Sacrofano e Bracciano, e dei prodotti di ricaduta di eruzioni di tipo pliniano e subpliniano. La geometria essenzialmente tabulare è quella della piana distale di un plateau ignimbrico, complicata dalla presenza della valle del Tevere che, con la sua incisione, ha favorito la canalizzazione dei flussi piroclastici e dove di conseguenza si trovano gli spessori maggiori delle unità ignimbriche.

IL VULCANO DEI COLLI ALBANI

Il Vulcano dei Colli Albani è un apparato centrale complesso, quiescente, caratterizzato nel corso della sua evoluzione da importanti cambiamenti nello stile e nei tassi eruttivi, tali che anche i primi studiosi organizzarono la stratigrafia per periodi (BROCCHI, 1820; SABATINI, 1900). L'attività vulcanica nell'area dei Colli Albani inizia a circa 600 ka (DE RITA *et alii*, 1995) e si protrae fino all'Olocene come attività freatica associata al maar di Albano (FUNICIELLO *et alii*, 2003). Le composizioni chimiche sono sempre relative alla serie ultrapotassica HKS (TRIGILA *et alii*, 1995). La prima monografia di tipo moderno edita da FORNASERI *et alii* (1963), proponeva una suddivisione in "Prodotti dell'attività iniziale", che comprendeva essenzialmente i prodotti freatopliniani ed i grandi espandimenti lavici fino alle lave di Vallerano, seguito dal "Complesso dei Tufi inferiori", che includeva le Pozzolane rosse, nere, la formazione di Villa Senni, seguito ancora dall'"Attività del periodo Tuscolano-Artemisio", in cui si costruiva il bastione di scorie e lave pericalderiche, ed infine l'"Ultimo periodo dell'attività centrale" relativo alla messa in posto dell'edificio delle Faete, seguito dall'attività degli Apparati eccentrici di Nemi, Albano, Ariccia, Valle Marciana ecc. Questo schema stratigrafico nelle sue grandi linee è rimasto pressoché immutato. DE RITA *et alii* (1988, 1995) hanno accorpati tutta l'attività iniziale nella "Fase Tuscolano-Artemisia", introducendo una suddivisione di tipo temporale piuttosto che stratigrafica, caratterizzata dalle grandi eruzioni ignimbriche e dai collassi calderici, con oltre 280 km³ di materiali eruttati tra 600 ka e 350 ka, seguita dalla "Fase

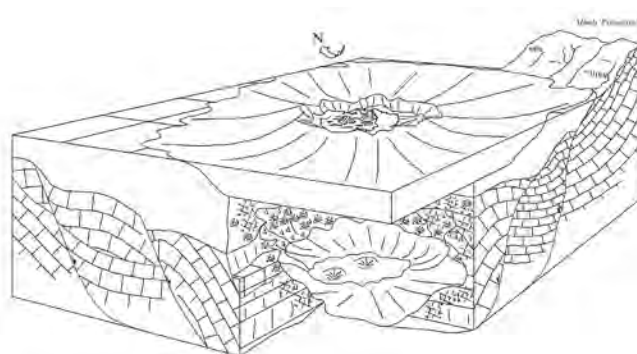


delle Faete" con la costruzione dell'edificio intracalderico delle Faete e dunque dalla "Fase idromagmatica finale" con una ulteriore riduzione dei volumi emessi.

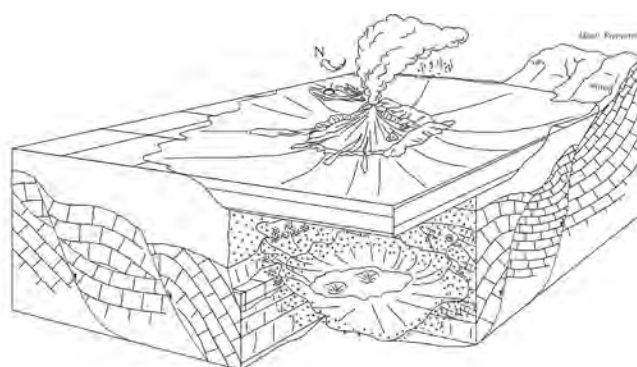
La ricostruzione in litosomi, o edifici, che viene qui presentata si basa sulle evidenze morfologiche, genetiche e strutturali delle successioni vulcaniche riconosciute ed è valida alla scala del vulcano. Parte di questa ricostruzione è pubblicata in GIORDANO *et alii*, 2006a. Come si può notare dalla lettura della legenda i suoi limiti non necessariamente coincidono con quelli identificati per le unità stratigrafiche a limiti inconformi riconosciute nell'area, a testimonianza che l'evoluzione del vulcano ha sì una relazione di prim'ordine con l'evoluzione regionale, ma in massima parte dipende, una volta instaurata una camera magmatica persistente, dall'evoluzione magmatica del sistema vulcanico (cf. DE RITA *et alii*, 2000).

1 - IL LITOSOMA VULCANO LAZIALE

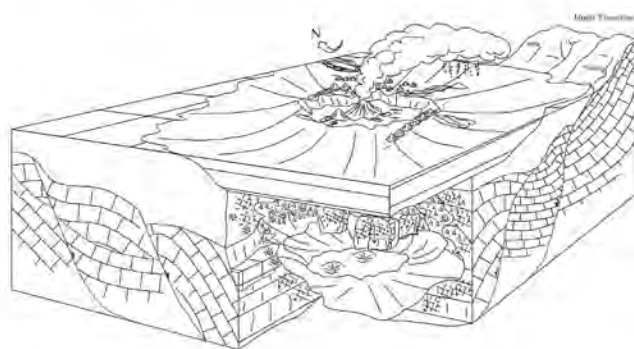
Il litosoma Vulcano Laziale raccoglie tutte le unità ignimbriche principali eruttate dal vulcano, intercalate dagli espandimenti lavici ed ai prodotti da ricaduta e di rimaneggiamento. Dal punto di vista morfologico questo litosoma corrisponde alla geometria tabulare ed aggradante determinata dalla messa in posto delle ignimbriti a basso rapporto d'aspetto "low aspect ratio ignimbrites" come definite da WALKER, 1983) riconosciute durante i rilevamenti (unità di Trigoria - affiorante solo con esigui spessori non cartografati nell'area meridionale del Foglio, unità di Tor de' Cenci, unità del Palatino, unità di Casale del Cavaliere, le Pozzolane Rosse, le Pozzolane nere, la formazione di Villa Senni) che formano un *plateau* continuo con pendenze molto basse (2° - 5°) distribuito a 360° intorno all'area calderica centrale che ne rappre-



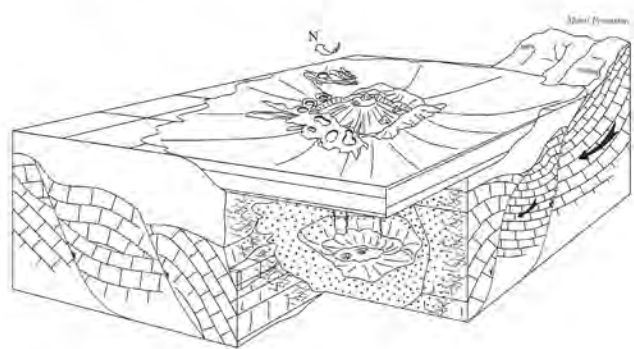
a) Vulcano Laziale (ca 600-355 ka)



c) Faete (ca ?350-<260 ka)



b) Tuscolano Artemisio (ca 355-260 ka)



d) Via dei Laghi (>200ka - quiescente)

Fig. 1 - Ricostruzione della storia del vulcano dei Colli Albani, attraverso la formazione successiva dei quattro litosomi, a) il Litosoma Vulcano Laziale, b) il Litosoma Tuscolano Artemisio, c) il Litosoma Faete, d) il Litosoma Via dei Laghi (da GIORDANO *et alii*, 2006a).

- sketch diagrams showing the history of the Colli Albani volcano. A) Vulcano Laziale caldera complex; b) Tuscolano Artemisio peri-caldera fissure system; c) Faete central stratovolcano; d) Via dei Laghi maar complex.

sentata la zona di provenienza (fig. 1). I depositi ignimbrici, pur simili tra loro per geometria, possono essere suddivisi in due distinte successioni, per caratteristiche di facies e genetiche. Le prime ignimbriti hanno infatti uno spiccato carattere freatomagmatico rappresentato da granulometrie cineritiche fini, presenza di lapilli accrezionari e sviluppo significativo di facies stratificate intercalate alle facies massive, a testimonianza di flussi relativamente diluiti. Questa prima successione, comprendente l'unità di Trigatoria, l'unità di Tor de' Cenci, l'unità del Palatino e l'unità di Casale del Cavaliere è stata chiamata "successione dei Tufi Pisolitici" da DE RITA *et alii* (2002) e corrisponde ai "Tufi antichi", "Tufi grigi e granulari" e "Tufi pisolitici" Auctt. Le caratteristiche del freatomagmatismo indicano che si tratti di interazione con grandi volumi di acque superficiali, per cui gli autori ipotizzano che durante le fasi iniziali del vulcanismo albano, un grande lago, probabilmente connesso alla diversione verso SE che il Tevere subì a seguito dell'innalzamento dell'alto di Monte Mario e testimoniata dalla formazione di Fosso della Crescenza, fosse presente nella zona attualmente occupata dalla caldera (DE RITA *et alii*, 2002).

L'esaurimento di questo lago causato dalla progressiva edificazione del Vulcano Laziale avrebbe poi determinato sia lo spostamento nuovamente verso nord del Tevere in posizione circa attuale, sia le caratteristiche pozzolanacee delle tre unità ignimbriche superiori (Pozzolane Rosse, Pozzolane nere, formazione di Villa Senni; nell'insieme chiamate "Complesso dei Tufi inferiori" da FORNASERI *et alii*, 1963), che testimoniano processi di frammentazione magmatica senza una significativa interazione acqua-magma. I depositi da ricaduta e gli espandimenti lavici intercalati, come quello relativo alle lave di Vallerano, di fatto non modificano la morfologia tabulare del litosoma e si riconducono allo stesso centro di emissione. Calcoli volumetrici di dettaglio sono stati effettuati solo per l'unità delle Pozzolane rosse cui sono attribuiti 34 km³ di prodotti e 12 km³ in Dense Rock Equivalent, e per l'unità delle Pozzolane nere, calcolata corrispondere a 8,7 km³ DRE (ROSA, 1995). DE RITA *et alii* (2002) stimano inoltre che ognuna delle unità di Tor de' Cenci, del Palatino e di Casale del Cavaliere possa corrispondere a volumi compresi tra 1 e 10 km³. Inoltre, l'ultima unità ignimbrica del litosoma, la formazione di Villa Senni, presenta senz'altro i massimi volumi eruttati durante un singolo evento eruttivo durante questo

periodo, ben maggiori di quelli relativi all'eruzione delle Pozzolane rosse. E' dunque ragionevole ipotizzare che la caldera come oggi si osserva nella zona centrale dei Colli Albani sia polifasica. Essa fa parte integrante del litosoma. E' da notare che gli xenoliti del basamento carbonatico-sedimentario meso-cenozoico presenti all'interno delle ignimbriti mostrano una netta transizione da calcari da non a ricristallizzati nell'unità di Tor de' Cenci, a completamente termometamorfosati nelle Pozzolane rosse, a skarn a granati nella formazione di Villa Senni, suggerendo che i progressivi collassi calderici abbiano determinato il progressivo sprofondamento delle successioni meso-cenozoiche che costituiscono il basamento del vulcano, all'interno della camera magmatica, giustificando forse anche l'abbondanza della CO₂ come fase volatile associata a questi fusi magmatici invocata da molti autori (p. es. TRIGILA *et alii*, 1995).

La superficie di base del litosoma è raramente esposta e solo nelle zone distali. Essa di fatto coincide con la base dei primi prodotti vulcanici sul substrato sedimentario. Essa è dunque una superficie articolata, ed è stata ricostruita essenzialmente da dati di sondaggio (DE RITA *et alii*, 1992). La superficie di tetto del litosoma corrisponde invece con la superficie topografica a debole pendenza che caratterizza in tutta l'area il plateau ignimbrico.

Il litosoma Vulcano Laziale copre un areale di circa 1600 km² e corrisponde ad un complesso calderico simile ai Campi Flegrei, Sacrofano, Bracciano, Bolsena, ovvero Taupo (Nuova Zelanda) o Yellowstone (Stati Uniti), privo cioè di uno stratovulcano centrale, ma caratterizzato essenzialmente da eruzioni parossistiche che determinano la formazione di un ampio recinto calderico, circondato da un cono a basso rapporto d'aspetto, molto esteso, ma molto poco acclive. I tempi di ricorrenza medi delle eruzioni parossistiche, sviluppati tra circa 550 ka e 350 ka, si possono valutare intorno ai 40 ka, come desumibile dalle datazioni esistenti (BERNARDI *et alii*, 1982; VOLTAGGIO & BARBIERI, 1995; KARNER *et alii*, 2001). E' probabile che, in analogia con i complessi calderici attuali, durante i periodi tra un'eruzione parossistica e la successiva, l'attività fosse essenzialmente intracalderica effusiva o debolmente esplosiva, ed è per questo motivo che le grandi ignimbriti nel plateau sono in genere separate da paleosuoli, mentre i prodotti vulcanici intercalati sono in genere assenti o di potenza assai limitata (per esempio la formazione di Fontana Centogocce), almeno nel settore



occidentale del vulcano. Al contrario, il settore orientale, sottovento rispetto alle correnti atmosferiche principali, presenta spessori a volte ingenti (> 20 m) e cartografabili di prodotti di ricaduta intercalati (fogli 388 "Velletri" e 375 "Tivoli"). Per lo stesso motivo, i prodotti vulcanoclastici sono essenzialmente relativi al rimaneggiamento delle unità ignimbritiche. Fanno eccezione a questo schema le lave di Vallerano ed i prodotti vulcanoclastici del Conglomerato Giallo.

Circa il nome scelto per questo litosoma, va notato che il termine Vulcano Laziale è stato, soprattutto nella letteratura fino agli anni '70, utilizzato in maniera interscambiabile con vulcano dei Colli Albani. Tuttavia i prodotti di questo litosoma rappresentano oltre il 90% dell'intero volume eruttato e dunque ben si identificano con la struttura principale del vulcano. L'altro termine disponibile in letteratura che include i prodotti del Vulcano Laziale è "Fase Tuscolano-Artemisia" di DE RITA *et alii* (1988), entrato nell'uso comune a partire dagli anni '80-'90. Tuttavia la denominazione Tuscolano-Artemisia è relativa ad un periodo più ampio che include la formazione del Vulcano Laziale, ma non ne è esclusivo ed indica la località geografica relativa al successivo Litosoma Tuscolano Artemisio (vedi paragrafo successivo).

2 - IL LITOSOMA TUSCOLANO-ARTEMISIO

Il litosoma Tuscolano-Artemisio è stato descritto per la prima volta in FORNASERI *et alii* (1963) come "Recinto Tuscolano-Artemisio", da cui il nome scelto. Esso è costituito da un bastione continuo alto fino a qualche centinaio di metri formato da una serie di coni di scorie, scorie saldate e lave coalescenti, emessi da fratture concentriche alla caldera, che formano due sezioni ben distinte per direzione: la sezione del Tuscolano segue una direttrice NO-SE, che va dal Monte Tuscolo fino a Monte Castellaccio (fig. b) dove il sistema cambia direzione e piega bruscamente a SO formando la sezione dell'Artemisio.

Centri monogenici peri-calderici sono anche presenti nei settori settentrionale ed occidentale del vulcano (denominati "Attività esterna al recinto Tuscolano-Artemisio" da FORNASERI *et alii*, 1963) e danno luogo, insieme ai prodotti da caduta di un'attività subpliniana del contemporaneo apparato centrale delle Faete (vedi § successivo), ai depositi della formazione Madonna degli Angeli

che affiora limitatamente nella porzione sud del Foglio "Roma", per lo più coperta dai più recenti depositi del litosoma Via dei Laghi.

Questo litosoma poggia al di sopra di una superficie articolata che digrada verso l'esterno del vulcano dove è caratterizzata da un paleosuolo sviluppato al tetto della formazione di Villa Senni, mentre si presenta con forti pendenze verso l'interno della caldera. Queste relazioni fanno comprendere come la costruzione del litosoma Tuscolano Artemisio, sebbene sottolinei la struttura calderica, non sia direttamente collegata con il suo collasso come ipotizzato da alcuni autori (DE RITA *et alii*, 1995; KARNER *et alii*, 2001), e conferma invece l'interpretazione di FORNASERI *et alii* (1963). Vi è anzi da dire che le relazioni stratigrafiche indicano che il versante interno della caldera abbia subito un importante processo di arretramento, probabilmente sia di origine erosiva che vulcanotettonica, prima di essere suturato dai coni finali che costituiscono il bastione Tuscolano, alcune delle cui lave sono datate intorno ai 300 ka (KARNER *et alii*, 2001). I prodotti più recenti di questo litosoma sono le lave dell'Osa-Saponara che originano dai centri di Monte Falcone e Colonna (AQUILINA, 1942; FORNASERI, 1948), allineati lungo una importante struttura fissurale orientata NO-SE e che sormontano i prodotti freatomagmatici del cratere di Castiglione datato a circa 260 ka (FOLLIERI *et alii*, 1988)

Il significato di questa importante struttura fissurale può essere compreso considerando che dopo l'ultimo collasso della caldera a seguito dell'eruzione relativa alla formazione di Villa Senni avvenuto circa 355 ka, l'attività vulcanica si riduce drasticamente di volume, indicando un cambiamento significativo nel sistema di alimentazione. Questo processo, accompagnato allo svuotamento della camera magmatica, può aver portato a deflazione ed alla risalita di magmi essenzialmente degassati o poveri di gas, i quali hanno dato origine alle eruzioni effusive o blandamente esplosive da cui origina la struttura del Tuscolano-Artemisio. Va peraltro notato che la porzione del Tuscolano a direttrice NO-SE è in asse alla struttura bordiera dell'alto di Monte Mario-Ciampino, con faglie immergenti verso NE e dunque permeabili alla risalita del magma durante periodi di deflazione della camera magmatica. Si può in questo modo inoltre spiegare la presenza di una struttura dicchiforme ad alta velocità proprio sotto la sezione del Tuscolano, rivelata da indagini di tomografia sismica



(CHIARABBA *et alii*, 1994, 1997). In questo senso il litosoma Tuscolano-Artemisio sarebbe l'espressione superficiale dell'intrusione di "ring dikes" sensu ANDERSON (1936)

3 - IL LITOSOMA FAETE

Il litosoma Faete esprime il rilievo topografico costituito dall'edificio intracalderico delle Faete. Si tratta di uno stratocono regolare principale, che si eleva a partire dai circa 600 m s.l.m. del piano della caldera fino a 1000 m s.l.m., con versanti inclinati fino a 45°, lungo cui sono presenti alcuni coni di scorie avventizi di dimensioni minori. I prodotti eruttati sono essenzialmente scorie e lave relative ad attività di fontana di lava, stromboliana e subpliniana. La successione stratigrafica riconosciuta presenta significative discordanze angolari, paleosuoli e depositi vulcanoclastici relativi a periodi di quiescenza che indicano come questo edificio si sia costruito attraverso fasi eruttive distinte. Il grande recinto sommitale, denominato Campi di Annibale, è relativo probabilmente ad una fase di collasso vulcanotettonico, ovvero ad eruzioni fortemente esplosive. L'attività di questo edificio si chiude con la formazione dei coni di scorie Colle Iano e Monte Cavo, lungo il bordo del cratere/collasso sommitale.

Appartengono a questo litosoma i depositi della formazione di Rocca di Papa. Le datazioni disponibili mostrano età tra i 290 ed i 270 ka (BERNARDI *et alii*, 1982; VOLTAGGIO & BARBIERI, 1995; KARNER *et alii*, 2001; MARRA *et alii*, 2003), suggerendo che il litosoma si sia formato almeno in parte dopo l'edificazione della cinta Tuscolano-Artemisia. In realtà, tenuto conto dell'area della caldera e del volume delle ignimbriti della formazione di Villa Senni, è ragionevole ipotizzare che il collasso abbia comportato una subsidenza dell'ordine dei 500-1000 m e che dunque la porzione dell'edificio oggi in affioramento rappresenti solo le fasi finali di edificazione, mentre una porzione almeno altrettanto significativa sia presente nel sottosuolo della caldera e, almeno dal punto di vista cronologico, sia da considerarsi in parte sincrona con l'edificazione del litosoma Tuscolano-Artemisio (vedi fig. 1 c), come testimoniato dalla presenza di livelli da ricaduta subpliniani provenienti dalle Faete all'interno delle successioni del Tuscolano Artemisio (GIORDANO *et alii*, 2006a).

Il chimismo delle lave eruttate da questo appa-

rato è relativamente costante e non si discosta, almeno per gli elementi maggiori, dai valori tipici dei prodotti dei Colli Albani, classificabili tra le tefriti, le fonotefriti e le K-foiditi (FORNASERI *et alii*, 1963; TRIGILA *et alii*, 1995).

4 - IL LITOSOMA VIA DEI LAGHI

Il litosoma Via dei Laghi racchiude i prodotti dell'attività eccentrica essenzialmente freatomagmatica che ha caratterizzato la parte finale dell'attività vulcanica dei Colli Albani dopo la fine dell'edificazione dello stratovulcano delle Faete. Si tratta in realtà di un litosoma composito, costituito da tanti litosomi indipendenti quanti sono i maar ed i coni di scorie che intersecano la struttura del vulcano, localizzati tutti lungo i versanti occidentale e settentrionale. Essi sono sia monogenici, ossia relativi ad un'unica eruzione, che poligenici, ovvero costituiti dalla coalescenza di più crateri, ad indicare che la zona sorgente di queste eruzioni è ancora relativa alla presenza di una camera magmatica che consente la persistenza dell'alimentazione nel tempo. Sono monogenici i crateri di Valle Marciana, Ariccia, Pantano Secco e Prata Porci mentre sono poligenici quelli di Albano, Laghetto e Nemi. Fanno probabilmente parte di questo litosoma anche alcuni coni di tufo e di scorie come Monte Savelli-Cordaro e Monte Giove, per i quali però non sono disponibili datazioni. Dal punto di vista morfologico il litosoma è dunque costituito da una serie di rilievi coalescenti relativi ai prodotti dei maar, caratterizzati da un basso rapporto d'aspetto morfologico (H/L), ossia da pendenze comprese tra 2° e 10°, ed interrotti bruscamente dalle ripide scarpate interne dei crateri da cui derivano. I prodotti di questo litosoma si appoggiano indifferentemente sui prodotti dei tre litosomi inferiori (Vulcano Laziale, Tuscolano-Artemisio, Faete). E' probabile che il carattere prettamente freatomagmatico delle eruzioni di questo periodo sia da attribuire essenzialmente alla ulteriore forte riduzione di volumi magmatici coinvolti, favorendo il raggiungimento del rapporto ideale di 1:3 acqua-magma per l'innescio di eruzioni freatomagmatiche. Il totale dei prodotti di questo litosoma è dell'ordine di grandezza di 1 km³, con una riduzione di due ordini di grandezza rispetto al periodo in cui si è formato il litosoma Vulcano Laziale (600-350 ka) e di 1 ordine di grandezza rispetto al periodo relativo all'edificazione



dei litosomi Tuscolano-Artemisio e Faete (350-250 ka). Il depositi più antichi di questo litosoma sarebbero datati a circa 200 ka (VOLTAGGIO & BARBIERI, 1995; MARRA *et alii*, 2003), mentre il limite superiore entra nell'Olocene, dato il ritrovamento di depositi freatici da lahar datati fino a 5.8 ka all'interno della formazione del Tavolato (datazioni di suoli ^{14}C in FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003; GIORDANO *et alii*, 2005; DE BENEDETTI *et alii*, 2008).

5 - PERICOLOSITÀ ASSOCIATA AL VULCANO DEI COLLI ALBANI

I Colli Albani sono un vulcano quiescente, lungo le cui pendici si estende la città di Roma. L'area è interessata da fenomeni perivulcanici il cui potenziale in termini di possibile ringiovanimento dell'attività vulcanica è ancora da verificare, ma che senz'altro forniscono alla crosta superiore un budget di energia termica che si manifesta prevalentemente attraverso risalita di fluidi perimagmatici in aree propense dal punto di vista strutturale e di sciami sismici a bassa magnitudo.

La presenza di depositi vulcanici primari e di lahar sin in epoca Olocenica (cf. la formazione del Tavolato; FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003) testimonia della persistente attività dal cratere di Albano, spiegando così anche la sua particolare conformazione batimetrica (è il lago craterico più profondo d'Italia con i suoi -173 m ed una forma ad imbuto molto "fresca")

FUNICIELLO *et alii* (2002, 2003) hanno ipotizzato che parte dei depositi da lahar e fluviali della formazione del Tavolato siano relazionabili a fenomeni di esondazione del lago di Albano. A questo proposito, la storia riportata da vari storici dell'antichità (da Plutarco a Tito Livio) circa l'improvvisa esondazione del lago nel IV secolo, evento che spinse poi i romani a scavare realmente il tunnel drenante che da allora regola il lago 70 m al di sotto del bordo più basso del cratere, suggerisce che fenomenologie di rovesciamento del lago legate a risalita improvvisa di fluidi profondi ricchi di CO_2 sia stata e sia ancora possibile.

Del resto, la presenza intorno al Lago Albano di zone a forte emissione di CO_2 (CARAPEZZA *et alii*, 2003; ANZIDEI *et alii*, 2008) e la connessione ripetutamente osservata anche in anni recenti tra terremoti ed aumento dell'emanazione gassosa e della temperatura di alcuni pozzi e sorgenti (cf FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003), indicano che ancor

oggi esistono nell'area acquiferi geotermici pressurizzati, ricchi di anidride carbonica e con una temperatura fino a circa 100 °C.

Un risentimento sismico potrebbe causare un'eruzione freatica sublacustre, o comunque produrre una forte iniezione di fluidi caldi ricchi di CO_2 sul fondo del lago che a loro volta potrebbero innescare un processo di rovesciamento dell'acqua.

Studi sulle manifestazioni di CO_2 dal fondo del lago (CAPUTO *et alii*, 1986) e l'analisi dei carotaggi effettuati nei suoi sedimenti all'interno del progetto di ricerca internazionale PALICLAS (GUILIZZONI & OLDFIELD, 1996), hanno dimostrato che variazioni di precipitazione di carbonati, dipendenti da variazioni di apporti di CO_2 hanno accompagnato forti variazioni di volume delle acque registrate nei sedimenti lacustri (OLDFIELD, 1996). Peraltro è stata evidenziata la presenza di uno hiatus sedimentario tra 7,5 ka e 4,1 ka che potrebbe ben relazionarsi ad una eruzione limnica o ad un forte abbassamento del livello del lago (FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003).

A conferma delle avvenute forti variazioni di livello del lago, concorrono anche recenti studi batimetrici (ANZIDEI *et alii*, 2008) e gli studi archeologici lungo le sponde del lago che mettono in risalto la delocalizzazione dei siti dell'epoca del Bronzo, da un livello del lago simile all'attuale nel Bronzo medio (3.5 ka) ai bordi più alti in quota del cratere durante il Bronzo Finale (3.2-3.0 ka).

Circa il motore dell'oscillazione l'ipotesi più probabile proposta da FUNICIELLO *et alii* (2002, 2003) è fornita dal confronto con i molti sistemi vulcanici e geotermici attivi, dove repentine variazioni della tavola d'acqua anche di decine di metri si realizzano in corrispondenza sia di intrusioni magmatiche a livelli subsuperficiali, sia per variazione della pressione di poro in corrispondenza di fenomeni di "self-sealing". A quest'ultimo proposito è da notare che la sorgente più probabile per i frequenti sciami sismici superficiali registrati nell'area (CHIARARBA *et alii*, 1994, 1997) è proprio il sistema geotermico presente al di sotto del lago Albano.

Va inoltre rimarcato come l'area centrata sul lago di Albano si sia sollevata per un massimo di 30 cm, come evidenziato dalla comparazione di livellazioni su punti IGM effettuate nel 1951 e successivamente nel 1994 e nel 1997 (CHIARARBA *et alii*, 1997, ANZIDEI *et alii*, 1998). Anche questo tipo di



sollevamenti sono tipici di aree con una forte dinamica del sistema geotermale (vedi Campi Flegrei e Long Valley; TODESCO *et alii*, 2003).

La forte risalita di CO₂ in un'area dove è presente un lago craterico così profondo come il lago Albano ha inoltre aperto un ulteriore fronte di ricerca, per il monitoraggio del profilo di concentrazione, temperatura, pH e conducibilità del lago, oltre al monitoraggio dei gas disciolti nelle acque di falda e dei gas al suolo nell'areale dei Colli Albani (FUNICIELLO *et alii*, 2002, 2003; CARAPEZZA *et alii*, 2003; CARAPEZZA & TASCHINI, 2007).

I casi di esondazione catastrofica dei laghi di Nyos e Monoum in Cameroun accaduti nel 1986 e 1984 (RICE, 2000) hanno infatti drammaticamente posto in luce come la configurazione stabile di

un lago, stratificato per densità temperatura e concentrazione di CO₂ possa essere repentinamente cambiata da fenomeni di rollover indotti ad esempio da iniezione di fluidi endogeni a bassa o alta entalpia sul fondo del lago. Il caso di Nyos ha illustrato come fenomeni di questo tipo possano innescare onde di decine di metri, innescare lahars fuori dal recinto craterico e soprattutto indurre pericolosissime colate di CO₂ essoluta dall'acqua portata repentinamente a P_{atm}, lungo i fianchi del vulcano.

Attualmente, a seguito di queste recenti ricerche, il lago è monitorato nell'ambito di programmi finanziati di Protezione Civile e mostra che non vi sono concentrazioni pericolose (CARAPEZZA *et alii*, 2005; ANZIDEI *et alii*, in 2008).

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON E.M. (1936) - *The dynamics of the formation of cone sheets, rink dykes and cauldron subsidence*. Proc. R. Soc. Edinb. **56**, 128-163.
- ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G., GALVANI A., RIGUZZI F., & ZANUTTA A. (1998) - *Evidence of active crustal deformation of the Colli Albani volcanic area (central Italy) by GPS surveys*, J. Volcanol. Geotherm. Res. **80**: 55-65.
- ANZIDEI M., CARAPEZZA M.L., ESPOSITO A., GIORDANO G., TARCHINI L., LELLI M. (2008) - *The Albano Maar Lake High resolution bathymetry and dissolved CO₂ budget (Colli Albani District, Italy): constraints to hazard evaluation*, J. Volcanol. Geotherm. Res., **171**: 258-268
- AQUILINA C. (1942) - *Studio geofisico della regione a lava leucitica situata in località Osa*. Atti R. Acc. d'Italia **13**: 791-818.
- BERNARDI A., DE RITA D., FUNICIELLO R., INNOCENTI F. & VILLA I.M. (1982) - *Chronology and structural evolution of Alban Hills volcanic complex. Latium, Italy*. Guide-book IAVCEI Workshop on the Esplosive Volcanism, S. Martino al Cimino.
- BOARI E, AVANZINELLI R, MELLUSO L., GIORDANO G., MATTEI M., MORRA V. & CONTICELLI S. (2008) - *Isotope geochemistry (Sr-Nd-Pb) and petrogenesis of leucite-bearing rocks from "Colli Albani" volcano, Roman Magmatic Province, Central Italy: inferences on volcanic evolution*. Bull. Volcanol., in stampa.
- BROCCHI G. (1820) - *Dello stato fisico del suolo di Roma ed illustrazione della carta geognostica di questa città*. Stamperia de Romanis, 281 pp., 1 carta geologica.
- CAPUTO C., CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DAVOLI L., FREDI P., LA MONICA G.B., LUPA PALMIERI E., PUGLIESE F. & RAFFI R. (1986) - *Progetto «Lago Albano». Indagini climatiche, geomorfologiche e sedimentologiche*, Provincia di Roma, 1-14.
- CARAPEZZA M.L., BADALAMENTI B., CAVARRA L. & SCALZO A. (2003) - *Gas hazard assessment in a densely inhabited area of Colli Albani Volcano (Cava dei Selci, Roma)*, J. Volcanol. Geotherm. Res. **123**: 81-94.
- CARAPEZZA M. L., GIORDANO G., TUCCIMEI P., ALBERTANO P., BARBERI F., CAVARRA L., CIONI R., ELWOOD N. T. W., FUNICIELLO R., GRANIERI D., GUIDI M., LELLI M., SCENNA A., TARCHINI L. & TEDESCHI E M. (2005) - *Nuovi Dati Sull'attività Recente Del Cratere Del Lago Albano E Sul Degassamento Dei Colli Albani*. Atti Convegni Lincei - Acc. Lincei, **218**: 187-233.
- CARAPEZZA M.L. & TARCHINI L. (2007) - *Magmatic degassing of the Alban Hills volcano (Rome, Italy): geochemical evidence from accidental gas emission from shallow pressurized aquifers*, J. Volcanol. Geotherm. Res. **165**: 5-16.
- CHIARABBA C., AMATO A. & DELANEY P.T. (1997) - *Crustal structure, evolution, and volcanic unrest of the Alban Hills, Central Italy*. Bull. Volcanol. **59**: 161-170.
- CHIARABBA C. & GIORDANO G. (1990) - *Genesi e modalità deposizionali delle piroclastiti della Media Valle dell'Aniene ("necks di Vicovaro" Auct.)*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **13**: 129-132.
- CHIARABBA C., MALAGNINI L., AMATO A. (1994) - *Three dimensional velocity structure and earthquake relocation in the Alban Hills volcano, Central Italy*. Bull. Seis. Soc. Amer. **84**: 295-306.
- CIONI R., LAURENZI M.A., SBRANA A. & VILLA I.M. (1993) - *³⁹Ar/⁴⁰Ar chronostratigraphy of the initial activity in the Sabatini volcanic complex (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It. **112**: 251-263.
- COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA - CNR, 1992, *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000 - Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni serie III, n. 1
- CONTICELLI S., FRANCALANCI L., MANETTI P., CIONI R. & SBRANA A. (1997) - *Petrology and geochemistry of the ultrapotassic rocks from the Sabatini volcanic district*. J. Volcan. Geotherm. Res., **75**: 107-136.
- DE BENEDETTI A.A., FUNICIELLO R., GIORDANO G., CAPRILLI E., DIANO G. & PATERNE M. (2008) - *Volcanology history and legends of the Albano maar*. In: *Volcanoes and Human History*. A cura di CASHMAN K. and G. GIORDANO. J. Volcanol.



- Geotherm. Res., Spec. Vol., doi: 10.1016/j. jvolgeores.2008.01.035.
- DE RITA D., DI FILIPPO M. & ROSA C., (1996) – *Structural evolution of the Bracciano volcano-tectonic depression, Sabatini volcanic complex, Italy*. Geological Society special publication n. 110: 225-236.
- DE RITA D., FABBRI M., GIORDANO G. & RODANI S., (2000) – *Proposta di organizzazione della stratigrafia delle aree vulcaniche secondo i principi delle unità stratigrafiche a limiti inconformi e sua informatizzazione*, Bollettino della Società Geologica Italiana, 119: 749-760.
- DE RITA D., FACCENNA C., FUNICIELLO R. & ROSA C. (1995) – *Stratigraphy and volcano-tectonics*. In: Trigila (Ed) The Volcano of the Alban Hills, Tipografia SGS Roma, 33-71 pp.
- DE RITA D., FUNICIELLO R. & PAROTTO M. (1988) – *Carta geologica del Complesso vulcanico dei Colli Albani*, CNR - Roma.
- DE RITA D., GIORDANO G., ESPOSITO A., FABBRI M., RODANI S., (2002) – *Large volume, Middle Pleistocene, phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani Volcano: stratigraphy, eruptive history and structural control*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118: 77-98.
- DI FILIPPO (ed), (1993) – *Sabatini volcanic complex*. Progetto Finalizzato di Geodinamica. Quaderni de La Ricerca Scientifica. Monografie finali volume 11.
- FOLLIERI M., MAGRI D. & SADORI L. (1988) – *250,000 year pollen record, from Valle Castiglione (Roma)*, Pollen Spores, 30: 329-356.
- FORNASERI M. (1948) – *Ricerche petrografiche sul Vulcano Laziale. La zona Osa-Saponara-Valle di Castiglione*. Per. Min. 16: 141-193.
- FORNASERI M., SCHERILLO A. & VENTRIGLIA U. (1963) – *La regione vulcanica dei Colli Albani. Vulcano Laziale*, CNR - Roma., 560 pp.
- FUNICIELLO R. & GIORDANO G. (ed.) (2005) – *Carta Geologica di Roma alla scala 1:10000, vol. 1*, Dipartimento Scienze Geologiche Università Roma TRE – Comune di Roma
- FUNICIELLO R., GIORDANO G. & DE RITA D. (2003) – *The Albano maar lake (Colli Albani Volcano, Italy): recent activity and evidence of pre-Roman Age catastrophic lahar events*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 123: 43-61
- FUNICIELLO R., GIORDANO G., DE RITA D., CARAPEZZA M. & BARBERI F. (2002) – *Il Lago Albano di Castelgandolfo*. Atti Accademia dei Lincei, 9-13: 113-143
- GIORDANO G., DE BENEDETTI A.A., DIANA A., DIANO G., GAUDIOSO F., MARASCO F., MICELI M., MOLLO S., CAS R.A.F. & FUNICIELLO R. (2006) – *The Colli Albani caldera (Roma, Italy): stratigraphy, structure and petrology*. In RAF CAS & G. GIORDANO (eds), Explosive Mafic Volcanism, J. Volcanol. Geotherm. Res., Spec. Vol. 155
- GIORDANO G., SCENNA A., FUNICIELLO R. (2005) – *Analisi vulcanologico-stratigrafica della Successione del Tavolato*. Atti dei Convegni Lincei., Acc. Lincei, 218: 211-227.
- GUILIZZONI G. & OLDFIELD F. (a cura di) (1996) – *Paleoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic sediments. The PALICLAS Project: synthesis and overview*, Mem. Ist. Ital. Idrobiol. 55: 329-357.
- KARNER D.B., MARRA F. & RENNE P.R. (2001) – *The history of the Monti Sabatini and Alban Hills volcanoes: groundwork for assessing volcanic-tectonic hazards for Rome*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 107: 185-219
- MARRA F., FREDA C., SCARLATO P., TADDEUCCI J., KARNER D.B., RENNE P.R., GAETA M., PALLADINO D.M., TRIGILA R. & CAVARRETTA G. (2003) – *Post-caldera activity in the Alban Hills volcanic district (Italy): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and insights into magma evolution*. Bull. Volcanol. 65: 227-247.
- MATTIAS P. & VENTRIGLIA V. (1970) – *La regione vulcanica dei Monti Cimini e Sabatini*. Mem. Soc. Geol. It., 9: 331-384.
- RICE A. (2000) – *Rollover in volcanic crater lakes: a possible cause for Lake Nyos type disaster*, J. Volcanol. Geotherm. Res. 97: 233-239.
- ROSA C. (1995) – *Evoluzione geologica quaternaria delle aree vulcaniche laziali: confronto tra il settore dei Monti Sabatini e quello dei Colli Albani*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Roma “La Sapienza”, 228 pp.
- SABATINI V. (1900) – *I vulcani dell'Italia Centrale e i loro prodotti. Parte prima: Vulcano Laziale*, Mem. descr. Carta geol. d'Italia 10, 392 pp.
- SCHERILLO A. (1937) – *Studi petrografici sulla regione sabazia II: la lave del margine orientale*. Period. Mineral., 8: 217-246
- SCHERILLO A. (1940) – *I tufi litoidi a scorie nere della regione sabazia e cimina*. Period. Mineral., 11: 301-338
- SCHERILLO A. (1941) – *Studi su alcuni tufi gialli della regione sabazia orientale*. Period. Mineral. 12: 381-417
- SCHERILLO A. (1943) – *Studi petrografici sulla regione sabazia*. Period. Mineral., 14: 1-11
- TRIGILA R. (Ed) (1995) – *The Volcano Of The Alban Hills*, Tipografia Sgs, 283 pp.
- TRIGILA R., AGOSTA E., CURRADO C., DE BENEDETTI A.A., FREDA C., GAETA M., PALLADINO D.M. & ROSA C. (1995) – *Petrology*. In: Trigila (Ed) The Volcano of the Alban Hills, Tipografia SGS Roma, 95-165 pp.
- VOLTAGGIO M. & BARBIERI M. (1995) – *Geochronology*. In: Trigila, R. (Ed.), The Volcano of the Alban Hills, Tipografia SGS, Roma, 167-193 pp.
- WALKER G.P.L. (1983) – *Ignimbrite types and ignimbrite problems*, J. Volcanol. Geotherm. Res., 17: 65-88.

