



# **UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA**

**FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.**

**CORSO DI LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA**

**CURRICULUM GEOLOGIA**

Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica

Direttore: Prof. Vittorio **DE ZANCHE**

**TESI DI LAUREA**

## **ASPETTI STRATIGRAFICI DEL VULCANO DI ROCCAMONFINA (CASERTA)**

RELATORE: Ch.mo Prof. Paolo MIETTO  
CORRELATORI: Ch.mo Prof. Giuseppe ROLANDI  
Ch.mo Prof. Marco AVANZINI

Laureanda: Lisa SANTELLO

**ANNO ACCADEMICO 2005-2006**

# Indice

---

I.	INTRODUZIONE DELLA PROBLEMATICAZIONE	p. 9
	I.1	Scopo della Tesi
	I.2	Storia del Ritrovamento
II.	LE IMPRONTE	p. 13
	II.1	Descrizione dei siti di Foresta e Carangi
	II.2	Modalità di impressione
	II.3	Le impronte di ominidi nel mondo
III.	CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICO-TETTONICA DELL'AREA DEL VULCANO DI ROCCAMONFINA	p. 35
	III.1	Inquadramento geografico
	III.2	Evoluzione Tettonica del Margine Tirrenico
	III.3	Caratterizzazione della Provincia Comagmatica Romana
IV.	STORIA ERUTTIVA DEL VULCANO DI ROCCAMONFINA	p. 46

IV.1	Introduzione	
IV.2	Le Fasi Eruttive del complesso vulcanico del Roccamonfina	
V.	IL <i>BROWN LEUCITIC TUFF</i> (BLT)	p. 77
V.1	Introduzione	
V.2	Caratterizzazione del <i>Brown Leucitic Tuff</i> : tutte le facies	
V.3	Descrizione degli affioramenti nelle località di Foresta (comune di Tora e Picilli) e Carangi (comune di Marzano Appio)	
V.4	Rapporti stratigrafici tra le sezioni misurate a Foresta e quelle misurate a Carangi	
V.5	Rapporto tra la morfologia dei flussi piroclastici nelle località analizzate e la superficie calpestata	
VI.	CARATTERIZZAZIONE MINERALOGICA DEL <i>BROWN LEUCITIC TUFF</i>	p
VI.1	Caratteristiche mineralogiche delle rocce appartenenti al BLT	
VI.2	La zeolitizzazione	
VII.	METODOLOGIE ANALITICHE	p
VII.1	Analisi Diffrattometriche	

VII.2 Microscopio a scansione elettronica (SEM)

VII.3 Analisi Termiche (DTA)

VIII.	CONCLUSIONI	p
IX.	RINGRAZIAMENTI	p
X.	APPENDICE	p
XI.	BIBLIOGRAFIA	p

# *1. Introduzione della Problematica*

---

## *1.1 Scopo della Tesi*

Questo lavoro nasce dopo la scoperta del sito delle “Ciampate del Diavolo” in località Foresta (comune di Tora e Piccilli) nel 2002. La scoperta che queste impronte (“le ciampate” appunto) siano attribuite al genere *Homo* ha conferito un notevole spessore al rinvenimento, ora riconosciuto essere di importanza mondiale. Poiché il substrato su cui sono state impresse le impronte è di natura vulcanica, è stato necessario svolgere un’approfondita ricerca in ambito stratigrafico per comprendere le dinamiche dell’evento. Lo scopo di questo lavoro pertanto è analizzare la stratigrafia vulcanica in dettaglio nella zona di Foresta e in un nuovo sito, Carangi (comune di Marzano Appio), ancora da studiare sotto il profilo paleoicnologico. Il proposito è quello di riuscire stabilire con precisione la collocazione oltre che temporale, anche spaziale della superficie su cui sono state impresse le impronte, in modo tale da

poter, in un immediato futuro, essere in grado di identificare tutto il paleostrato ed ampliare così la ricerca.

Per compiere ciò è stato necessario studiare i processi che hanno portato alla conservazione e alla riesumazione delle impronte stesse, in particolar modo il processo di zeolitizzazione, che ha permesso al flusso piroclastico di diventare litoide preservando in tal modo le impronte.

Il lavoro di campagna è stato effettuato inizialmente partecipando alla prima campagna di scavo effettuata a Foresta nel luglio 2005, dove ho preso visione del sito principale, ed in seguito nell'ottobre dello stesso anno, quando è stata attuata la seconda campagna di scavo.

Il lavoro di più grande importanza comunque è stato effettuato nel giugno del 2006. In questo periodo infatti ho eseguito il rilevamento di dettaglio della zona di Foresta, in modo tale da poter evidenziare lateralmente la superficie zeolitizzata su cui sono state impresse le impronte. Inoltre ho misurato le sezioni che mi sembravano più significative per capire l'andamento dei flussi piroclastici del *Brown Leucitic Tuff*, la formazione interessata dalla zeolitizzazione, ed in seguito ho riportato su log i dati misurati cercando di effettuare una correlazione tra le sezioni di Foresta e quelle di Carangi.

Un ulteriore lavoro è stato quello di analizzare sia da un punto di vista descrittivo che da un punto di vista composizionale, i campioni presi in campagna da me e precedentemente dal professor Rolandi (Università Federico II di Napoli). Per le analisi sono stati

utilizzati quindi il microscopio ottico, il diffrattometro, il microscopio elettronico a scansione e le analisi termiche.

## 1.2 Storia del Ritrovamento

Il sito in località Foresta, caratterizzato da alcune serie di orme di piedi gigantesche impresse in vulcaniti, nel territorio del comune di Tora e Piccilli, era noto già dal XIX secolo dagli abitanti del luogo come “Le Ciampate del Diavolo”. Secondo la credenza popolare infatti queste impronte, essendo state impresse su depositi che i più consideravano colate laviche, non potevano che appartenere ad un essere soprannaturale, il diavolo.

La scoperta perciò non consiste tanto nell’aver visto per la prima volta queste impronte, quanto nell’aver dato loro una giusta attribuzione. Il merito di questa intuizione va dato sicuramente al Dott. Adolfo Panarello e al Dott. Marco De Angelis e al gruppo di ricercatori diretto dal Prof. Paolo Mietto che tuttora stanno lavorando su questo progetto, che comprende anche il Dott. Marco Avanzini e il Prof. Giuseppe Rolandi. È stato così provato scientificamente la vera natura delle impronte nel sito di “Foresta” che vanno invece attribuite a esemplari medio-pleistocenici del genere *Homo*. Con una nota pubblicata sul n. 422 del 13 marzo 2003, la rivista *Nature* ha confermato l’importanza della scoperta del gruppo di ricercatori italiani.

Il primo sopralluogo è stato effettuato il 4 agosto del 2001 da parte del Dott. A. Panarello e del Dott. M. De Angelis, al quale ha fatto seguito la segnalazione al Prof. P. Mietto, geologo dell’Università degli studi di Padova, esperto in impronte di dinosauri, il quale, dopo la visita del 28 febbraio 2002, ha confermato la segnalazione e ha quindi



allargato il gruppo di ricercatori chiamando per primo il Dott. M. Avanzini, paleoicnologo del Museo Tridentino di Scienze Naturali e il Prof. G. Rolandi, vulcanologo all'Università degli studi "Federico II" di Napoli, esperto del vulcano di Roccamonfina.

Per prima cosa ogni impronta visibile fu rilevata ed interpretata registrandone le caratteristiche piú evidenti. In questo modo fu chiaro che le cavità, che avevano caratteristiche regolari, non potevano essere casuali. Esse erano sicuramente attribuibili ad un primate; l'evidenza dell'arco plantare escludeva inoltre la possibilità che si trattasse di impronte di scimmie, in quanto questo carattere è esclusivo degli omini, in particolare del genere *Homo*.

L'età dell'unità geologica che porta le impronte risale al Pleistocene medio (385 - 325.000 anni) ha dato a queste impronte un significato particolare, trattandosi delle orme umane piú antiche trovate nel nostro pianeta.

# *11. Le Impronte*

---

## *11.1 Descrizione dei siti di Foresta e Carangi*

L'affioramento delle “Ciampate del diavolo” è un sito molto conosciuto e valorizzato dalle persone locali che è stato visitato dal prof. Paolo Mietto grazie alla segnalazione di Adolfo Panarello e Marco De Angelis che hanno intuito l'importanza del sito e che quindi hanno ritenuto necessario l'intervento da un punto di vista scientifico di un esperto in paleoicnologia per capire la reale natura di quanto esposto nel sito.

La prima visita è stata effettuata il 28 febbraio del 2002 e in quell'occasione i citati studiosi si sono resi subito conto che in questo sito erano conservate due serie di impronte che erano chiaramente riferibili ad un bipede, il quale dalle prime analisi mostrava caratteristiche umane. Conoscendo la storia geologica del vulcano di Roccamonfina ed in particolare del sito su cui sono state impresse le impronte, caratterizzato da formazioni vulcaniche di circa 350.000 anni fa, diventava evidente che i componenti dell'equipe si trovavano

di fronte ad una scoperta di straordinaria valenza scientifica perchè nulla di simile era conosciuto al mondo.

Successivamente il 5 aprile del 2002 c'è stata la seconda ricognizione ed è stata costituita ufficialmente l'equipe scientifica che tuttora sta svolgendo le ricerche. L'equipe era costituita oltre che dal prof. Mietto, dal prof. Giuseppe Rolandi, vulcanologo dell'università Federico II di Napoli, dal dott. Marco Avanzini, paleoicnologo del Museo Tridentino di Scienze Naturali di Trento, dal dott. Adolfo Panarello e dal dott. Marco De Angelis.

Dopo la seconda ricognizione e i primi rilevamenti effettuati sul sito, c'è stata la pubblicazione sulla rivista *Nature* che il 13 marzo

#### brief communications

### Human footprints in Pleistocene volcanic ash

These ancient tracks are the oldest known to have been made by fully bipedal humans.

We have analysed three fossilized trackways of human footprints in a tuffite-rich pyroclastic flow dated to 385,000–325,000 years ago (kyr), discovered along the western margin of the Roccamonfina volcanic complex in southern Italy. We believe that these tracks are the oldest human footprints found so far and that they were made by hominids who had a fully bipedal, free-standing gait, using their hands only to steady themselves on the difficult descent.

Known locally as 'devil's trails' (and pointed out to us by Marco De Angelis and Adolfo Panarello), the three human trackways are associated with other mammalian tracks in a Middle Pleistocene pyroclastic flow known as the Brown Leucitic Tuff, from the Roccamonfina volcano in north-western Campania, southern Italy.

The stratigraphic location and age of the

trampled layer are supported by lithological comparison with the well-documented radiometric-dated series of the volcanic complex. The development of the Roccamonfina volcano can be divided into three main phases: the first, eruptive phase (630–385 kyr), which ended with a caldera-forming event; a second in which volcanic-tectonic events formed the Brown Leucitic Tuff (385–325 kyr) as well as later pyroclastic flow units; and a third that saw the formation of trachybasaltic lavas and ended about 50,000 years ago.

The tracks (designated here as A, B and C) occur on the surface of a single pyroclastic flow unit that probably belonged to the second phase, and they descend a steep slope that is inclined by up to 80°. The tracks have the same general direction but different stride patterns.

Trackway A is 13.40 m long and consists of 27 footprints across a difference in elevation of 4.26 m; the slope is crossed by a Z-shaped trackway that contains two sharp turns, presumably made in order to negotiate the descent more easily (Fig. 1a–c).

Trackway B is 8.60 m long and consists of 19 footprints over a difference in elevation of 2.91 m; the slope is crossed in a single straight line that curves roughly 45° to the right (Fig. 1d). The footprints are less evenly spaced after the fifth footprint, as a steeper section is negotiated, and there is evidence of slipping: an occasional handprint is seen on the slope beside the track, placed with an open palm at the side of the trunk (Fig. 1d). By contrast, trackway C (not shown) follows a straight line of 9.98 m, with 10 regular footprints over a smaller incline of 2.56 m, indicating a constant pace with no slipping.

The footprints are about 20 cm in length and 10 cm in width. Using the global average foot-length/stature ratio of 15%, the footprints indicate that the people who made them were no taller than 1.5 m. In some of the prints, the impressions made by the heel and ball of the foot are clear, and there are even small depressions that can be interpreted as toe impressions. The ball impressions have oblique principal axes that run anteromedially to what is thought to be the base of the big toe. In some cases, the central area of the footprint is raised, indicating that the foot was arched. The trackways are narrow, with an average pace of 60 cm and a stride of 120 cm. Although the footprints do not show all of the known features of contouring human bipedalism, there are enough similarities to support the idea that they are indeed human and fully bipedal.

Although the dating of these trackways is provisional, to our knowledge they are the first human tracks discovered from the Middle Pleistocene period and are therefore the oldest to be found so far.

**Paolo Mietto\*, Marco Avanzini†, Giuseppe Rolandi‡**

\*Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova, 35137 Padova, Italy  
e-mail: paolo.mietto@unipd.it

†Museo Tridentino di Scienze Naturali,

38100 Trento, Italy

‡Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia, Università di Napoli – Federico II,

80138 Napoli, Italy

1. Bolli, A., Barberi, F., Lorenz, M. A., Mietto, P. &

Villà, M. Adolfo Panarello Gruppo Nazionale di Vulcanologia, 6,

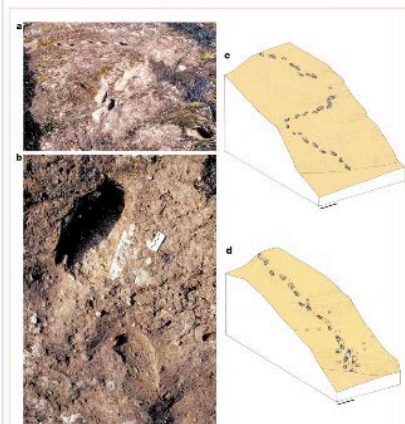
511-514 (1999).

2. De Rita, D., Giordano, G. & Mili, S. J. *Volcanol. Geofisica, Riv.*

78, 205–220 (1996).

3. Mietto, P. A. & S. A. C. *J. Hum. Evol.* 38, 651–664 (2000).

Competing financial interests declared none.



**Figure 1** Middle Pleistocene human tracks from the Brown Leucitic Tuff at the Roccamonfina volcano in northwestern Campania, southern Italy. **a, b.** Views of the western part of the site showing trail A which descends an inclined slope (detail enlarged in **b, c, d**). Diagrams of trackways A and B, respectively. The trackways indicate the course taken by the trackmaker and therefore his or her direction with respect to the slope. On either side of the first two footprints in trackway B and also about halfway along it, handprints are evident that probably result from attempts to maintain balance during the difficult descent. Scale bars, 1 m.

NATURE | VOL 422 | 13 MARCH 2003 | www.nature.com/nature

© 2003 Nature Publishing Group

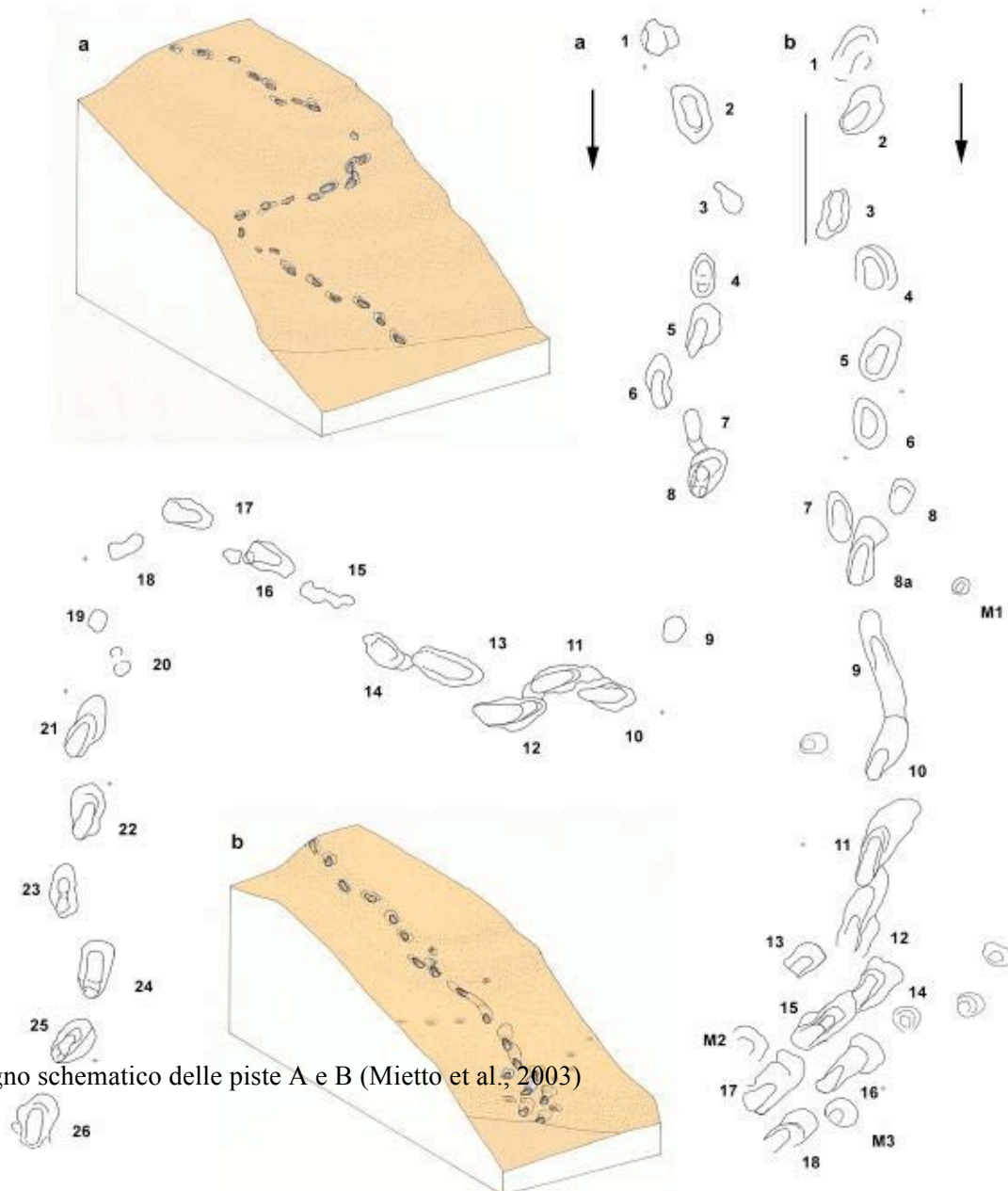
133

Articolo pubblicato su Nature del 13 marzo 2003 da P. Mietto, M. Avanzini & G. Rolandi

2003 ha raccolto la segnalazione suscitando nel mondo scientifico e non solo, un grandissimo interesse.

Il sito delle “Ciampate” si colloca all’interno del complesso vulcanico ormai spento del vulcano di Roccamonfina, un complesso vulcanico che è stato attivo da 500.000 a 50.000 anni fa circa con varie attività vulcaniche. L’attuale morfologia del vulcano è il risultato di varie fasi eruttive in particolare quella che ha portato all’eruzione

del *Brown Leucitic Tuff* tra 385.000 e 325.000 anni fa. Durante questa fase esplosiva il vulcano è stato parzialmente demolito con la formazione di flussi piroclastici molto caldi che sono arrivati anche a



decine di chilometri di distanza dal centro eruttivo. Questi materiali si presentano con morfologie a dossi e valli e costituiscono la

caratteristica superficie in cui sono state impresse le impronte di Foresta. Questa è quindi la paleosuperficie, la cui età è ancora da stabilire con certezza, su cui hanno camminato questi antenati.

Il primo rilievo del sito, effettuato osservando solo quello che era affiorante, e quindi senza rimuovere la copertura erbosa, ha permesso di individuare tre piste attribuibili a uomini preistorici, viventi intorno ai 350.000 anni fa.

La prima pista A, nella quale sono state riconosciute 26 impronte in successione, una pista B con 18 impronte e una pista C con 10 impronte. Ciò che rende questo sito unico al mondo, oltre all'età, è il fatto che queste impronte umane siano state impresse su una superficie originariamente inclinata. Tutte le impronte conosciute al mondo relative a uomini o ominidi sono state impresse su superfici orizzontali. Ciò è importante perchè apre prospettive di studio verso la meccanica del movimento di questi nostri antichi progenitori, dei quali ci è rimasto solo qualche resto scheletrico che però non permette di stabilire l'andatura e le modalità di movimento con la stessa precisione con cui si arriva avendo a disposizione impronte e piste impresse su substrati complessi.

La pista A è quella più evidente nel sito delle Ciampate. È una pista che scende dall'alto verso la parte più ribassata dell'affioramento compiendo un tragitto a zig-zag e comprende un dislivello di poco meno di 4 m. Ciò che è sorprendente è che se si prova a camminare su queste impronte si vede che l'individuo che le ha impresse, ha fatto dei ragionamenti per mettere i piedi nei punti più accessibili che sono gli stessi che faremmo noi adesso per compiere un tale dislivello. Alcune tra queste impronte sono particolarmente indicative. L'impronta centrale a mezzaluna è quella più significativa perchè

mostra la traccia dell'arco plantare. Quest'ultimo è una caratteristica che si riscontra solo nelle impronte umane, e quindi si può tranquillamente escludere che queste impronte possano appartenere ad un bipede diverso dall'uomo. Ci sono altre impronte in cui si vedono delle depressioni che corrispondono alle dita. Un altro particolare interessante è che le impronte sono asimmetriche quando sono impresse sulla superficie inclinata. La parte del tallone è molto più profonda della parte relativa alle dita. Ciò è dovuto al fatto che il peso del corpo durante la discesa grava sul tallone. Con il rilievo con metodologia laser-scan effettuato sui calchi di tre impronte in successione, si osserva che ciò è il frutto di una serie di movimenti che il piede ha fatto sul materiale lavico plastico. Il piede ha fatto un movimento rotatorio per raggiungere una posizione di stabilità. Questa



Impronta nel sito di Foresta (foto di P. Mietto)

peculiarità si osserva unicamente qui. Quelle che noi vediamo non solo le impronte ma sono il frutto di una successione di movimenti del



piede. Ecco spiegato il loro apparente gigantismo, che a suo tempo ha suscitato le fantasie popolari fino a farle attribuire al Diavolo. Osservando le morfologie trovate all'interno delle stesse impronte del sito si mette infatti in evidenza il tallone, l'arco plantare, l'alluce e la porzione delle dita.

La pista B è analoga alla pista A solo che taglia trasversalmente il pendio e in questo caso comprende un dislivello di circa 2-3 m e contrariamente alla pista A, copre un percorso di 8,60 m che va lungo la linea di massima pendenza e questa scelta ha creato dei problemi all'individuo che lo ha impresso. Le impronte sono molto profonde addirittura in un caso si vede l'impronta del polpaccio. Ci sono due punti della pista B particolarmente significativi. In corrispondenza di un piccolo salto l'individuo scivola: in questa situazione avrebbe dovuto cadere, a meno che non avesse appoggiato la mano sulla paretina. Ripercorrendo esattamente gli stessi passi, nel punto in cui anche un essere umano attuale appoggia la mano, c'è l'impronta del palmo della mano sinistra di questo individuo. Andando avanti l'individuo si trova di fronte ad un salto più impegnativo del precedente, una parete verticale, e le cose si fanno confuse. Non si capisce bene cosa sia successo. Probabilmente l'individuo si è spostato lateralmente per trovare un passaggio migliore per superare la paretina verticale, ma essendo pericoloso, è sceso lungo la parete, con la schiena rivolta verso la parete, usando anche le mani. Queste costituiscono le uniche impronte di mani conosciute al mondo che non siano state impresse per motivi rituali ma per motivi legati alla locomozione. Sempre vicino alla pista B sono state rinvenute delle piste ancora da discutere che verosimilmente possono essere attribuite ad un animale di media taglia.

La pista C invece si trova esattamente lungo il sentiero attuale che dall'antico mulino sale verso Foresta, ai piedi della parete delle



Successione di impronte della pista C

Ciampate. La pista è lunga 9,98 m e consiste in 10 impronte che coprono un'altezza di 2,56 m (P. Mietto com. pers.).

A Carangi, nel comune di Marzano Appio, tra il 2003 e 2004 sono state trovate da Adolfo Panarello e Marco De Angelis delle tracce molto simili a quelle rinvenute a Foresta che saranno oggetto di studio entro breve termine.

A fine di luglio del 2005 è stata effettuata la prima campagna di scavo a Foresta finalizzata alla valorizzazione ed alla conservazione del sito e qui sono state trovate singolarità molto interessanti. Innanzitutto è stato riesumato l'antico sentiero che andava verso Foresta. È stato trovato un intreccio di piste nella parte superiore del sentiero che comprendono l'inizio dell'originaria pista C, vista ancora nella prima visita, poi una pista D, una E e una pista F che sembra andare in direzione opposta a quelle che sono state trovate finora.

Infatti tutte le piste sembrano andare verso l'esterno del vulcano fuorché la pista F. Lungo il sentiero inoltre è presente un'altra pista, la pista E che si interrompe lungo il taglio artificiale della "parata nova".

È stata trovata anche la prosecuzione della pista D lungo il sentiero con una serie incredibile di impronte.

Alla fine delle due campagne di scavo quindi si è potuto innanzitutto stabilire una prosecuzione delle originali piste A e B

Foto della sec



lungo il sentiero che porta verso il mulino. In seguito è stata ridefinita

la pista C e sono state scoperte tre nuove piste, la D, E e F con impronte molto belle.

Quindi il sito si è arricchito da 54 a oltre 100 impronte e linearmente esse si estendono per oltre 100 m

Attualmente si stanno studiando altre impronte in una località vicino a Foresta, Carangi, nel comune di Marzano Appio, che presenta le stesse caratteristiche del primo sito, anche se non così spettacolare.

## LICHENOMETRIA

Le impronte, fino a tempi storici, erano ricoperte e quindi protette dal materiale rimaneggiato delle formazioni superiori, da humus e da Licheni sviluppati su mura antiche costruite in epoca preistorica sito di Foresta (foto di A. Panarello) vegetazione. Per capire da quanto tempo questi affioramenti potessero essere visibili è stato necessario utilizzare un metodo che si rifacesse



all'esposizione delle rocce, cioè la crescita dei licheni.

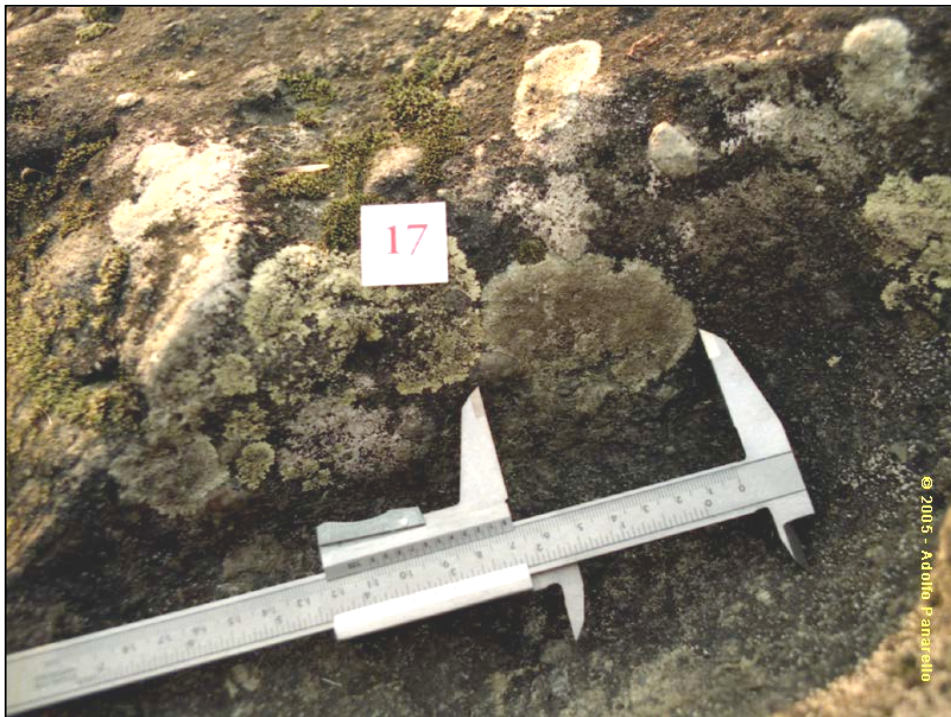
La datazione mediante lo studio dello sviluppo dei licheni, effettuato da Adolfo Panarello (com. pers.), ha permesso di risolvere problemi finora irrisolti e all'origine di interrogativi molto comuni e ricorrenti nella popolazione che abita nei dintorni delle "Ciampate del Diavolo". Il primo riguarda il tempo di esposizione delle impronte, cioè da quanto tempo esse siano visibili, il secondo riguarda la dinamica della loro venuta a giorno, e il terzo quando è nata la leggenda delle "Ciampate del diavolo".

L'unica indagine non invasiva praticabile in questa fase di ricerche e capace di fornire se non in modo definitivo ma almeno in modo soddisfacente le risposte desiderate, era quella lichenometrica. La lichenometria è un metodo di datazione basato sulla misurazione del diametro dei licheni, e in particolare sulla dimensione dei loro talli. Esistono infatti alcuni tipi di licheni (ad esempio *Aspicilia cinerea*) che hanno la singolare caratteristica di crescere in modo regolare in microclimi e microcontesti costanti. Se dunque si riesce a stabilire il tasso di crescita di questi licheni in un determinato habitat, questo valore può essere usato come un misuratore biologico per le stesse specie di licheni che vivono in ambienti simili all'habitat di riferimento. La fase di censimento e calcolo di tale valore è detta taratura lichenometrica: si cerca cioè di stabilire di quanto cresce all'anno il diametro di base del lichene analizzato, stabilendo così il tasso di crescita e quindi da quanto tempo i licheni hanno colonizzato la superficie. È evidente che sulle superfici rocciose appena riesposte, come quelle del sito delle ciampate, i licheni ne diventano i primi colonizzatori. Il diametro del tallo più grande diviso per il fattore di crescita calcolato, fornisce con buona approssimazione, il momento da cui queste impronte sono state esposte. I talli con dimensioni minori,

sono riferibili a licheni che sono nati dopo o che comunque hanno avuto un tasso di crescita inferiore.

Per la taratura bisogna trovare una zona vicina alla zona da misurare con lo stesso microclima, la stessa esposizione, più o meno la stessa quota, in cui vi siano delle strutture costituite con lo stesso materiale roccioso in cui si trovano i licheni che si dovranno misurare, e che siano perfettamente databili, cioè tali da poter assumere lo zero come misura di riferimento per i licheni da campionare. È infine necessario effettuare molte misurazioni in modo da avere un calcolo il più preciso possibile.

Nel caso delle ciampate, la superficie di *Brown Leucitic Tuff* è colonizzata da licheni particolari che sono stati misurati grazie a  
Misurazioni effettuate sui licheni direttamente sulle impronte a Foresta (foto  
di A. Panarello)



tarature effettuate su blocchi di abitazioni dismesse o ex-cave per uso edilizio perfettamente datate.

Calcolando così il fattore di crescita, si è potuto stabilire con precisione non solo da quanto tempo è avvenuta la riesposizione, ma anche la sua dinamica. Questa esposizione non doveva essersi verificata da moltissimo tempo, altrimenti gli interventi degli agenti naturali e dell'uomo non avrebbero permesso la conservazione delle impronte. Il fattore di crescita calcolato è pari a circa 0.74 mm/yr, e conferma la prima impressione, cioè che il banco impresso non deve aver visto la luce da più di 250 anni. Solo la cengia apicale, anch'essa impressa, orientata SE, con spesse stratificazioni di licheni, lascia supporre che la sua esposizione sia stata per un tempo più lungo. Analizzando il sito infatti si può notare che la parete non ha avuto una riesposizione omogenea, ma che, specialmente le superfici più profonde delle impronte, siano state le superfici meno esposte, o perchè ripulite per ultime dai detriti, o perchè ricoperte più volte dal frutto dell'alterazione meteorica delle formazioni soprastanti. Inoltre i talli più estesi si trovano nella cengia apicale, quelli di dimensione media si trovano sui bordi di espulsione delle orme fossili, e quelli più piccoli, se presenti, si trovano sul fondo o sulle pareti delle impronte, il che ha una sua logica precisa.

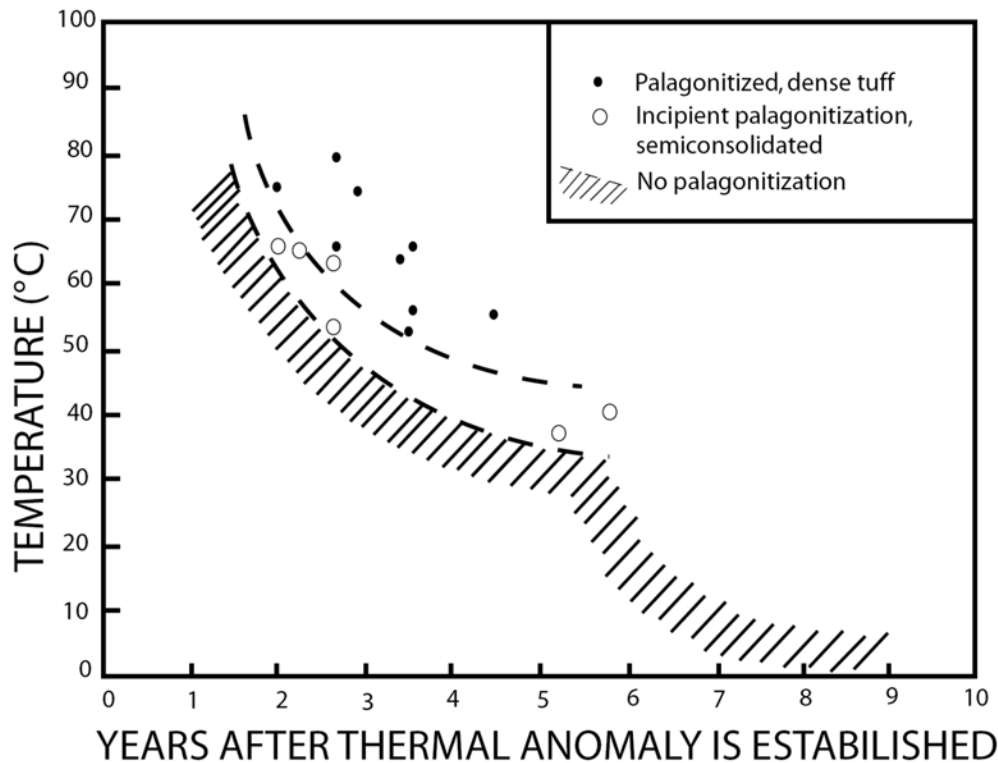
Anche ricerche riguardanti alla nascita del toponimo delle "Ciampate del diavolo" dimostrerebbero il fatto che le impronte non siano venute alla luce da moltissimo tempo. Si è scoperto infatti in documenti di archivio che almeno fino al 1754, non c'è alcun riferimento a queste impronte. Ad un certo punto un agente atmosferico o antropico ha rimosso la coltre che ricopriva le orme fossili, mettendo in evidenza solo la parte sommitale costituita dai

bordi di espulsione delle impronte. In seguito, a causa di lavori di ampliamento del sentiero per il mulino, la coltre che copriva le impronte è venuta meno e infatti da quel momento sono venute alla luce le impronte intorno ai 250 anni fa, e con esse la leggenda delle “Ciampate del Diavolo”.



## 11.2 Modalità di impressione

Il materiale che compone i flussi piroclastici su cui sono state impresse le impronte è costituito da depositi incoerenti che sono scesi dal vulcano a temperatura molto elevata (circa 600-700 °C) e una volta depositati è iniziato il processo di consolidamento. Via via che il processo di raffreddamento aveva luogo gli elementi volatili di tutti i composti che costituivano la formazione sono condensati in una



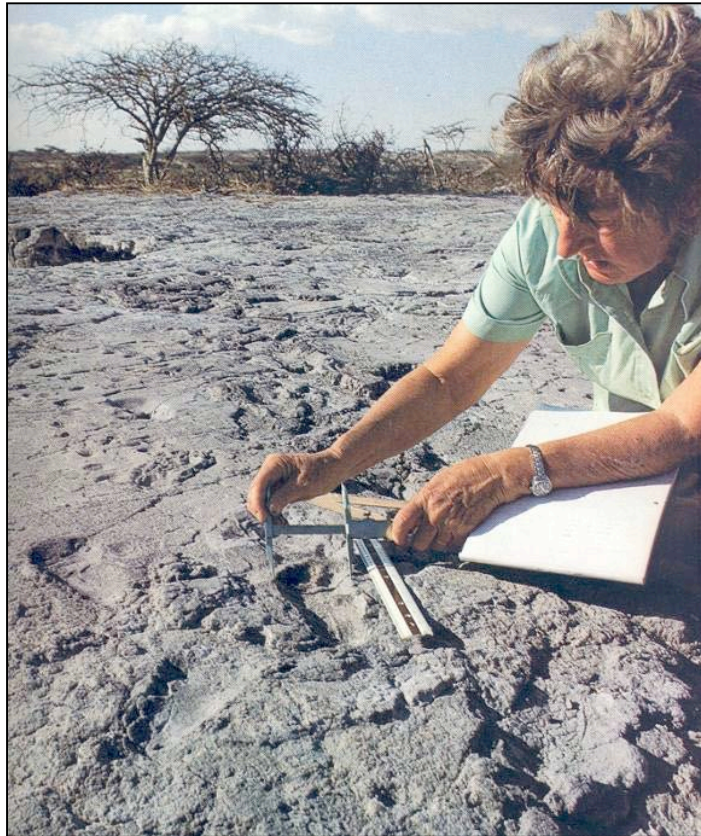
Tasso di palagonitizzazione e consolidazione in un deposito vulcanico in funzione della temperatura e del tempo (da Fisher & Schmincke, 1984)

soluzione salina che ha attraversato tutta la formazione. Quando queste soluzioni erano ancora calde sono circolate nel deposito ed hanno permeato la formazione vulcanica, agendo sul vetro vulcanico.

Da quest'ultimo quindi, sono andati in soluzione tutti i componenti inclusi in esso. Via via che è diminuita la temperatura, da queste soluzioni sono precipitati così dei minerali di nuova formazione tra cui le zeoliti, cabasite e phillipsite in primis. Questi minerali, creando una struttura cristallina dove prima non c'era, hanno la capacità di rendere litoide la massa vulcanica vetrosa e farla apparire consolidata. Di conseguenza la forte compattezza che caratterizza il substrato su cui sono state impresse le impronte di Foresta è dovuta alla pronunciata zeolitizzazione. Il problema è stabilire quanto tempo è trascorso perchè il processo di alterazione zeolitica rendesse questi depositi compatti. Si suppone che il periodo di tempo trascorso sia di circa 1000-1500 anni. Questo processo di solidificazione ha una sua evoluzione ed è molto simile al processo di palagonitizzazione che è una sua diretta evoluzione: si evolve rapidamente e poi si attenua progressivamente nel tempo. Nella fase di attenuazione, il deposito che si sta per consolidare assume la consistenza del cemento appena fresco a temperature relativamente basse (60-70°C). Ed è proprio questo il momento in cui sono passati gli individui ed hanno lasciato le impronte su di un substrato che era ancora caldo ma che di certo non raggiungeva le temperature elevate che aveva appena messo in posto. In seguito il processo di zeolitizzazione si è completato quindi è rimasta l'impronta sul tufo ormai solido.

## *11.3 Le Impronte di Ominidi nel mondo*

Le tracce dei nostri più lontani progenitori sono state ritrovate in Africa a Leatoli in Tanzania e sono datate a circa 3.7 Ma. Queste impronte sono state scoperte nel 1976 e studiate dall'equipe scientifica

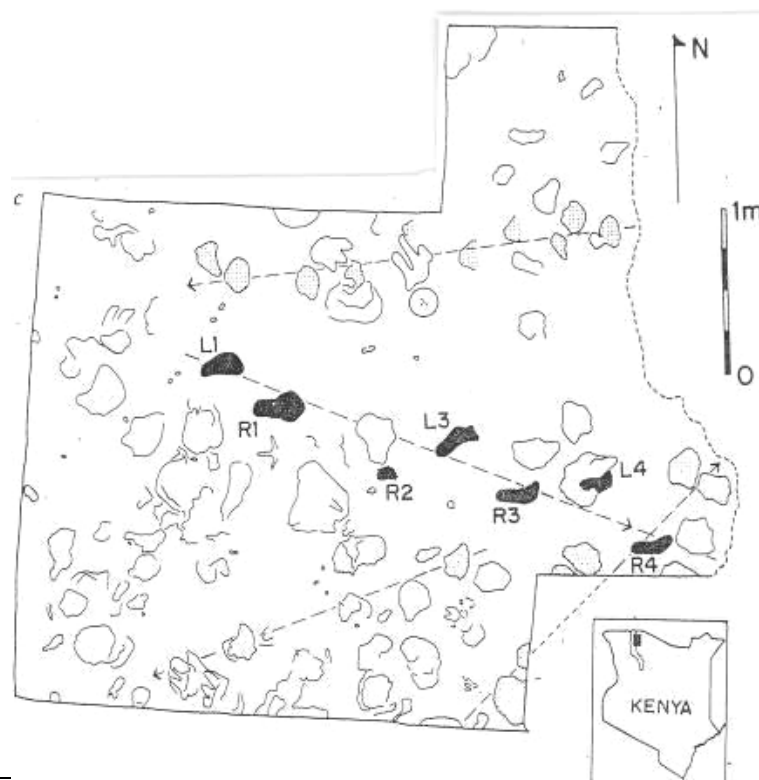


Mary Leakey al lavoro sulle impronte a Leatoli (foto di repertorio)

guidata da Mary Leakey. Si tratta di impronte molto più antiche di quelle rinvenute del sito di Foresta, nel complesso vulcanico del Roccamonfina. La spettacolarità di queste impronte è evidente: infatti sono state impresse su di una superficie di materiale vulcanico, in un

contesto molto simile a quello studiato, con l'unica eccezione che la superficie in questione è orizzontale. Su questa paleosuperficie sono state impresse oltre a impronte di ominidi anche orme di animali, tra cui esseri viventi simili a rinoceronti, conigli, gazzelle, uccelli. Da queste informazioni si può dedurre anche l'ambiente in cui vivevano questi esseri viventi in un passato molto lontano. Inoltre sul sito ci sono delle particolarità molto interessanti, come per esempio una pista di un adulto che camminava assieme ad un bambino. Però sono molto lontane da un punto di vista temporale dalle impronte di Roccamonfina e sono state impresse da dei nostri progenitori che avevano poco a che fare con la nostra specie. La maggior parte degli autori è concorde sul fatto che queste piste siano appartenute ad australopiteci proprio come la famosa Lucy. Da misurazioni effettuate sulle impronte si è potuto stabilire che questi nostri progenitori avevano un'altezza intorno ai 1.32-1.52 m (White & Suwa, 1987).

Di qualche milione di anni più recenti (circa 1.5-1.6 Ma) sono le



impronte, molto confuse e dubbie, del Pleistocene inferiore del Lago Turkana impresse sulle spiagge nella Formazione Koobi Fora. Qui sono presenti almeno sette piste originariamente attribuite all'*Homo erectus*. La lunghezza di queste tracce varia da 25 a 32 cm con una larghezza di circa 10 cm. Oltre a queste impronte sono presenti moltissime altre appartenenti ad altri esseri viventi (uccelli, elefanti,..). Recentemente è stato escluso che le impronte di Koobi Fora vadano realmente attribuite ad ominidi.

In seguito, temporalmente parlando, sono state identificate le impronte di Roccamonfina. Il problema principale è l'identità dell'autore delle impronte. Sicuramente l'artefice è un rappresentante di una specie umana che precede l'uomo di Neanderthal in Europa. Da un punto di vista cronologico potrebbe trattarsi di *Homo heidelbergensis* o della variante europea di *Homo erectus*.

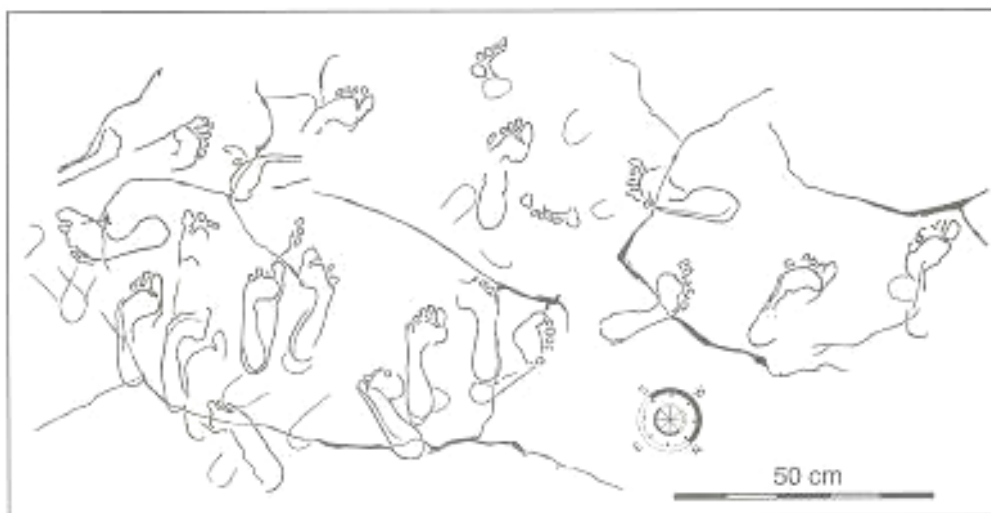
Un'altra scoperta recente dal Sud Africa consiste in una serie di impronte mal conservate su di un pendio che rappresenta un'antica duna sabbiosa al margine occidentale lungo la costa del **Parco Nazionale**, datate a circa 117.000 anni fa. Queste orme che probabilmente appartengono ad una forma umana che potrebbe essere molto vicina all'*Homo sapiens* molto primitivo.

Dalla Corea molto recentemente è arrivata una segnalazione di impronte impresse su una superficie piana costituita da sedimenti tufacei di circa 50.000 anni fa da un gruppo di ominidi. Oltre queste impronte, sono presenti anche impronte di uccelli e mammiferi.

Molto più abbondanti diventano le segnalazioni di impronte mano a mano che ci si avvicina all'attuale. Un caso molto interessante è

quello rappresentato dalle grotte, il sistema di grotte di Niaux, in cui sono state ritrovate moltissime impronte e pitture rupestri in una zona dei Pirenei che si colloca tra la Francia e la Spagna. In queste grotte in un lasso di tempo che si colloca tra i 30.000 e i 25.000 anni fa gli uomini entravano nelle caverne per svolgere rituali particolari che portavano poi alla pittura e in queste occasioni hanno lasciato nell'argilla molle delle impronte: alcune di queste impronte sono state impresse da bambini che giocavano. Di conseguenza queste impronte sono molto utili per ricostruire anche il comportamento di questi nostri antenati.

Oltre a orme di uomini sono presenti impronte di orsi e leoni.



Tracce di bambini che giocavano davanti ad una parete in una grotta a Niaux, Francia (immagine di M. Avanzini)

Un particolare interessante è che intorno a 20.000 anni fa gli uomini hanno iniziato ad interessarsi delle impronte degli animali a loro contemporanei. È un periodo in cui la caccia costituisce la principale risorsa alimentare, e quindi le strategie di cattura degli animali si fanno molto attente. A riprova di ciò, nelle pitture rupestri

assieme alla pittura che raffigura degli animali compaiono anche dei segni che probabilmente rappresentano le impronte dell'animale stesso.

Anche in Italia sono state rinvenute impronte umane più recenti di quelle rinvenute a Roccamonfina. Per esempio in Liguria nella Grotta della Basura di Toirano sono state trovate impronte ben conservate, come pure in Francia.

Soprattutto in tempi più recenti (Mesolitico e Neolitico) in zone costiere, specialmente nell'Europa settentrionale, nelle zone limitrofe al mare a causa delle maree, venivano trasportati grandi quantitativi di

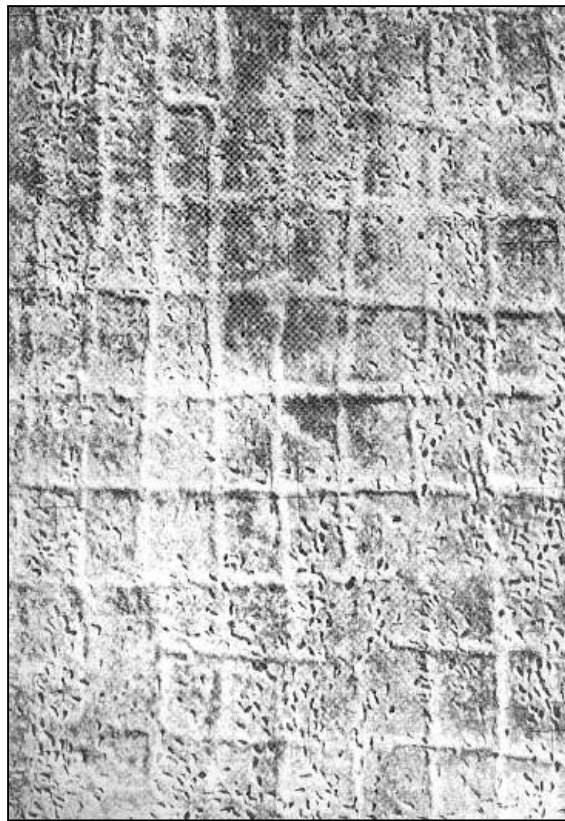


Un'impronta di Fornby, Inghilterra (foto di repertorio)

materiale terrigeno. Su questi materiali sono state impresse moltissime impronte, che poi sono state immediatamente ricoperte dal materiale

che veniva apportato dalle maree, permettendone la conservazione. Esempi molto belli sono presenti sulle spiagge inglesi (vicino Uskmouth e vicino Liverpool), e anche nelle Americhe (Nicaragua circa 6000 anni fa).

Più ci avviciniamo al giorno d'oggi più sono frequenti i ritrovamenti di orme e quindi diventa difficile elencarli tutti. Uno in particolare è l'esempio di un'antica risaia in Cina di 1600 anni fa in cui le impronte si sono conservate perchè sigillate dal materiale vulcanico eruttato da un vicino vulcano.



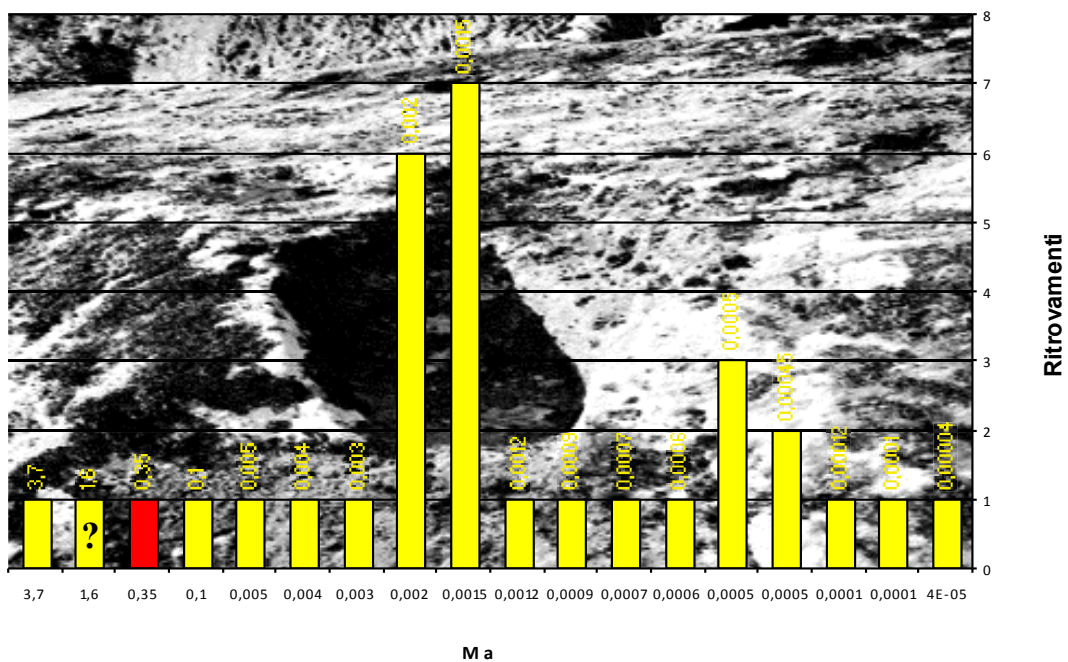
Impronte in una risaia in Cina (foto di repertorio)

A partire da circa 100.000 anni fa ci sono buone documentazioni per quanto riguarda la conoscenza di impronte umane. Ad oggi ci sono



circa 40 località in tutto il mondo in cui sono state ritrovate impronte e la maggior parte delle località sono molto recenti. I ritrovamenti più antichi sono molto rari. L'evento di Roccamonfina quindi va a colmare un buco nelle nostre conoscenze riguardanti l'evoluzione del genere umano.

### Abbondanza delle impronte di ominidi al mondo



Distribuzione quantitativa e temporale dei siti di interesse icno-antropologico

(da M. Avanzini, modificata)

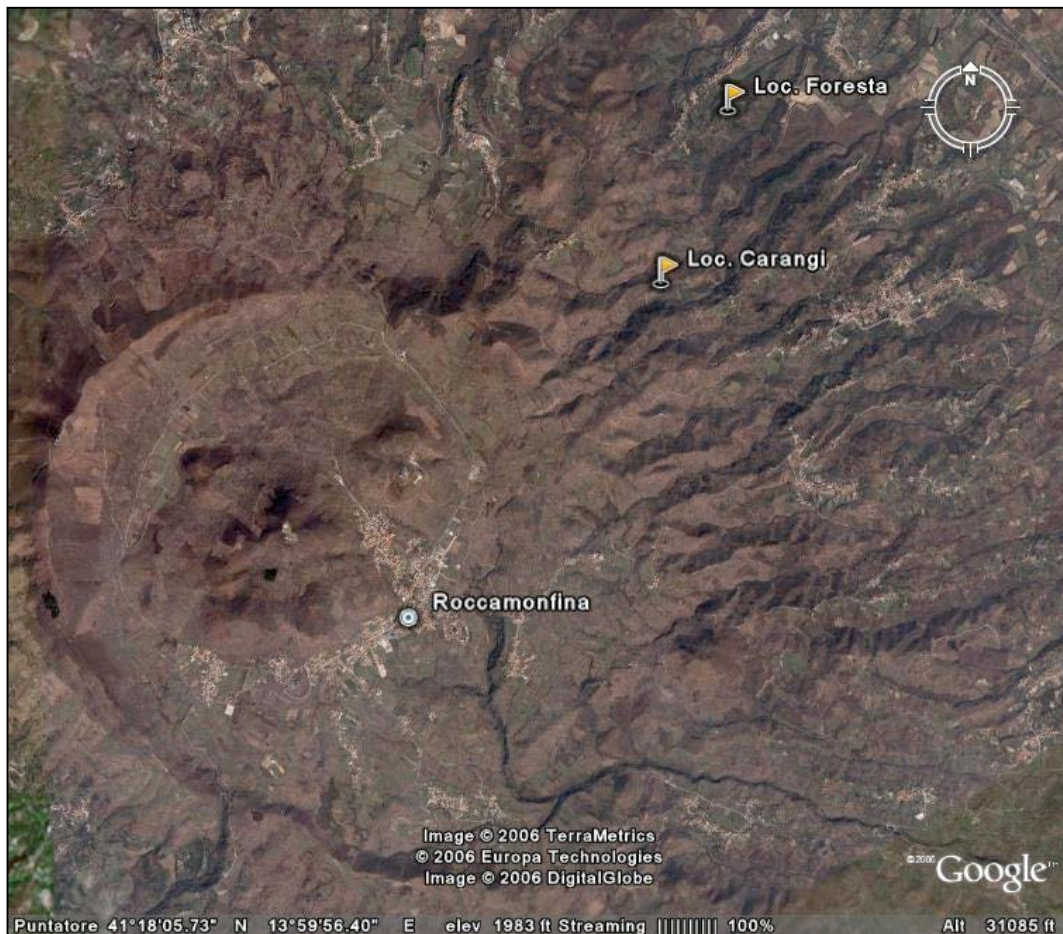
*III. Caratterizzazione  
Geologico-Tettonica  
dell'area del Vulcano di  
Roccamonfina*

---

*III.1 Inquadramento*

*Geografico*

Il distretto vulcanico del Roccamonfina (343 Km<sup>2</sup>) si trova negli Appennini campani in provincia di Caserta anche se parte delle sue propaggini settentrionali sconfinano nel territorio laziale. Esso è situato tra i rilievi calcarei del M. Massico a sud, dei M. Aurunci a ovest, dei M. Camino e Cesima a nord e dei M. di Pietravairano e Maggiore ad est. Il territorio che comprende il vulcano è detto *Terra*



Visione satellitare della zona presa in esame (da Google Earth, 2006)

*di Lavoro* e comprende oltre al Roccamonfina anche il territorio dei Monti Ausoni e dei Monti Aurunci. Tutta quest'area fa parte del Parco Foce del Garigliano e Roccamonfina.

I territori rilevati e analizzati si trovano entro i comuni di Tora e Picilli, nella parte nord-orientale del vulcano, di Marzano Appio

(località Carangi, zona orientale del vulcano) e di Sessa Aurunca, nel settore meridionale della caldera del Roccamonfina.

### MORFOLOGIA

La morfologia del vulcano di Roccamonfina testimonia l'evoluzione dell'apparato vulcanico (Bergomi *et al.*, 1969). L'originario stratovulcano, l'apparato tefritico leucitico, raggiungeva probabilmente un'altezza di 1700-1800 m s.l.m., ed è conservato principalmente sul lato occidentale e meridionale del rilievo, mentre sugli altri settori resta unicamente qualche relitto più o meno



Foto aerea della caldera del Roccamonfina (Archivio V. Ragucci)

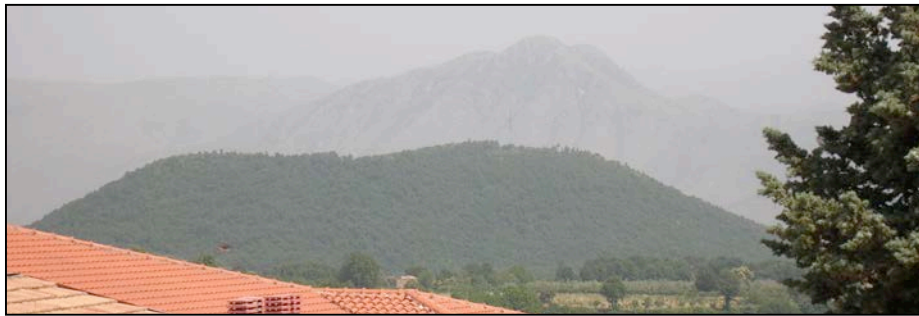
sviluppato.

La caldera residua, di forma ellittica, si allunga per circa 5 Km in direzione NW-SE, a quota media di circa 600 m s.l.m.

Da Taverna S. Antonio al Ponte ai Grottoni l'orlo della caldera ha una forma quasi perfettamente semicircolare; verso l'esterno i suoi fianchi scendono più o meno dolcemente, mentre verso l'interno, in direzione dell'atrio, esso è delimitato da una ripida scarpata, corrispondente probabilmente al piano di distacco dello sprofondamento.

Nell'interno della caldera si eleva un doppio duomo latitico, le cui due cime (M. Santa Croce e M. Lattani) raggiungono rispettivamente 1006 e 819 m s.l.m.

Sui fianchi esterni del complesso vulcanico si osservano numerosi coni avventizi eccentrici, che presentano una morfologia più o meno



Veduta del Colle Friello, cono da caduta

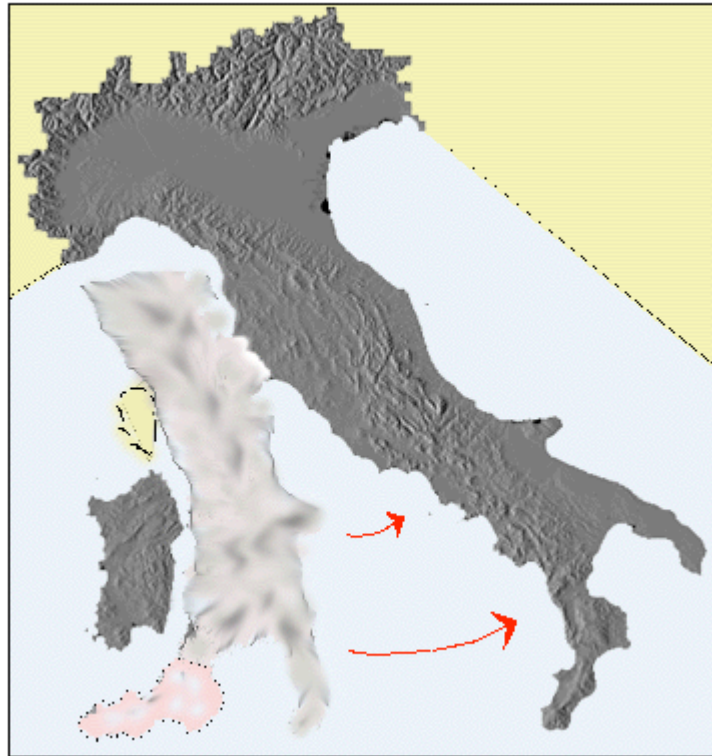
evidente a seconda dell'età, dello spessore e del materiale di cui essi sono costituiti. Spiccano morfologicamente nel paesaggio i coni di scorie di Colle Friello e M. Tuororame a nord, Terracorpo, M. Atano e M. Lucno a est, M. Auto e Colle Lupara a SSE, M. di Mass Porcareccia (tra Sipicciano e Fatt. Vallemarina) e M. Brecciuole (a SO di M. La Frascara) a ovest e i duomi di lava fonolitico-leucitica di M. S. Antonio a nord, M. Casi e M. Canneto a SE, M. Ofelio a SW, M. di Fatt. Vallemarina e M. Castello (tra Cescheto e Le Vigne) ad ovest.

Le colate di fango, causate all'attività esplosiva della caldera, particolarmente numerose e potenti sui lati nord, sud ed est del Roccamonfina, e successivamente le colate ignimbriche tardive, modellano ed appiattiscono, talora notevolmente, l'antica accidentata morfologia.

## *111.2 Evoluzione Tettonica*

### *del Margine Tirrenico*

Gli Appennini sono una catena montuosa che si è formata in risposta alla compressione dovuta al movimento relativo della placca africana verso la placca euroasiatica; l'area tra i due continenti si è deformata in zone quasi parallele, con andamento circa da nord a sud, in corrispondenza delle quali la crosta continentale ha subito un'estensione o una compressione.

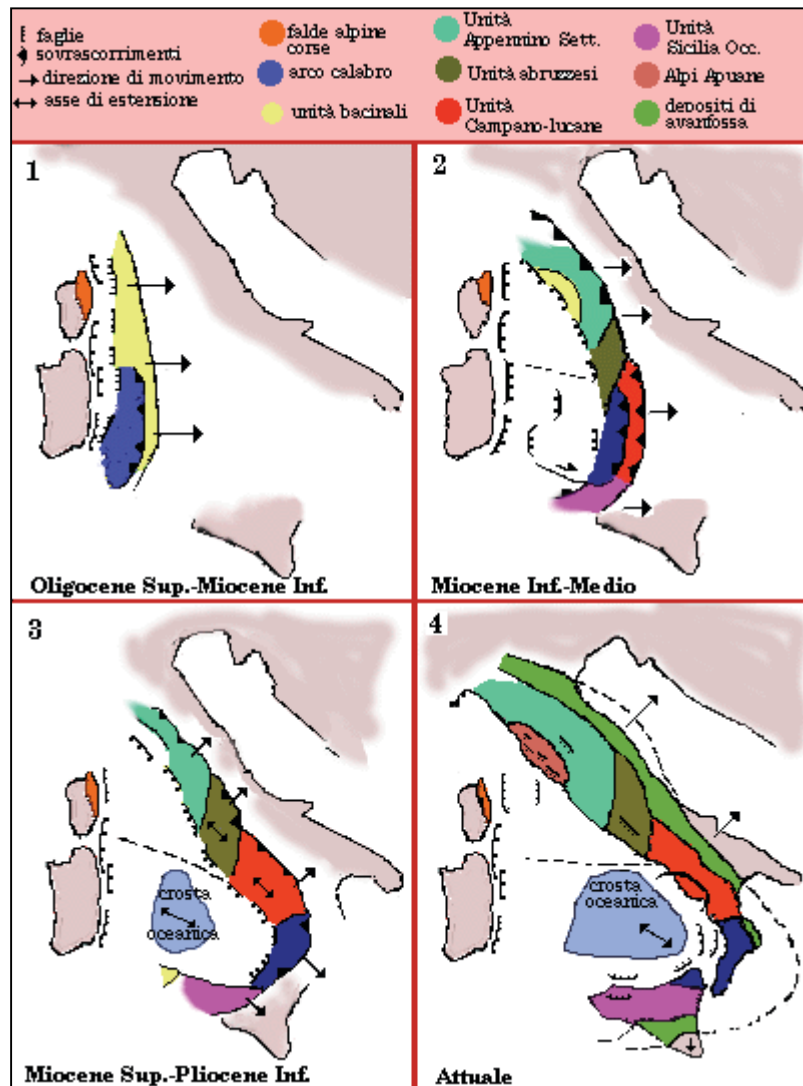


Raffigurazione approssimata del movimento di rotazione della penisola italiana avvenuto negli ultimi 7 Ma

Verso la fine del Cenozoico ad ovest degli Appennini che si stavano sollevando, la crosta terrestre si è assottigliata, lacerandosi e sprofondando lentamente, a causa del movimento di rotazione verso est dell'Italia, creando così il Bacino Tirrenico. La diversa velocità di deformazione dei vari settori spiega la geometria che hanno assunto il bacino del Tirreno e la catena appenninica. Il Tirreno si è allargato come un ventaglio rivolto a sud e la catena appenninica si è arcuata fino a spezzarsi in due tronconi. A queste circostanze è legata l'attuale struttura del bacino del Mediterraneo e della penisola italiana.

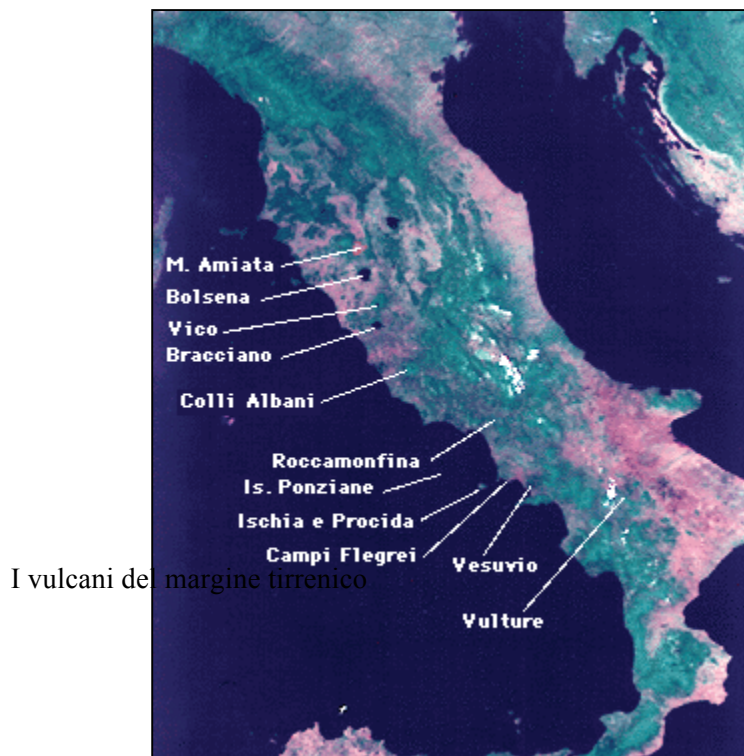


Circa 5-6 milioni di anni fa, nel Pliocene inferiore il margine occidentale di questa catena, coinvolto precedentemente della distensione, è sprofondato verso ovest, disarticolato da lunghi sistemi di faglie parallele con direzione NW-SE.



Evoluzione dell'area tirrenica negli ultimi 36 Ma (modificato da P. Casati, 1996)

Intorno ai 3-4 milioni di anni fa, nel Pliocene medio-superiore, all'interno ed al centro del graben che si era formato dalla disarticolazione del margine occidentale degli Appennini, ha iniziato a sollevarsi una nuova dorsale ed il mare si ritirato verso occidente, restando così solo un golfo aperto verso sud, l'attuale bassa valle del fiume Tevere tra Orvieto e Roma. Contemporaneamente a questo sollevamento, prima in Toscana e successivamente nel Lazio settentrionale, si verifica una forte attività vulcanica in più fasi che si susseguono nel tempo da ovest verso est causando il sollevamento di singole aree. I prodotti di questa attività magmatica costituiscono la così detta *Provincia Magmatica Toscana*.

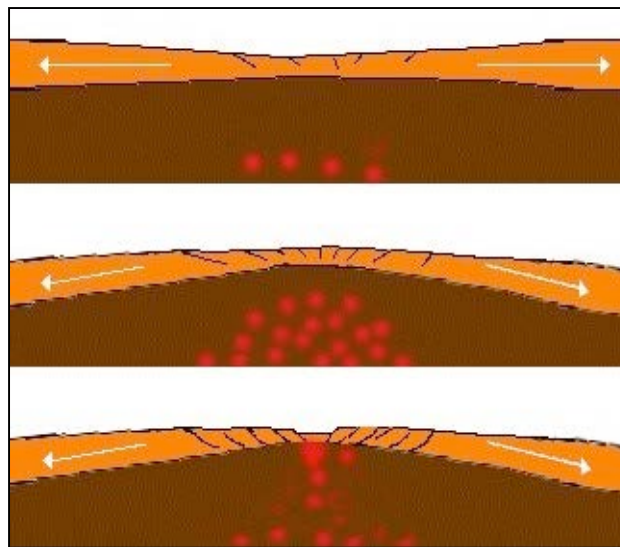


Nell'ultimo milione di anni, il mare si è ritirato sempre più verso ovest, creando dietro di sé zone paludose e una nuova fascia costiera

approvvigionata da fiumi che hanno apportato grandi volumi di ghiaie, sabbie ed argille. Questa nuova quiete è stata nuovamente turbata dal riattivarsi delle faglie ad andamento appenninico ed antiappenninico che hanno portato alla fratturazione in diversi settori della piana costiera appena formata ed allo sprofondamento degli stessi. Queste fratturazioni hanno favorito la risalita di magma dando vita ad un'altra serie di importanti manifestazioni vulcaniche. In questo modo si sono formati diversi complessi vulcanici disposti da NW a SE tra cui i Vulsini, Vico, i Sabatini, i Colli Albani, gli Ernici e il Roccamonfina. Più a sud sono presenti i complessi di Ischia e Procida, dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio. Questo vulcanismo, diverso dal precedente, è indicato come alcalino-potassico ed identifica la *Provincia Comagmatica Romana*.

# 111.3 Caratterizzazione della Provincia Comagmatica Romana

Il magmatismo della Provincia Comagmatica Romana è legato tettonicamente al processo di apertura del mar Tirreno in retro-arco. Lo stiramento e l'assottigliamento della zona in distensione hanno provocato nella crosta una serie di fratture che si sono via via approfondite. Una crosta sottile e fratturata è ritenuta uno dei fattori che possono innescare la risalita del magma dal mantello



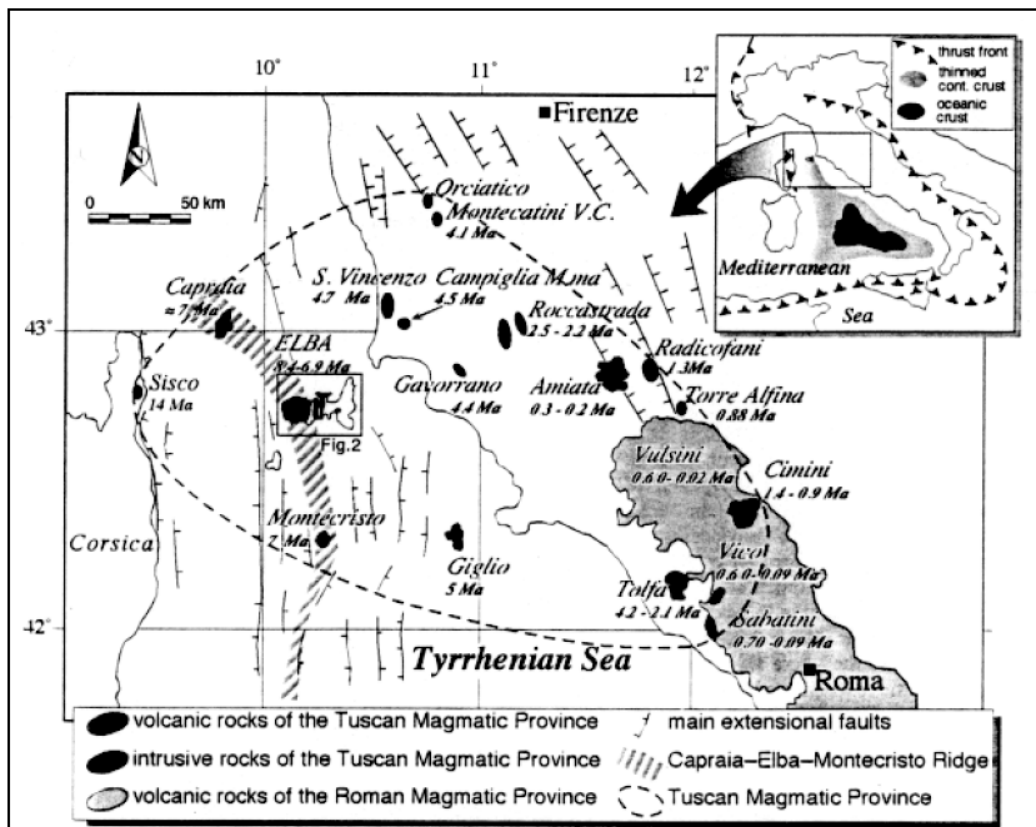
Distensione ed assottigliamento crostale che ha permesso la risalita di magmi

astenosferico. Infatti, un minore spessore crostale determina una diminuzione di pressione. La variazione di pressione può abbassare il

punto di fusione di alcuni minerali e formare magma, che essendo più leggero del materiale solido circostante, tende a risalire verso l'alto e, se raggiunge la superficie, a dare origine all'attività vulcanica.

La presenza di magma e il conseguente aumento di temperatura sotto la crosta, possono arcuare la crosta continentale soprastante, romperla e assottigliarla ulteriormente. Un sistema di fratture sempre più esteso costituisce la via di risalita dei magmi e la formazione di apparati vulcanici in superficie. A questi movimenti della litosfera viene attribuita la formazione della serie di vulcani che segnano il bordo occidentale della penisola italiana. Infatti la placca in movimento, costituita dalla penisola italiana, lacerando la crosta e innescando la risalita dell'astenosfera, provoca essa stessa il vulcanismo. I vulcani seguono come una scia il movimento della placca.

In generale due sono le principali province petrografiche



La Provincia Comagmatica Romana e la Provincia Magmatica Toscana (da Dini et

tradizionalmente individuate nei settori interni della catena appenninica: La Provincia Magmatica Toscana e la Provincia Comagmatica Romana. Sebbene la prima sia interamente confinata nell'Appennino settentrionale, la seconda ne occupa geograficamente una porzione più tirrenica, sviluppandosi prevalentemente per tutto l'Appennino centrale e meridionale.

La prima attività vulcanica della Provincia Comagmatica Romana si è sviluppata nelle Isole Pontine, prima a Ponza, intorno a 4-5 milioni di anni fa, e successivamente a Ventotene con attività compresa tra circa 1 milione e 300.000 anni fa. Nell'area campana l'attività vulcanica più antica riconosciuta in prodotti visibili in superficie, è quella del vulcano di Roccamonfina, datato fra 700.000 e 300.000 anni fa. L'attività iniziale di questo vulcano è stata prevalentemente di tipo effusivo. All'emissione di lave ha fatto seguito una violenta attività esplosiva che ha provocato la formazione di una caldera al cui interno sono poi state emesse lave molto viscosi che hanno formato una serie di duomi vulcanici.

In tempi più recenti, da 200.000 anni fa, l'attività vulcanica si è concentrata ad Ischia, Procida, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio.

La Provincia Comagmatica Romana (Peccerillo, 2002) riflette una molteplicità di sorgenti mantelliche composizionalmente distinte che sono state modificate da differenti eventi metasomatici successivi. Questa provincia magmatica è ben conosciuta per la caratteristica potassica del suo vulcanismo dal Pliocene all'attuale. Queste rocce vulcaniche infatti hanno una chiara evidenza di assimilazione e cristallizzazione frazionata. In dettaglio gli Ernici e il Roccamonfina rappresentano i vulcani di transizione tra i vulcani Romani e quelli

Campani (Peccerillo & Panza, 1999) che hanno una composizione maggiormente influenzata da una componente di mantello arricchito con sedimenti terrigeni riciclati, con sedimenti pelagici e con una componente della crosta calabra continentale.

Le serie evolutive dei magmi del Roccamonfina hanno una composizione isotopica simile sia ai prodotti più basici della Provincia Comagmatica Romana (PCR) sia a quelli della Provincia Magmatica Toscana (PMT), e mostrano significative similitudini con quelle tipiche della crosta continentale e sono da ricondurre essenzialmente all'origine mantellica dei magmi, modificata da eventi di subduzione (Capuano *et al.*, 1992; Paone, 1996). Infatti i pattern della crosta continentale superiore si sovrappongono abbastanza bene ai pattern degli elementi in traccia delle rocce vulcaniche del Roccamonfina. Ciò significa che i magmi caratteristici del vulcanismo di questo complesso vulcanico sono il risultato dell'assimilazione da parte di magmi provenienti dal mantello, della parte superiore della crosta continentale in subduzione.

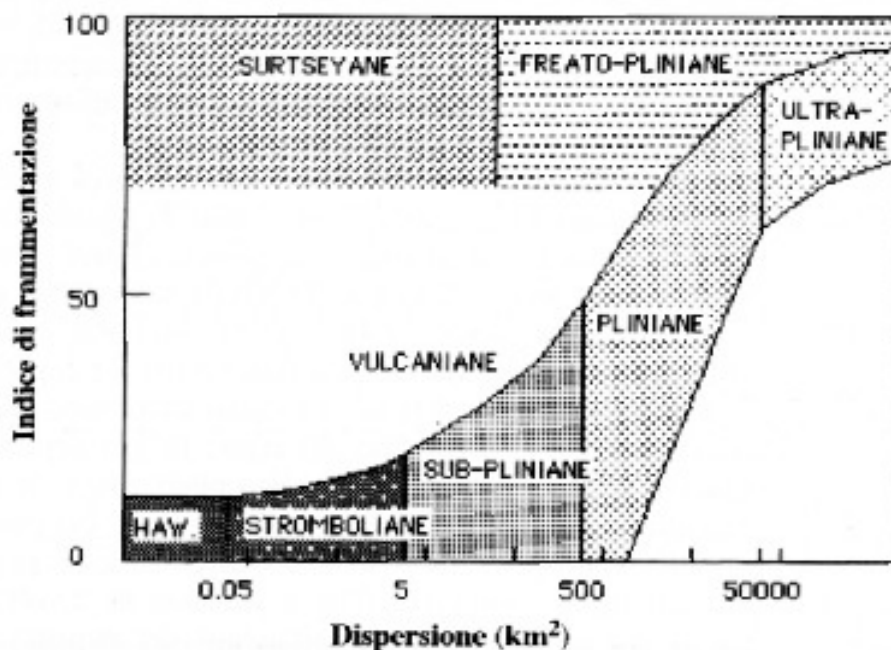
*IV. Storia Eruttiva del  
Vulcano di  
Roccamonfina*

---

*IV.1 Introduzione*



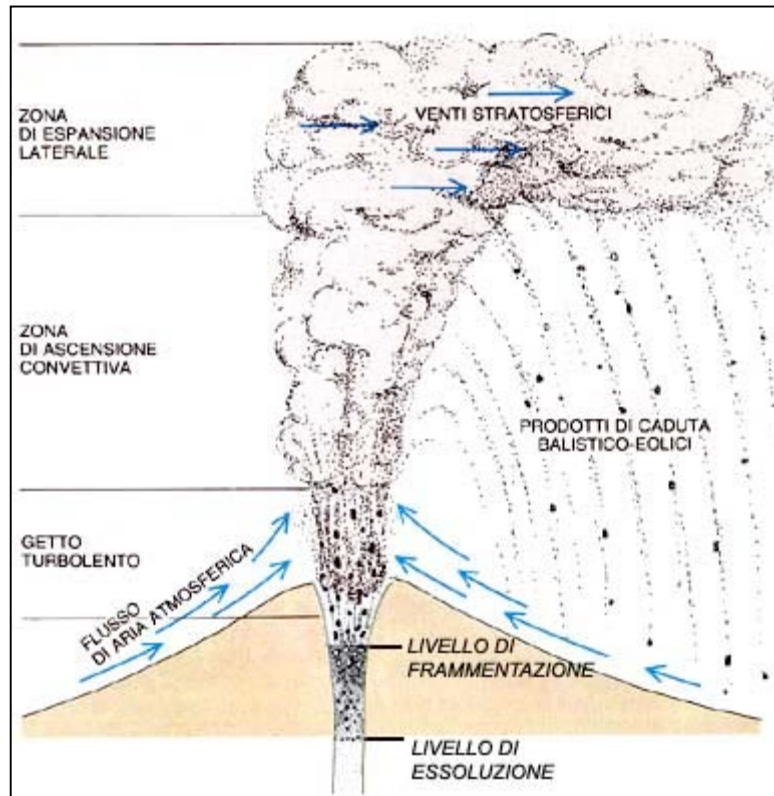
Con il termine eruzione si intende un'emissione in superficie di una certa quantità di magma proveniente dal profondo. A seconda della combinazione dei parametri che caratterizzano il sistema vulcanico, tra cui il chimismo, le caratteristiche fisiche del sistema, la presenza di volatili, ecc., ci sono differenti tipi di eruzioni: le eruzioni *hawaiiane*, *stromboliane*, *sub-pliniane*, *pliniane*, *ultrapliniane vulcaniane*, *surtseyane*, *freatopliniane* (Decker & Decker, 1989).



Schema di classificazione delle eruzioni in base all'indice di dispersione e all'indice di frammentazione (da Walker, 1973)

Il tipo di eruzioni che si sono verificate più frequentemente nel complesso vulcanico di Roccamonfina sono prevalentemente eruzioni esplosive pliniane (Sheridan *et al.*, 1981; Walker, 1981; Valentine & Wohletz, 1987). Nel corso di queste eruzioni si può formare una colonna eruttiva che è costituita da una miscela di gas, magma ed, eventualmente, cristalli e altre particelle solide, accelerata durante la risalita nel condotto fino alla bocca eruttiva. Immediatamente sopra il punto di uscita, la colonna consiste in un getto dove le particelle si

muovono prevalentemente per inerzia. Il flusso è ad alta velocità e le particelle non si muovono in linea retta, ma si propagano



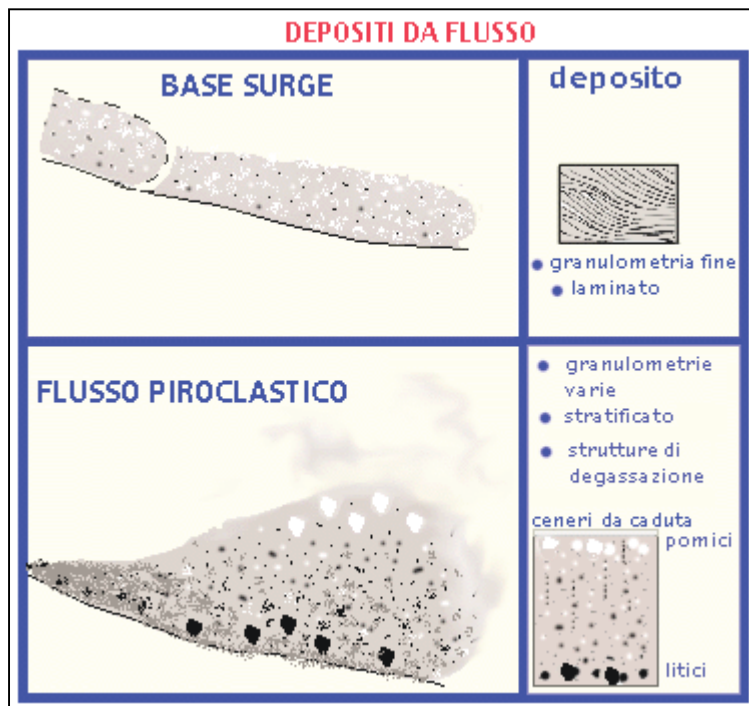
Colonna eruttiva nelle eruzioni pliniane

vorticosamente. Questa zona è definita di “getto turbolento”. La turbolenza è creata dalla bassa viscosità e dall’alta velocità della miscela.

Il moto vorticoso favorisce il mescolamento con l’aria atmosferica e questo provoca, da un lato, una rapida decelerazione e un raffreddamento complessivo della miscela ma, nello stesso tempo, una diminuzione da parte dell’aria della densità complessiva della colonna. Se la densità della miscela risultante è inferiore a quella atmosferica, la colonna si innalza con un moto convettivo e questa parte di colonna è chiamata “zona convettiva”.

Le particelle meno dense o piccole (pomici o ceneri) sono trascinate verso l'alto. I prodotti più densi (brandelli di magma, pezzi di condotto, litici, ecc.) e quelli di più grandi dimensioni, non potendo essere sostenuti nella colonna, seguono traiettorie balistiche e raggiungono distanze proporzionali alla velocità e all'angolo di lancio. Nella parte più alta della colonna eruttiva, quando ormai gran parte del materiale grossolano è stato depositato, non si ha più contrasto di densità tra miscela eruttiva e atmosfera e la nube si allarga, formando la zona detta ad "ombrello".

I prodotti di queste eruzioni sono chiamati piroclasti e il loro

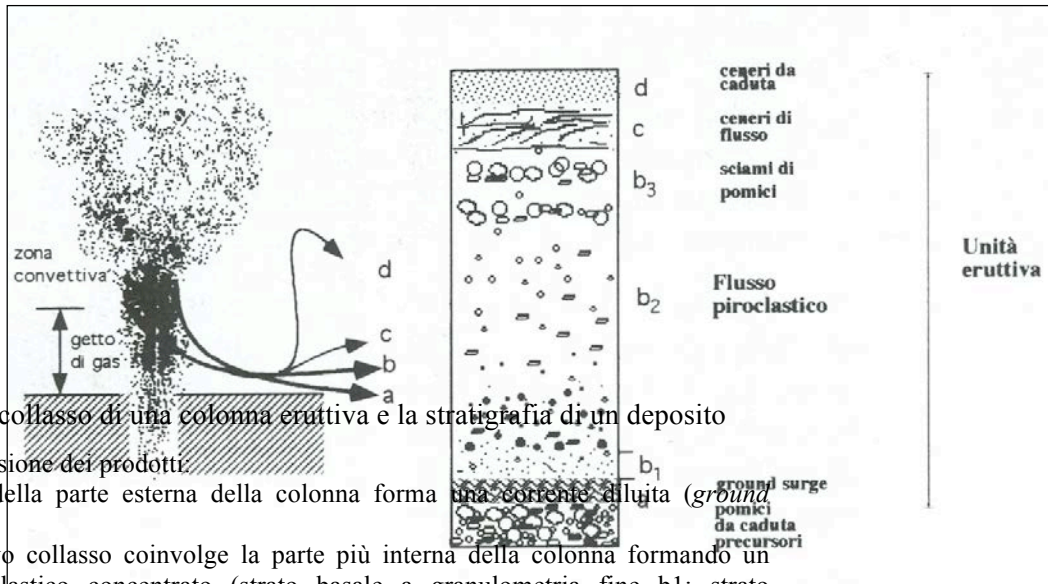


accumulo dà luogo alla formazione di depositi piroclastici detti *tephra* quando sono poco consolidati e **rocce piroclastiche** quando risultano

compatti e litificati (Ross & Smith, 1961; Sparks *et al.*, 1973; Self & Sparks, 1978; Rossi, 1984). In base ai differenti meccanismi di trasporto, i prodotti piroclastici e i relativi depositi, si suddividono in due categorie: *da caduta (fall)*, che comprendono i piroclasti lanciati direttamente dal cratere, quelli che ricadono da una colonna eruttiva sostenuta e la frazione di cenere fine associata ai flussi piroclastici (Heiken & Wohletz, 1985); e *da flusso (flow)* che comprendono i prodotti trasportati e sedimentati da dispersioni di particelle solide e gas, ad elevata concentrazione (*flussi piroclastici*) o a bassa concentrazione di particelle (*surge*) che scorrono rasenti il terreno (Valentine, 1987). Il differente rapporto tra la frazione solida e quella gassosa è il fatto discriminante fra i due tipi di flusso. Inoltre si ritiene che il mezzo di trasporto sia dotato di moto prevalentemente laminare nei flussi piroclastici e prevalentemente turbolento nei *surge* (Fisher, 1979; Fisher 1983; Fisher 1990; Fisher & Waters, 1970).

Le eruzioni pliniane, eventi stazionari ad alta energia, sono caratterizzate da un continuo flusso turbolento di magma frammentato e gas che viene emesso nell'atmosfera. I piroclasti sono trascinati verso l'alto in una colonna eruttiva sostenuta e ricadono al suolo con modalità differenti a seconda delle dimensioni e densità e dell'altezza cui vengono lanciati. I prodotti più grandi cadono nei dintorni del punto di emissione, quelli più frammentati a distanze maggiori e quelli molto fini possono anche essere trasportati dai venti stratosferici. La distribuzione dei prodotti caduti da colonne eruttive sostenute mostra isopache (linee che collegano punti con lo stesso spessore di sedimenti) di forma grossolonomente ellissoidale che si dipartono dal centro di emissione. La caratteristica è tanto più evidente quanto più grande è il volume dei prodotti e tanto più è alta la colonna dalla quale

essi ricadono. Quando i clasti non sono più sostenuti nella colonna eruttiva, ricadono verso terra per effetto della gravità, accelerando



Relazione tra il collasso di una colonna eruttiva e la stratigrafia di un deposito

Meccanismi di dispersione dei prodotti:

- il collasso della parte esterna della colonna forma una corrente diluita (*ground surge*)
- il progressivo collasso coinvolge la parte più interna della colonna formando un flusso piroclastico concentrato (strato basale a granulometria fine b1; strato granulometricamente eterogeneo b2; sciame di pomice segregate per flusso b3)
- per segregazione si forma nella parte alta del flusso piroclastico una corrente diluita (*ash-cloud surge*)
- le particelle più fini vengono trasportate nell'atmosfera (cenere da caduta)

da Scandone & Giacomelli, 1998

finché la forza di gravità non è controbilanciata dall'effetto della resistenza dell'aria. Da questo punto in poi la particella cade con una velocità costante detta velocità terminale che dipende dal raggio della particella, dalla gravità e dal rapporto tra la densità dell'atmosfera su quella del solido.

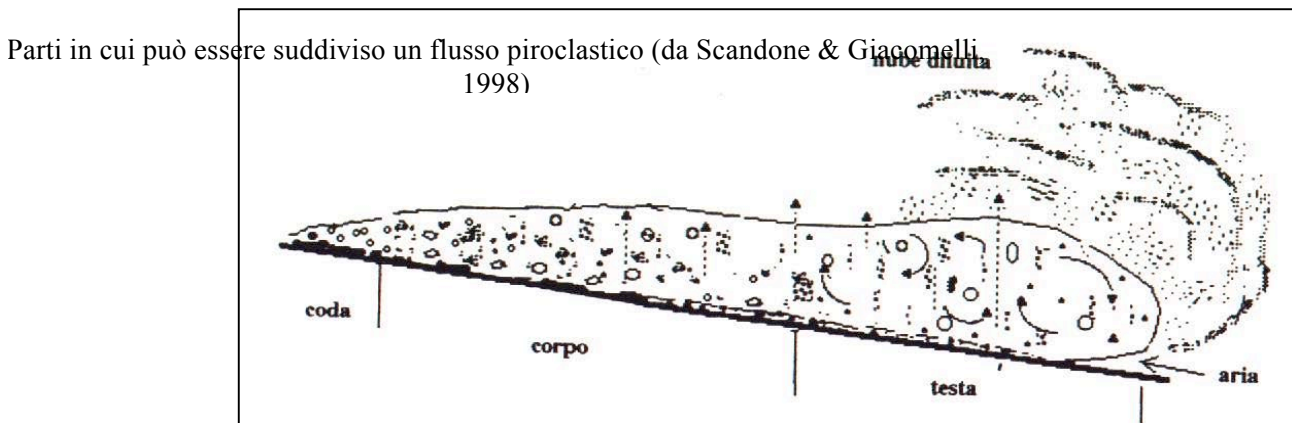
I flussi piroclastici sono correnti multifase composte da solidi compresi in un'ampia gamma granulometrica, e da gas ad alta concentrazione di particelle, scarsamente espanse e parzialmente fluidizzate che si generano nel corso di eruzioni esplosive e si

muovono rasenti il suolo, essenzialmente per effetto della gravità. Il grado di concentrazione solido-gas è molto variabile, ma la quantità di solidi è sempre maggiore di quella dei fluidi. Nonostante la densità, i flussi piroclastici hanno velocità molto elevate e raggiungono distanze fino a decine di Km dal centro eruttivo. Vi sono accesi dibattiti sui meccanismi che controllano la dinamica dei flussi piroclastici. Inizialmente, alcuni autori ritennero che il fattore determinante all'interno di un flusso fosse la turbolenza e che la corrente fosse a bassa concentrazione di particelle. In effetti, il moto turbolento delle particelle è favorito in una miscela a bassa densità, mentre è ostacolato in una ad alta concentrazione. Nello stesso tempo però, una miscela molto espansa, anche se turbolenta, non è in grado di mantenere in sospensione granulometrie eterogenee e grossolane, simili a quelle riscontrate in depositi da flusso piroclastico anche distanti dal centro eruttivo. Questo è più probabile che avvenga in una corrente densa dove la fase gassosa può innescare processi che contribuiscono al trasporto di granulometrie fini e grossolane insieme (fluidizzazione). L'osservazione nasce anche dalle analogie riscontrate tra i flussi piroclastici e i flussi di fango, nei quali l'alta concentrazione di particelle, e non la turbolenza, permette di trasportare insieme clasti di differenti dimensioni. I meccanismi di trasporto e di deposizione sarebbero simili nei due tipi di correnti ma, mentre nei flussi di fango i clasti più grossolani vengono trasportati da una matrice di fango ed acqua, nei flussi piroclastici il mezzo di trasporto per piroclasti medi e di più grandi dimensioni consiste in cenere e gas.

La turbolenza è probabilmente un fattore importante solo nelle fasi iniziali di grossi flussi generati dal collasso di colonne eruttive sostenute o in porzioni di flusso interessate dall'ingerimento di aria

esterna, oppure nella parte superiore del flusso, quando la concentrazione della frazione solida diminuisce progressivamente per la caduta di clasti verso il basso.

Un flusso piroclastico può essere suddiviso in tre zone con differenti gradi di fluidizzazione: testa, corpo e coda. La parte più avanzata, cioè la testa, sviluppa sul proprio fronte una forma a lobi e



rientranze alternate. Le zone rientranti, insieme alla forma leggermente rialzata che il flusso assume per l'attrito con il substrato, favoriscono l'incorporazione di aria dall'esterno. L'aria ingerita si riscalda e si espande rapidamente provocando fluidizzazione e, in alcuni casi, un regime di turbolenza. La testa è quindi la zona più espansa e fluidizzata del flusso. A seconda della velocità, della pendenza e del tipo di substrato su cui scorre, la forma di un flusso piroclastico può variare di molto. Flussi poco veloci e molto densi possono avere teste poco espansive, il cui materiale può accumularsi ed essere spostato dal resto del flusso in movimento fino a formare veri e propri argini laterali (*levées*). Al contrario, i flussi molto veloci possono ingerire grandi quantità di aria esterna e avere una testa molto espansa e turbolenta. Probabilmente, durante la propagazione, anche

parte del materiale trasportato nel corpo viene via via trasferito e riciclato nella testa.

Il corpo è la parte volumetricamente più sviluppata del flusso. In questa zona le particelle sono addensate e il moto è prevalentemente di tipo laminare. La minore intensità del processo di fluidizzazione e la concentrazione provocano la rapida dissipazione di gran parte dell'energia nell'attrito tra i granuli e con il substrato, in modo che il flusso si arresta bruscamente, provocando la deposizione in massa dei prodotti.

La coda rappresenta quella zona che, a causa della sua vicinanza al terreno, dell'alto contenuto di particelle solide e della sua scarsa fluidizzazione, si muove meno rapidamente del resto del flusso e, quindi, viene lasciata indietro.

Sopra tutta la massa di materiale in movimento può formarsi una nube costituita dalle particelle più fini, elutriate dalla testa e dal corpo, poco densa e con una capacità di propagazione anche molto diversa da quella del flusso da cui deriva (Wilson & Walker, 1982).

## I DEPOSITI DEI FLUSSI PIROCLASTICI

Un flusso piroclastico tende a scorrere nelle vallate e ad aggirare gli ostacoli morfologici, sormontando talvolta limitati rilievi (Valentine et al., 1992). Per questo, i depositi risultano più spessi nelle





depressioni rispetto ai pendii ripidi. Nel caso di eventi particolarmente violenti i flussi raggiungono velocità di propagazione particolarmente elevate e i depositi possono mantellare tutta la topografia sottostante. In generale, vicino al centro di emissione, i depositi di questi flussi non sono gradati mentre nelle zone via via più distanti è comune la gradazione verticale per i clasti grossolani, inversa per le pomici e diretta per i frammenti litici (Walker, 1971; Fisher & Schmincke, 1984; Buesch, 1992).

I depositi dei flussi piroclastici possono essere stratificati per la sovrapposizione dei prodotti di diversi eventi eruttivi. Anche il deposito di un singolo flusso può essere stratificato per granulometria o per variazione di tessitura.

Durante lo scorrimento, il flusso ha capacità erosiva ed intacca il substrato e quindi alla base i depositi hanno una superficie erosiva. Essendo una corrente ad alta densità, un flusso piroclastico può trattenere al suo interno notevoli quantità di gas e sedimentarsi con una temperatura ancora relativamente elevata. I gas escono dal deposito formando delle strutture dette *pipes* che sono essenziali nel determinare i depositi primari da quelli rimaneggiati.

I flussi che derivano dal collasso di duomi lavici, consistono in limitati volumi di piroclasti poco vescicolati. Il loro movimento laterale è particolarmente controllato dalla topografia e coprono distanze limitate, simili a quelle di una frana. Dalla sedimentazione di questi flussi si formano depositi caotici formati da blocchi densi e litici accessori e scarsa matrice cineritica. I frammenti litici magmatici e i cristalli frammentati costituiscono la quasi totalità dei depositi.

Nei flussi di medie dimensioni, originati dal collasso di una colonna eruttiva, i piroclasti sono più vescicolati rispetto ai casi

precedenti. I prodotti sono prevalentemente ceneri e pomici o ceneri e scorie. Questi flussi coprono distanze maggiori dei precedenti anche se la loro capacità di movimento risulta condizionata dalla topografia.

I flussi con grandi volumi di pomici e ceneri che formano le ignimbriti derivano dal collasso di alte colonne pliniane.

Per ignimbrite si intende il deposito di un flusso piroclastico, saldato o no, costituito prevalentemente da cenere o da pomici e cenere. Le ignimbriti hanno spessori molto variabili, da pochi a centinaia di metri.

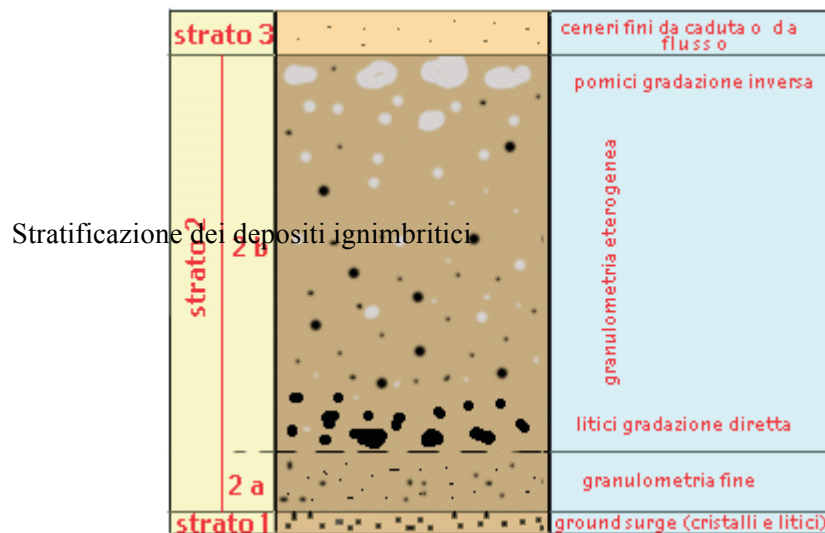
Un deposito ignimbritico tipico può essere diviso in 3 strati principali. Lo strato 1, composto prevalentemente da cristalli e litici di piccole dimensioni, ha uno spessore variabile da pochi centimetri al metro e si trova alla base del deposito. Il limite superiore può essere netto o sfumato gradualmente verso la parte di deposito soprastante.

La mancanza di cenere fa ritenere che questo strato sia stato trasportato e depositato da una corrente piroclastica molto ricca in gas (*surge*). Il moto vorticoso del gas avrebbe asportato le particelle più leggere (Crowe & Fisher, 1973).

Il *surge* basale dei depositi ignimbritici (*ground surge*) può essere stato eruttato prima del flusso piroclastico oppure può essersi formato alla base o nella parte più avanzata del flusso vero e proprio, nella zona a contatto con il terreno, dove è più facile un arricchimento in gas, sia per ingestione di aria che per inglobamento di vegetazione umida (Waters & Fisher, 1971).

Lo strato 2 soprastante deriva dalla sedimentazione di gran parte del flusso piroclastico ed è caratterizzato da ampie variazioni nelle dimensioni dei piroclasti. Alla base dello strato 2 le particelle sono fini (strato 2a), mentre la parte soprastante ha spessore maggiore e

presenta fasce di pomici e litici grossolani che formano una stratificazione interna (strato 2b).



Lo strato 2a ha sempre granulometria più fine rispetto al 2b ed è presente alla base di ogni ignimbrite con spessori che variano da pochi centimetri a oltre il metro.

Lo strato 2b normalmente costituisce il 90% del volume del deposito. La cernita granulometrica è scarsa e in uno stesso deposito si possono trovare insieme cenere fine e blocchi anche metrici.

In molte ignimbriti, la stratificazione interna dello strato 2b è data da pomici che aumentano di numero e dimensione verso l'alto e da litici grossolani concentrati alla base dello strato. In genere, le due zone a concentrazione di piroclasti grossolani sfumano verso la parte centrale dello strato ma, talvolta, il passaggio si verifica bruscamente nello spazio di pochi centimetri.

Lo spessore della zona superiore ricca in pomici è in genere inferiore al 10% dell'intero deposito e, solo nel caso di spessori totali

ridotti, può essere più del 50%. Si conoscono poche zone ricche in litici con spessore superiore ai 2 m.

Il flusso piroclastico che esce dalla bocca eruttiva è una miscela omogenea di piroclasti grossolani (litici e pomici) e matrice (cenere e gas). Quindi quando comincia a scorrere, i litici si concentrano alla base perché densi e pesanti, mentre le pomici sono più leggere della matrice e tendono a galleggiare nella parte alta del flusso. Più i litici sono grandi e più facilmente affondano, più le pomici sono grandi, più facilmente galleggiano.

Sopra i depositi del flusso e anche in aree dove lo strato 2 non è presente, si può trovare uno strato di cenere fine, generalmente di piccolo spessore, ben stratificato e mantellante la topografia (strato 3).

Lo strato 3 è formato dai piroclasti più fini e leggeri, trascinati dai gas all'esterno del flusso piroclastico e rimasti in sospensione nell'aria mentre il flusso scorreva al suolo e si sedimentava.

La nube di cenere che si forma sopra un flusso piroclastico si deposita al suolo con meccanismo da caduta e lo strato 3 è detto anche deposito di ceneri da caduta co-ignimbratiche.

Più è sviluppato lo strato 3, più la matrice del deposito sottostante è impoverita in cenere e arricchita in cristalli e piccoli litici. Le ignimbriti che presentano queste caratteristiche sono dette impoverite in fini. In genere hanno strutture di degassazione che testimoniano l'alto flusso di gas verso l'esterno.

Nella parte superiore di alcuni flussi ignimbratici si sviluppano delle correnti diluite e turbolente (*ash-cloud surge*). Questo avviene sia per la continua caduta verso il basso dei piroclasti che aumenta la concentrazione alla base e la diminuisce nella parte alta, sia per il continuo apporto di particelle fini nelle zone periferiche del flusso per

azione dei gas, nonché per l'ingerimento di aria che diminuisce la concentrazione nella parte più esterna del flusso denso.

In questi casi, lo strato 3 del deposito ignimbrítico consiste in livelli di ceneri con strutture tipiche dei surge, come dune, laminazioni e ondulazioni.

Spesso, in zone vicine al cratere, si trovano depositi formati dall'ammasso di grossi litici dette *brecce litiche* (Walker, 1985). Alcune di queste brecce sono sedimentate da frane o crolli dell'edificio vulcanico, altre sono la parte più grossolana che cade da una colonna eruttiva sostenuta (dette anche *co-ignimbrite lag fall breccia*), il cui successivo collasso darà luogo al flusso piroclastico e al deposito ignimbrítico.

Altre brecce litiche (dette *brecce co-ignimbrítiche* o *lag-breccia*) si possono sedimentare vicino alla bocca eruttiva dallo stesso flusso piroclastico che, a distanze maggiori, sedimenterà l'ignimbrite. La formazione di queste brecce viene collegata a differenti situazioni, ma i depositi hanno in comune il fatto di essere formati da clasti troppo pesanti per essere trasportati oltre dal flusso piroclastico.

*IV.2 Le Fasi Eruttive del  
Complesso Vulcanico del  
Roccamonfina*

L'attività vulcanica dello stratovulcano di Roccamonfina è iniziata circa 630 ka anni fa ed è finita circa 53 ka (De Rita & Giordano,

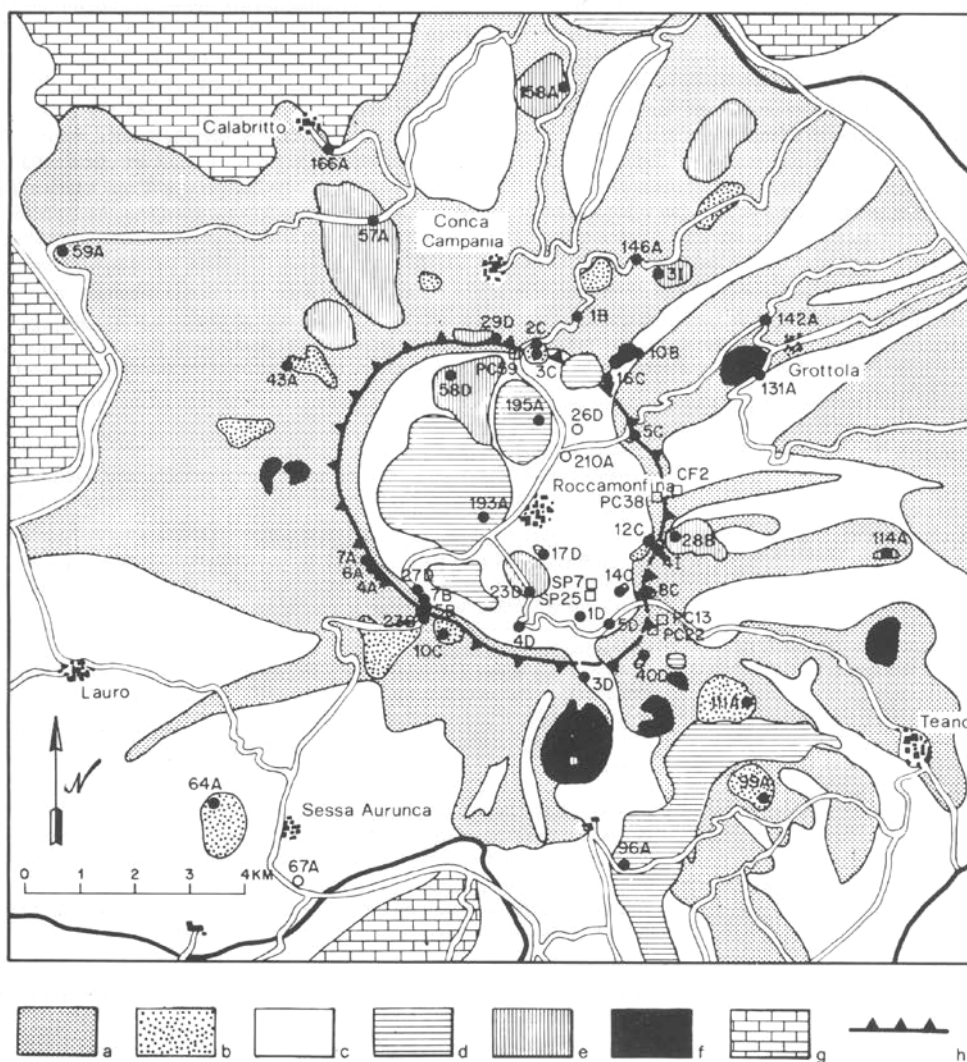


Fig. 1. Simplified geologic map of the Roccamonfina volcano, modified after the Carta Geologica d'Italia [51], showing sample localities of volcanic rocks studied in the present work. *a* = groups A and Aa, lavas and pyroclastics of the stratovolcano; *b* = lava domes, groups B and Bb; *c* = group C, Tufo trachitico bianco; also includes the older Tufo leucitico giallo, and the much younger Campanian Ignimbrite and alluvium; *d* = group D, lava domes, flows, and scoria cones; *e* = groups E and Ee, lava domes, flows, and scoria cones; *f* = lava flows and scoria cones, groups F and A-Aa; *g* = limestones; *h* = caldera rim. Open circles = Campanian Ignimbrite sample localities; open squares = xenolithic nodule sample localities in pyroclastic deposits. Sample locality 162A lies just off the top edge of the map. 2.0 km north of 158A: it was collected along the road from a large lava flow (unit d).

Carta geologica schematica del vulcano di Roccamonfina (da Taylor, Giannetti & Turi, 1979)

1996). Si suddivide in tre fasi principali: la prima (630–400 ka) è stata caratterizzata dalla crescita dello strato-vulcano e di diversi centri vulcanici adiacenti a Roccamonfina ed è finita con il collasso

gravitazionale della sommità del vulcano. La seconda fase (385–230 ka) è stato caratterizzato da cinque eruzioni ignimbriche di media intensità (Ballini et al., 1989a; Ballini et al., 1990). L'ultima fase invece durò fino a 53 ka, ed è stata caratterizzata principalmente da attività freatomagmatica, sebbene si siano formati due duomi di lava nella parte centrale della caldera (Mt. Santa Croce e Mt. Lattani; Giannetti, 1970; Giannetti, 1974; Ghiara et al., 1977).

La storia geochimica di questo vulcano è convenientemente suddivisa in due *stages* (Giannetti, 1979a), che corrispondono in generale a due distinte serie magmatiche: la serie *high-K* ricca in leucite (HK) dello Stage I, e la serie *low-K* povera in leucite o senza leucite (LS) dello Stage II. L'attività dello *Stage I* costituisce la maggior parte della vita del vulcano di Roccamonfina, le datazioni K-Ar per i prodotti di questa fase spaziano da 1.54 Ma a 0.34 Ma (Giannetti *et al.* 1979). Durante questo periodo il cono principale era costituito da flussi di lava, *fall* piroclastici e flussi piroclastici accompagnati da numerosi *mudflows*. Questi materiali coprono lo spettro composizionale delle serie HK dalle tefriti leucitiche alle fonoliti e sono generalmente contenenti leucite. L'attività piroclastica, che coinvolge principalmente magmi fonolitici, sembra sia stata dominante verso la fine dell'attività dello Stage I. Una grande eruzione che ha dato luogo a molteplici flussi piroclastici si è verificata alla fine dello di questo stage, circa 385.000 anni fa, che ha prodotto il *Brown Leucitic Tuff* (Tufo Leucitico Bruno). Il Roccamonfina attualmente ha una caldera sommitale ben sviluppata di dimensioni di 5.5-5.6 Km e una caldera semicircolare più piccola ("Gli Stagli") che è tangente al margine settentrionale di quella



principale. La caldera principale sembra essersi formata prima dell'attività del Tufo Leucitico Bruno e quindi nel pieno dell'attività dello *Stage I*, mentre la caldera Gli Stagli si è formata successivamente. Sebbene il BLT sia spesso ricoperto dai prodotti delle serie LS sono stati ritrovati dei depositi tipo *tephra* appartenenti alle serie HK al di sopra di esso. Quindi il BLT non segna la fine dell'attività appartenente alla serie HK.

L'inizio dell'attività dello *Stage II* inizia con l'eruzione del Tufo Trachitico Bianco (*White Trachytic Tuff*) circa 300.000 anni fa (Giannetti & Luhr, 1983; Ballini et al., 1989b; Giannetti & Francaviglia, 1992; Giannetti & De Casa, 2000). In seguito una complessa sequenza di eruzioni piroclastiche, principalmente localizzati sui fianchi settentrionali del vulcano, ha prodotto la caldera Gli Stagli e una spessa coltre di depositi di leucite-latite, basalti leucitici e depositi piroclastici di *fall* e di flusso, con la culminazione nel Tufo Trachitico Giallo (*Yellow Trachytic Tuff* o Ignimbrite di Conca; Giannetti, 1996a) e nei depositi di *mudflow* di Conca Campania e Vezzara. Tutti questi magmi dello *Stage II* appartengono alle serie LS della Provincia Magmatica Romana e con l'eccezione dei basalti leucitici e delle latiti leucitiche sono privi di leucite. Essi sono significativamente impoveriti in K e nei relativi elementi incompatibili in relazione allo Stage I; le serie HK (Appleton, 1972) hanno bassi rapporti in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e alti in  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Cox et al 1976; Hawkesworth & Vollmer 1979; Vollmer & Hawkesworth 1980), dimostrando perciò il loro legame via via più debole con sorgenti continentali.

Gli eventi vulcanici più recenti che si sono verificati a Roccamonfina comprendono la deposizione di unità di flusso più

distali, che possono essere relazionati all'Ignimbrite Campana, un flusso piroclastico che è stato eruttato circa 30.000 anni fa nei Campi Flegrei, a circa 50 Km a SSE.

Da un punto di vista genetico invece la storia eruttiva del Roccamonfina può essere suddivisa in tre epoche principali: la prima

ETÀ (MA)		MAGGIORI EVENTI ESPLOSIVI	COMMENTI
0.035 (1)		Ignimbrite Campana	Eruttata dai Campi Flegrei. Riempimenti in valli radiali e nella caldera del Roccamonfina
0.3 (3)	Stage II	Ignimbrite di Conca (Precedentemente al <i>Yellow Trachytic Tuff</i> )  <i>Galluccio Tuff</i> (Parte del <i>White Trachytic Tuff</i> )	I duomi del Mt. Santa Croce e Lattani probabilmente rappresentano la fase finale dell'attività della caldera principale L'Ignimbrite di Conca si limita ai fianchi settentrionali del vulcano Laghi calderici effimeri Il <i>Galluccio Tuff</i> riempie la caldera e comprende diverse ignimbriti. La nube pliniana e i <i>surges</i> piroclastici si trovano solo in sequenze al di fuori della caldera
0.38 (4)		<i>Saraceni Tuff</i> <hr/> <i>Campagnola Tuff</i> (parte superiore del BLT) Ignimbriti Leucitifiriche brune separate da suoli (BLT)	Inizio collasso calderico
1.5 (2)	Stage I		Attività iniziale con principale attività effusiva e minor attività piroclastica. L'attività esplosiva è stata predominante alla fine dello <i>Stage I</i> , evidenziato dalla presenza di diverse ignimbriti al di sotto del <i>Campagnola Tuff</i>

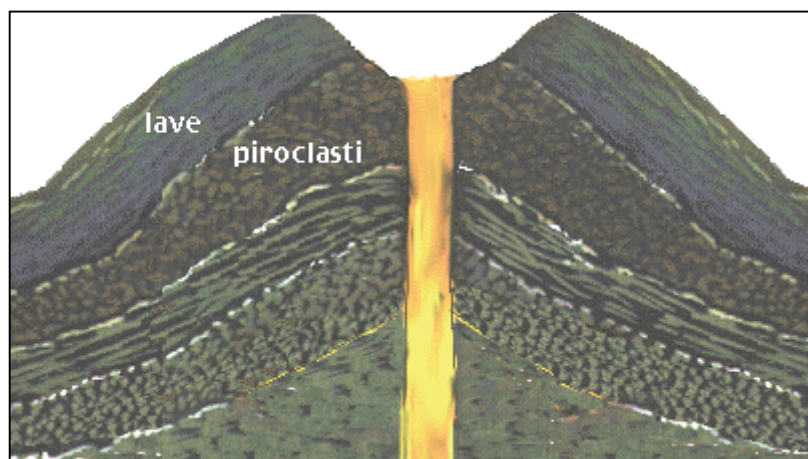
Tabella modificata da: Cole P.D. et al. (1992)

- (1) radiocarbon, Rosi & Sbrana (1987), campioni dai Campi Flegrei
- (2) K/Ar, Giannetti et al. (1979), campioni dai fianchi occidentali
- (3) K/Ar su sanidini, Giannetti & Luhr (1983)
- (4) K/Ar su biotite, Luhr & Giannetti (1987)

(1.5-0.4 Ma) è stata caratterizzata dalla crescita dello stratovulcano e dalla formazione di diversi centri vulcanici adiacenti ad esso ed è finita con il collasso della sommità del vulcano. La seconda epoca (385-230 ka) è stata caratterizzata da cinque eruzioni ignimbriche di media intensità. L'ultimo periodo, fino a 53 ka, è stato caratterizzato principalmente da attività freatomagmatica, sebbene si siano formati due duomi intrusivi al centro della caldera.

### LA PRIMA FASE

La fase di costruzione dell'edificio vulcanico appartenente allo Stage I è stata caratterizzata principalmente dall'attività effusiva con l'eruzione di lave fortemente sottosature appartenenti alle serie HK. Una datazione di  $1.54 \pm 0.06$  Ma di lave depositate sui fianchi



Aspetto schematico di uno stratovulcano

occidentali del vulcano implica che questa attività deve aver avuto inizio prima di 1.5 Ma. Le pendenze originali di questo cono sono ancora ben preservate sui fianchi occidentali del vulcano. Il cono aveva una forma ellittica con l'asse maggiore orientato NW-SE.

Questa forma probabilmente è dovuta o alla sovrapposizione di due coni o ad un insieme di coni parassiti (Cole P.D. et al., 1992).

Da sondaggi effettuati in quest'area si è visto che l'edificio vulcanico è costituito da un'impilamento di colate laviche e piroclastiche successive. Si tratta quindi di uno stratovulcano. Uno stratovulcano è un edificio vulcanico dai pendii molto ripidi formato da strati di prodotti sovrapposti che derivano da alternate fasi di attività effusive ed esplosive. Questi vulcani si accrescono per la sovrapposizione di prodotti emessi prevalentemente da un cratere centrale, anche se i loro fianchi sono a volte segnati da conetti eruttivi formati da eruzioni laterali. I coni laterali, detti anche parassiti, sono considerati indicatori di una lunga attività. Infatti mano a mano che il vulcano si accresce diventa sempre più difficile per il magma giungere allo sbocco sommitale per la pressione idrostatica esercitata da una colonna magmatica molto allungata. In queste condizioni, la pressione nella parte inferiore del condotto può essere così alta da provocare la fratturazione delle pareti e l'iniezione laterale del magma (Scandone & Giacomelli, 1998).

A volte, nel cratere centrale si accumula una massa di magma estremamente viscoso che ostruisce il condotto e ostacola l'eruzione di altro magma. La formazione di un tappo di lava provoca l'aumento di pressione interna e può essere la causa di una successiva eruzione esplosiva. Molto probabilmente si è verificato proprio questo processo nel complesso vulcanico di Roccamonfina con la formazione della caldera settentrionale (Giannetti, 2001). Questa caldera (caldera "Gli Stagli") sembra si sia formata in seguito a due distinti eventi di collasso. Come prima cosa c'è stata la creazione dell'anfiteatro a ferro di cavallo aperto verso nord e si pensa che questo si sia creato per un

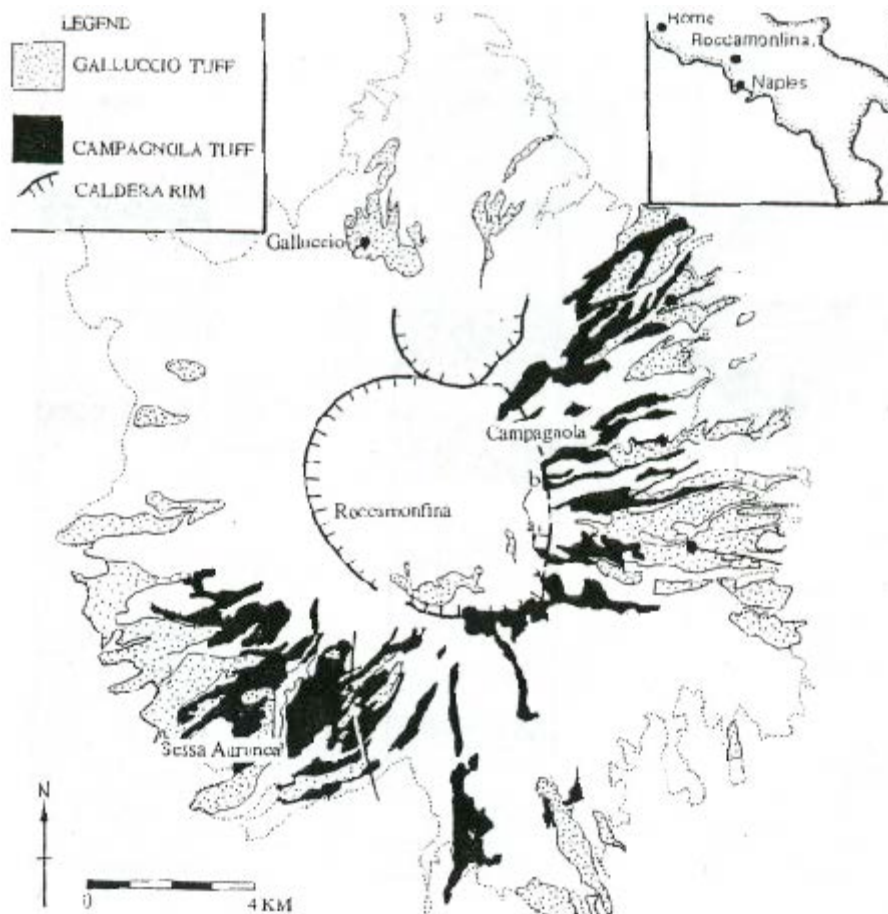
collasso a settori. La presenza dell'ignimbrite del *Brown Leucitic Tuff* in questa caldera supporta il fatto che sia una vecchia caratteristica della struttura. Il collasso successivo si sarebbe verificato in seguito, alla sommità della caldera settentrionale, in uno stadio successivo.

## LA SECONDA FASE

La caldera principale era di forma ellittica con l'asse più lungo di 6.5 Km allineato in direzione NW-SE e l'asse più corto lungo 5 Km circa. I suoi margini si sono ben conservati nei settori sud ed ovest del vulcano dove si ergono per un'altezza media di 286 m s.l.m. nel margine più occidentale. I lati settentrionali ed orientali della caldera invece sono poco preservati. La collocazione temporale della formazione della caldera è tuttora poco chiara e controversa. Verso la fine dello *Stage I*, comunque, una serie di esplosioni ha generato ignimbriti di dimensioni medio-piccole. Luhr & Giannetti (1987) hanno chiamato questo complesso di ignimbriti *Brown Leucitic Tuff* (BLT) costituito da depositi caratterizzati da un colore bruno-arancio e dal contenuto in pomici leucito-firiche. Giannetti et al. (1979) avevano supposto che i depositi ignimbritici del BLT fossero correlati alla formazione della caldera principale ma in seguito si è visto che il BLT è successivo alla formazione della caldera stessa. Si sono trovati infatti dei paleosuoli tra questi flussi dimostrando perciò che rappresentano differenti eventi eruttivi. La più giovane di queste ignimbriti, il *Campagnola Tuff*, drappeggia il margine orientale della caldera principale e dunque almeno questo flusso piroclastico deve essere stato messo in posto dopo il collasso della caldera iniziale. Essendo questo flusso il più giovane di tutto il complesso ignimbritico del BLT significa che tutta la formazione è successiva alla formazione

della caldera. Le pomici contenute in questi depositi sono state alterate, i cristalli di leucite sostituiti dall'analcime, e la composizione delle pomici quindi potrebbe non riflettere la composizione del magma eruttato in origine.

Il *Campagnola Tuff* è un'ignimbrite composta che rispecchia le caratteristiche tipiche dei depositi piroclastici: una gradazione inversa, con associato un ground surge e una morfologia di riempimento. Vicino ai margini della caldera questo tufo mostra diverse variazioni di facies con un consistente strato di *surge* con stratificazione incrociata e intramezzato con breccie litiche discontinue e zone di concentrazione di pomici con una gradazione sia verticale che laterale

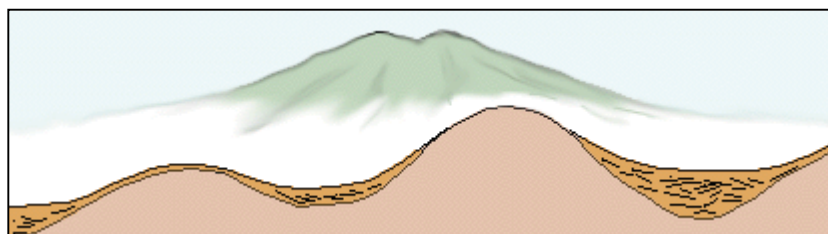


Mappa schematica del vulcano di Roccamonfina con la distribuzione del *Galluccio Tuff* e del *Campagnola Tuff* (modificata da Cole et al. 1993)

all'interno della massa ignimbratica.

Tra l'eruzione del *Campagnola Tuff* e il *Galluccio Tuff* c'è stato almeno un altro evento esplosivo di grande importanza. Sul fianco inferiore del vulcano a nordest, vicino a Catailli, si trova un'ignimbrite ricca in pomici bianche, stratigraficamente al di sotto del *Galluccio Tuff*. Questa ignimbrite, detta *Saraceni Tuff*, ha una composizione trachitica simile a quella del *Galluccio Tuff*. Al di sopra di questa ignimbrite c'è una sequenza di circa 40 m di *debris flow* e di flussi fluviali iperconcentrati che indicano una considerevole erosione nella parte settentrionale della caldera prima della messa in posto del *Galluccio Tuff*.

Il *Galluccio Tuff* è costituito da tre unità eruttive: inferiore (LGT), media (MGT) e superiore (UGT). L'LGT contiene pomici porose, con pochi cristalli, il MGT contiene pomici ricche in cristalli e porose ed infine l'UGT contiene pomici grigie ricche in cristalli densi. Il deposito inferiore è un deposito intracalderico che si presenta come un'ignimbrite massiva non saldata con abbondanti pomici molto vescicolate. Tra le unità di flusso si riconoscono depositi di *surge* interpretati come ground surge che mostrano strutture tipo *sand-wave* e *bomb sags*.



Geometria dei depositi da surge

## IL RIEMPIMENTO DELLA CALDERA

Il riempimento della caldera al di sopra del Galluccio Tuff affiora solo nella parte sudest della caldera. Questo deposito consiste in alternanze di depositi lacustri e di depositi freatomagmatici e si chiama Formazione di Garofali. La presenza di paleosuoli al di sopra del *Galluccio Tuff* indica un considerevole periodo di quiescenza prima dell'inizio dell'attività freatomagmatica. I prodotti della Formazione di Garofali sono più basici rispetto a quelli del *Galluccio Tuff*, essendo principalmente trachiandesitici (Giannetti, 1979b).

Analisi sulla topografia hanno rivelato che all'interno della caldera principale c'è la sovrapposizione di tre piccole caldere, la più settentrionale delle quali è però in parte al di fuori della caldera principale verso nordest. La più meridionale di queste caldere invece è coperta dalla parte superiore della Formazione di Garofali, mentre la parte occidentale è riempita dai più recenti duomi del Mt. Santa Croce e Lattani. Di conseguenza è rappresentato più di un episodio di collasso, ma la mancanza di affioramenti rende impossibile creare una completa sequenza vulcanica. È chiaro, comunque, che queste caldere interne sono probabilmente legate ai depositi di attività esplosive all'interno della Formazione di Garofali.

Vicino a Cese nella parte meridionale della caldera, il *Galluccio Tuff* è ricoperto da depositi di *surge*. Questi depositi sono caratterizzati da molte strutture tipo *sand-wave* e da stratificazione incrociata a basso angolo. Sono presenti inoltre lapilli accrezionali ristretti a singole lamine. L'orientazione delle bombe vulcaniche indicano una sorgente a nord del paese di Cese.

Nella maggior parte delle località, la base della Formazione di Garofali è marcata da depositi lacustri che indicano che la caldera era



stata riempita da un lago. Orizzonti lacustri sono presenti sia nella parte superiore che in quella inferiore del *Galluccio Tuff*, dimostrando perciò che il lago craterico era sviluppato in diversi periodi prima della deposizione della Formazione di Garofali. Le facies lacustri di questa formazione, sono composte tipicamente da un'alternanza di livelli fittamente laminati di *ash* e materiale più grossolano ricco in litici che sembrano essere i testimoni della ritmicità tra il periodo di quiescenza eruttiva ed attività esplosiva. La presenza di faglie all'interno dei livelli lacustri suggerisce che durante la storia del lago craterico era presente l'attività sismica.

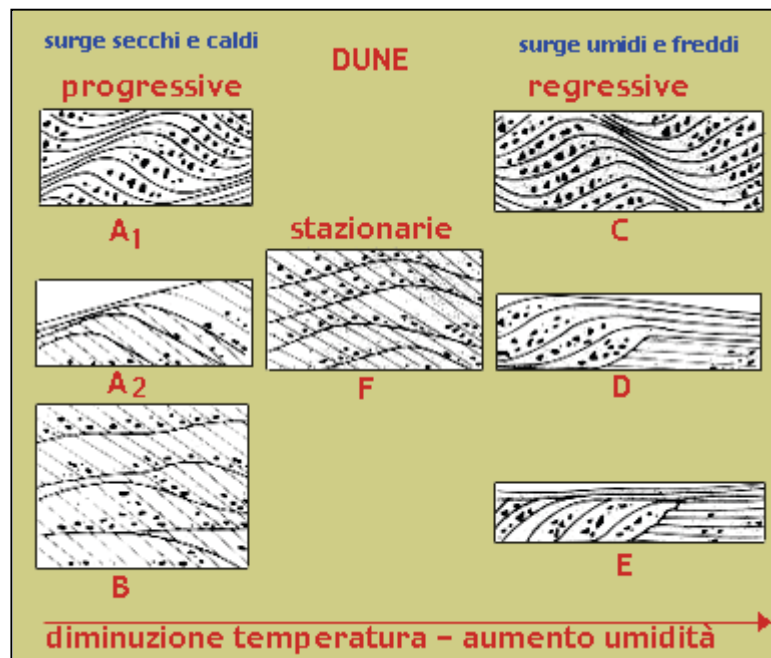
Spiccano all'interno dei depositi lacustri un certo numero di orizzonti di pomici di grandi dimensioni. Questi livelli a pomici variano da clasto-sostenti a matrice-sostenuti, con una matrice costituita da materiale siltoso-argilloso. La presenza di una gradazione inversa all'interno di alcuni di questi livelli indica il verificarsi del fenomeno della flottazione delle pomici nel flusso probabilmente perchè le pomici più piccole erano inzuppate dall'acqua e quindi affondavano prima dei clasti più pesanti. I blocchi di pomici raramente superano il metro e occasionalmente i frammenti litici sono inclusi all'interno delle pomici; questi livelli sono attribuiti alla parte prossimale di un'eruzione di tipo pliniano che è collassata all'interno del lago calderico piuttosto che essere dei prodotti di eruzioni di duomi sottomarini come invocato per altri livelli a pomici.

Orizzonti lacustri localizzati nei livelli stratigrafici più alti della Formazione di Garofali, indicano che, sebbene si fosse formato un grande lago calderico dopo l'eruzione che ha dato luogo al *Galluccio Tuff*, con il passare del tempo questo lago sia stato rimpiazzato da una serie di localizzati laghi effimeri. L'abbondanza di materiale fine

all'interno delle facies lacustri indica che la gran parte della contemporanea attività vulcanica è stata probabilmente di tipo freatomagmatico.

La successione di depositi lacustri è ricoperta da un'alternanza di sottili livelli di *ashfall* e livelli più massivi interdigitati con depositi di *surge* ricchi in cristalli e litici più grossolani. La successione di numerosi letti massivi a volte forma una poco accentuata stratificazione incrociata e una struttura tipo *sand-wave*, che suggerisce una deposizione da un *surge* relativamente diluito. A causa della granulometria fine e dall'abbondanza di lapilli accrezionali nei livelli da caduta, si può ipotizzare per queste successioni un'origine freatomagmatica, risultato dell'interazione tra magma e l'acqua del lago calderico. Questa sequenza di *ashfall* e *surge* è ripetuta molte volte, formando uno spessore di diversi metri che rappresenta una serie di ripetute esplosioni di stile e intensità simile. I depositi di *surge* invece, ricchi in cristalli e in litici, data l'assenza di materiale iuvenile, sembrano essere il risultato di eruzioni a carattere principalmente freatico.

Il soprastante Membro di Filorsi ha localmente uno spessore di 5 m con alla base circa 15 m di depositi di *surge* piroclastico che contengono almeno tre tipi di strutture tipo *sand-wave*. Un decremento nella quantità di lapilli accrezionali e un aumento nella quantità delle strutture di fondo suggeriscono che con il tempo i *surge* piroclastici siano diventati più asciutti. Il successivo Membro di Torano, un livello di scorie di caduta, è stato generato probabilmente da un'attività di tipo stromboliana e forma un orizzonte caratteristico all'interno dei sedimenti che riempiono la caldera. Il Membro superiore di Garofali è ben esposto nella gola di Savone delle Ferriere. Questa sequenza è



Classificazione delle strutture sedimentarie di un base surge al variare del tasso di deposizione, della temperatura della miscela e del contenuto in acqua (modificato da Allen, 1982)

caratterizzata da un deposito inferiore di surge grossolano, che solitamente mostra strutture tipo *sand-wave* ben sviluppate, con all'interno unità massive più fini. Questo deposito di surge grossolano è interpretato come un surge secco e probabilmente è il prodotto del passaggio di un unico evento di *surge*. Esso è ricoperto da una sequenza di 5 m di spessore di depositi di surge piroclastico fini che mostrano diversi tipi di strutture tipo *sand-wave* e rappresentano il passaggio di numerose nubi di *surge*. I livelli di *ashfall* che mantellano la topografia sono occasionalmente intramezzati con depositi di surge. L'abbondanza di lapilli accrezionali e la granulometria fine supportano l'ipotesi di un'origine freatomagmatica con una certa abbondanza d'acqua per questi depositi. Delle analisi effettuate sull'orientazione delle bomb sags e sulle strutture tipo *sand-wave* indicano che il membro superiore di Garofali è derivato da un

*vent* o più *vent* localizzati nei dintorni del duomo di lava del M. Santa Croce. È possibile che questo membro rappresenti un'iniziale fase freatomagmatica della costituzione del duomo lavico in cui il magma che stava risalendo è venuto in contatto con l'acqua. Con il tempo, il contatto tra l'acqua e il magma è cessato, ed è continuata la formazione del duomo vulcanico. Appena a sud del paese di Roccamonfina può essere riconosciuto il margine parzialmente sepolto di un cono. È il cono di Cesapiana, composto da *ashfall* e depositi di *surge* piroclastici di origine freatomagmatica che contengono abbondanti *bomb sags*, e questo potrebbe aver dato luogo al Membro superiore di Garofali.

Nella caldera settentrionale una serie di *fall* costituiti da lapilli pomicei e da livelli di *ash* freatomagmatici si sono impostati al di sopra del *Galluccio Tuff*. Questi livelli sono particolarmente ben sviluppati attorno al paese di Cave e questa sequenza è appunto detta sequenza di Cave. Questi livelli non sono registrati nel *record* di riempimento della caldera, comunque, grazie alla ricostruzione con le isopache di questa formazione, si è visto che la sorgente dovrebbe essere stata all'interno della stessa caldera principale. È possibile che questa unità sia correlabile con gli orizzonti grossolani di pomice intramezzati ai depositi lacustri di riempimento della caldera stessa. L'orizzonte inferiore dell'Unità di Cave è un *ash* sabbioso che probabilmente rappresenta la fase di apertura del *vent*. Questo è stato seguito da un *ash* fine color cachi che mostra una debole deformazione sedimentaria e lapilli accrezionali sparsi. Questo livello è il prodotto di un'attività freatomagmatica che potrebbe essere il risultato, ancora una volta, dell'interazione tra il magma e l'acqua del lago craterico. In seguito si è verificata un'alternanza tra fasi esplosive

fratomagmatiche e magmatiche, che ha generato dei livelli ad *ashfall* molto comminuti, intercalati a livelli di pomici bianche di caduta. Visti gli spessori, questa unità rappresenta uno dei maggiori eventi eruttivi intracalderici. Una possibilità è che l'unità di Cave si correli con le pomici grossolane della Formazione di Garofali. La superficie superiore del *Galluccio Tuff* che giace sotto l'unità di Cave, è fortemente alterata, ipotizzando quindi che ci sia un significativo intervallo di tempo tra questi due eventi.

### **L'ATTIVITÀ DELLO STADIO TARDIVO**

L'attività tardiva dominante della caldera principale era costituita dalla creazione dei duomi lavici del M. Santa Croce e M. Lattani. Un duomo vulcanico è un accumulo di lava così viscosa da non riuscire a scorrere liberamente, e così si accumula vicino alla bocca eruttiva, formando dei rilievi a forma di cupola. Questi duomi si ergono per circa 400 m dal piano della caldera e hanno un volume pari a  $900 \times 10^6$  m<sup>3</sup>. Il duomo del M. Santa Croce è stato datato a circa 0.155 Ma e costituisce la più recente attività vulcanica all'interno della caldera (Giannetti, 1964; Radicati di Bronzolo et al. 1988).

Un'importante sequenza affiora a sud della località Fontanafredda. Questa sequenza è costituita da depositi vulcanici, e di *surge* piroclastici rimaneggiati come depositi fluviali e da un'ignimbrite scoriacea intramezzata a livelli di lapilli (Giannetti, 1998). L'ignimbrite scoriacea contiene molte scorie di composizione basaltico-trachandesitica e numerosi *pipes* di degassazione specialmente nella parte superiore dell'unità di flusso. Entrambe queste caratteristiche sono indicative del fatto che il flusso piroclastico fosse ben fluidizzato. Una mancanza di affioramenti rende difficile

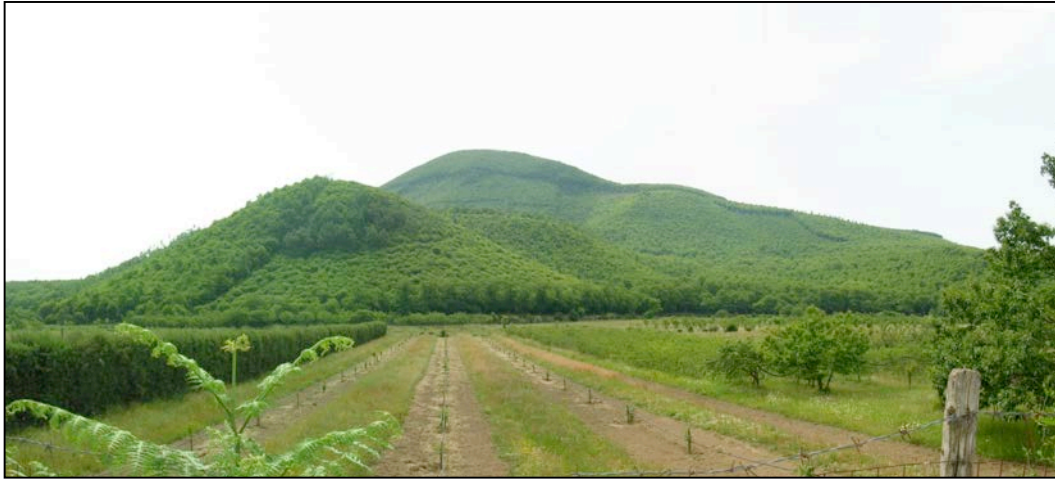
una correlazione tra questa sequenza ed il resto della successione di riempimento della caldera, ma è chiaro che, su base compositiva e stratigrafica, il Membro di Fontanafredda è correlato ad una fase esplosiva nella crescita dei duomi lavici.

La caldera settentrionale è stata quindi il luogo di un'intensa attività vulcanica nell'ultima parte della storia del vulcano di Roccamonfina. La base della caldera settentrionale è dominata dal cono di scorie del Colle Friello. Associato ad esso c'è una spessa sequenza di materiale vulcanoclastico di riempimento della caldera che è stato in gran parte rimaneggiato. Al di sopra di questa sequenza ci sono i prodotti della Caldera di Conca.

La Caldera di Conca giace alla testa della caldera settentrionale ed è fiancheggiata a nord da un poco accennato orlo di *ejecta*. Il primo prodotto di questa caldera è un livello prossimale di *airfall* grossolano con una mescolanza di pomice e scorie basaltiche. Questo è ricoperto da un'ignimbrite indurita trachitica, l'Ignimbrite di Conca (YTT di Luhr & Giannetti, 1987). Questa formazione si trova soltanto nella caldera settentrionale ed è a circa 5 km dalla sorgente, formando una superficie piana a nord del Colle Friello. Nella regione vicina, l'Ignimbrite di Conca è coperta da livelli di *airfall* poco sortiti e da un *surge* freatomagmatico che rappresentano i prodotti finali di questa caldera.

È interessante notare che in questo stadio tardivo della storia del Roccamonfina, mentre l'attività della caldera principale stava iniziando ad essere più localizzata e più basica, nella caldera settentrionale c'è stata una fase di maggiore attività esplosiva che ha coinvolto del magma trachitico. Il sistema idraulico di approvvigionamento delle due caldere quindi non era correlato a basse

profondità, avendo dato origine ad attività con composizione chimico-



Veduta dei duomi vulcanici del M. Lattani e del M. Santa Croce

fisica differente.

I prodotti più recenti che riempiono la caldera principale sono costituiti da un'ignimbrite grigia che riempie le valli formate per ultime. Questa è la parte più distale dell'Ignimbrite Campana che è stata eruttata circa 30.000 anni fa dalla regione dei Campi Flegrei. L'Ignimbrite Campana riempie le valli radiali dei fianchi del Roccamonfina e la si ritrova anche nei fianchi orientali e settentrionali del vulcano.

# *V. Il Brown Leucitic Tuff (BLT)*

---

## *V.1 Introduzione*

Uno dei depositi da flusso citati precedentemente, è oggetto delle analisi di questa tesi. Si tratta del deposito del *Brown Leucitic Tuff*, suddiviso in tre facies, bianca, bruna e ocra, descritte in seguito.

Questa formazione è estremamente importante perchè entro alcuni affioramenti rinvenuti in località Foresta (Comune di Tora e Piccilli) sono state trovate le famose “Ciampate del Diavolo”, impronte fossili riferibili ad un individuo appartenente al genere umano. Per datare questa eccezionale scoperta è necessario quindi analizzare in dettaglio la formazione, stabilendone l’età relativa ed assoluta e approfondendone i particolari processi che l’hanno coinvolta e che poi hanno portato alla conservazione delle impronte stesse, rendendo unico questo sito archeologico.

I risultati iniziali delle datazioni effettuate con metodologia K/Ar hanno dato come esito un valore che va approssimativamente

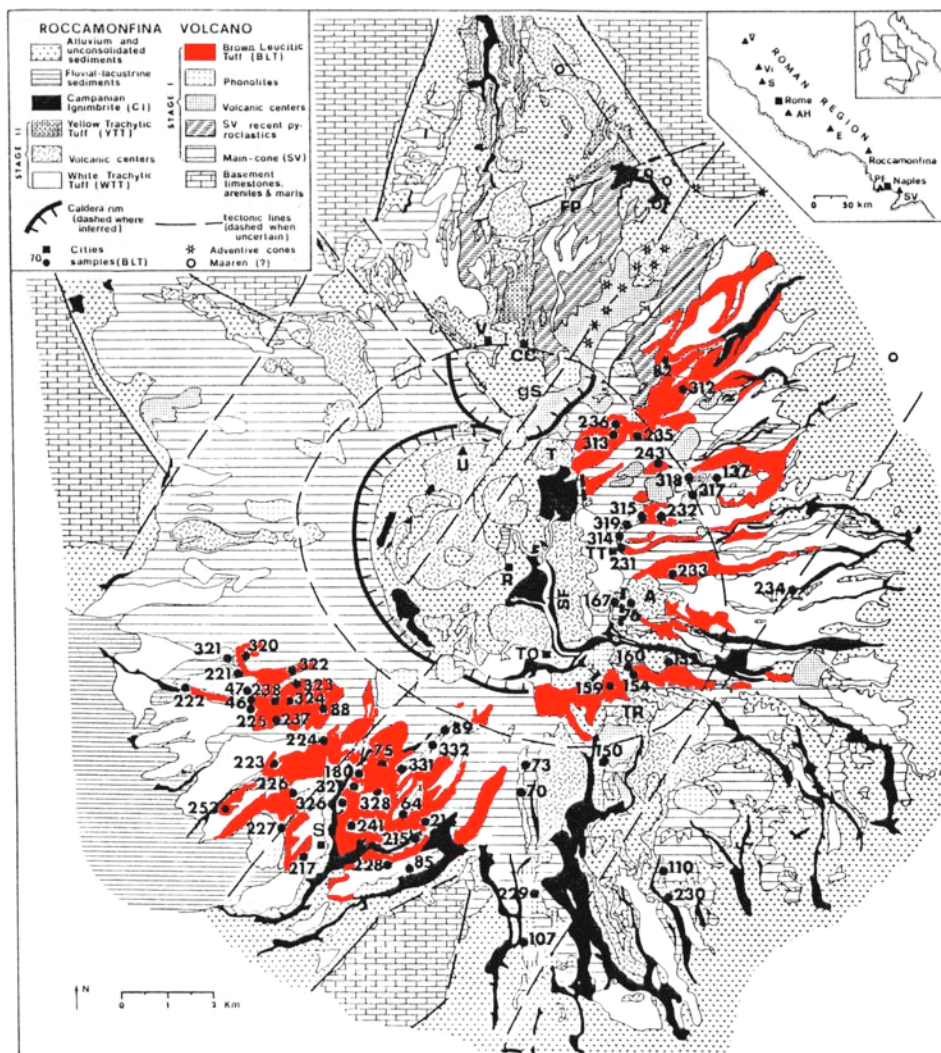


dai 385 ka ai 325 ka. Dunque gli ominidi che hanno lasciato le impronte del sito di Foresta dovevano essere vissuti in questo periodo e rappresentano l'anello di congiunzione tra l'uomo moderno e i nostri progenitori.

# V.2 Caratterizzazione del Brown Leucitic Tuff: tutte le facies

## INTRODUZIONE

Il *Brown Leucitic Tuff* (Tufo Leucitico Bruno) è un deposito



piroclastico variamente litificato eruttato dal vulcano di Roccamonfina circa 385.000 anni fa, dopo la formazione della caldera sommitale. Le singole unità di flusso sono raggruppate in tre facies che differiscono tra loro per colore delle pomici, per il contenuto in litici e per il grado di cementazione della matrice. Le tre facies sono la facies bianca, bruna e oca. Le pomici hanno una composizione che va da tefrite-leucite-fonolite a leucite-trachite (7.0 a 2.2 wt% CaO) comprendo oltre la metà dello spettro delle serie magmatiche HK dei vulcani della Provincia Magmatica Romana. Le facies bianche predominano nei livelli stratigrafici inferiori e le pomici hanno il più basso contenuto in CaO, indice di un *trend* a composizione più basica con l'evolversi dell'eruzione. In ogni caso nei livelli stratigrafici superiori le facies brune e oca sono indentate con altre unità della facies bianche, indicando inversioni nell'evoluzione composizionale.

Le composizioni delle pomici del BLT corrispondono molto strettamente alle serie magmatiche HK del Roccamonfina per tutti gli elementi eccetto per Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O. Il primo è relativamente arricchito mentre il secondo è relativamente impoverito nelle pomici con >5.6% di CaO; queste differenze riflettono l'alterazione in analcime dei cristalli di leucite nella massa di fondo in queste pomici.

## **LA DISTRIBUZIONE DEL BLT**

Il BLT si trova principalmente nella parte sud occidentale del vulcano dove forma delle lingue lungo crepacci che si estendono radialmente anche per 7 Km dal margine della caldera principale. A est e a sud, dove le pareti della caldera principale sono più basse, il BLT si estende anche oltre il margine e nella caldera lungo il profondo crepaccio di Savone delle Ferriere vicino Torano. A sudovest, dove le

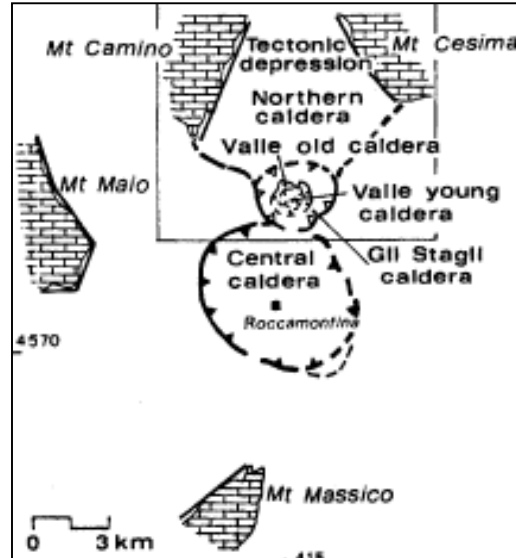
pareti della caldera risalgono progressivamente, sono stati trovati gli



Visione laterale di un flusso piroclastico nei pressi di Tora

affioramenti più elevati di BLT a distanze via via maggiori dal margine, come osservato anche per il WTT (Di Girolamo, 1968; Di Girolamo et al., 1991; Giannetti & Luhr, 1983). Probabilmente ciò indica l'erosione o la non deposizione nella parte più ripida del cono principale. Prima dell'attività del BLT, il complesso vulcanico di Roccamonfina era stato disseccato da numerosi canyon che hanno tagliato la topografia fino a 100 m di profondità arrivando fino alle lave e ai depositi piroclastici dello *Stage I*. Questi canyon sono stati ripetutamente riempiti e riscavati ad ogni flusso piroclastico delle eruzioni successive. Il BLT ben litificato affiora nelle pareti dei canyon, invece il WTT, che è poco litificato, solitamente si ritrova in dossi tra un canyon e l'altro. Gli affioramenti di BLT sono scarsi nella parte settentrionale del vulcano, ma il WTT e i depositi di *mudflow* di Conca-Vezzara contengono molti xenoliti del BLT. Invece è assente nella parte occidentale, oltre l'orlo calderico della caldera principale. Nei pressi di Sessa Aurunca sono presenti facies brune del BLT nei fianchi occidentali del vulcano e che secondo Luhr & Giannetti (1987) appartengono alle prime fasi dei depositi di *mudflow* dello *Stage I*.

L'espressione più evidente dell'attività vulcanica di questo vulcano campano sono le caldere che si sono formate durante la sua



Le Caldere che si sono sviluppate durante la storia eruttiva del Roccamonfina (da Giannetti, 2001)

storia evolutiva. Le età e le origini di queste caldere del Roccamonfina sono poco conosciute finora. Le latiti del cono costituito dai prodotti di caduta di Tuororame si trovano lungo il margine nordest della caldera principale che apparentemente post-data. Questo cono è ricoperto dal BLT e dimostra che innanzitutto i magmi delle serie LS e HK sono stati eruttati in prossimità della transizione tra lo *Stage I* e lo *Stage II* e che la caldera principale si è formata precedentemente all'eruzione del BLT. Anche sondaggi fatti per scopi geotermici hanno trovato in ordine WTT, BLT, depositi tipo *mudflow*, lave HK e depositi sedimentari che costituiscono il basamento del vulcano. La caldera più piccola, Gli Stagli, è stata interpretata come successiva, dopo la formazione del WTT, durante la complessa sequenza di

eruzioni piroclastiche che hanno coinvolto i fianchi settentrionali del vulcano.

### **LE CARATTERISTICHE DEGLI AFFIORAMENTI**

Il BLT contiene unità minori di *fall* e *surge* piroclastici, ma principalmente consiste in più flussi interdigitati tra loro che possono essere grossolamente raggruppati in tre facies principali chiamate a seconda del colore degli affioramenti: bianca, bruna e ocra. Le facies differiscono principalmente nell'estensione dell'alterazione e della litificazione, nel colore delle pomice e nel contenuto in litici. Le unità bianche, che contengono le pomice più evolute (basse in CaO), tipicamente occupano le posizioni stratigrafiche inferiori e sono seguite verso l'alto da unità brune e ocra e unità bianche minori.

Le unità delle *facies bianche* costituiscono circa il 20 % del volume dei depositi e sono meglio rappresentate nei fianchi sudovest del Roccamonfina. Il colore degli affioramenti è il risultato dell'abbondanza delle pomice bianche e *ash* vulcanico e della relativa scarsità di frammenti litici (<10% vol). Deve essere fatta molta attenzione a non confondere le facies bianche del BLT, con altre unità chiare tipo *tephra*, appartenenti alle serie HK, e con le prime unità di flusso del WTT. Questa facies può essere distinta solo facendo attenzione alla posizione stratigrafica, riconoscendo i caratteristici livelli di *surge* basali e dall'assenza dell'analcime bianco latte che ha sostituito la rara leucite primaria nelle pomice dei *tephra* delle serie HK. Le facies bianche del BLT possono essere distinte dalle unità HK con analcime dal maggior spessore delle unità BLT e dall'assenza dei livelli di pomice di *fall* che caratterizzano gli altri depositi piroclastici HK.

Le unità di flusso delle *facies brune* costituiscono approssimativamente il 40 % del BLT e sono anche le più abbondanti nei fianchi sud occidentali. Queste unità sono caratterizzate da affioramenti di color bruno con una litificazione da povera a moderata e da una grande abbondanza di frammenti litici che possono avere anche diametri di quasi 1 m. La percentuale in litici può variare anche da 20% a >80% in volume solitamente concentrati in lenti ricche in litici che sono comuni alla base delle unità da flusso. I flussi contengono pomice relativamente basiche (ricche in CaO) di colore da grigio a nero quando non sono alterate, ma tipicamente sono scolorite ai margini in un colore grigio chiaro a beige. In molti affioramenti, solo al centro delle pomice di più grandi dimensioni non c'è traccia di questa alterazione, invece le pomice più piccole sono completamente scolorite. L'abbondanza di pomice varia di molto nelle unità della *facies bruna*, solitamente in relazione inversa all'abbondanza di frammenti litici.

Le unità di flusso delle *facies ocre* rappresentano circa il 40% del BLT e sono le più abbondanti nei fianchi nord orientali del vulcano.



Sono caratterizzati da un'ampia matrice litificata, un contenuto relativamente basso di frammenti litici (dal 10% al 30% in volume), un'assenza di frammenti litici di grandi dimensioni e dall'alterazione di pomici e della pasta di fondo vetrosa in prodotti ocra che determinano il color ocra degli affioramenti. Le pomici sono talmente alterate da sfaldarsi appena le si tocca tra le dita, oppure da lasciare buchi negli affioramenti. L'alterazione marginale delle pomici nella facies bruna è chiaramente un precursore della più completa alterazione delle pomici nella facies ocra, e la maggior parte dei flussi delle facies ocra sono probabilmente gli equivalenti alterati dei flussi delle facies brune. La forte litificazione dei flussi appartenenti a questa facies riflettono la cementazione ad opera della cabasite che produce degli evidenti picchi di diffrazione ai raggi X solo nei campioni di matrice in questa facies (Passaglia & Vezzalinni, 1985).

Il BLT tipicamente giace alla sommità di depositi di *fall* e di flusso piroclastici dell'inizio dell'attività dello *Stage I*. Non sono evidenti tracce di suolo tra questi livelli o tra le varie unità di flusso del BLT. Di conseguenza il contatto inferiore è difficile da distinguere. Sopra di 2 m di livelli a *fall* di pomici e di *ash* giace il flusso inferiore del BLT a ovest del Mt. Atano e a Tuoro di Tavola vicino al margine orientale della caldera principale. Questo potrebbe rappresentare una fase iniziale pliniana dell'eruzione del BLT come descritto per molti altri eventi dominati da eruzioni con flussi piroclastici. In altri luoghi, comunque, i livelli piroclastici stanno al di sotto del flusso basale del BLT e sembrano appartenere alle prime fasi delle successioni piroclastiche dello *Stage I* e non sembrano essere collegate geneticamente all'eruzione che ha portato alla formazione del BLT. Questa formazione quindi sembra essere una delle componenti



principali di una lunga fase piroclastica in prossimità dell'attività dello *Stage I*. Ci sono stati altri *tephra* appartenenti alle serie HK prima che l'evoluzione del Roccamonfina completasse la sua transizione a LS con l'eruzione del WTT; HK si sovrappone inoltre al BLT lungo il Fosso Pubblico a nord ed in altre località.

Lontano dai crepacci radiali, il WTT riempie i canali liberi scavati entro il BLT ed in più è separato dal BLT da un paleosuolo spesso circa 1 m. La presenza di questo paleosuolo è in accordo con la differenza di età di 80.000 anni misurata con il metodo K-Ar (Giannetti & Luhr, 1983). Dall'assenza di paleosuoli tra unità di flusso del BLT, si può supporre che l'intera eruzione si sia verificata in un lasso di tempo relativamente breve, probabilmente alcune decine di anni (Luhr & Giannetti, 1987).

*V.3 Descrizione degli  
affioramenti nelle località  
di Foresta (comune di Tora  
e Piccilli) e Carangi  
(comune di Marzano  
Appio)*

Qui di seguito sono riportate le sezioni e le loro descrizioni misurate nel sito di Foresta (comune di Tora e Piccilli) e di Carangi (comune di Marzano Appio), il quale presenta le stesse caratteristiche vulcanologiche e icnologiche del sito più famoso.

In Appendice è riportata anche una carta geologica di dettaglio della zona di Foresta con in evidenza le porzioni zeolitizzate.

LOCALITÀ FORESTA (COMUNE DI TORA E PICCILLI)

Il sito di Foresta presenta numerosi affioramenti sia lungo il sentiero principale che in zone meno accessibili. Da un punto di vista stratigrafico sono riportate le sezioni partendo dal letto e procedendo verso l'alto lungo il sentiero che conduce alla Chiesa di Foresta.

A) La sezione misurata consiste in una parete verticale lungo l'alveo



Parete lungo l'alveo del torrente

del torrente sotto una fontanella d'acqua a quota 270 m s.l.m. e con coordinate UTM 33T 0418564 4576297  $\pm$  20 m

Partendo dal basso verso l'alto:

60 cm      Materiale fine di color bruno, massivo, non stratificato,

- contenente pochi clasti di colore scuro (frammenti lavici) angolosi e pomici di massimo 2 cm, senza una particolare classazione. È presente una forte alterazione meteorica
- 90 cm Matrice argillosa di colore grigio scuro contenente clasti nerastri e rossastri di natura lavica, angolosi e centimetrici. Sono presenti anche pomici. Nella parte centrale sono presenti clasti di più grandi dimensioni immersi nella matrice
- 10 cm Numerosi clasti di colore nerastro con poca matrice arenacea di colore marrone (clasto-sostenuti). Sono presenti anche clasti pomicei
- 5 cm Siltite fittamente stratificata (deposito tipo *surge*) di colore grigio scuro
- 5 cm Matrice siltosa di colore grigio chiara con clasti angolosi sia lavici che pomicei
- 9 cm Alternanza di livelli più scuri, più spessi e più grossolani con lamine più sottili costituite da materiale più fine di color grigio chiaro
- 7 cm Materiale clasto-sostenuto grossolano (tipo breccia) costituito da frammenti angolosi sia pomicei che lavici centimetrici. La poca matrice è grossolana e di color scuro



Alternanze di livelli clasto-sostenuti a livelli fini stratificati

- 240 cm      Bancone di materiale marrone tipo silt contenente frammenti litici scuri (frammenti lavici) e pomicei di dimensioni centimetriche, anche decimetriche (specialmente quelli lavici). Non è presente una particolare gradazione, anche se i clasti sembrano più abbondanti nella parte basale. Si nota una sporgenza a metà parete di materiale più competente. Si tratta di una borchia zeolitizzata dello stesso materiale che l'incipiente zeolitizzazione che reso più massiccio.
- 5 cm        Livello a pomici e frammenti lavici angolosi con matrice siltoso-arenacea di color grigio chiaro. Si tratta del limite inferiore dell'unità di flusso.
- Da un punto di vista genetico è un deposito da *fall*
- 300 cm      Come i precedenti 240 cm

B) La sezione si situa a quota 270 m s.l.m. nei pressi di una vasca contenente acqua di aspetto lattiginoso a causa dell'halloysite disciolta. In linea d'aria è a circa 15 m dal sito delle "Ciampate del Diavolo".



Parte della sezione vicino alle impronte dove è presente una vasca contenente acqua con halloysite disciolta

Dal basso verso l'alto:

- |       |   |
|-------|---|
| 20 cm | Materiale fine a granulometria siltosa fittamente laminato di color marrone chiaro con bande altrettanto laminate di materiale più scuro, il tutto è fortemente soggetto ad alterazione meteorica |
| 5 cm  | Livello a pomici angolose con pochi frammenti lavici, clasto-sostenuti con una matrice arenacea di color grigio scuro   |

- 44 cm Livello di colore scuro nerastro, fine e argilloso, fittamente laminato. Non contiene clasti



Parte basale della sezione nei pressi della vasca con halloysite

- 11 cm Livello pomice-sostenuto con matrice argillosa di colore marrone chiaro. I frammenti pomicei sono angolosi e alterati
- 500 cm Materiale siltoso poco consolidato con clasti scuri (frammenti lavici) angolosi di massimo 2 cm; presentano una gradazione diretta
- Fino in alto Rocca molto competente di color marrone scuro, contenente clasti di varia dimensione, generalmente dal diametro di 1-2 cm di colore scuro. Presenta cavità irregolari centimetriche

C) La sezione misurata si trova immediatamente al di sotto della parete in cui sono state impresse le impronte. Si trova a quota 290 m s.l.m.



Cavità al di sotto del sito in cui sono state impresse le impronte (foto di P. Mietto)

Dal basso verso l'alto:

- |       |  |
|-------|--|
| 42 cm | Matrice siltosa color marrone con clasti chiari angolosi pomicei centrimetrici e frammenti lavici neri e rossastri. Il deposito non è massivo e i clasti presentano una gradazione diretta |
| 18 cm | Livello a pomici immerso in una matrice a granulometria sabbiosa di color marrone chiaro   |
| 3 cm  | Livello laminare di colore grigio scuro siltoso. Non   |



	sono presenti clasti
2 cm	Livello a pomice angolose con matrice siltosa di color marrone chiaro
2 cm	Livello fittamente laminato di materiale siltoso di color grigio scuro
5 cm	Livello a pomice e frammenti lavici in matrice siltosa di color marrone scuro
180-230 cm	Materiale molto consolidato fine, contenente frammenti angolosi pomicei, frammenti lavici scuri e rossastri (massimo 2 cm) con ciottoli più grandi sparsi rossastri. Sono presenti anche cristalli di augite, zeoliti e vetro submillimetrici. Nel bancone ci sono anche cavità con dimensioni crescenti verso l'alto La durezza è dovuta alla zeolitizzazione
5 cm	Strato irregolare di pomice in matrice argillosa marrone scuro con cristalli
370 cm	Bancata massiccia con frammenti litici vari (scuri e chiari) di color marrone scuro, con cristalli di augite vari e con numerose cavità centimetriche
	<b>Campione BLT1</b>
500 cm	Come sopra La struttura si presenta a dossi ed è esattamente il pendio in cui sono state impresse le impronte
350 cm	Matrice siltosa marrone scuro con frammenti lavici e pomicei con cristalli sparsi, non consolidata



D) Partendo da quota 295 m s.l.m. e procedendo lungo il sentiero che porta alla Chiesetta di Foresta, si incontra la serie di affioramenti misurati qui di seguito.

Dal basso verso l'alto:

42 cm Materiale siltoso color marrone scuro poco consolidato con frammenti lavici angolosi (massimo 2 cm) e frammenti pomicei. Sono presenti anche piccoli cristalli di augite e vetro. L'affioramento è molto simile a quello che si trova al di sopra delle impronte

2 cm Lacuna

82 cm Grande abbondanza di clasti a matrice-sostenuta color marrone scuro con frammenti litici di varia natura

25 cm Lente di materiale fittamente stratificato di color grigio scuro e lunga 440 cm. Al suo interno non sono presenti clasti che sono concentrati tutti alla base

### **Campione BRA**

300 cm Bancone di materiale argilloso con clasti lavici di grosse dimensioni angolosi e radi, senza una particolare gradazione

10310 cm Lacuna

43 cm Materiale molto friabile a matrice rossastra con grandi clasti bianchi di varia dimensione con consistenza tipo talco (pomici alterate); frammenti lavici centimetrici; nella matrice sono presenti cristalli submillimetrici scuri (sembra augite)

- 3 cm Materiale rossastro siltoso con piccoli clasti bianchi (pomici)
- 275 cm Matrice rossastra arenacea con frammenti biancastri (massimo 2 cm) angolosi con augite da submillimetrica a millimetrica e vetro e biotite

LOCALITÀ CARANGI (COMUNE DI MARZANO APPIO)

In questa località nel comune di Marzano Appio, sono state trovate cavità del tutto simili alle impronte trovate a Foresta e dovrebbero essere oggetto di una campagna di scavo a breve. Gli affioramenti su cui sono impresse le depressioni sono del tutto simili a quelli del sito di Foresta, è quindi possibile creare un parallelismo tra queste due località. La sezione, costituita da differenti parti è stata misurata a partire dal tetto della cavità che si trova all'inizio del sentiero nella medesima località a proseguendo verso l'alto, dapprima in mezzo al bosco e poi ricongiungendosi al sentiero principale, fino alla sommità del flusso piroclastico.

A quota 470 m s.l.m.:



Affioramento all'inizio del sentiero che parte dal paese di Carangi

- 54 cm Materiale molto fine di color bianco-marroncino, con piccoli clasti (massimo 5 mm) di colore scuro concentrati in livelli da 1,5 cm a 5 mm alternati ad altri livelli più fini senza clasti.  
I clasti sono scuri con poche pomice di più grandi dimensioni (massimo 1 cm)
- 8-16 cm Materiale grigio chiaro siltoso-argilloso con la parte inferiore più fittamente laminata
- 13-35 cm Pomice e frammenti litici angolosi scuri con poca matrice siltosa



Livello di pomice e frammenti angolosi

- 125 cm Alternanza di due tipi di livelli, uno a pomice e l'altro fine:  
a) Livello a pomice: spessore da pochi cm a 10-15 cm; pomice anche di grandi dimensioni e pochi frammenti

lavici centimetrici organizzati in strutture di flusso

b) Livello fine: materiale fine, fittamente laminato di color grigio marroncino, con piccoli clasti (sia pomici che lavici) e grandi frammenti lavici che galleggiano della matrice

Le strutture di flusso non sono piano-parallele ma ondulate e gli strati variano di spessore

### **Campione CAR1**

30 cm Frammenti lavici molto porosi di colore scuro con poca matrice argillosa



Affioramento in cui sono visibili i frammenti lavici

Lacuna di 240 cm

170 cm Roccia molto tenace, matrice di color ocra con cristalli scuri di augite, vetro, frammenti lavici di piccole dimensioni (millimetrici)

Sono presenti chiazze di materiale ocraceo terroso che potrebbero essere pomici alterate

A quota 490 m s.l.m.

13 cm Roccia molto tenace, matrice ocracea con cristalli scuri, vetro e frammenti lavici

Sono presenti cavità

184 cm Materiale terroso con clasti lavici anche di grosse dimensioni di color scuro (matrice grigio scura argillosa con clasti millimetrici nero-bluastri), con biotite, augite, inclusi terrosi centimetrici isorientati parallelamente alla direzione del flusso, piccoli clasti millimetrici di materiale lavico

**Campione CAR2**

A quota 497 m s.l.m. e proseguendo poi di 25 m lungo il sentiero trovo localmente affioramenti di BLT (**Campione CAR SAL**) e proseguendo ho un contatto laterale tra la parte zeolitizzata e quella non zeolitizzata.

120 cm Inclusi terrosi di circa 5 cm, grossi inclusi tefritici angolosi e inclusi lavici più piccoli di colore nerastro

**Campione CAR5**

A quota 500 m s.l.m. vedo affioramento come nella parte soprastante

A quota 510 m s.l.m. lungo la strada Carangi-Roccamonfina trovo ancora affioramenti di *Brown Leucitic Tuff*



Alla fine del sentiero si arriva alla località detta “Scaparroni”. Questa zona si trova alla sommità dei flussi di BLT zeolitizzato mentre sotto si trova anche una parte più terrosa non zeolitizzata.

### **Campione CAR3**



Veduta areale della località “Scaparroni” nei pressi di Carangi, alla sommità del flusso piroclastico, dove sono presenti le depressioni simili alle impronte di Foresta

A quota 515 m s.l.m. si trova ancora *Brown Leucitic Tuff*

A quota 517 m s.l.m., partendo dal basso

117 cm      BLT zeolitizzato

Materiale abbastanza consolidato di color marroncino con frammenti lavici angolosi, cavità più piccole

isorientate, pomici alterate, cristalli di augite anche centimetrici, biotite, forse zeoliti. (**CAR4**)



Affioramento misurato costituito da BLT zeolitizzato in facies oca

5-3 cm	Livello a pomici alterate con pochissima matrice
150 cm	Materiale zeolitizzato (BLT, <b>Campione CAR6</b> )
10 cm	Pomici con poca matrice
20 cm	Materiale fine silt-argilloso di color marrone chiaro
7 cm	Livello a pomici
230 cm	BLT zeolitizzato alla sommità del dosso dove ci sono le impronte ( <b>Campioni CAR7 e CAR8</b> )

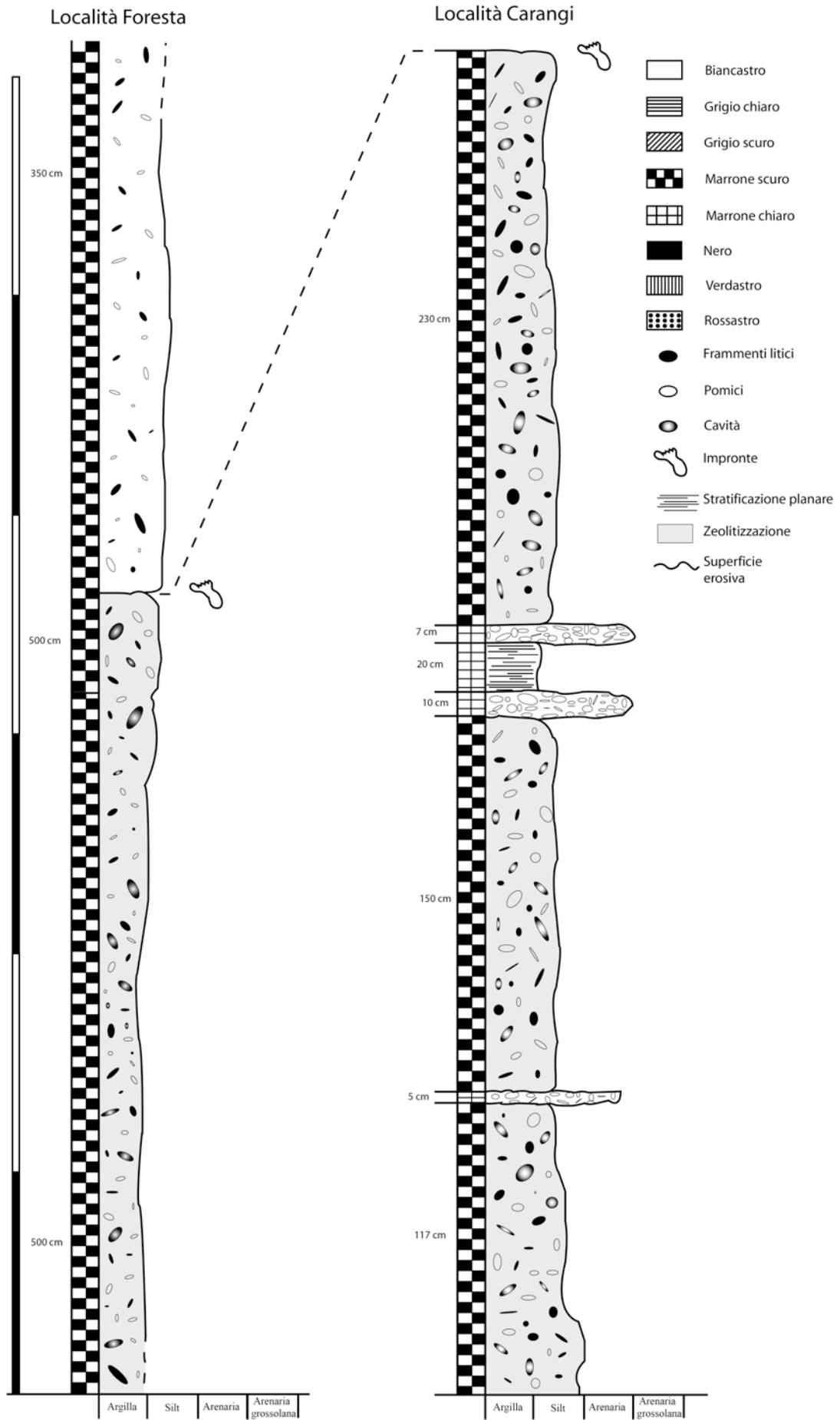
# V.4 *Rapporti stratigrafici* *tra le sezioni misurate a* *Foresta e quelle misurate a* *Carangi*

Come visto dalle precedenti descrizioni delle sezioni stratigrafiche e dai fenomeni simili che hanno coinvolto gli affioramenti si può creare un parallelismo tra i due siti in cui sono state trovate le impronte, cioè il sito di Foresta e quello di Carangi.

Entrambe le zone infatti sono caratterizzate da un substrato costituito da flussi piroclastici appartenenti alla formazione del *Brown Leucitic Tuff* in facies ocra. Tenendo conto delle caratteristiche morfologiche, stratigrafiche e genetiche di questi flussi si può creare una correlazione tra i due siti, confermata anche dall'estensione del fenomeno della zeolitizzazione che ha reso litoide il substrato tufaceo in entrambi i casi. Queste osservazioni hanno permesso di ipotizzare

che i due siti abbiano la stessa età e ciò dovrebbe essere confermato da datazioni radiometriche ancora in atto.

Il sito di Carangi quindi rappresenta un possibile sviluppo della ricerca che è partita da Foresta più di tre anni fa.



V.5 Rapporto tra la  
morfologia dei flussi  
piroclastici e la superficie  
calpestata

L'istante geologico in cui un antenato dell'uomo ha calpestato a Foresta (comune di Tora e Piccilli) la facies ocrea del *Brown Leucitic Tuff* ancora plastico a causa del processo di zeolitizzazione in atto, costituisce un momento di stasi nell'evoluzione eruttiva del complesso vulcanico del Roccamonfina. Infatti, come si vede chiaramente in questo affioramento, l'intero banco di tufo in realtà è costituito da differenti unità di flusso separate tra loro da sottili livelli di pomice da *fall*. Al di sotto del banco in cui sono state impresse le impronte sono ben riconoscibili tre unità di flusso (alla sommità della terza sono state ritrovate le icniti), mentre al di sopra di esse è riconoscibile una sola colata, a causa anche dell'impenetrabilità della macchia mediterranea.

L'impressione delle impronte si è verificata quindi durante l'intervallo temporale tra la terza e la quarta colata. Una cosa



Foto che illustra l'entità del pendio e la struttura a “mammelloni” della superficie inclinata in località Foresta (foto di P. Cappelletti)

importante da notare è che ciò che differenzia le due colate è che fino alle impronte la formazione ha subito un processo di zeolitizzazione, comune nelle formazioni piroclastiche, che ha permesso la conservazione delle stesse, mentre la parte superiore non è stata interessata da questo processo chimico-fisico, non essendo litoide.

L'unicità del sito delle impronte di Foresta consiste nel fatto che quest'ultime siano state impresse su di un substrato inclinato tra i 12° e gli 80°, con una geometria a “mamelloni”. Questa particolare geometria si è formata ai margini laterali dei lobi dei flussi piroclastici. Infatti la messa in posto di queste emissioni piroclastiche è stata in forme lobate, separate tra loro da canyon. Nelle parti marginali di questi lobi, a causa della viscosità del materiale vulcanico, si sono formate delle geometrie a gradini che i nostri

progenitori, probabilmente appartenenti alla specie *Homo heidelbergensis*, hanno abilmente superato.

Un'altra cosa importante da notare, è che tutte le piste, eccetto una, sembrano allontanarsi dal centro di emissione. Questo potrebbe essere dovuto al fatto che durante la salita questi uomini hanno giustamente cercato gli appoggi già consolidati, come avrebbe fatto l'uomo moderno, giustificando perciò perchè le piste in salita siano rare. Mentre per la discesa questi ominidi avrebbero cercato il percorso più accessibile per le loro capacità, e di conseguenza sono potuti andare anche nella parte meno consolidata del deposito, per sprecare meno energie e per impiegare meno tempo.



*VI. Caratterizzazione  
Mineralogica del Brown  
Leucitic Tuff*

---

*VI.1 Caratteristiche  
mineralogiche delle rocce  
appartenenti al Brown  
Leucitic Tuff non  
zeolitizzato*

Tutte le pomice appartenenti alla formazione del Brown Leucitic Tuff, contengono un assemblato abbastanza semplice di salite,

plagioclasio, biotite e titanomagnetite, analcime ed apatite inseriti in una matrice vetrosa da trasparente a marrone (Luhr & Giannetti, 1987). Questi minerali formano comunemente degli aggregati che possono anche superare i 3 mm di grandezza. I plagioclasti e la salite generalmente sono i minerali dominanti sia in questi aggregati sia come cristalli singoli.

I plagioclasti sono presenti in cristalli euedrali contenenti salite e vetro marrone, altri fenocristalli sono meno comuni come

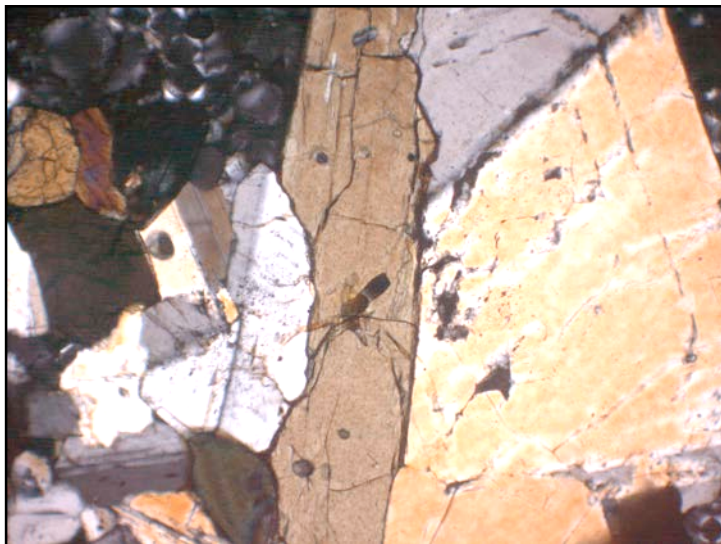


Foto a nicols incrociati del campione BRA con ingrandimento a 10X. Da notare i feldspati alcalini e il pirosseno al centro

inclusioni. I singoli cristalli sono essenzialmente omogenei composizionalmente e hanno una variazione di 2-3% di variazione in contenuto in anortite. La maggior parte dei cristalli appartiene al campo delle bytowniti-anortiti.

I sanidini hanno una lunghezza superiore a 2,5 mm e sono essenzialmente privi di inclusioni, e solo raramente contengono fenocristalli. Di solito sono in quantità inferiori ai plagioclasti ma

dominano gli aggregati felsici nelle pomice povere in cristalli. I singoli cristalli sono generalmente omogenei nella composizione con un 75-90 mol% di Or. I sanidini più potassici sono associati con i plagioclasti più calcici, mentre i sanidini più sodici sono associati ai plagioclasti più sodici (Luhr & Giannetti, 1987).

Tutte le pomice del *Brown Leucitic Tuff* contengono grandi cristalli color bianco latte di analcime che ha sostituito i cristalli primari di leucite. Inoltre le pomice più basiche contengono piccoli cristalli di analcime nella pasta di fondo vetrosa che hanno dimensioni che vanno dai 0,02 mm ai 0,25 mm. Raramente la leucite è preservata al centro di grandi cristalli, ma l'analcime secondario può conservare inclusioni radiali caratteristiche della leucite.

Le lamelle di biotite possono arrivare anche a 4 mm di lunghezza e tipicamente contengono inclusioni di apatite. Composizionalmente sono omogenee.

I prismi di apatite si trovano nella massa di fondo vetrosa e comunemente si trovano come inclusi in biotiti e nei cristalli di salite.

La titanomagnetite si trova in tutte le pomice e rappresenta un'inclusione comune nella salite. La maggior parte dei singoli cristalli non è zonata e mostra soltanto una leggera variazione composizionale.

Il minerale femico più comune e più abbondante è la salite pleocroica, da verde chiaro a verde scuro, che forma cristalli tozzi che contengono inclusioni di vetro, apatite e titanomagnetite. I cristalli euedrali sono solitamente omogenei, ma a volte si trovano cristalli con complesse zonazioni. Oltre alla salite si possono

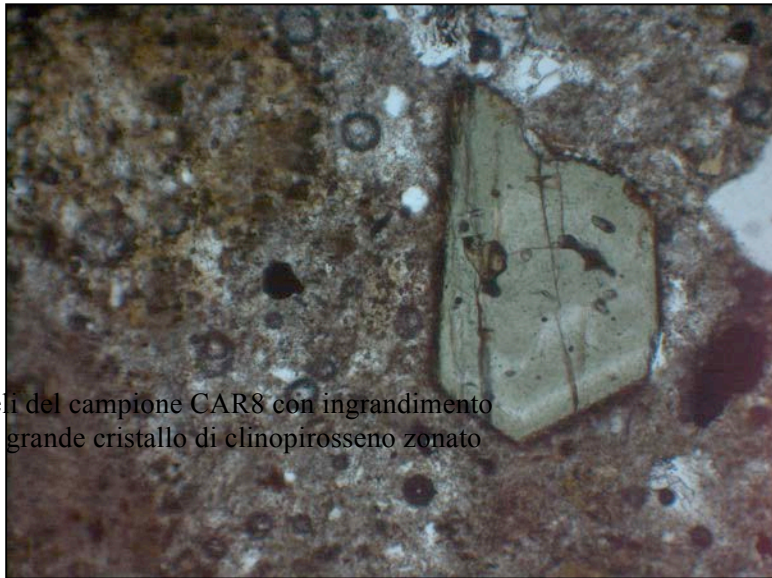


Foto a nicols paralleli del campione CAR8 con ingrandimento a 10X. Da notare il grande cristallo di clinopirosseno zonato

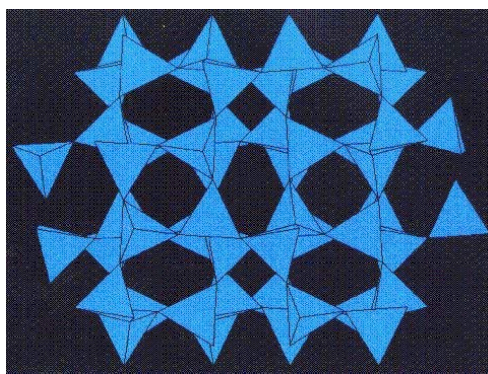
trovare anche cristalli di diopside che hanno un colore da verde a trasparente. Sono anche di grandi dimensioni (2 cm) e sono tipicamente euedrali anche se mostrano delle caratteristiche dissoluzioni a forma di cuspide. In alcuni casi, i cristalli di diopside formano degli aggregati con la forsterite, che può presentare dei riempimenti di iddingsite nelle fratture o nei bordi. Queste due specie mineralogiche sono prive di inclusioni e qualche volta hanno un bordo di dissoluzione costituito da una massa di fondo microcristallina.

La massa di fondo consiste in vetro incolore o marrone che nei campioni più basici contiene piccoli cristalli di analcime. Il colore marrone del vetro potrebbe essere dovuto alla titanomagnetite criptocristallina.

## V.2 La Zeolitizzazione

La zeolitizzazione è un processo che ha avuto un ruolo di primaria importanza per la conservazione e per la venuta a giorno del sito delle “Ciampate del diavolo” in epoca storica. Questo processo ha avuto luogo a causa dell’alterazione del vetro vulcanico basico, componente fondamentale del *Brown Leucitic Tuff*, in zeoliti.

Le zeoliti sono degli allumosilicati idrati di cationi alcalini o alcalino-terrosi con una struttura particolare. La formula generale è  $X_u Y_r Z_n O_{2n} \cdot mH_2O$  dove X è occupato da Na e K; Y da Ca, Sr, Ba e Mg; e Z da Al e Si. I tunnel e le grandi cavità presenti nella struttura sono elementi ubiquitari e le molecole d’acqua e i cationi possono essere facilmente rimossi o rimpiazzati senza distruggere la struttura.



Struttura della Cabasite

Il vetro invece è un costituente delle rocce termodinamicamente instabile e tende, abbastanza rapidamente, a formare fasi mineralogiche. L’idratazione e la concomitante rottura dei legami ha per risultato un flusso di elementi che entrano nell’acqua di poro. La precipitazione di minerali secondari (autigeni) da questa soluzione, la

sostituzione del vetro vulcanico da parte di nuovi minerali e il riempimento dello spazio dei pori creato per la dissoluzione delle particelle vetrose durante l'alterazione sono alcuni dei processi di litificazione più veloci e di più bassa temperatura conosciuti. I minerali secondari più comuni che si formano a partire dai vetri vulcanici basici sono la palagonite e i minerali del gruppo delle zeoliti. Tra questi ultimi minerali, sia nella formazione del *Brown Leucitic Tuff*, sia in altre formazioni tufacee simili, tipo il Tufo Giallo Napoletano (De'Gennaro et al., 1990; Cappelletti et al., 1999; De'Gennaro et al., 2000), o tipo la formazione vulcanica su cui sono

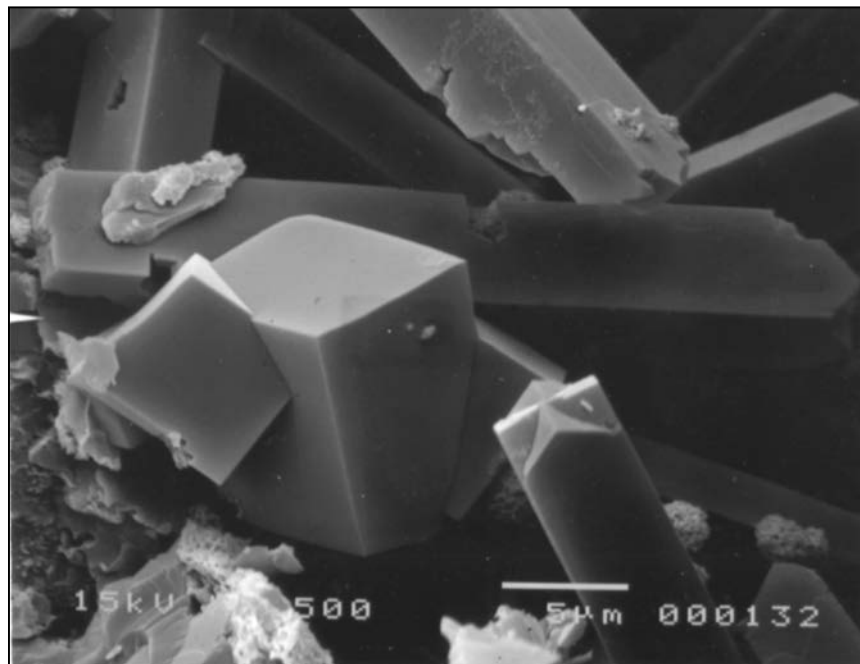


Immagine al SEM dei cristalli di cabasite (cristalli pseudocubici) e dei cristalli di phillipsite (con abito allungato)

Immagine di P. Cappelletti

state impresse le impronte a Laetoli (Tanzania), si formano principalmente la cabasite ( $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) e in quantità minore la phillipsite ( $(\frac{1}{2}\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_3[\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) (Passaglia et al., 1990).

Gli effetti di questa particolare diagenesi sono sia chimici che fisici. Si ha infatti una compattazione del deposito e una diminuzione della sua porosità con la dissoluzione di alcune sue componenti, la cementazione per la precipitazione di nuovi minerali e con la ricristallizzazione di due importanti zeoliti, la cabasite e la phillipsite in quantità inferiori, determinata dalle condizioni di temperatura, di composizione del vetro vulcanico in soluzione e dalla composizione dei fluidi (Sheppard & Hay, 2001).

La consolidazione dell'originale materiale vulcanico incoerente per dare poi come risultato un tufo saldato è quindi chiaramente connesso con la formazione delle zeoliti a discapito del vetro. Misure sperimentali hanno dimostrato che la temperatura della messa in posto di questi materiali vulcanici dovrebbe essere stata attorno i 300°C e che quindi la zeolitizzazione potrebbe essere iniziata immediatamente dopo la messa in posto ed essere finita poco dopo. In questi esperimenti però non risulta la formazione della cabasite, la zeolite pseudoesagonale che si ritrova negli affioramenti analizzati. Si può quindi ipotizzare che la cristallizzazione della cabasite abbia seguito quella della phillipsite quando la temperatura e meno probabilmente l'alcalinità del sistema, sono diventate adatte alla sua formazione (Barth-Wirsching & Höller, 1989).



# VII. Metodologie Analitiche

---

## VII.1                      Analisi diffrattometriche

Le analisi diffrattometriche sono state le prime analisi effettuate sui campioni presi in differenti punti dell'affioramento nel sito di Foresta dal Prof. G. Rolandi.

Questa tecnica è servita per riconoscere quali fasi mineralogiche fossero presenti entro il *Brown Leucitic Tuff* e la loro quantità relativa. La composizione mineralogica media è stata ottenuta con il metodo XRPD (l'apparato *panalytical X'Pert Pro* equipaggiato con un *detector X'Celerator RTMS*, a radiazione  $\text{CuK}_\alpha$ , 40 kV, 40mA).

Un'apparecchiatura per lo studio delle sostanze in diffrazione dei raggi X comprende le seguenti parti:

- Un generatore, in cui viene accelerato un fascio di elettroni che, portato a bombardare un anticatodo, provoca l'emissione dei raggi X primari;

- Un cristallo monocromatore, inseribile o disinseribile a seconda che si voglia usare radiazione monocromatica o policromatica;
- Un collimatore d'entrata, che ha lo scopo di ridurre la radiazione primaria (che si propaga secondo un fascio divergente) a un fascio il più possibile parallelo, di orientazione dimensioni e forma note;
- Un portacampione, che consiste in una sospensione snodata che permette di dare al campione una precisa orientazione rispetto al fascio incidente;
- Un collimatore d'uscita, che elimina tutti i raggi X diffusi e/o parassiti (anche grazie a un eventuale secondo filtro monocromatore) e che convoglia unicamente quelli dovuti all'effetto di diffrazione sul rivelatore;
- Un rivelatore, che raccoglie gli effetti di diffrazione e li trasforma in segnali definiti, misurabili e al tempo stesso archiviabili per essere verificati ogni qual volta se ne presenti la necessita.

Lo strumento principale che si basa sulla diffrazione ai raggi X è il diffrattometro per polveri. Utilizza una variante del sistema focalizzante, ma come rivelatore ha un contatore d'impulsi. Il campione è situato al centro della circonferenza del cerchio di focalizzazione, ed è sotto forma di strato sottile piano, non incurvato. Rimane perciò fissa la sua distanza dalla sorgente di raggi X, mentre cambia il raggio del cerchio, da un massimo pari a infinito (quando sorgente, campione e rivelatore si trovano sulla stessa linea:  $2\theta=0^\circ$ ), ad un minimo pari a metà del raggio del goniometro (distanza tra

campione sorgente = distanza tra campione e rivelatore, quando essi sono tra loro ortogonali:  $2\theta=90^\circ$ ).

Il fatto che il portacampione sia piano e non incurvato fa sì che sia sempre tangente al cerchio di focalizzazione, ma non riesca mai a focalizzare completamente il fascio di raggi X, con un'ovvia perdita nell'intensità del raggio riflesso. La mancata curvatura provoca inoltre un cambiamento dell'area irraggiata, da un massimo per angoli  $2\theta$  vicini a  $0^\circ$  ad un minimo per  $2\theta=90^\circ$ . Chiaramente occorre omogeneizzare questa polvere in maniera molto accurata in modo da evitare che cambi la sua composizione man mano che il fascio di raggi X si sposta durante la ripresa. Alla rotazione del portacampione è associato il movimento di rotazione del rivelatore, che è imperniato sullo stesso asse e si muove con velocità doppia. In questo modo ogni riflessione prodotta all'angolo di incidenza  $\theta$  viene immediatamente registrata a  $2\theta$ . Il diffrattogramma è quindi una registrazione grafica sequenziale degli effetti di diffrazione prodotti dal campione nel tempo, espressi direttamente in angoli  $2\theta$ . Ogni deviazione dal tracciato di fondo (cui contribuiscono i fotoni X diffusi e quelli di fluorescenza) corrisponde a un effetto di diffrazione la cui intensità è più o meno proporzionale all'altezza del picco tracciato dalla penna scrivente.

Un effetto singolo (riflessione da parte di un solo fascio di piani) si tramuta in una gaussiana la cui deviazione standard (ampiezza a metà altezza) è tanto minore quanto meglio cristallizzato è il materiale esaminato (cioè minore è l'irregolarità nella posizione relativa dei piani reticolari appartenenti allo stesso fascio) e dipende in parte dalla grana della polvere (che deve essere il più possibile uniforme).

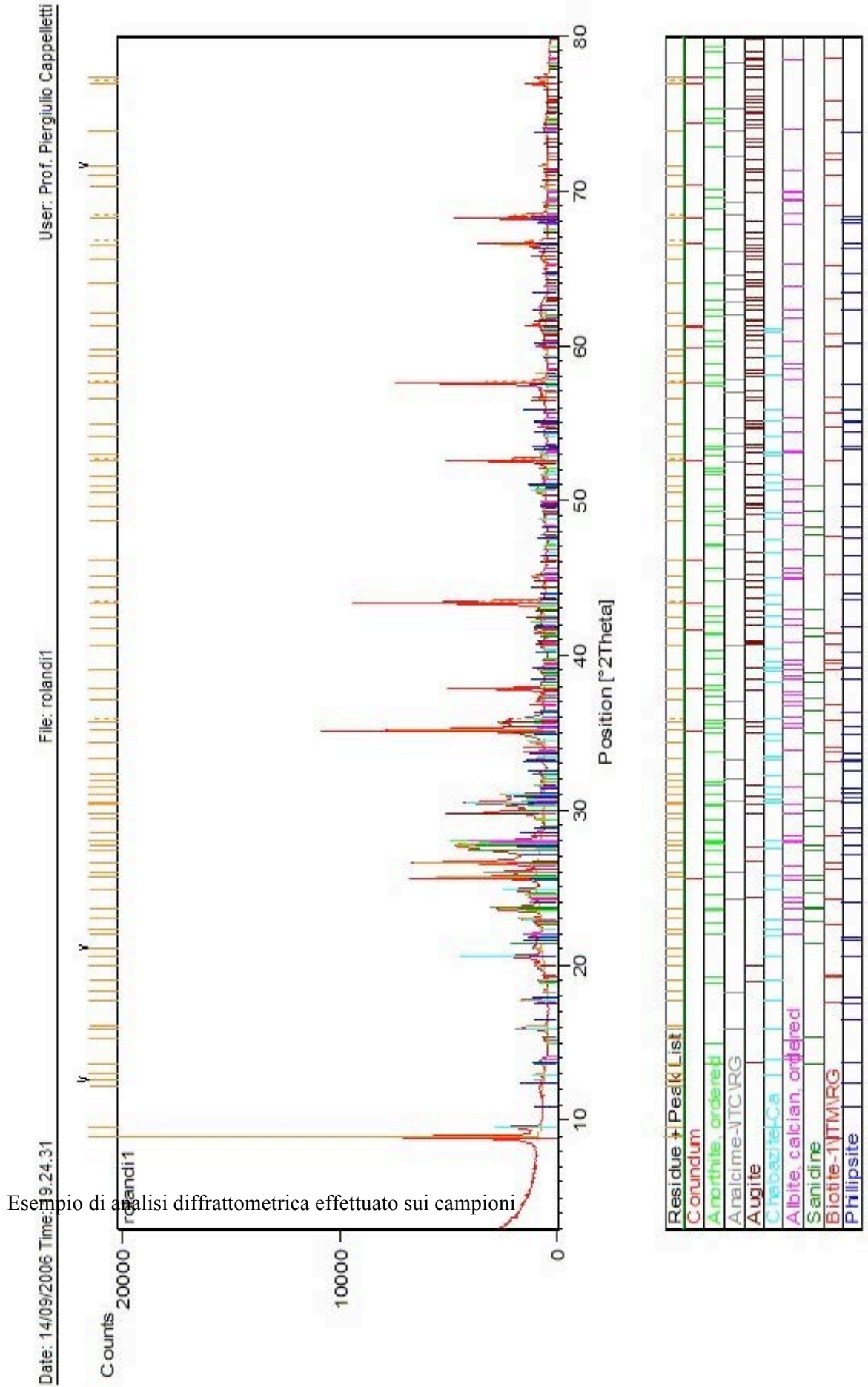
Questo strumento ha il grande vantaggio di consentire una lettura molto accurata degli angoli  $2\theta$  (da  $0,005$  a  $0,01^\circ$ , = migliore

risoluzione) e presenta il non trascurabile pregio di una grande rapidità di esecuzione e di lettura (Mottana, 1995).  
Mineralogical quantitative analyses (% wt) of investigated sample, XRD RIR method (Sm=smectite, Feld=feldspars, Phi=phillipsite, Px=pyroxenes, Cha=chabazite, An=analcime).

I risultati ottenuti con questa metodologia hanno mostrato che tra i minerali originari, la fase più abbondante è rappresentata da plagioclasti e K-feldspati (31-43% wt), seguiti da augite (3-6% wt) e biotite (2-3%). Tra le fasi autigene, cioè le fasi di origine secondaria, la cabasite costituisce la fase principale, che varia da 21 a 46% wt, seguita dalla phillipsite con una percentuale inferiore (6-10% wt) e da pochissima smectite. È stata trovata anche una percentuale di vetro non reagito in una quantità varia (10-21 % wt). È presente anche una certa quantità di analcime in alcuni campioni che potrebbe essere collegata sia all'analcimizzazione della leucite proveniente dai frammenti lavici inclusi nel tufo o dalle fasi iniziali del processo di creazione di minerali autigeni.

	CdD1	CdD2	CdD3	CdD4	CdD5
Sm	1±1	2±1	1±1	1±1	3±1
Mica	3±1	3±1	3±1	2±1	3±1
Feld	45±2	42±2	32±2	31±2	33±2
Phi	-	-	10±3	6±2	6±2
Px	6±1	4±1	5±1	3±1	5±1
Cha	21±3	28±4	35±4	46±5	31±3
An	3±1	6±2	-	-	-
Total	79±4	86±5	86±5	90±5	82±4

Il metodo RIR è un'evoluzione della tecnica standard proposta da Chung (1974), il metodo *matrix-flushing* per un'analisi quantitativa multicomponente, in seguito sviluppato e migliorato da Chipera & Bish (1995). Il termine RIR si riferisce al rapporto tra l'area integrata di un dato riflesso per un materiale puro e quello del riflesso più forte di un standard interno ( $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ ) in una miscela uno a uno. Chipera & Bish (1995) hanno applicato questo metodo ai materiali naturali che contengono sia feldspati che zeoliti. I loro progressi relativi a questa metodologia includono la minimizzazione degli effetti della variabilità chimica e l'orientazione preferenziale dei valori ottenuti con il RIR per le zeoliti e i feldspati. Sono state inserite ulteriori correzioni per minimizzare gli effetti della sovrapposizione dei picchi.



Esempio di analisi diffrattometrica effettuato sui campioni

# VII.2 *Microscopio elettronico a Scansione (SEM)*

Fino solo a pochi anni fa il SEM era limitato ad analisi di tipo essenzialmente biologico, botanico o paleontologico, ma con l'ingresso nel campo dell'analisi mineralogica delle tecniche a dispersione di energia per l'analisi quali e quantitativa, il suo impiego è diventato pressoché fondamentale.

La caratteristica principale del SEM è la possibilità di fornire microimmagini a ingrandimenti da modesti a elevati (fino a 100.000 X) con un'eccezionale tridimensionalità. Il SEM non registra gli



Foto del microscopio elettronico a scansione dell'Università Federico II di Napoli (foto di P. Cappelletti)

elettroni che hanno attraversato il campione, ma quelli secondari che si generano in seguito all'urto con il fascio incidente. Durante l'interazione con l'ostacolo si hanno due fenomeni: una diffusione elastica con cambio di direzione e trascurabile perdita di energia, e una anelastica, con perdita di energia e trascurabile cambio di direzione. La prima è causata dall'interazione degli elettroni con il nucleo degli atomi, la seconda sia con il nucleo che con gli elettroni più esterni. Nella diffusione anelastica, l'interazione con il nucleo provoca l'emissione della radiazione X continua e quella con gli elettroni più esterni l'emissione di elettroni secondari, ferma restando la produzione di radiazioni X caratteristiche se il raggio incidente ha sufficiente energia per eccitarle.

Il tipo di osservazione che si può fare con questo microscopio è quindi riconoscere il tipo di elettroni. Sono rilevabili due tipi di elettroni che forniscono due tipi differenti di immagini:

- Gli elettroni retroriflessi (*back scattered electrons*, BE), che sono gli elettroni del fascio elettronico collimato che riemergono dal campione dopo una o più collisioni. Le energie relative variano da quelle del fascio incidente, e sono di elevata energia.

- Gli elettroni secondari (*secondary electrons*, SE), che sono gli elettroni inizialmente caratteristici del campione (elettroni di legame) che hanno ricevuto sufficiente energia dagli elettroni incidenti per abbandonare il campione. Le loro energie pertanto sono molto basse.

La percentuale di elettroni di *back scattering* dipende fortemente dal numero atomico medio del campione. Il segnale BE viene



solitamente utilizzato nei SEM analitici, in particolare su sezioni o provini lucidati in quanto l'immagine BE, fortemente sensibile a variazioni nel numero atomico medio, registra le variazioni composizionali dell'oggetto in esame. In microscopia elettronica in senso stretto però questo segnale è meno utilizzato perchè mostra profondità di campo e risoluzione spaziale modeste.

Il segnale SE viene emesso quasi interamente in prossimità del fascio incidente, e perciò ha un'elevata risoluzione spaziale ( $\approx 10$  nm) e un'ampia profondità di campo. Al contrario la composizione chimica ha poca influenza. È proprio per questo motivo che il segnale SE è ottimale per lo studio morfologico tridimensionale con caratteristiche superiori ad ogni altro strumento ottico.

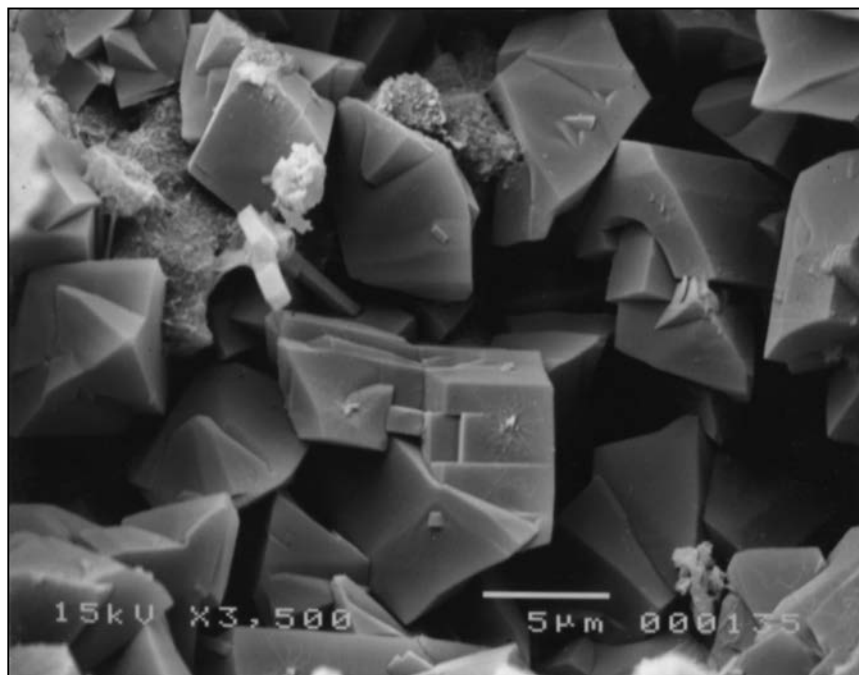
Il SEM presenta altre caratteristiche assai interessanti, quali la grande profondità di campo, la possibilità di passare rapidamente dagli ingrandimenti di un normale microscopio ottico a quelli elevati di sua esclusività, la possibilità di “zoomare”, cioè di passare da un ingrandimento all'altro mantenendo la stessa distanza focale, etc. La metallizzazione per i campioni da analizzare al SEM deve essere effettuata con particolare cura, per potere avere uno strato metallico talmente sottile (50-100 Å) da non oscurare proprio quei dettagli fini della morfologia del campione che si vogliono osservare ed eventualmente analizzare.

Come abbiamo già detto, il principale uso del SEM è per le osservazioni delle caratteristiche morfologiche dell'oggetto in esame. Per i campioni mineralogici, non esistono difficoltà di preparazione e

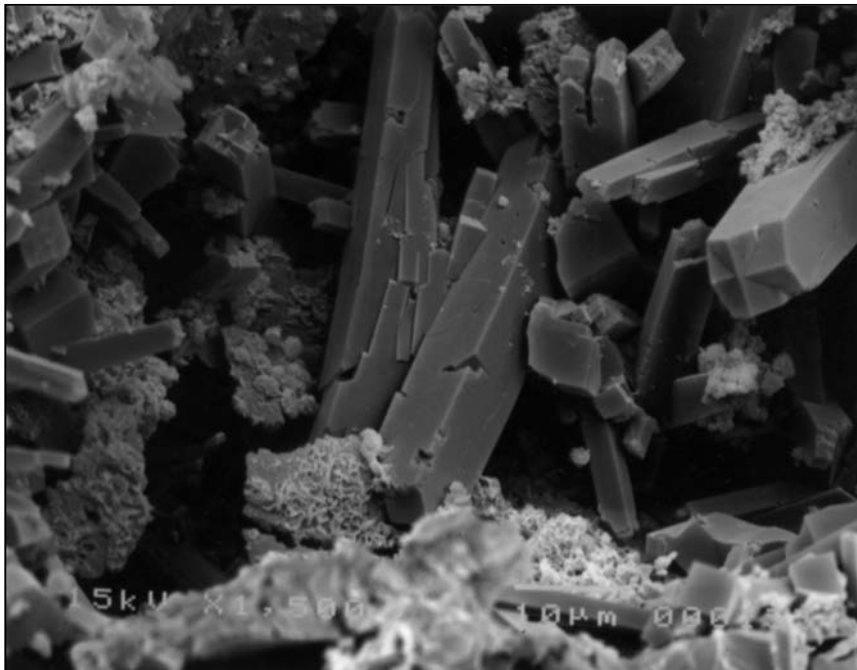
una buona metallizzazione è sufficiente per avere delle ottime immagini.

Le applicazioni in campo mineralogico hanno avuto un notevole impulso dalla possibilità di eseguire analisi elementari qualitative e quantitative, o almeno semiquantitative, tramite l'identificazione dei raggi X emessi, che possono essere analizzati o con un metodo a dispersione di lunghezza d'onda (come nella spettrometria per fluorescenza di raggi X e nella microsonda) o con quello a dispersione di energia (EDS). I raggi X emessi dal campione cadono direttamente su un rivelatore la cui risposta elettronica è proporzionale all'energia quantica di ogni fotone X. In questo modo si può registrare lo spettro completo di un campione in una sola misura.

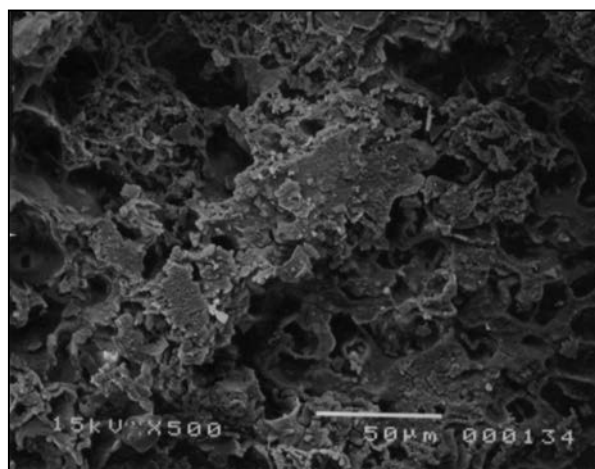
Le osservazioni fatte al microscopio elettronico a scansione hanno permesso di osservare i cristalli di cabasite perfettamente romboedrici con a fianco dei cristalli molto allungati di phillipsite, un'altra fase zeolitica, già rilevata dalle analisi diffrattometriche e comune nelle



alterazioni di vetri vulcanici basici. Sono stati rilevati anche degli agglomerati di smectite. Le relazioni tra queste fasi non permette però di ipotizzare una precisa sequenza di cristallizzazione secondaria. Si può soltanto ipotizzare che la presenza dell'analcime, fase che si forma dall'alterazione della leucite, sia precedente alla formazione della phillipsite.



La phillipsite vista al microscopio elettronico (foto di P. Cappelletti)



Aggregati di smectite visti al microscopio elettronico (foto di P. Cappelletti)

## VII.3 Le Analisi Termiche (DTA)

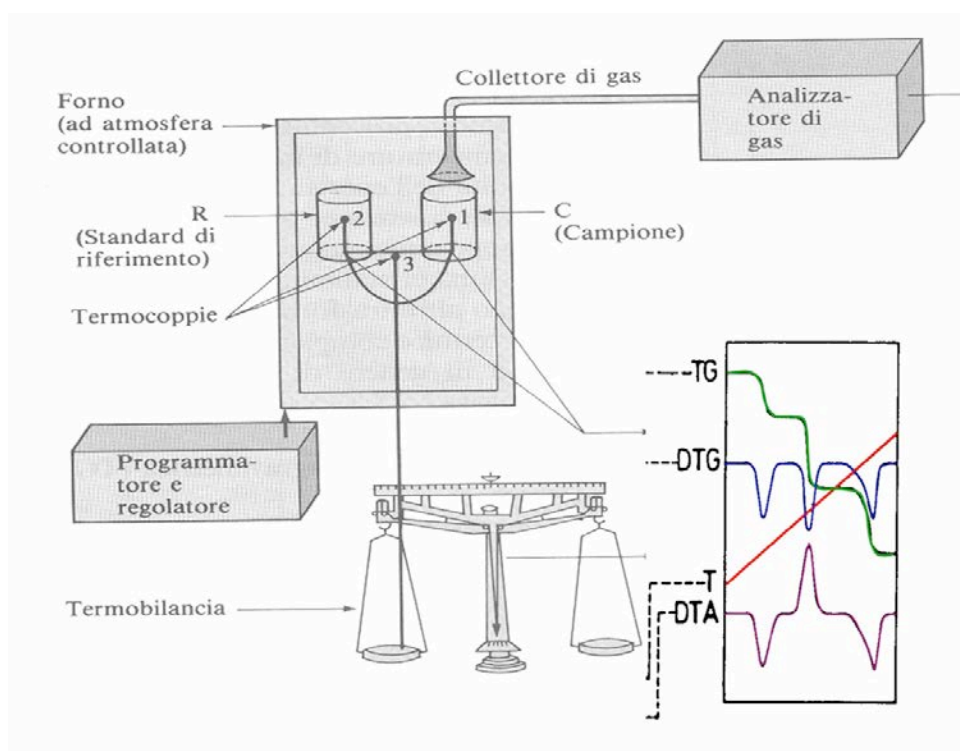
Le analisi termiche, effettuate con il Netzsch STA-490 multiple thermoanalyzer dei laboratori dell'Università Federico II di Napoli, sono state utilizzate per ottenere informazioni sulla composizione cationica della fase zeolitica. Attraverso l'analisi termica vengono misurate le variazioni delle proprietà fisiche di una sostanza indotta da cambiamenti di temperatura. Le strumentazioni per le misure delle diverse proprietà si compongono di un sistema di riscaldamento programmabile, un sistema di controllo della proprietà da determinare ed un sistema di registrazione. L'analisi termica differenziale (DTA) registra la differenza di temperatura che esiste tra un campione incognito ed un materiale inerte scelto come riferimento (di solito allumina o caolinite calcinata), entrambe sottoposti alla stessa variazione di temperatura. Le differenze di temperatura registrate dipendono dalle trasformazioni che avvengono nel campione: possono essere degli assorbimenti di calore (r. endotermiche) o delle emissioni (r. esotermiche). Tali reazioni comportano una deviazione dalla linearità della registrazione, con la formazione di picchi, con aree  $A$  proporzionali alla quantità di calore coinvolta:

$$A = K G L w$$

dove  $K$  è una costante strumentale,  $G$  è la densità del campione,  $L$  il calore di reazione (in unità di massa) e  $w$  è la frazione in peso del campione.

Con questa metodologia è possibile analizzare materiali inorganici, come metalli, vetri, materiali ceramici e minerali.

Lo schema generale di uno strumento per DTA comprende una fornace, cioè un dispositivo di riscaldamento munito di un'unità di programmazione e controllo della temperatura, di un sistema costituito da un circuito per misurare le differenze di temperatura tra il campione e il riferimento, da un mezzo d'amplificazione e di

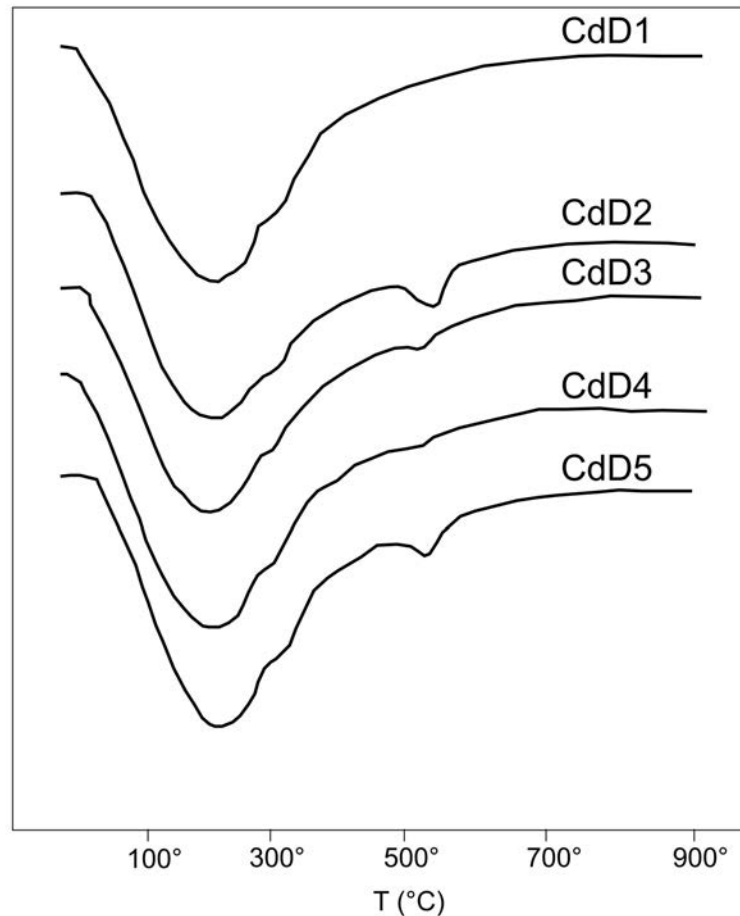


Schema dell'apparato per le analisi termiche

registrazione del segnale osservato e da un dispositivo di controllo dell'atmosfera del campione.

Il comportamento termico dei campioni investigati ha permesso di ricavare informazioni utili sulla composizione cationica della cabasite: si osserva sul diagramma il tipico picco negativo endotermico, a circa 200 °C, e ogni curva mostra più o meno distintamente una flessione a circa 300 °C, probabilmente dovuta al relativo arricchimento in K

della cabasite. In alcuni campioni è stato registrato anche un debole effetto endotermico a circa 500°C e ciò può essere attribuito alla



Curve termiche dei campioni analizzati

presenza di una piccola quantità di halloysite, la stessa disciolta nella vasca nei pressi delle impronte a Foresta, che però non è stata rilevata dalle analisi XRD, anche se è un prodotto comune dell'alterazione in questo tipo di depositi.

## VIII. Conclusioni

---

Alla fine di questo lavoro si è potuto verificare che i meccanismi di eruzione verificatisi durante la storia eruttiva del vulcano di Roccamonfina ed in particolare durante l'eruzione di una serie di flussi piroclastici, detti nel complesso *Brown Leucitic Tuff* (Luhr & Giannetti, 1987), sono compatibili con il processo di zeolitizzazione proposto per l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (de' Gennaro, 2000). Infatti queste eruzioni, risultato del collasso di ripetute nubi piroclastiche di eruzioni freatomagmatiche (che contengono anche lapilli accrezionali in alcuni casi), hanno dei depositi non solo molto ricchi in vetro basico ma anche con caratteristiche chimico-fisiche, come la composizione del fluido percolante, la composizione della roccia e la temperatura, che favoriscono la formazione di minerali secondari autigeni come le zeoliti. Il tipo di zeolite che si è formata in questi depositi, grazie alle analisi effettuate con la diffrattometria, la DTA e al microscopio elettronico, è la cabasite, un minerale che si forma tipicamente in depositi in rocce ricche in K, come in questo caso.

La formazione di zeoliti ha permesso al deposito di diventare litoide e quindi di conservare perfettamente le tracce lasciate dagli individui che hanno camminato sopra gli affioramenti di Foresta (comune di Tora e Piccilli) e di Carangi (comune di Marzano Appio),

non permettendone l'erosione dovuta agli agenti atmosferici. Questo è l'unica causa della compattezza del deposito. Si tratta infatti un'ignimbrite di basso grado e quindi con temperature relativamente basse per una nube piroclastica e non presenta perciò tracce di depositi saldati per le alte temperature.

La durata di questo processo non ha coinvolto tempi molto lunghi, anzi ha avuto luogo in un lasso di tempo relativamente breve, permettendo così la conservazione pressoché perfetta delle impronte. Il fenomeno inoltre si è verificato maggiormente della parte centrale del deposito, piuttosto che negli ultimi flussi, in quanto solo in questa parte si è conservata per più tempo la temperatura adatta alla zeolitizzazione. Infatti nel sito di Foresta le impronte non sono state trovate nell'ultimo flusso appartenente al *Brown Leucitic Tuff*, ma in uno dei flussi al centro, proprio perché il flusso superiore non aveva subito la zeolitizzazione.



# *IX. Ringraziamenti*

---

Al termine di questo lavoro vorrei ringraziare tutti coloro che lo hanno reso possibile:

per primi i miei genitori che oltre ad avermi sostenuto economicamente, hanno sempre appoggiato le mie scelte e mi hanno insegnato a non arrendermi mai;

i professori Paolo Mietto, Giuseppe Rolandi e il dottor Marco Avanzini perchè mi hanno contagiato con la loro passione per la geologia e senza i quali non avrei potuto realizzare questo elaborato;

Adolfo Panarello, Marco De Angelis, Angelo De Simone e tutti gli amici della zona del Roccamonfina, che oltre ad essere delle splendide persone, mi hanno aiutato sul campo non solo per il rilevamento, ma anche per conoscere e capire il luogo;

il professor P. Cappelletti per avermi fornito dati preziosi su cui lavorare;

Matteo perchè ha avuto una pazienza infinita nell'aiutarmi con questo progetto;

Manuel, Chiara, Nereo perchè mi hanno alleviato le sofferenze universitarie il sorriso;

Robbè Quarona Menegon Mineralogica, Mari, Chiara e Nicola T., Pola, Ilvia, Matteo, Jacopo, Cremino, Marghe, Ari, Giacomo, Nico C., Ricky, Ettore, Alessia, Tomb, Daino, Della, Magda, Giuliano, Silvietta, Sara, e quanti ho dimenticato, per aver reso fantastici questi anni universitari e per essermi stati vicini ed avermi aiutato nei momenti difficili;

*Ale* perchè semplicemente è la persona migliore che abbia mai conosciuto in tutta la mia vita e perchè crede in me in ogni momento, anche quando io stessa non ho fiducia in me.

GRAZIE A TUTTI

# X. Appendice

---

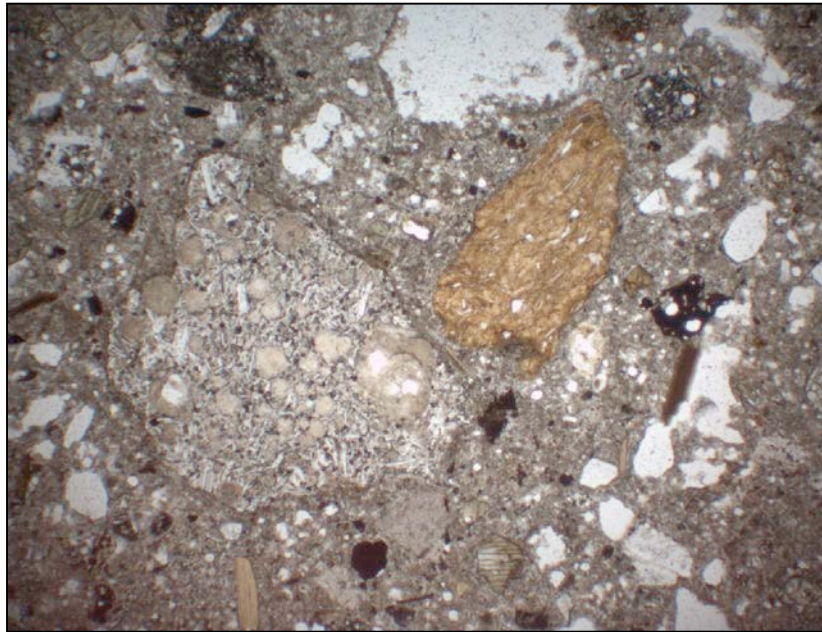
## *Sezioni Sottili dei Campioni collocati nelle Sezioni Stratigrafiche*

BLT1

La roccia è ipocristallina. Il campione presenta una matrice vetrosa criptocristallina contenenti frammenti litici di natura vulcanica, probabilmente rimossi dal condotto vulcanico.

Tra i minerali si possono distinguere i cristalli poco abbondanti della biotite con abito lamellare, la caratteristica pleocroicità e con i bordi alterati. Sono presenti in uguale quantità K-feldspato e plagioclasio zonati e geminati. Per quanto riguarda i minerali femici si distinguono numerosi cristalli di olivina con abito prismatico tozzo e alto rilievo e cristalli di clinopirosseni (tipo salite).

Tra i frammenti litici si possono notare degli aggregati tondeggianti

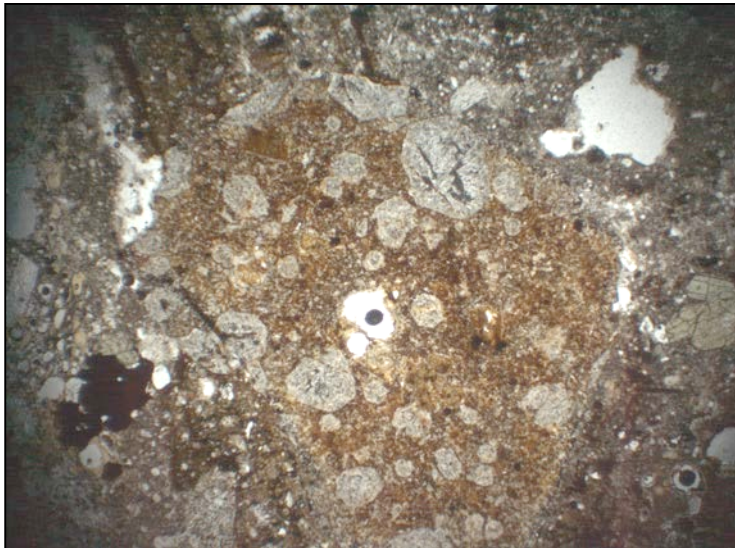
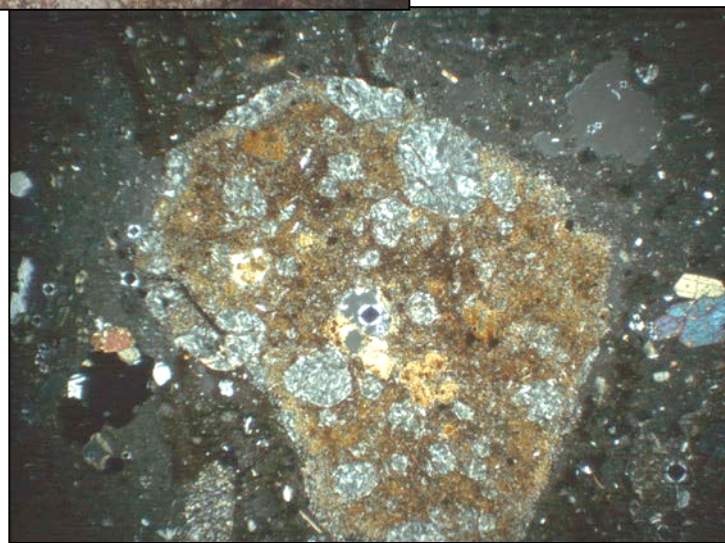


Aggregati tondeggianti presenti nel campione BLT1 visti a nicols paralleli (ingrandimento 2,5 X)

costituiti da raggruppamenti di plagioclasti microcristallini con abito allungato e con cristalli di leucite. Sono presenti anche aggregati di ceneri e aggregati con massa di fondo vetrosa.

BRA

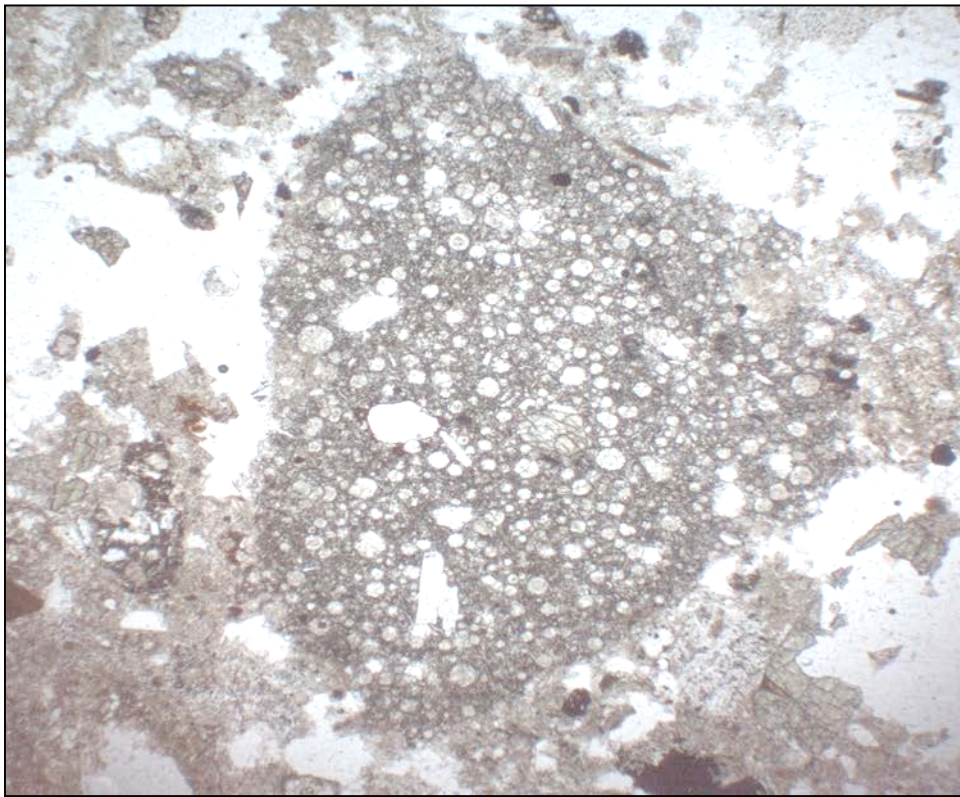
Roccia costituita da numerosi clasti di varie dimensioni a contatto tra loro. I clasti sono costituiti quasi esclusivamente da matrice vetrosa di color arancione con all'interno cristalli di K-feldspato e plagioclasio. Oltre alla massa vetrosa sono presenti minerali opachi, biotiti,

**a****b**

Clasto a matrice vetrosa con all'interno cavità tondeggianti riempite da minerali secondari a nicols paralleli (a) e a nicols incrociati (b) (ingrandimento 2,5 X) pirosseni verdi (a volte anche zonati), olivine.

CAR1

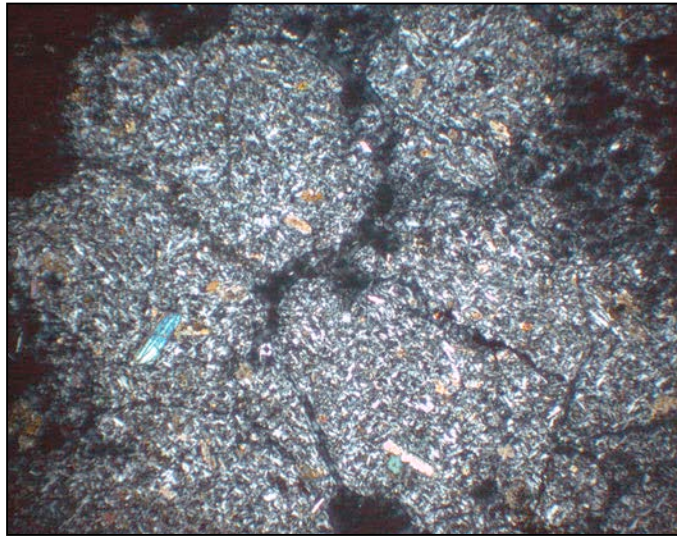
Sono presenti numerosi aggregati di cenere con pomice alterate probabilmente in sericite e aggregati di vetro. I cristalli presenti sono costituiti da clinopirosseni verdi e olivine. I frammenti litici sono costituiti da frammenti di leucititi, clasti con moltissimi inclusi di minerali opachi, clasti di ceneri con inclusi K-feldspati e plagioclasti.



Frammento contenente leuciti visto a nicols paralleli (ingrandimento 2,5 X)

CAR2

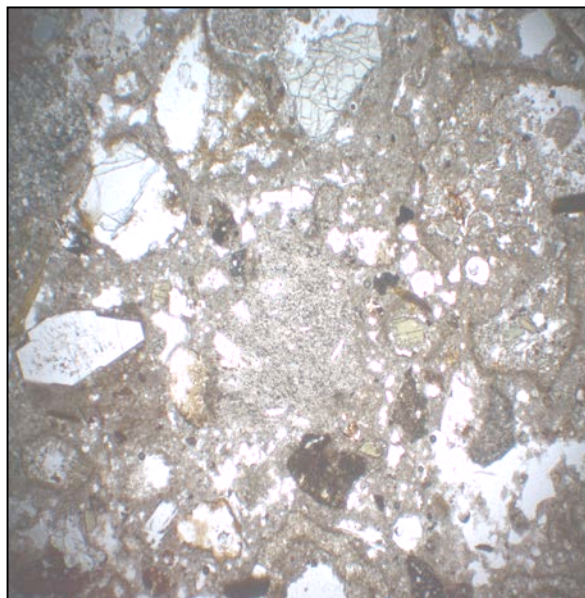
Agglomerati di lapilli costituiti da plagioclasti e K-feldspati con matrice costituita da cenere. Sono presenti rari cristalli di olivina, pirosseno, biotite e vetro.



Aggregato di lapilli visti a nicols incrociati  
(ingrandimento 2,5 X)

### CAR3

In questa roccia sono presenti cristalli di clinopirosseno zonati,

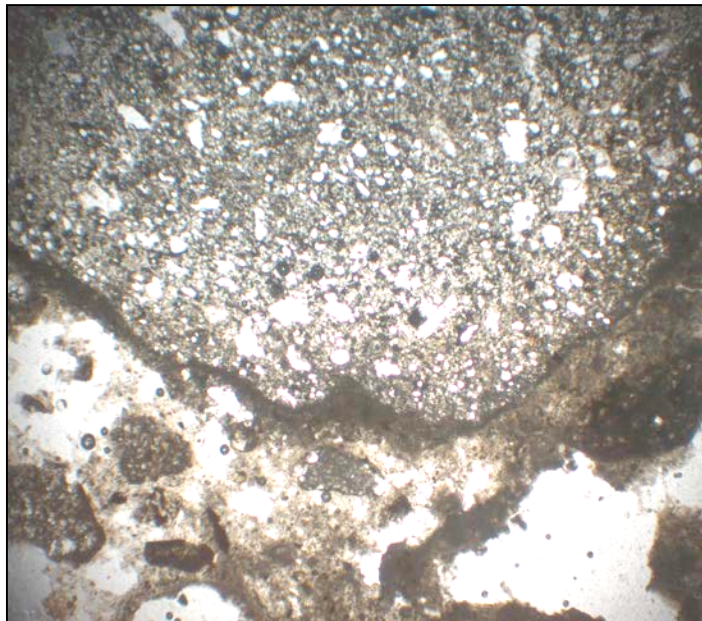


Campione CAR3 a nicols paralleli,  
ingrandimento 2,5 X

plagioclasti geminati con inclusioni, olivina, biotite tipicamente pleocroica, minerali opachi sparsi. Tra i frammenti litici sono presenti pomici alterate e frammenti di leucititi contenenti leuciti e matrice vetrosa. La moltissima cenere costituisce la matrice.

### CAR5

La sezione sottile presenta ad occhio nudo una struttura fluidale. La matrice di fondo è costituita da cenere estremamente abbondante con aggregati localizzati di materiale vetroso. I cristalli presenti sono



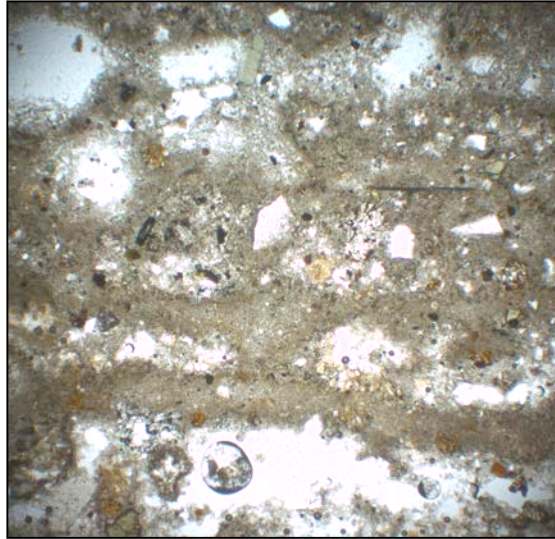
Campione CAR5 a nicols paralleli, ingrandimento 2,5 X

anfiboli e clinopirosseni, biotite, scarsa olivina, K-feldspati e plagioclasti. Sono presenti aggregati tondeggianti di matrice vetrosa con cristalli arrotondati di zeoliti e lapilli.



## CAR6

Si nota la struttura fluidale marcata costituita da cenere con immersi cristalli di clinopirosseno (verdi o incolori), olivina, plagioclasti e K-

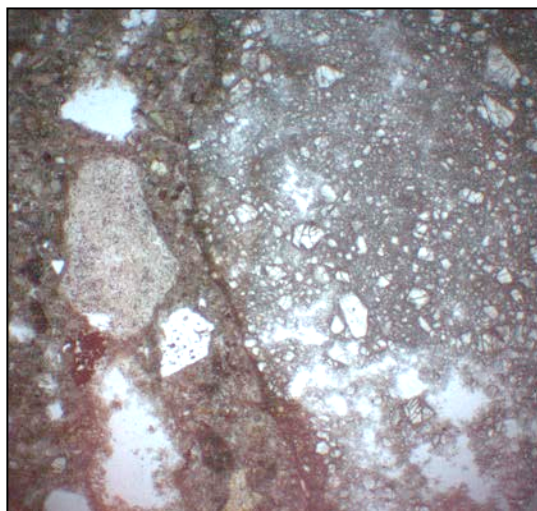


Campione CAR6 a nicols paralleli con ingrandimento 2,5 X

feldpati, biotite, minerali opachi. I frammenti litici sono costituiti da clasti di latiti e leucititi, aggregati di vetro e di cenere. Sono presenti poche pomice alterate.

## CAR7

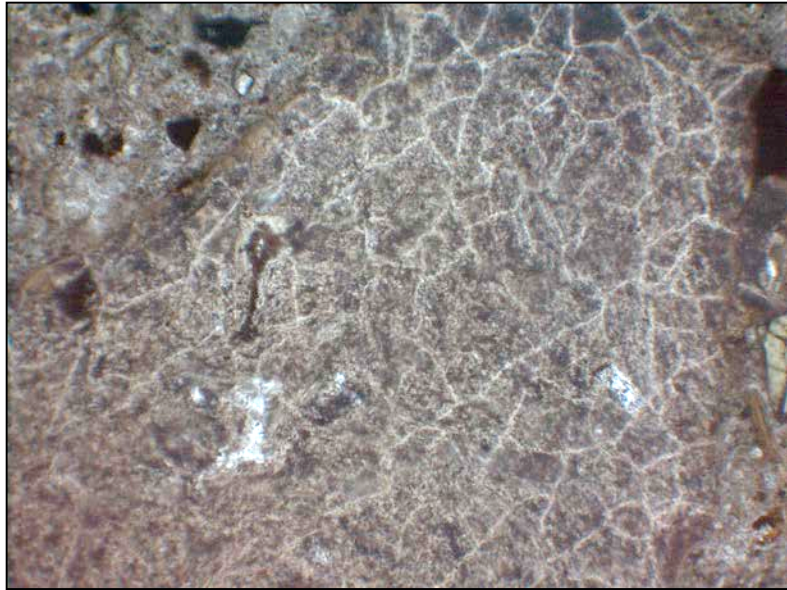
Non presenta una struttura fluidale. È costituito essenzialmente da



Sezione sottile del campione CAR7, a nicols paralleli e con ingrandimento 2,5 X

cenere con rari cristalli di biotite e olivina. Sono invece abbondanti i cristalli di clinopirosseno e frammenti vetrosi.

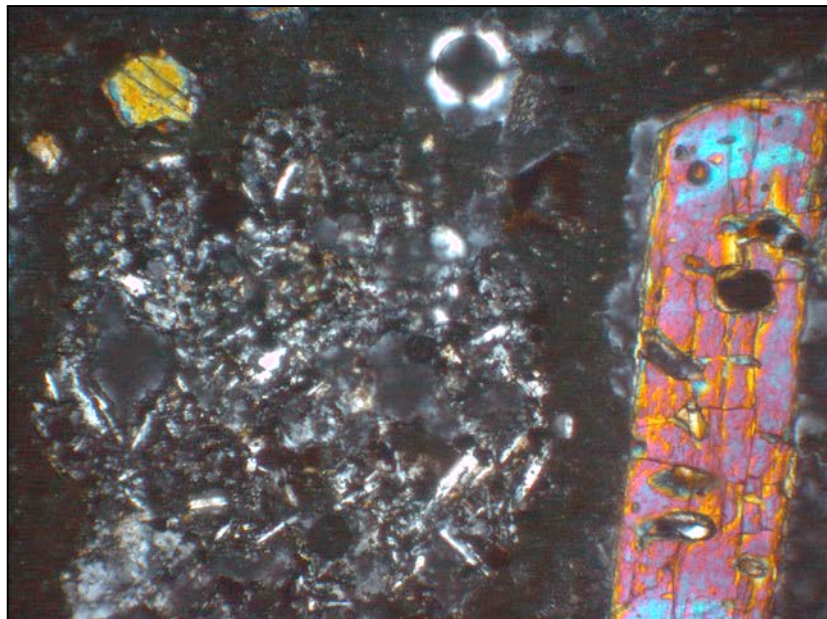
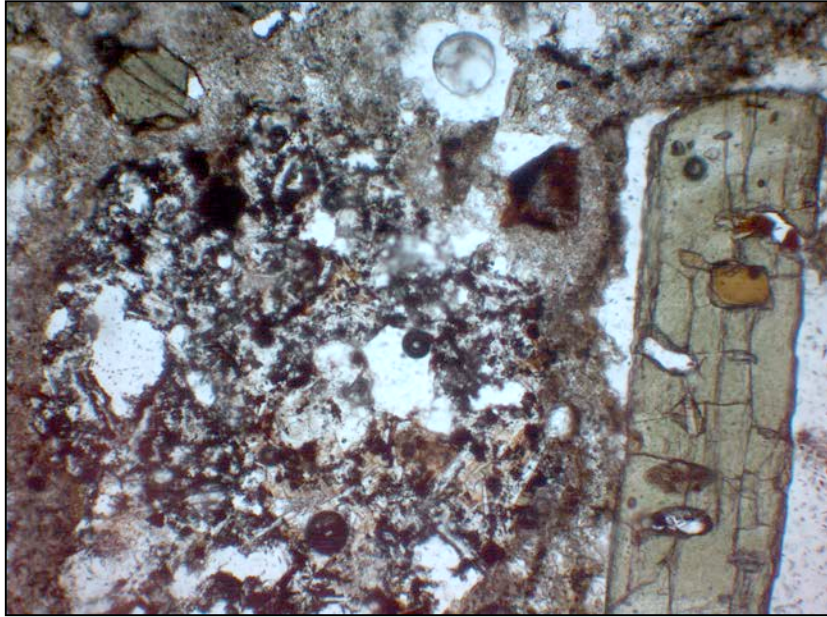
Gli aggregati sono costituiti prevalentemente da matrice vetrosa con in alcuni casi cristalli tabulari di plagioclasio.



Particolare di un clasto del campione CAR7, visto a nicols paralleli e ad un ingrandimento di 10 X

## CAR8

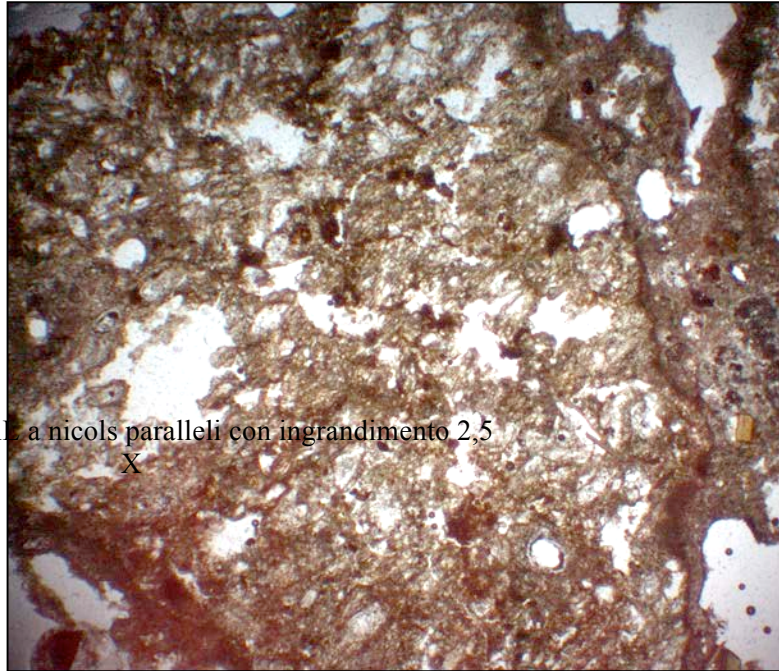
Il campione presenta una struttura fluidale molto marcata in cui la cenere risulta essere isorientata. I cristalli biotite, K-feldspato, olivina pirosseni verdi e zonati e plagioclasio sono immersi in questa cenere. Sono presenti anche pomice alterate e vetro. I frammenti litici sono costituiti da aggregati di ceneri, frammenti di rocce leucitiche e agglomerati di vetro.



Particolare del campione CAR8 visto prima a nicols paralleli e in seguito a nicols incrociati, sempre con ingrandimento 10 X

## CAR SAL

La sezione sottile è costituita da cenere con moltissime cavità. I minerali presenti sono pirosseni incolori o verdi, olivine, anfiboli, plagioclasti e K-feldspati. Sono presenti anche aggregati di vetro, di microcristalli, frammenti di leucititi e pomice alterate.

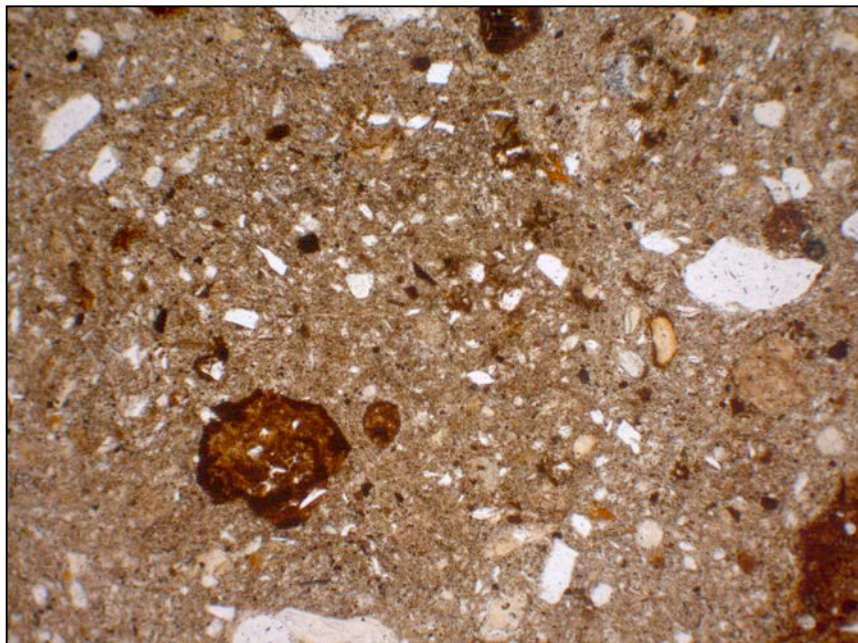


Campione CAR SAL a nicols paralleli con ingrandimento 2,5 X

*Campioni non presenti nelle  
sezioni stratigrafiche*

FOR A

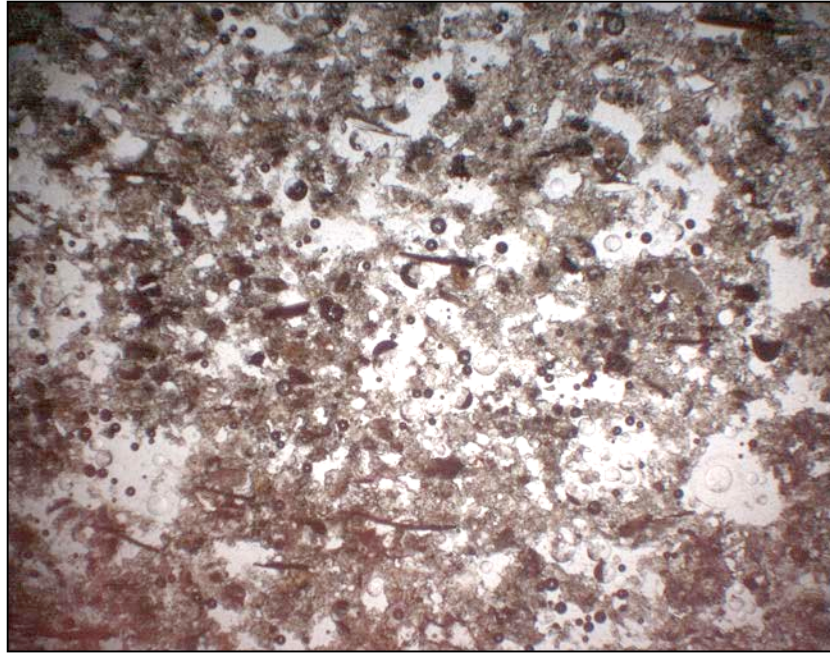
Roccia criptocristallina costituita da cenere vetrosa color arancione con cristalli micrometrici di K-feldpato, pirosseno minerali opachi, biotite e plagioclasti. I frammenti litici sono costituiti da aggregati di plagioclasti aciculari.



Sezione sottile del campione FOR A a nicols paralleli e con ingrandimento 10 X

## CAR M

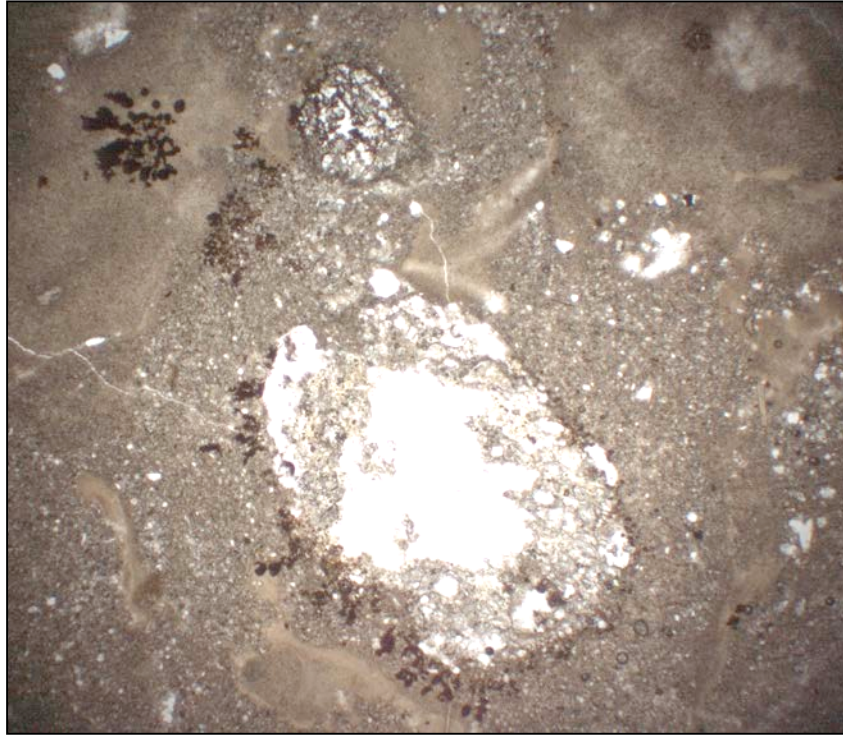
Roccia criptocristallina costituita da cenere vulcanica con cristalli lamellari di biotite e cristalli di plagioclasti e K-feldspati (massimo 300



Campione CAR M visto con ingrandimento 2,5 X a nicols paralleli  $\mu\text{m}$ ). Sono presenti anche frammenti vetrosi e minerali opachi.

## CAR M2

Il campione è costituito da cenere variamente addensata in cui sono riconoscibili pochissimi cristalli che comunque sono molto piccoli



Campione CAR M2 visto a nicols paralleli con ingrandimento 2,5 X

(inferiori a  $80\mu\text{m}$ ). In ogni caso tra questi si possono distinguere la biotite, minerali opachi, plagioclasti e piccole goccioline di vetro. Le fratture presenti sono riempite da materiale più addensato.

M2

Il campione è simile al precedente in più contiene clasti di leucititi (circa 400  $\mu\text{m}$ ) e meno cristalli di biotite.

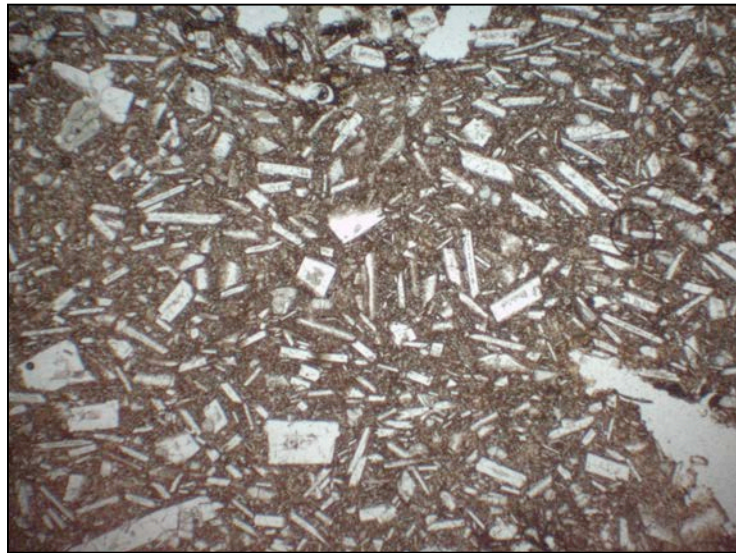


Sezione sottile del campione M2 visto a nicols paralleli e ad un ingrandimento di 10 X

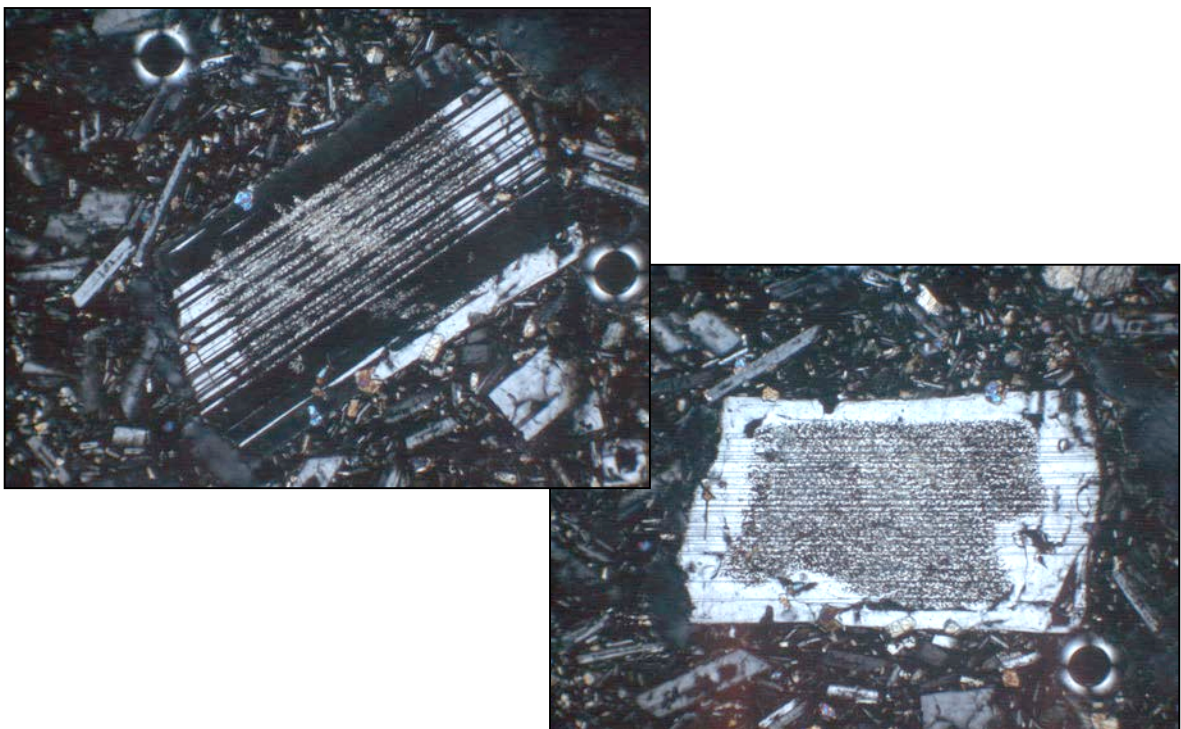
## Campione 1



Pasta di fondo costituita da numerosi cristalli aciculari isorientati di plagioclasio e K-feldspato spesso geminati. Sono presenti anche cristalli di clinopirosseno, olivina immersi in cenere. I K-feldspati contengono spesso goccioline vetrose al loro interno.

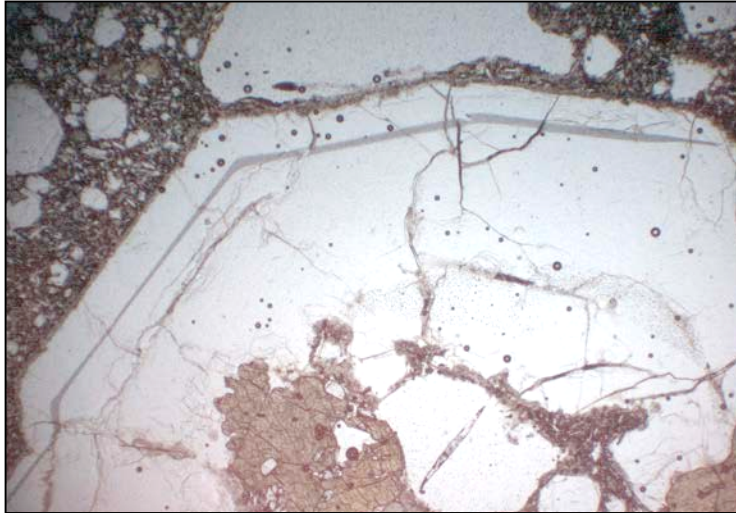


Campione 1 visto a nicols paralleli con ingrandimento 10 X



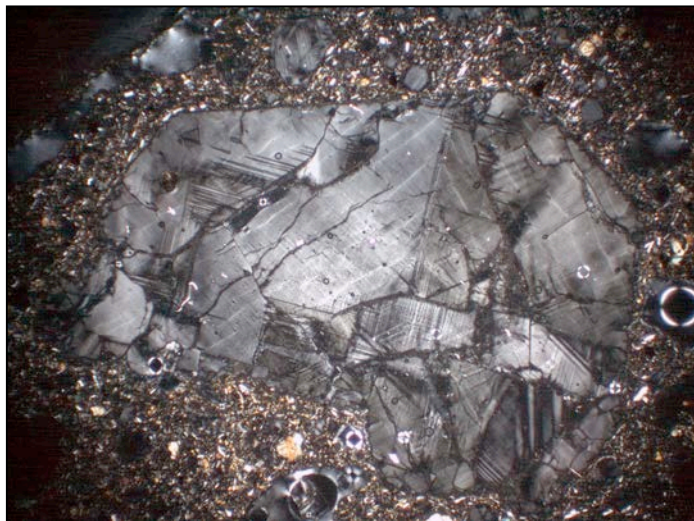
Cristallo di feldspato alcalino a nicols incrociati e con ingrandimento 10 X

Campione con massa di fondo non risolubile, anche se sono distinguibili cristalli di plagioclasti aciculari, vetro e minerali opachi. Sono presenti



Particolare di feldspato alcalino visto a nicols paralleli e ad un ingrandimento di 10 X

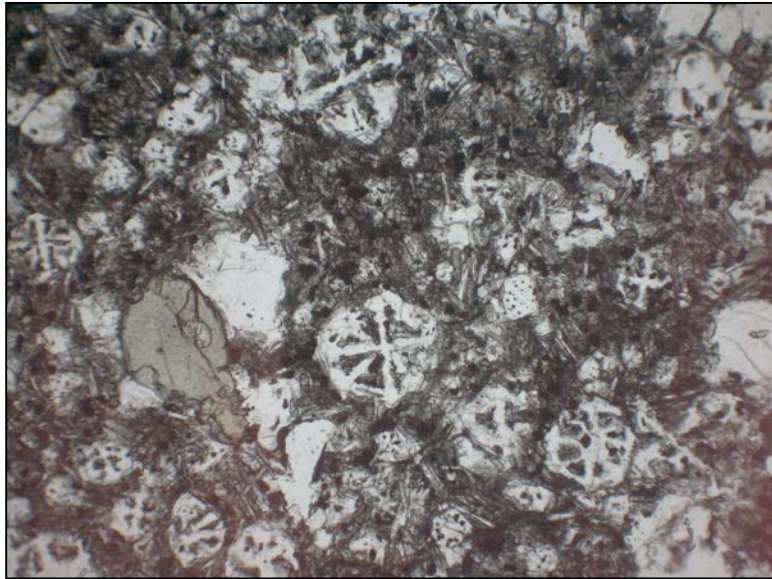
numerose cavità riempite da K-feldspato quasi sempre geminato. Si notano anche dei cristalli di pirosseno verde spesso zonato con goccioline di vetro parallele ai bordi



Cristallo di K-feldspato geminato, visto a nicols incrociati con un ingrandimento di 2,5 X

### Campione 3

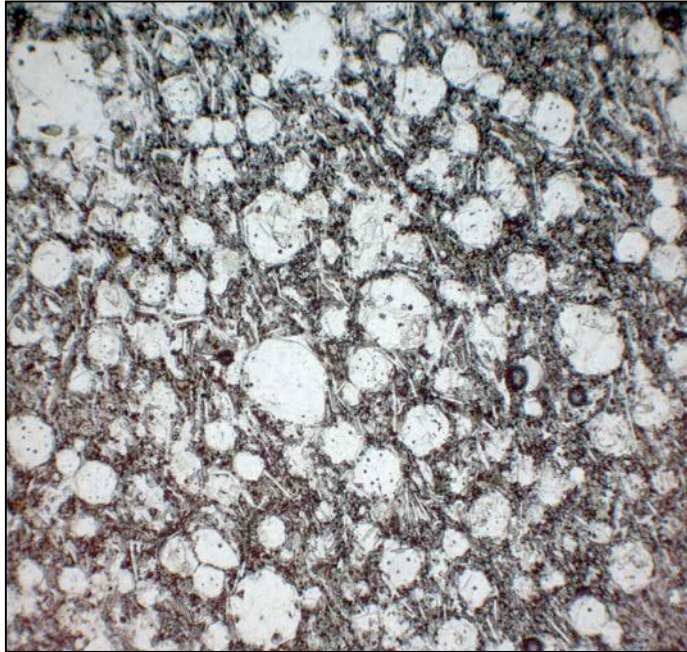
Pasta di fondo criptocristallina costituita da plagioclasio e K-feldspato. Si riconoscono rari clinopiroseni, con minerali opachi molto piccoli. Sono presenti cristalli tondeggianti di leucite, che a nicols incrociati sono sempre estinti. Questi minerali mostrano tipicamente inclusioni disposte a croce.



Gruppo di leuciti con un cristallo di pirosseno appartenenti al Campione 3 visto a nicols paralleli e con un ingrandimento di 10 X

#### **Campione 4**

Il campione è caratterizzato da una matrice con cristalli aciculari di plagioclasio e K-feldspati in parti uguali, minerali opachi e poco vetro, nella quale sono immersi numerosi cristalli tondeggianti anche di grandi dimensioni. Questi cristalli che a nicols paralleli sembravano essere delle leuciti, in realtà si sono rivelati dei plagioclasio alcalini che avevano sostituito le leuciti. In questo caso questi minerali sono detti pseudoleuciti.



Gruppo di pseudoleuciti del Campione 4 a nicols paralleli e con ingrandimento 10 X

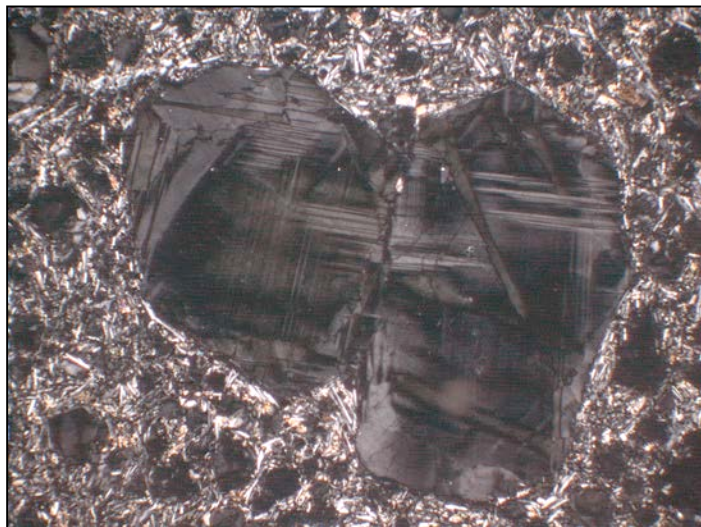


Immagine a nicols incrociati e a 10 X di ingrandimento di cavità riempite da K-feldspato

## **Campione 5**

Il campione contiene una quantità maggiore di matrice rispetto alla sezione sottile precedente, ma anche in questo caso è costituita da

cristalli aciculari di plagioclasio e K-feldspato, minerali opachi e vetro. I cristalli idiomorfi presenti e riconoscibili sono leuciti, pseudoleuciti in cui c'è la sostituzione della leucite con il feldspati alcalini, pirosseni zonati (tra cui augiti) e frammenti vetrosi. Alcuni di questi minerali presentano al loro interno delle particelle di vetro.



Particolare di un pirosseno del Campione 5 visto a nicols paralleli con ingrandimento di 20 X

# XI. Bibliografia

---

ALLEN J. R. L. (1982) – Sedimentary structures: Their character and physical basis – *Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam*, p. 1-663

APPLETON J. D. (1972) – Petrogenesis of potassium-rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman Region, Italy – *J. Petrol.* 13: 425-456

BALLINI A., BARBERI F., LAURENZI M. A. & MEZZETTI F., ODDONE M., VILLA I. M. (1990) – Chrono-Stratigraphy of Roccamonfina volcanic complex – *Symp. Ischia (Abstract)*

BALLINI A., BARBERI F., LAURENZI M. A., MEZZETTI F. & VILLA I. M. (1989A) – Nuovi dati sulla stratigrafia del vulcano di Roccamonfina – *Boll. Gnv.* 2: 533-556

BALLINI A., FRULLANI A., MEZZETTI F. (1989b) – La formazione piroclastica del Tufo Trachitico Bianco (“White Trachytic Tuff” – WTT auctorum) del vulcano di Roccamonfina – *Boll. Gruppo Naz. Volc.*, 2: 557-574

BARTH-WIRSCHING U. & HÖLLER H. (1989) – Experimental studies on zeolite formation conditions – *Eur. J. Mineral.*, 1: 489-506

BERGOMI C., CATENACCI C., CESTARI G., MANFREDINI M., MANGANELI V. (1969) – Note illustrative alla carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, foglio 171: Gaeta e vulcano di Roccamonfina – *Servizio geologico d'Italia*

BERNARDINI G. P. (1983) – Appunti: Metodi fisici di analisi mineralogica – *Univ. Di Firenze, Fac. Di Scienze MM. FF. NN.*

BUESCH D. C. (1992) – Incorporation and redistribution of locally derived lithic fragments within a pyroclastic flow – *Geol. Soc. Am. Bull. 104: 1193-1207*

CAPPELLETTI P., LANGELLA A., COLELLA A. & DE' GENNARO R. (1999) – Mineralogical and technical features of zeolite deposits from northern Latium volcanic district – *Per. Mineral., 68: 127-144*

CAPUANO P., CONTINISIO R., GASPARINI P. (1992) – Structural setting of a typical alkali-potassic volcano: Roccamonfina, Southern Italy – *J. Volcanol. Geoth. Res. 53: 355-369*

CAS R. A. F., WRIGHT J. V. (1987) – Volcanic succession, modern and ancient – *Allen and Unwind, London, 528 pp*

CASATI P. (1996) – Scienze della Terra, vol. I: Elementi di Geologia generale – *Città Studi Ed., Milano*

CHIPERA S. J. & BISH D. L. (1995) – Multireflection RIR and intensity normalizations for quantitative analyses: applications to feldspar and zeolites – *Powder Diffraction*, 10 (1): 47-55

CHUNG F. H. (1974) – Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. I. Matrix-flushing method for quantitative multicomponent analysis – *J. Appl. Cryst.*, 7: 519-52

COLE P. D., GUEST J. E., DUNCAN A. M., CHESTER D. K. & BIANCHI R. (1992) – Post-collapse volcanic history of calderas on a composite volcano: an example from Roccamonfina, Southern Italy – *Bull. Volcanol*, 54: 253-266

COLE P. D., GUEST J. E. & DUNCAN A. M. (1993) – The emplacement of intermediate volume ignimbrites: a case study from Roccamonfina volcano, Southern Italy – *Bull. Volcanol*, 55: 467-480

COX K.G., HAWKESWORTH C. J., O'NIONS R.K., APPLETON J. D. (1976) – Isotopic evidence for the derivation of some Roman Region volcanics from anomalously enriched mantle – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 173-180

CROWE B. M., FISHER R. V. (1973) – Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehede craters, Death Valley, California – *Geol. Soc. Am. Bull.* 84: 663-682

DECKER R. & DECKER B. (1989) – Volcanoes – *W.H. Freeman, New York*, 285 pp.



DE' GENNARO M., CAPPELLETTI P., LANGELLA A., PERROTTA A. & SCARPATI C. (2000) – Genesis of zeolites in the Neapolitan Yellow Tuff: geological, volcanological and mineralogical evidence – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139: 17-35

DE'GENNARO M., PETROSINO P., CONTE M. T., MUNNO R. & COLELLA C. (1990) – Zeolite chemistry and distribution in a Neapolitan yellow tuff deposit – *Eur. J. Mineral.*, 2: 779-786

DE RITA D. & GIORDANO G. (1996) – Volcanological and structural evolution of Roccamonfina volcano southern Italy and structural origin – *Volcano Instability on the Earth and other planets. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 100: 209-224

DI GIROLAMO P. (1968) – Rilevamento petrografico nel settore SW (Sessa Aurunca) del volcano di Roccamonfina – *Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. Napoli*; 4, 35: 675-722

DI GIROLAMO P., MELLUSO L. & MORRA V. (1991) – Magmatic activity northeast of Roccamonfina volcano (Southern Italy): petrology, geochemistry and relationship with campanian volcanics – *Neves Jahrbuch für mineralogy abhandlungen*, 163: 271:289

DINI A., INNOCENTI F., ROCCHI S., TONARINI S. & WESTERMAN D. S. (2002) – The magmatic evolution of the late Miocene laccolith-pluton-dyke granitic complex of Elba Island, Italy – *Geological Magazine*, 139 (3): 257-279

FISHER R. V. (1979) – Model for pyroclastic surge and pyroclastic flows – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 6: 305-318

FISHER R. V. (1983) – Flow transformations in sediment gravity flows – *Geology*, 11: 273-274

FISHER R. V. (1990) – Transport and deposition of a pyroclastic surge across an area of high relief: the 18 may 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102: 1038-1054

FISHER R. V. & SCHMINCKE H. U. (1984) – Pyroclastic rocks – *Springer-Verlag, Berlin*, 472 pp

FISHER R. V. & WATERS A. C. (1970) – Base surge bedforms in maar volcanoes – *Am. J. Sci.*, 268: 157-180

GHIARA M. R., LIRER L. & STANZIONE D. (1977) – Contributo alla conoscenza vulcanologica a petrografica del vulcano di Roccamonfina – *Period. Mineral.*, 42: 267-293

GIANNETTI B. (1964) – Contributo alla conoscenza del vulcano di Roccamonfina. Nota I: le ultime manifestazioni eruttive della caldera – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 83: 87-133

GIANNETTI B. (1970) – Contributo alla conoscenza delle lave leucitiche e delle piroclastiti della cinta calderica di Roccamonfina e petrochimica del complesso vulcanico – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 9: 497-556

GIANNETTI B. (1974) – Nuove ricerche petrografiche e petrogenetiche sulle lave fonolitiche della caldera del vulcano di Roccamonfina – *Atti soc. Toscana Sci. Nat. Pisa Mem.*, 81: 253-306

GIANNETTI B. (1979a) – The geology of Roccamonfina caldera (campanian province, Italy) – *G. Geol.*, 43: 187-206

GIANNETTI B. (1979b) – Studio geologico petrografico della caldera del vulcano di Roccamonfina (Italia centro-meridionale) – *Boll. Serv. Geol. Ital.*, 100: 311-374

GIANNETTI B. (1996a) – Geology of the Yellow Trachytic Tuff, Roccamonfina volcano, Italy – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 71: 53-72

GIANNETTI B. (1998) – Geology of proximal, small-volume trachyte-trachyandesite pyroclastic flows and associated surge deposits, Roccamonfina volcano, Italy – *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 80: 113-136

GIANNETTI B. (2001) – Origin of the calderas and evolution of Roccamonfina volcano (Roman Region, Italy) – *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 106: 301-319

GIANNETTI B., DE CASA G. (2000) – Stratigraphy, chronology and sedimentology of the White Trachytic Tuff, Roccamonfina volcano, Italy – *Boll. Volcan. Geoth. Res.*, 96: 243-295

GIANNETTI B. & FRANCAVIGLIA V. (1992) – New geological, structural and petrological evidence concerning the White Trachytic Tuff, Roccamonfina volcano, Italy: preliminary note – *Boll. Serv. Geol. D'Italia*, 111(1992): 179-198

GIANNETTI B. & LUHR J. F. (1983) – The White Trachytic Tuff of Roccamonfina Volcano (Roman region, Italy) – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84: 235-252

GIANNETTI B., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI G. (1979) – Datazione K/Ar di lave leucitiche dello stratovulcano di Roccamonfina – *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 35: 349-354

GOTTARDI G. (1989) – The genesis of zeolites – *Eur. J. Mineral.*, 1: 479-487

HAWKESWORTH C. J., VOLLMER R. (1979) – Crustal contamination versus enriched mantle:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  evidence from the Italian volcanics – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 151-165

HEIKEN G. & WOHLLETZ K. H. (1985) – Volcanic ash – *University of California Press, Berkeley-Los Angeles-London*, 246 pp

LUHR J. F. & GIANNETTI B. (1987) – The Brown Leucitic Tuff of Roccamonfina volcano (Roman region, Italy) – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 420-436

MIETTO P., AVANZINI M. & ROLANDI G. (2003) – Human Footprints in a Pleistocene Volcanic Ash – *Nature*, 422: 133

MOTTANA A. (1995) – Fondamenti di Mineralogia Geologica – *Zanichelli Ed.*

PAONE A. (1996) – Evidence of crustal contamination, sediment, and fluid components in the campanian volcanic rocks – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 138: 1-26

PASSAGLIA E. & VEZZALINI G. (1985) – Crystal chemistry of diagenetic zeolites in volcanoclastic deposits of Italy – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90: 190-198

PASSAGLIA E., VEZZALINI G. & CARNEVALI R. (1990) – Diagenetic chabazites and phillipsites in Italy: crystal chemistry and genesis – *Eur. J. Mineral.*, 2: 827-839

PECCERILLO A. (2002) – Quaternary magmatic provinces in central-southern Italy: a new classification scheme and its geodynamic implications – *Boll. Soc. Geol. It.*; 1: 113-127. *Spec. Vol.*

PECCERILLO A. & PANZA G., 1999 – Upper mantle domains beneath central-southern Italy: petrological effects, timing and geodynamic implications – *Geology*, 27: 315-318

RADICATI DI BRONZOLO F., DI GIROLAMO P., TURI B. & ODDONE M. (1988) –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  dating of K-rich rocks from the Roccamonfina volcano, Roman Comagmatic region, Italy – *Geoch. Cosmoch. Acta*, 52: 1435-1441

ROSI M. & SBRANA A. (1987) – Phlegraean Fields – *CNR Quaderni della Ricerca Scientifica* 114(9): pp.175

ROSS C. S. & SMITH R. L. (1961) – Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations, and identification – *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.* 366, 81 pp, 98 figs

ROSSI P. L. (1984) – Contributi al rilevamento geologico in aree vulcaniche – *Pitagora Editrice, Bologna*, 65 pp.

SCANDONE R. & GIACOMELLI L. (1998) – Vulcanologia: Principi fisici e metodi d'indagine – *Liguori editore*, pp.642

SELF S. & SPARKS R. S. J. (1978) – Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water – *Bull. Volcanol.*, 41(3): 196-212

SHEPPARD R. A. & HAY R. L. (2001) – Formation of Zeolites in Open Hydrologic Systems – *Rev. mineral. geochem.*, 45: 261-275

SHERIDAN M. F., BARBERI F., ROSI M. & SANTACROCE R. (1981) – A model of plinian eruption of Vesuvius – *Nature*, 289: 282-285

SPARKS R. S. J., SELF S. & WALKER G. P. L. (1973) – Products of ignimbrite eruptions – *Geology*, 1: 115-118

TAYLOR H. P. JR., GIANNETTI B. & TURI B. (1979) – Oxygen isotope geochemistry of the potassic igneous rock from the Roccamonfina volcano, Roman comagmatic region, Italy – *Earth Planet. Sci. Letters*, 46: 81-106

VALENTINE G. A. (1987) – Stratified flow in pyroclastic surge – *Bull. Volcanol.*, 49: 616-630

VALENTINE G. A. & WOHLLETZ K. H. (1989) – Numerical models of plinian eruption columns and pyroclastic flows – *J. Geophys. Res.*, 94: 1867-1887

VALENTINE G. A., WOHLLETZ K. H. & KIEFFER S. W. (1992) – Effects of topography on facies and compositional zonation in caldera-related ignimbrites – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 154-165

VOLLMER R. & HAWKESWORTH C. J. (1980) – Lead isotopic composition of the potassic rocks from Roccamonfina (South Italy) – *Earth Planet Sci. Lett.*, 47: 91-101

WALKER G. P. L. (1971) – Grain-size characteristics of pyroclastic deposits – *J. Geol.*, 79: 696-714

WALKER G. P. L. (1973) – Explosive volcanic eruption, a new classification scheme – *Geol. Rund.*, 62: 431-446

WALKER G. P. L. (1981) – Plinian eruption and their products – *Bull. Volcanol.*, 44: 223-240

WALKER G. P. L. (1985) – Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents – *J. Volcanol. Geother. Res.*, 25: 157-171

WATERS A. C. & FISHER R. V. (1971) – Base surge and their deposits; Capelinhos and Taal volcanoes – *J. Geophys. Res.*, 76: 5596-5614

WILSON C. J. N. & WALKER G. P. L. (1982) – Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow – *J. Geol. Soc. London*, 139: 581-592

WHITE T. D. & SUWA G. (1987) – Hominid footprints at Laetoli: facts and interpretation – *American Journal of Physical anthropology*, 72: 485-514