

**STATO DELLA RICERCA VULCANOLOGICA NELLA REGIONE CAMPANIA:  
MODELLI INTERPRETATIVI ALTERNATIVI**

De Vivo B.<sup>1</sup>, Lima A.<sup>1</sup> e Belkin H. E.<sup>2</sup>

1. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli Federico II, Via Mezzocannone 8,  
80134 Napoli, Italy.
2. United States Geological Survey, 956 National Center, Reston, VA 20192, USA

## **Introduzione**

I rapporti che intercorrono tra la valutazione del rischio dei vulcani attivi e le comunità minacciate costituiscono un aspetto essenziale della vulcanologia. Paesi con risorse limitate sono giocoforza obbligati ad accettare un rischio elevato, ma anche società altamente industrializzate potrebbero non essere in grado di eliminare completamente le morti causate dalle eruzioni vulcaniche. Gli studi scientifici delle regioni a rischio non dovrebbero privilegiare una ipotesi scientifica rispetto ad un'altra, ma dovrebbero prendere in considerazione tutte le interpretazioni alternative rispetto al punto di vista dominante. Soprattutto dovrebbe essere garantita l'autonomia della scienza rispetto al potere politico. La sintesi delle diverse ipotesi scientifiche in campo dovrebbe poi essere resa nota alle Autorità ufficiali e alla popolazione, con un meccanismo "neutro", di modo che la "politica" assuma le decisioni "pratiche" conseguenti, per mitigare il rischio. Nel fare questa opera divulgativa gli scienziati dovrebbero anche bene mettere in evidenza quali siano i limiti delle proprie conoscenze e quindi della scienza vulcanologica.

I vulcanologi generalmente sono d'accordo nell'affermare che i fondi messi a disposizione dai Governi per la valutazione del rischio sono spesso insufficienti per sviluppare progetti di ricerca finalizzati alla comprensione del comportamento dei vulcani in dettaglio sufficiente a ridurre il rischio per la popolazione che vive alle loro falde. La scarsità delle risorse, rende ancora più negativa la situazione, quando i fondi messi a disposizione dai Governi per promuovere il monitoraggio e la ricerca nelle aree vulcaniche ad alto rischio sono usati in regime di totale conflitto di interesse, laddove vengono ignorati del tutto i principi etici meritocratici osservati a livello internazionale (De Vivo et al., 2006).

L'area vulcanica della Campania é tettonicamente e petrogeneticamente complessa (De Vivo, 2006) e i vulcani in essa presenti sono attualmente in una fase di riposo: il Vesuvio dal 1944 A.D. e i Campi Flegrei dal 1538 A.D. Questa assenza di eruzioni recenti, benché molto positiva per la popolazione residente, rende difficile la verifica delle ipotesi scientifiche in campo in merito al "comportamento" futuro dei vulcani stessi. Questo non è, per esempio, il caso delle Hawaii, dove, eruzioni, più o meno, continue nel tempo di vulcani quali il Mauna Loa e il Kilauea (Decker et al., 1987) rendono lo studio del vulcanismo hawaiano più soggetto alla verifica scientifica e alla previsione. In questo ultimo caso le ipotesi possono essere formulate e verificate nell'arco della carriera di un vulcanologo e/o di un ciclo magmatico di breve durata. Questo non è possibile, però, per l'area vulcanica napoletana, dove la mancanza di eruzioni recenti preclude la verifica della maggior parte delle teorie e ipotesi scientifiche, che si fondano comunque su modelli interpretativi.

In questo lavoro, si fornisce una visione sintetica delle nostre ricerche geochimiche e vulcanologiche sulle aree vulcaniche della Piana Campana, con l'illustrazione di modelli interpretativi alternativi rispetto a quelli "dominanti" relativamente al Vesuvio, ai Campi Flegrei ed alle eruzioni ignimbriche (De Vivo, 2006, e rif. bibl. in esso riportati).

## **Vesuvio**

### *Interpretazione corrente:*

Dopo l'ultimo episodio eruttivo a bassa energia, verificatosi nel marzo del 1944, il Vesuvio è entrato in una fase di riposo. La Protezione Civile ha predisposto un Piano di evacuazione che assume in modo del tutto dogmatico che ci sarà un periodo di pre-allarme di una-due settimane prima del verificarsi di una nuova eruzione. Negli anni '80, su basi petrologico-vulcanologiche si ipotizzava l'esistenza di una camera magmatica superficiale sotto il Vesuvio (alla profondità di circa 1,5-2,0 km). Adesso, viceversa, c'è un accordo abbastanza generale sul fatto che sotto il

Vesuvio la camera magmatica sia localizzata a profondità ben maggiore (10-12 km) (Belkin et al., 1985; Auger et al., 2001). L'idea dell'esistenza di una camera superficiale, avanzata da vulcanologi, petrologi e geofisici Italiani, portò, tra l'altro, l'AGIP (AGIP, 1987) a effettuare una perforazione alla profondità di circa 3 km sui fianchi del Vesuvio, alla ricerca di un campo geotermico. Il risultato fu molto deludente, in quanto fu registrata una temperatura inferiore a 100°C a circa 2,5 km di profondità; la temperatura registrata provava, tra l'altro, che la camera magmatica non poteva essere localizzata a piccola profondità e confermava anche l'impossibilità di “trovare” un campo geotermico alle falde di un vulcano-strato quale il Vesuvio.

*Modelli interpretativi alternativi:*

Il Vesuvio è probabilmente tra i vulcani più studiati del mondo, non solo per la particolarità delle sue rocce alcalino-silicatiche sottosature, ma anche per il rischio che questo vulcano rappresenta per le 600.000 persone che vivono alle sue falde. Dettagliate indagini sul campo, annotazioni storiche e una grande massa di dati vulcanologici e geochemici hanno permesso una non comune, accurata, ricostruzione della sua storia eruttiva (De Vivo et al., 2003). Negli ultimi 25 anni, le nostre ricerche sono state finalizzate ad una migliore e più dettagliata conoscenza delle eruzioni storiche e antiche del sistema Monte Somma-Vesuvio. In particolare abbiamo indirizzato le ricerche allo scopo di migliorare la conoscenza della dinamica interna del vulcano, attraverso studi delle inclusioni fluide e delle inclusioni magmatiche (*melt*) intrappolate nei cristalli eruttati, utilizzando sofisticate tecniche di microanalisi (microsonde elettronica, ionica, Raman, FTIR), combinati con esperimenti di solubilità su sistemi volatili complessi. In tali esperimenti, a P e T controllata, abbiamo modellizzato il “sistema Vesuvio” prendendo in considerazione non solo la presenza di elementi e composti volatili quali, H<sub>2</sub>O e Cl, ma anche S e CO<sub>2</sub> (De Vivo et al., 2005; Lima et al., 2003, 2006; Raia et al., 2000; Webster e De Vivo, 2002, e Webster et al., 2001, 2003, 2006).

L'intervallo di tempo che separa la comparsa dei precursori e il verificarsi dell'eruzione è difficile da definire, con precisione. Quanto verificatosi, di recente in un'area di vulcanismo attivo come le Antille, dimostra la veridicità di questa difficoltà. Infatti nelle Antille, i vulcani Montserrat (Young et al., 1998) e Saint Vincent (Robertson, 1995), hanno eruttato improvvisamente senza segnali di preavviso, contrariamente a quanto prevedevano i ricercatori che tenevano sotto sorveglianza i vulcani stessi. Per le aree vulcaniche dove le ultime eruzioni sono avvenute decenni o secoli fa, questa previsione è ancora più complessa. Sherburn et al. (2007), in un recente studio sul campo vulcanico di Auckland (Nuova Zelanda), stimano che la sismicità pre-eruttiva può essere compresa in un intervallo di tempo che va da pochi giorni a poche settimane. Questi ricercatori mettono in evidenza come sia necessario intensificare sia le attività di monitoraggio che di ricerca, senza dare nulla per scontato sulla base delle conoscenze del momento. Nel caso del Vesuvio, ricerche innovative condotte dal nostro gruppo di ricerca in collaborazione con ricercatori Inglesi (Morgan et al., 2006) hanno dimostrato, inequivocabilmente che un precursore dell'eruzione del 79 A.D. (Pompei) fu il terremoto verificatosi nell'area vesuviana nel 62 A.D. Le nostre ricerche hanno infatti dimostrato che i cristalli eruttati nel 79 A.D. si erano formati 17 anni prima dell'eruzione stessa. Il terremoto del 62 A.D. stava quindi a segnalare l'arrivo, dal profondo, di nuovo magma nel sistema di alimentazione sottogiacente il Monte Somma-Vesuvio.

La conoscenza del sistema magmatico e della dinamica interna dei vulcani e quindi anche del Vesuvio è di importanza fondamentale per gli scenari di previsione (durata dei precursori) delle eruzioni, sia in senso temporale che spaziale.

L'attività del Monte Somma-Vesuvio è caratterizzata da eventi ciclici (Rolandi et al. 1998). Ogni ciclo (Fig. 2) inizia sempre con un'eruzione pliniana seguita da eruzioni di tipo interpliniano e da periodi di riposo di durata variabile, che dipendono dalla durata della fase interpliniana. In base ai dati composizionali delle rocce, Ayuso et al. (1998) hanno riconosciuto l'esistenza di tre mega-cicli magmatici *gradazionali*: I) da 25.000 a ~ 14.000 anni prima del Presente; II) da ~ 8.000 a 2.700 anni prima del Presente, e III) dal 79 al 1944 AD. La fine di ogni mega-ciclo magmatico è caratterizzata da un periodo di riposo molto lungo, e un nuovo mega-ciclo magmatico (composto da cicli più piccoli) inizia sempre con un'eruzione pliniana.

Il presupposto dell'esistenza di una camera magmatica superficiale (che era alla base dei modelli interpretativi del Vesuvio negli anni 80-90), fu per la prima volta messo in discussione da Belkin et al. (1985) e da Belkin e De Vivo (1993), i quali, studiando le inclusioni fluide intrappolate in clinopirosseni, olivine e spinelli di noduli eruttati dal Vesuvio (Fig. 1a e 1b) dimostrarono che la profondità di cristallizzazione di minerali contenenti inclusioni fluide a CO<sub>2</sub> era compresa tra i 3,5 – 5 km, tra 8 - 10 km, e  $\geq$  12 km. Non fu trovata evidenza di intrappolamento di CO<sub>2</sub> all'interno dei cristalli alla profondità di 1,5 – 2,0 km (come invece assumevano dogmaticamente i vulcanologi presi a riferimento dalla Protezione Civile). L'esistenza di una camera magmatica profonda è stata poi confermata dai recenti studi tomografici in 3D (Auger et al., 2001), che riconoscono la presenza di una camera magmatica più grande ad una profondità >10 km (Zollo et al., 1998; Auger et al., 2001).

L'intero sistema magmatico al di sotto del Vesuvio può essere raffigurato come una complessa colonna di alimentazione dominata da una molteplicità di ambienti di cristallizzazione caratterizzati da diverse velocità di raffreddamento e differenti condizioni di pressione e temperatura (Marsh, 1996, 1998).

Durante un ciclo magmatico i magmi risalgono continuamente all'interno del sistema, frazionandosi e degassandosi simultaneamente. Il condotto vulcanico, debolmente cementato, non permette l'instaurarsi di una significativa pressione dei volatili (H<sub>2</sub>O, Cl, S, CO<sub>2</sub>), portando così a frequenti, non violente, eruzioni interpliniane. La combinazione di un'alimentazione magmatica continua e di frequenti eruzioni determina una condizione vicina all'equilibrio sotto il vulcano, dando ragione delle limitate variazioni della composizione del magma eruttato nell'ambito dei cicli.

Un ciclo prosegue finché la sorgente profonda del magma si esaurisce. A questo punto inizia un periodo di riposo. Durante il periodo di riposo il condotto all'interno del vulcano è chiuso, e quando l'alimentazione di magma, dalle profondità, riprende, l'eruzione si verifica soltanto quando si determina un significativo accumulo di pressione dei volatili, tale da liberare il condotto.

A questo punto una violenta eruzione pliniana riapre il condotto dando inizio ad un nuovo ciclo magmatico (ad esempio, le eruzioni del 472 e del 1631 AD diedero inizio a due nuovi cicli all'interno dello stesso mega-ciclo, cioè quello compreso fra il 79 e il 1944 A.D.). All'interno di un mega-ciclo, la composizione del magma profondo rimane la stessa, mentre a diversi mega-cicli corrispondono variazioni nella composizione del magma primario.

Ulteriori risultati derivanti da studi sperimentali ottenuti dal nostro stesso gruppo di ricerca (Webster et al., 2001, 2003) hanno suggerito un modello in qualche modo diverso, nel quale il comportamento eruttivo viene correlato al contenuto pre-eruttivo in volatili del magma. Secondo questo modello i magmi associati agli eventi esplosivi e sub-pliniani contenevano maggiori quantità di H<sub>2</sub>O (vedere anche, Belkin e De Vivo, 1993) e di S rispetto a quelli delle eruzioni interpliniane.

Benché siamo convinti che i modelli da noi proposti siano in grado di spiegare coerentemente tutti i dati chimici e geochimici disponibili, è chiaro che ulteriori studi sono necessari. In particolare, sono necessari approfondimenti delle ricerche volte alla migliore conoscenza possibile della dinamica interna del vulcano, in quanto le variabili intensive che utilizziamo per “costruire” i modelli interpretativi sono ben poche rispetto a quelle reali che entrano in gioco e che determinano le varie tipologie di eruzioni.

Come sostenuto da Rolandi et al. (1998), nel terzo mega-ciclo (cioè il ciclo compreso fra il 79 e il 1944 AD), l’attività del Monte Somma riprese dopo un periodo di riposo di ~ 800 anni con l’eruzione pliniana del 79 AD. Altre eruzioni pliniane e sub-pliniane, all’interno di questo mega-ciclo, si verificarono nel 472 e nel 1631 AD.

Ognuno di questi 3 eventi fu seguito da un’attività moderatamente esplosiva o esplosivo-effusiva, e poi da un periodo di riposo, che per le eruzioni del 79 e del 472 A.D. furono di 169 e di 492 anni rispettivamente. Attualmente, il sistema vulcanico Monte Somma-Vesuvio sembra trovarsi in un periodo di riposo (Carta et al., 1988), benché non sia certo se l’ultima eruzione del 1944 A.D. rappresenti l’evento conclusivo del terzo mega-ciclo magmatico iniziato con l’eruzione del 79 A.D., oppure se costituisca un “breve” periodo di riposo all’interno del ciclo di attività recente iniziato nel 1631 A.D. e proseguito poi con 18 eruzioni (con intervalli di 7-30 anni) prima dell’eruzione del 1944.

Se fosse vero il primo caso, possiamo prevedere un periodo di riposo molto lungo nell’attività del Vesuvio (probabilmente della durata di molti secoli), alla fine del quale si verificherà una significativa eruzione pliniana, che darà inizio al 4° mega-ciclo del Monte Somma-Vesuvio. Se fosse vero il secondo caso, la mancanza di attività eruttiva dal 1944 A.D. potrebbe rappresentare un periodo di riposo precedente una piccola eruzione pliniana o sub-pliniana all’interno del terzo mega-ciclo. La durata del periodo di riposo attuale (63 anni) rappresenta comunque un’anomalia per il ciclo interpliniano 1631-1944 A.D., nel quale la ciclicità degli eventi eruttivi è rimasta compresa tra i 7 e i 30 anni (Fig. 2).

### **I movimenti del suolo ai Campi Flegrei (bradisisma)**

#### *Interpretazione corrente:*

Un altro importante problema dell’area vulcanica Napoletana è costituito dal sollevamento del suolo (bradisisma) dei Campi Flegrei (Dvorak e Mastrolorenzo, 1991). Le ipotesi che descrivono questo movimento del suolo relativamente lento vengono presentate alla popolazione locale presupponendo che ad ogni episodio bradisismico debba corrispondere un’eruzione magmatica con tutti i rischi che ne conseguono.

Diversi modelli sono stati proposti per spiegare la deformazione del suolo ai Campi Flegrei. Un modello puramente meccanico – molto accreditato negli anni 70 - 80 – attribuiva gli episodi di sollevamento all’intrusione di nuovo magma a piccola profondità (Corrado et al., 1976; Berrino et al., 1984; Bonafede et al., 1986; Bianchi et al., 1987). Un modello alternativo considerava il sollevamento il risultato del riscaldamento e dell’espansione di poro dell’acqua (Oliveri del Castillo and Quagliariello, 1969; Casertano et al., 1976). Più recentemente altri ricercatori hanno suggerito che il sollevamento derivi principalmente da processi fluido-dinamici in un sistema geotermico posto a piccola profondità (Bonafede, 1990, 1991; De Natale, 1991; De Natale et al., 2001; Trasatti et al., 2005). Cortini et al. (1991), Cortini e Barton (1993) e Cubellis et al. (2002) viceversa hanno ipotizzato che il bradisisma derivi da processi convettivi della camera magmatica.

Una significativa sismicità si verifica, nei Campi Flegrei, soltanto durante gli episodi di sollevamento (Corrado et al., 1976; De Natale et al., 1995). Durante la crisi 1982-1984 sono stati registrati oltre 15.000 terremoti, con una magnitudo compresa tra 0,4 e 4,2 (De Natale e Zollo, 1986). Le deformazioni del suolo e la sismicità sono associate con la presenza di un'intensa attività idrotermale e fumarolica, concentrate nel cratere della Solfatara, dove i flussi di CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O sono particolarmente intensi e probabilmente rappresentano un degassamento magmatico (Chiodini et al., 2001; Caliro et al., 2007).

I modelli illustrati per i Campi Flegrei – e in particolare quelli che propongono una correlazione causa-effetto tra il sollevamento del suolo e la possibilità di un'eruzione – dovrebbero mostrare una compatibilità con analoghe osservazioni effettuate su altre caldere attive nel mondo (per esempio, Rabaul: McKee et al., 1989; Long Valley: Hill, 1984; Yellowstone: Dzurisin e Yamashita, 1987; Hurwitz et al., 2007; Lowenstern e Hurwitz, 2007). Di fatto, gli studi effettuati su sistemi analoghi nel mondo indicano che gli episodi deformativi delle caldere non sono solitamente seguiti da un'eruzione (Dzurisin e Newhall, 1984), e che quindi, quest'ultima costituisca una eccezione piuttosto che la norma (Newhall and Dzurisin, 1988).

#### *Modelli interpretative alternativi:*

I movimenti del suolo (bradisisma) ai Campi Flegrei sono stati spiegati con modelli classici che prevedono l'intrusione di nuovo magma a piccola profondità, oppure che danno risalto sia agli effetti di fluido-dinamica che a quelli magmatici. De Vivo e Lima (2006) e Bodnar et al. (2007) spiegano il bradisisma con un modello idrotermale innovativo stabilendo un'analogia tra i sistemi mineralizzati tipo “porphyry” (Burnham, 1979; Fournier, 1999) e il sistema Campi Flegrei (Figs. 3a, 3b, 3c) (Rapien et al., 2003). Le inclusioni fluide e magmatiche intrappolate nei cristalli delle rocce dei Campi Flegrei (e degli altri sistemi vulcanici Napoletani) mostrano la chiara evidenza di presenza di diverse fasi immiscibili - quali *melt* silicatico/*melt* idrosalino/fluido acquoso/CO<sub>2</sub> - durante l'evoluzione magmatica e la sua transizione dallo stato magmatico a quello idrotermale, paragonabile alla transizione dal dominio litostatico plastico a quello idrostatico fragile sovrastante i sistemi mineralizzati tipo “porphyry”.

Il ritrovamento di inclusioni prevalentemente liquide coesistenti con inclusioni a vapore dominante nello stesso cristallo costituisce una forte evidenza che i fluidi nelle inclusioni, si trovavano in stato di ebollizione nel momento in cui venivano intrappolati nei cristalli. Inoltre il ritrovamento di inclusioni fluide contenenti cristalli figlia intrappolati in campioni provenienti da livelli più profondi e più caldi, sta a testimoniare la presenza di un'alta concentrazione di soluti (salamoie) nel sistema. Sia la presenza di fluidi in ebollizione che di salamoie è confermato dai risultati dei sondaggi (pozzi San Vito e Mofete) effettuati da una *joint-venture* AGIP-ENEL, negli anni 80, per la ricerca di un campo geotermico (De Vivo et al., 1989).

In questa situazione, i fluidi che essolvono da un magma profondo che cristallizza, si trovano in condizione di pressione litostatica per lunghi periodi di tempo, e producono una sovrappressione (accumulo di volatili) nella parte superiore, apicale, della camera magmatica. Questa sovrappressione confinata da un livello impermeabile, causa un sollevamento delle rocce soprastanti (bradisisma positivo). La crisi sismica si verifica quando la pressione passa da litostatica a idrostatica per effetto della fatturazione idraulica (De Vivo et al., 1989). Per effetto della variazione del regime di pressione si determina ebollizione, tremore sismico e infine rilascio di pressione. A questo punto, nell'area si registra il massimo sollevamento, cui fa seguito un rilascio di pressione, che da inizio alla fase di subsidenza (bradisisma negativo). In effetti, una

volta che il “sistema” si scarica, viene meno la spinta e il sistema, saturato dai fluidi in ebollizione, inizia a sigillarsi nuovamente a seguito della precipitazione di minerali di nuova formazione (l’ebollizione determina una accelerazione della deposizione di minerali di neoformazione). L’inizio di una nuova fase di bradisismo positivo avviene soltanto dopo un periodo di tempo (anni) durante il quale il sistema ha bisogno di “ricaricarsi” in condizione di pressione litostatica. Nella figura 4 sono schematizzate le fasi evolutive della cristallizzazione magmatica e del bradisismo nei Campi Flegrei a partire da circa 3.700 anni prima del Presente fino ad oggi. Questo modello (Bodnar et al., 2007) è coerente con i dati di campagna e di laboratorio e prevede che al periodo 1982-84 sia associata la cristallizzazione di circa  $\sim 0.83 \text{ km}^3$  di magma saturo in  $\text{H}_2\text{O}$ , ad una profondità di 6 km. Abbiamo calcolato che siano stati rilasciati circa  $6.2 \times 10^{10} \text{ kg}$  di  $\text{H}_2\text{O}$  e  $7.5 \times 10^8 \text{ kg}$  di  $\text{CO}_2$  dal magma cristallizzato, generando  $\sim 7 \times 10^{15} \text{ J}$  di energia meccanica per produrre il sollevamento osservato. Questa energia è più che sufficiente per giustificare il sollevamento massimo registrato nei Campi Flegrei.

Abbiamo calcolato che se il volume associato con la deformazione del suolo corrisponde all’incremento di volume del sistema magmatico durante la cristallizzazione, per giustificare il sollevamento di  $0,05 \text{ km}^3$  (entità del sollevamento nei Campi Flegrei nel periodo 1982-84), è necessaria la cristallizzazione di circa  $0,83 \text{ km}^3$  di magma (cioè,  $6\%$  di  $0,83 \text{ km}^3 = 0,05 \text{ km}^3$ ). Approssimativamente se si assume un corpo magmatico di forma cilindrica,  $0,83 \text{ km}^3$  di magma corrispondono al raffreddamento di 265 m della parte sommitale di un corpo magmatico con il raggio di 1 km, oppure al raffreddamento di 66 m della parte sommitale di un corpo magmatico con il raggio di 2 km.

Sulla base del nostro modello la possibilità che ad una crisi bradisismica possa essere associata una potenziale eruzione è molto bassa; tale possibilità tende a diminuire con il tempo. In termini di rischio, la possibilità di una eruzione nei Campi Flegrei, aumenterà solo se si dovesse registrare l’arrivo di nuovo magma nella “camera magmatica”. Ad oggi tale evidenza non è stata registrata né scientificamente provata nei Campi Flegrei.

### **Le Ignimbriti della Piana Campana: una singola sorgente o sorgenti multiple?**

#### *Interpretazione corrente:*

Il terzo importante problema dell’area vulcanica Napoletana è quello delle eruzioni ignimbritiche, che è stato studiato e dibattuto fin dall’inizio del XIX secolo (Scandone et al., 2006). I depositi ignimbritici, conosciuti comunemente con il nome di Tufo Grigio Campano, attrassero l’attenzione di Scacchi (1890), il quale li attribuiva ad eruzioni provenienti da diversi centri eruttivi nella Piana Campana. Questa idea fu contrastata da Franco (1900), che invece attribuiva il Tufo Grigio Campano ad un unico centro eruttivo, localizzato nei Campi Flegrei. Quest’ultima ipotesi è stata privilegiata dagli autori recenti (Fisher et al., 1993; Orsi et al., 1996; Ort et al., 1999; Rosi e Sbrana, 1987). Questi autori suggeriscono che l’Ignimbrite Campana sia stata alimentata dai Campi Flegrei e che l’eruzione ad essa collegata abbia portato alla formazione di una caldera del diametro di 12 km, il cui centro ricade nel Golfo di Pozzuoli.

Una visione complessiva ed esaustiva delle diverse ipotesi sull’origine delle Ignimbriti nella Piana Campana viene fornita da Bohrson et al. (2006). Due presupposti dogmatici prevalgono nelle attuali interpretazioni: (1) nella Piana Campana esiste un unico evento ignimbritico, costituito dall’eruzione di quella che è nota in letteratura come l’Ignimbrite Campana; (2) l’eruzione dell’Ignimbrite Campana ha avuto origine da un centro eruttivo situato nei Campi Flegrei e ha portato alla formazione della caldera dei Campi Flegrei.

*Modelli interpretativi alternativi:*

De Vivo et al. (2001) e Rolandi et al. (2003), in contrasto con i presupposti dogmatici sopra riportati, hanno dimostrato che nella Piana Campana si sono verificate diverse eruzioni ignimbriche (almeno 6), distribuendosi in un arco di tempo compreso tra >315.000 e 19.000 anni prima del Presente (Fig. 5 e Tabella 1). In questo senso, l'eruzione nota come Ignimbrite Campana, datata circa 39.000 prima del Presente (De Vivo et al., 2001), rappresenta solo il maggiore, ma non l'unico, evento ignimbrico verificatosi nella Piana Campana. Un'ipotesi alternativa a quella che riconosce nei Campi Flegrei la zona di origine dell'Ignimbrite Campana, fornita ancora da De Vivo et al. (2001) e Rolandi et al. (2003), riconduce l'origine delle ignimbriti campane ad un sistema di fratture legate ai movimenti di subsidenza della Piana Campana stessa nel corso degli ultimi 500.000 anni.

Affioramenti significativi di ignimbriti con caratteristiche di facies prossimali (rocce vulcaniche che si depositano in prossimità dei centri eruttivi) sono riconoscibili in una fascia parallela al Mar Tirreno, che si estende dal limite settentrionale della città di Napoli fino al Monte Massico (De Vivo et al., 2001).

La localizzazione delle aree di alimentazione delle ignimbriti campane è controversa, nonostante se ne sia discusso e pubblicato per oltre un secolo (Franco, 1900; Scacchi, 1890). Barberi et al. (1978) hanno messo in evidenza come la distribuzione NW-SE dell'Ignimbrite Campana sia coerente con un'eruzione fissurale associata al fronte appenninico. Più recenti e dettagliati lavori di De Vivo et al. (2001) e Rolandi et al. (2003) confermano questa ipotesi; le caratteristiche e la distribuzione della breccia litica e il rilevamento dello spessore massimo dell'Ignimbrite Campana suggeriscono che essa sia stata alimentata da fessure, la cui localizzazione è controllata dalla tettonica distensiva locale associata all'evoluzione della catena appenninica.

Un meccanismo eruttivo simile è stato proposto per spiegare la diffusa presenza di ignimbriti e la considerevole scarsità di strutture calderiche (centri eruttivi) nella Sierra Madre Occidentale del Messico. Basandosi sulle dimensioni di questa provincia ignimbrica, Swanson e McDowell (1984) stimano che sarebbero necessarie 350 caldere di dimensioni analoghe a quelle trovate nell'area vulcanica di San Juan in Colorado (USA) per giustificare i volumi di materiale eruttato; in contrasto studi condotti da Aguirre-Díaz e Labarthe-Hernández (2003) hanno portato all'identificazione di meno di 15 caldere.

Aguirre-Díaz e Labarthe-Hernández (2003) propongono che delle faglie (fratture), associate ad un sistema distensivo del tipo *basin and range*, abbiano funzionato da condotti attraverso i quali grandi volumi di magma sono stati eruttati in modo esplosivo. A supporto di questa ipotesi, gli autori identificano lineamenti (*patterns*) allungati composti da brecce litiche co-ignimbriche affioranti in corrispondenza di faglie del tipo *basin e range*. Queste strutture non sono dissimili da quelle che si osservano nelle aree di affioramento delle ignimbriti nella Regione Campania.

La Piana Campana e i Campi Flegrei sono l'espressione di una complessa e integrata storia di attività tettonica alla quale è associata una attività periodica di oltre 300.000 anni di vulcanismo. La sfida rappresentata da questa complessità è esacerbata dalle caratteristiche delle esposizioni; molte aree, che si possono considerare critiche per l'interpretazione della sorgente, sono o ricoperte da depositi più recenti, o mascherate da un'intensa urbanizzazione. Una soluzione della controversia legata alla individuazione della sorgente richiederà ulteriori studi che dovranno prevedere l'integrazione di dati vulcanologici, petrologici e geofisici.

### **Dogmi – usi e abusi**

Le ipotesi scientifiche alternative sopra riportate sono importanti, in quanto mettono in evidenza il problema etico di come, ad esempio, i fondi per la vulcanologia sono distribuiti e spesi all'interno della comunità scientifica italiana.

Se i fondi non vengono distribuiti in base al merito internazionalmente riconosciuto dei ricercatori, ma piuttosto secondo “criteri politici” che prescindono dal merito stesso, accade che l'abbondanza di risorse, male utilizzata o abusata da un ristretto gruppo, danneggi la scienza dal suo interno. Ciò si rivela ancora più dannoso in quanto, generalmente, i gruppi che controllano i fondi per la ricerca, senza alcun rispetto per le regole di buona pratica normalmente applicate dalla comunità scientifica internazionale (De Vivo et al., 2006), tendono a promuovere dogmi, piuttosto che un genuino dibattito scientifico.

Nella storia europea recente, un esempio estremo di questo atteggiamento è stato il Ministro della Scienza dell'ex Unione Sovietica, Trofim D. Lisenko, il quale brutalmente discriminava i Ricercatori meritevoli che si rifiutavano di seguire i dogmi ufficiali della sua teoria genetica materialistica.

A ciò sono strettamente correlate, nella struttura scientifico-sociale moderna, la valutazione delle ricerca scientifica, il ricercatore ed i progetti di ricerca. Quando la valutazione, necessaria per la distribuzione di fondi pubblici, viene confusa con l'accettazione o il rifiuto di certi dogmi, allora la creazione della conoscenza scientifica si perverte, diventando nemica del pensiero libero e della sperimentazione.

### **Considerazioni conclusive**

Con i nostri modelli vulcanologici e petrogenetici alternativi del Vesuvio, dei Campi Flegrei e delle eruzioni ignimbriche della Piana Campana, non desideriamo presentare le nostre idee come “certezze”, in contrapposizione a quelle sostenute dagli altri vulcanologi italiani. Quello che crediamo importante è che, qualunque sia lo scenario reale a lungo e a breve termine per il Vesuvio, i Campi Flegrei e le eruzioni ignimbriche, si ottengono dei risultati significativi soltanto se prevale un approccio non dogmatico, che favorisca una valutazione equilibrata e imparziale della ricerca.

Gli aspetti politici negativi (e i conseguenti conflitti di interessi) che tendono a svilupparsi in un ambiente di ricerca basato su finanziamenti pubblici, nell'ambito di una storia vulcanologica complessa e controversa, non portano alcun beneficio a coloro che vivono quotidianamente in condizioni di rischio.

Una maggiore chiarezza e l'applicazione di regole etiche meritocratiche, normalmente usate dalla comunità scientifica internazionale, potranno produrre ipotesi di ricerca più credibili e più utili alla popolazione. Noi speriamo, illustrando le nostre ipotesi alternative di ricerca, di motivare gli altri ricercatori a studiare i numerosi problemi del vulcanismo della Piana Campana, per il bene sia della scienza che delle popolazioni che vivono intorno al Vesuvio e nei Campi Flegrei.

### **Ringraziamenti**

Ringraziamo Robert J. Bodnar (Virginia Tech, Blacksburg, USA), John E. Repetski (USGS, Reston, VA), John C. Jackson (USGS, Reston, VA) e Federica Raia (City College of New York of CUNY, USA) per i loro utili e costruttivi commenti.

### **Bibliografia**

- AGIP, 1987. Geologia e geofisica del sistema geotermico dei Campi Flegrei. *Int. Report*, 17 pp.
- Aster R.C. and Meyer R.P., 1988. Three-dimensional velocity structure and hypocenter distribution in the Campi Flegrei caldera, Italy. *Tectonophysics*, 149, 195-218.
- Aguirre-Díaz G. and Labarthe-Hernández G., 2003. Fissure ignimbrites: fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with basin and range faulting. *Geology*, 31, 773-776.
- Ayuso R. A., De Vivo B., Rolandi G. et al., 1998. Geochemical and isotopic (Nd-Pb-Sr-O) variations bearing on the genesis of volcanic rocks from Vesuvius, Italy. In: Vesuvius (F. J. Spera, B. De Vivo, R. A. Ayuso, H. E. Belkin, eds). *Spec. Issue J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 82, 53-78.
- Arnò V., Principe C., Rosi M. et al., 1987. Eruptive history. In: Somma Vesuvius (R. Santacroce, ed). *CNR Quaderni Ricerca Scientifica*, 114, 53-103.
- Arrighi S., Principe C. and Rosi M., 2001. Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity. *Bull. Volcanol.*, 63, 126-150.
- Auger E., Gasparini P., Virieux J. et al., 2001. Seismic evidence of an extended magmatic sill under Mt. Vesuvius. *Science*, 294, 1510-1512.
- Barberi F., Innocenti F., Lirer L. et al., 1978. The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy). *Bull. Volcanol.*, 41, 10-31.
- Belkin H. E., De Vivo B., Roedder E. et al., 1985. Fluid inclusion geobarometry from ejected Mt. Somma-Vesuvius nodules. *Amer. Miner.*, 70, 288-303.
- Belkin H. E. and De Vivo B., 1993. Fluid inclusion studies of ejected nodules from plinian eruptions of Mt. Somma-Vesuvius. In: Vesuvius (B. De Vivo, R. Scandone and R. Trigila, eds). *Spec. Issue J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 58, 89-100.
- Berrino G., Corrado G. Luongo G. et al., 1984. Ground deformation and gravity changes accompanying the 1982 Pozzuoli uplift. *Bull. Volcanol.*, 47, 187-200.
- Berrino G., Corrado G. and Riccardi U., 1998. Sea gravity data in the Gulf of Naples: a contribution to delineate the structural pattern of the Vesuvius area. In: Vesuvius (F. J. Spera, B. De Vivo, R. A. Ayuso, H. E. Belkin, eds). *Spec. Issue J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 82, 139-151.
- Bianchi R., Cordini A., Federico C. et al., 1987. Modelling of surface ground deformation in volcanic areas: the 1970-1972 and 1982-1984 crises of Campi Flegrei, Italy. *J. Geophys. Res.*, 92 (B13), 14139-14150.
- Bodnar R. J., Cannatelli C., De Vivo B., Lima A., Belkin H. E. and Milia A., 2007 Quantitative model for magma degassing and ground deformation (bradyseism) at Campi Flegrei, Italy: implications for future eruptions. *GEOLOGY*, 35(9): 791-794. doi: 10.1130/G23653A.1.
- Bohrson W. A., Spera F. J., Fowler S. J. et al., 2006. Petrogenesis of the Campanian Ignimbrite: implications for crystal-melt separation and open system processes from major and trace elements and Th isotopic data. In: Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei, Ignimbrites (B. De Vivo, ed). Elsevier, *Developments in Volcanology*, 9, 249-288.
- Bonafede M., 1990. Axi-symmetric deformation of a thermo-poro-elastic half-space: inflation of a magma chamber. *Geophys. Int.*, 103 (2), 289-299.
- Bonafede M., 1991. Hot fluid migration: an efficient source of ground deformation. Application to the 1982-85 crisis at Campi Flegrei, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48, 187-198.
- Bonafede M., Dragoni M. and Quarenì F., 1986. Displacement and stress fields produced by a centre of dilatation and by a pressure source in visco-elastic half-space: application to the

- study of round deformation and seismic activity at Campi Flegrei, Italy. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 87, 455-485.
- Burnham C. W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (H. L. Barnes, ed). Wiley & Sons, New York, 71-136.
- Caliro S., Chiodini G., Moretti R., Avino R., Granieri D., Russo M. and Fiebig J., 2007. The origin of the fumaroles of La Solfatara (Campi Flegrei, South Italy). *Geochim. Cosmoch. Acta* (in press).
- Carta S., Figari R., Sartoris G. et al., 1988. A statistical model for Vesuvius and its volcanological implications. *Bull. Volcanol.*, 44 (2), 129-151.
- Casertano L., Oliveri del Castillo A. and Quagliariello T., 1976. Hydrodynamics and geodynamics in the Phlegraean Fields area of Italy. *Nature*, 264, 154-161.
- Chiodini G., Marini L. and Russo M., 2001. Geochemical evidence for the existence of high-temperature hydrothermal brines at Vesuvius volcano, Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65 (13), 2129-2147.
- Corrado G., Guerra I., Lo Bascio A. et al., 1976. Inflation and microearthquake activity of Phlegraean Fields, Italy. *Bull. Volcanol.*, 40(3), 169-188.
- Cortini M. and Barton C. C., 1993. Non linear forecasting analysis of inflation-deflation patterns of non active caldera (Campi Flegrei, Italy). *Geology*, 21, 239-242.
- Cortini M., Cilento L. and Rullo A., 1991. Vertical round movements in the Campi Flegrei caldera as a chaotic dynamic phenomenon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48, 103-114.
- Cubellis E., Di Donna G., Luongo G. et al., 2002. Simulating the mechanism of magmatic processes in the Campi Flegrei area (southern Italy) by the Lorenz equations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115, 339-349.
- Decker R. W., Wright T. L. and Stauffer P.H. (eds), 1987. *Volcanism in Hawaii. U. S. Geological Survey Professional Paper 1350*, vol. 1 and 2, 1667 pp.
- De Natale G. and Zollo A., 1986. Statistical analysis and clustering features of the Phlegraean Fields earthquake sequence (May 1984). *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 76(3), 801-814.
- De Natale G., Pingue F., Allard P. et al., 1991. Geophysical and geochemical modeling of the 1982-1984 unrest phenomena at Campi Flegrei caldera (southern Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48, 199-222.
- De Natale G., Zollo A., Ferraro A. et al., 1995. Accurate fault mechanism determinations for a 1984 earthquake swarm at Campi Flegrei caldera (Italy) during an unrest episode: implications for volcanological research. *J. Geophys. Res.*, 100 (B12), 24167-24185.
- De Natale G., Troise C. and Pingue F., 2001. A mechanical fluid-dynamical model for round movements at Campi Flegrei caldera. *J. Geodyn.*, 32, 487-517.
- De Vivo B. (ed), 2006. *Volcanism in the Campania Plain. Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites*. Elsevier, *Developments in Volcanology*, 9, 324 pp.
- De Vivo B., Belkin H. E., Barbieri M. et al., 1989. The Campi Flegrei (Italy) geothermal system: a fluid inclusion study of the Mofete and San Vito fields. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, 303-326.
- De Vivo B., Rolandi G., Gans P. B. et al., 2001. New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). In: *Mt. Somma Vesuvius and Volcanism of the Campania Plain* (B. De Vivo and G. Rolandi, eds). *Spec. Issue Mineral. Petrol.*, 73, 47-65.
- De Vivo B., Ayuso R. A., Belkin H. E. et al., 2003. Chemistry, fluid/melt inclusions and isotopic data of lavas, tephra and nodules from >25 ka to 1944 A.D. of the Mt. Somma-Vesuvius

- volcanic activity. Mt. Somma-Vesuvius Geochemical Archive. *Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia, Università di Napoli Federico II, Open File Report I-2003*, 143 pp.
- De Vivo B., Lima A. and Webster J. D., 2005. Volatiles in magmatic-volcanic systems. *Elements*, 1, 19-24.
- De Vivo B. and Lima A., 2006. A hydrothermal model for ground movements (bradyseism) at Campi Flegrei, Italy. In: *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei, Ignimbrites* (B. De Vivo, ed). Elsevier, *Developments in Volcanology*, 9, 289-317.
- De Vivo B., Trigila R., Panza G. et al., 2006. Italy's Investment in Research. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 87 (26), 27 June 2006, p. 258.
- Dvorak J. J. and Mastrolorenzo G., 1991, The mechanism of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, Southern Italy: Boulder, Colorado, The Geological Society of America, 47 pp.
- Dzurisin D. and Newall C. G., 1984. Recent ground deformation and seismicity at Long Valley (California), Yellowstone (Wyoming), the Phlegrean Fields (Italy), and Rabaul (Papua New Guinea), *U. S. Geological Survey, Report Open-File Report*, OF 84-0939, 784-829.
- Dzurisin, D. and Yamashita, K. M., 1987. Vertical surface displacements at Yellowstone caldera, Wyoming, 1976-1986. *J. Geophys. Res.*, 92 (B13), 13753-13766.
- Fisher R. V., Orsi G., Ort M. H. et al., 1993. Mobility of a large-volume pyroclastic flow – emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56 (3), 205-220.
- Fournier R. O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Econ. Geol.*, 94 (8), 1193-1211.
- Fowler S. J., Spera F. J., Bohron W. A. et al., 2007. Phase equilibria constraints on the chemical and physical evolution of the Campania Ignimbrite. *J. Petrol.*, 48 (3), 459-493.
- Franco P., 1900. Il Tufo della Campania. *Boll. Soc. Nat.* XIV.
- Hill D. P., 1984. Monitoring unrest in a large silicic caldera. The Long Valley-Inyo craters volcanic complex in the East-central California. *Bull. Volcanol.*, 47 (2), 371-395.
- Hurwitz S., Lowenstern J. B. and Heasler H., 2007a. Spatial and temporal geochemical trends in the hydrothermal system of Yellowstone National Park: influences from river solute flux. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 162, 149-171. doi: 10.1016/j.volgeores.2007.01.003.
- Landi A., Bertagnini A. and Rosi M., 1999. Chemical zoning and crystallization mechanisms in the magma chamber of the Pomice di Base plinian eruption of Somma-Vesuvius (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 179– 197.
- Lima A., Danyushevsky L. V., De Vivo B. et al., 2003. A model for the evolution of the Mt. Somma-Vesuvius magmatic system based on fluid and melt investigations. In: *Melt inclusions in volcanic systems. Methods, applications and problems* (B. De Vivo, ed). Elsevier, *Developments in Volcanology*, 5, 227- 249.
- Lima A., De Vivo B., Fedele L. et al., 2006. Influence of hydrothermal processes on geochemical variations between 79 AD and 1944 AD Vesuvius eruptions. In: *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei, Ignimbrites* (B. De Vivo, ed). Elsevier, *Developments in Volcanology*, 9, 235-247.
- Lowenstern J. B. and Hurwitz S., 2007. Monitoring a supervolcano in repose: heat and volatile flux at the Yellowstone caldera. *Elements* (in press).
- Marsh B. D., 1996. Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineral. Magazine*, 60, 5-40.
- Marsh B. D., 1998. On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *J. Petrol.*, 39, 553-599.

- McKee C., Mori J. and Talai B., 1989. Microgravity changes and ground deformation at Rabaul caldera, 1973-1985. In: Latter, J.H. (Ed.), IAVCEI Proc. In Volcanol. 1, Volcanic Hazards, Springer, Wien., 389-428.
- Morgan D.J., Blake S., Rogers N.W., De Vivo B., Rolandi G. and Davidson J. P., 2006. Magma chamber recharge at Vesuvius in the century prior to the eruption of A.D. 79. *Geology*, 34 (10): 845-848.
- Newhall C. G. and Dzurisin D., 1988. Historical unrest at large calderas of the world. *U. S. Geological Survey Bulletin* 1855, 598 pp.
- Oliveri del Castillo A. and Quagliariello T., 1969. Sulla genesi del bradisismo flegreo. *Atti Associazione Geofisica Italiana*, 18th Congress, Napoli, 557-594.
- Orsi G., De Vita S. and Di Vito M., 1996. The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 74 (3), 179-214.
- Ort M. H., Rosi M. and Anderson C. D., 1999. Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Flegrei, Italy, based on natural magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 91 (2-4), 167-178.
- Patacca E., Sartori R. and Scandone P., 1990. Tyrrhenian basin and Appenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 425-451.
- Piochi M., Ayuso R. A., De Vivo B. et al., 2006. Crustal contamination and crystal entrapment during polybaric magma evolution at Mt. Somma-Vesuvius volcano, Italy: geochemical and Sr isotope evidence. *Lithos*, 86, 303-329.
- Raia F., Webster J. D. and De Vivo B., 2000. Pre-eruptive volatile contents of Vesuvius magmas: constraints on eruptive history and behavior. I. The medieval and modern interplinian activities. *Eur. J. Mineral.*, 12, 179-193.
- Rapien M. H., Bodnar R. J., Simmons S. F. et al., 2003. Melt inclusion study of the embryonic porphyry copper system at White Island, New Zealand. *Spec. Econ. Geol.*, 10, 41-59.
- Robertson R. E. A., 1995. An assessment of the risk from future eruptions of the Soufriere volcano of St. Vincent, West Indies. *Natural Hazards*, 11, 163-191.
- Rolandi G., Maraffi S., Petrosino P. et al., 1993. The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvius (3760y B.P.): a magmatic alternating fall and flow-forming eruption. In: Vesuvius (B. De Vivo, R. Scandone and R. Trigila, eds). *Spec. Issue J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 58, 43-65.
- Rolandi G., Petrosino P. and McGeehin J., 1998. The interplinian activity of Somma-Vesuvius in the last 3500 years. In: Vesuvius (F. J. Spera, B. De Vivo, R. A. Ayuso and H. E. Belkin, eds). *Spec. Issue J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 82, 19-52.
- Rolandi G., Bellucci F., Heitzler M. T. et al., 2003. Tectonic controls on the genesis of the Ignimbrites from the Campanian volcanic Zone, southern Italy. In: Ignimbrites of the Campanian Plain (B. De Vivo and R. Scandone, eds). *Spec. Issue Mineral. Petrol.*, 79, 3-31.
- Rosi M. and Santacroce R., 1983. The AD 472 "Pollena" eruption: volcanological and petrological data for this poorly-known, plinian-type event at Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 249-271.
- Rosi M. and Sbrana A. (eds), 1987. Phlegrean Fields, 114. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, 175 pp.
- Scacchi A., 1890. La regione vulcanica fluorifera della Campania. *Mem. Regio Comm. Geol. It.*, 4, 1-52.

- Scandone R., Giacomelli L. and Fattori Speranza F., 2006. The volcanological history of the volcanoes of Napoli: a review. In: *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei, Ignimbrites* (B. De Vivo, ed). Elsevier, *Developments in Volcanology*, 9, 1- 26.
- Sherburn S., Scott B. J. Olsen, J., et al., 2007. Monitoring seismic precursors to an eruption from the Auckland Volcanic field, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 50, 1-11.
- Swanson E. R. and McDowell F. W., 1984. Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field western Mexico. *J. Geophys. Res.*, 89, 8787-8799.
- Trasatti E., Giunchi G. and Bonafede M., 2005. Structural and rheological constraints on source depth and over-pressure estimate at the Campi Flegrei caldera, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 105-118.
- Webster J. D. and De Vivo B., 2002. Experimental and modeled solubilities of chlorine in aluminosilicate melts, consequences of magma evolution, and implications for exsolution of hydrous chloride melt at Mt. Somma-Vesuvius. *Amer. Mineral.*, 87, 1046-1061.
- Webster J. D., Raia F., De Vivo B. et al., 2001. The behavior of chlorine and sulfur during differentiation of the Mt. Somma-Vesuvius magmatic system. *Mineral. Petrol.*, 73, 177-200.
- Webster J. D., De Vivo B. and Tappen C., 2003. Volatiles, magmatic degassing and eruptions of Mt. Somma-Vesuvius: Constraints from silicate melt inclusions, Cl and H<sub>2</sub>O solubility experiments and modeling. In: *Melt inclusions in volcanic systems. Methods, applications and problems* (B. De Vivo, ed). Elsevier, *Developments in Volcanology*, 5, 207- 226.
- Webster J. D., Sintoni M. F. and De Vivo B., 2006. The role of sulfur in promoting magmatic degassing and volcanic eruption at Mt. Somma-Vesuvius. In: *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei, Ignimbrites* (B. De Vivo, ed). Elsevier, *Developments in Volcanology*, 9, 219-233.
- Young S. R., Sparks R. S. J., Aspinall, W. P. et al., 1998. Overview of the eruption of Soufriere Hills volcano, Montserrat, 18 July 1995 to December 1997. *Geophysical Research Letters*, 25, 3389-3392.
- Zollo, A., Gasparini, P., Virieux J. et al., 1998. An image of Mt. Vesuvius obtained by 3D seismic tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 82, 161-173.

## Didascalie delle figure e delle tabelle

Figura 1. A) Profondità di intrappolamento dei proietti del Monte Somma-Vesuvio (da Belkin et al., 1985), calcolata in funzione della densità delle inclusioni fluide contenenti CO<sub>2</sub> primaria. B) Modello proposto per le eruzioni successive a quella del 79 A.D. I dati di densità e la distribuzione sono ricavati da uno studio di Berrino et al. (1998) (da Lima et al., 2003).

Figura 2. Ricostruzione della stratigrafia dell'attività vulcanica degli ultimi 25.000 anni. Fonti: Arnò et al. (1987); Arrighi et al. (2001); Ayuso et al. (1998); Landi et al. (1999); Rolandi et al. (1993, 1998); Rosi e Santacroce (1983). I nomi delle eruzioni in parentesi sono da Piochi et al. (2006).

Figura 3a. Sezione schematica attraverso una ipotetica intrusione tipo *porphyry* granodioritica e dicchi associati (D1). S1 rappresenta il *solidus* saturo in H<sub>2</sub>O in uno stadio iniziale, arbitrariamente scelto, dello sviluppo di un sistema mineralizzato tipo *porphyry copper*; il *pattern* cerchiato rappresenta lo strato di magma (*carapace*) saturo in H<sub>2</sub>O, secondo Burnham (1979) (da De Vivo e Lima, 2006).

Figura 3b. Sezione schematica, come in figura 3a, in cui è rappresentata una successiva (seconda) fase di solidificazione. BP2 e D2 rappresentano schematicamente una breccia e un dicco formati a seguito di fratture nella roccia incassante tra le fasi 1 e 2. I *patterns* lineari caotici rappresentano un esteso sistema di fratture che si è anch'esso sviluppato durante questo periodo di attività e di ritiro dello strato di magma (*carapace*) saturo in H<sub>2</sub>O, secondo Burnham (1979) (da De Vivo e Lima, 2006).

Figura 3c. Sezione schematica, come in figura 3a e 3b, in cui si osserva una fase di attività magmatica decrescente nell'ambito dello sviluppo di un sistema tipo *porphyry copper*, secondo Burnham (1979) (da De Vivo e Lima, 2006).

Figura 4. Evoluzione schematica del bradisismo nei Campi Flegrei (da Bodnar et al., 2007). Interpretazione schematica dell'attività magmatico-idrotermale nei Campi Flegrei a partire da 4.500 anni prima del Presente. (A) L'ultimo periodo di elevata attività vulcanica si è verificato fra 4.500 e 3.700 anni prima del Presente, quando si verificarono diversi eventi eruttivi. (B) Durante il periodo fra 3.700 anni prima del Presente e l'eruzione del 1538 che portò alla formazione di Monte Nuovo, si ebbe la messa in posto di magma sottosaturo ricco in volatili. Mano a mano che la cristallizzazione procedeva, si sviluppava una "corteccia" satura di H<sub>2</sub>O, immediatamente sotto un involucro impermeabile che circondava il corpo magmatico. (C) Poco prima dell'eruzione del 1538, questo involucro impermeabile, si fratturò, permettendo la fuoriuscita di fluidi magmatici. Le alte pressioni associate a quest'evento determinarono il sollevamento del suolo immediatamente prima che iniziasse l'eruzione di Monte Nuovo. (D) Nel 1538, la fatturazione, con il carico di fluidi magmatici, ruppe la "corteccia" al confine fra zona fragile e duttile e intersecò un acquifero superficiale, determinando un'eruzione di tipo idrotermale nella fase

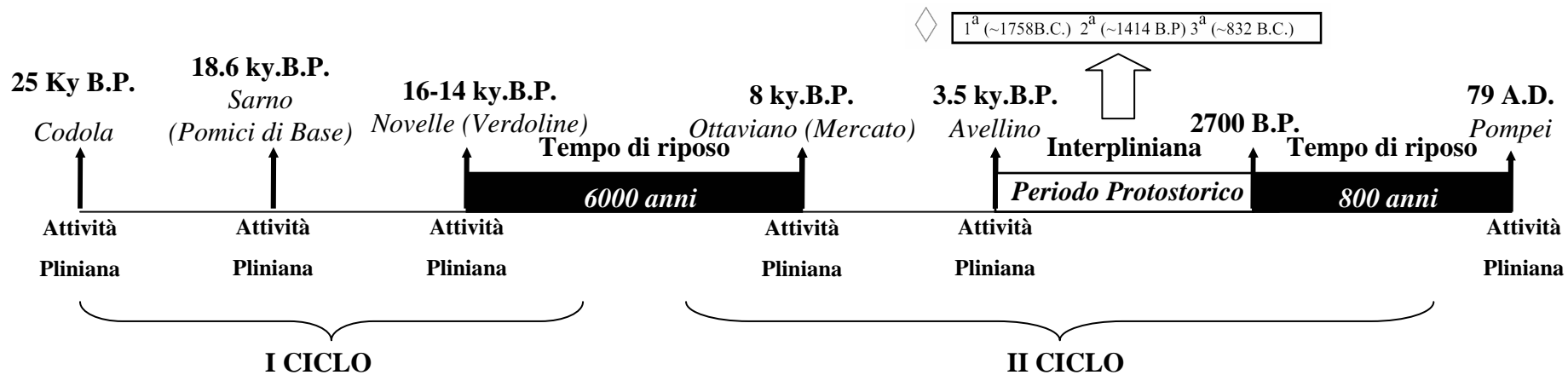
iniziale, e di tipo freato-magmatica nella fase successiva. (E) Dopo l'eruzione del 1538, il corpo magmatico divenne di nuovo un sistema chiuso, con i volatili che si accumulavano sotto l'involucro impermeabile che circondava il corpo magmatico. (F) Nel 1982, questo involucro impermeabile che confinava il sistema magmatico si fratturò di nuovo, permettendo ai fluidi magmatici di invadere le rocce immediatamente sottostanti la zona fragile-duttile, causando la deformazione verticale del terreno. (G) Il sollevamento iniziato nel 1982 finisce e l'abbassamento del suolo ha inizio nel momento in cui la fessurazione invade il limite fra zona fragile e duttile, permettendo ai fluidi profondi di migrare negli acquiferi superficiali (corpi lenticolari indicati dai numeri 1-4) e di fluire verso la superficie. (H) Nelle porzioni più profonde del sistema, si ha l'intrappolamento di inclusioni magmatiche (*melt*) e di inclusioni fluide, coeve, ricche sia in liquido (L) che in vapore (V). A seguito della idrofratturazione dell'involucro impermeabile, i fluidi magmatici sfuggono nelle rocce sovrastanti, con la separazione e l'intrappolamento coevo di inclusioni di elevata salinità (salamoie contenenti cristalli di salgemma) e di inclusioni ricche in vapore. Negli acquiferi più superficiali, i fluidi magmatici di elevata salinità si mescolano con acque meteoriche di bassa salinità e con acque marine, producendo fluidi in stato di ebollizione, che diventano meno salini, verso la superficie. Questo è testimoniato dalla presenza di inclusioni fluide contenenti salgemma in profondità e di inclusioni, ricche in liquido, meno saline a livelli più superficiali, entrambi coesistenti con inclusioni ricche in vapore.

Figura 5. (a) Carta geologica semplificata della Piana Campana. Il territorio rappresentato in grigio nel riquadro mostra la posizione della Regione Campania in Italia. (b) Tipica colonna stratigrafica dell'Ignimbrite Campana, secondo De Vivo et al. (2001) (da Fowler et al., 2007).

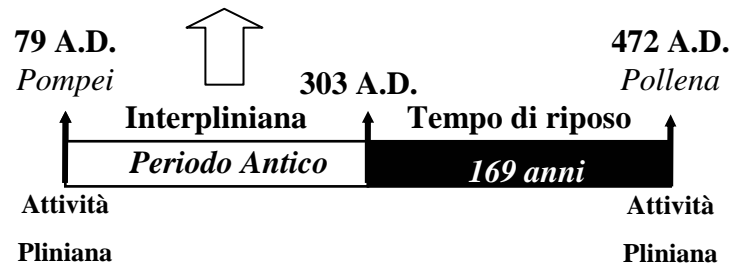
Tabella 1: Riepilogo dei risultati delle datazioni  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . I dati geocronologici sono riportati da De Vivo et al. (2001) e Rolandi et al. (2003). I risultati dettagliati delle datazioni  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sono disponibili, su richiesta, presso B. De Vivo.

Tab. 1. Quadro sinottico dei risultati delle datazioni  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Sono inoltre riportati i dati da De Vivo et al. (2001). I risultati dettagliati delle datazioni  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  saranno resi disponibili, previa richiesta, da B. De Vivo.

Geocronologia risultante da De Vivo et al. (2001)			Geocronologia risultante dal presente lavoro			Localita'	Unita'
Campione	Eta'(Kyr)	$\pm 1\sigma$ (Kyr)	Campione	Eta' (Kyr)	$\pm\sigma$ (Kyr)		
<b>Ignimbrite di et a' posteriore</b>							
ICB-9c	18.05	0.43	ICB9c	19.46	0.55	Giugliano	GI
			ICB9c (u)	23.03	0.47		
<b>Ignimbrite Campana</b>							
ICB-16	39.55	0.31	ICB9a	37.96	0.27	Giugliano	unita'-2
ICB-9GT	39.31	0.5	–				unita'-1
SP-3	38.57	0.25	SP2	39.92	0.8	Sperone	unita'-2
ALT-1	39.26	0.15	–				unita'-1
ALT-2	39.13	0.13	ALT2	38.8	0.8	Altavilla	
ALT-3	39.56	0.23	–				
ICB-11	39.71	0.18	–			Tufino	unita'-2
ICB-13a	39.41	0.42	–			S.Agata dei Goti	unita'-2
ICB-12E	38.75	0.45	–				
POG-1a	38.46	0.27	–			Poggioreale	unita'-2
SA-1b	39.06	0.18	–			S.Agnello	unita'-1
AF GI-1	39.68	0.28	–			Taurano	unita'-1
AFGI-5	38.98	0.3	–				
AF GI-11	39.96	0.91	–				
AF BP-1	40.16	0.21	–				Pomice di base
AF BP-5	41.02	0.26	–				
CA-1P	39.69	1.02	–			Capri	unita' -2
MP-3	39.72	0.18	–			Monte di Procida	unita'-2
PONTIR	39.38	0.15	–			Ponti Rossi	unita'-2
Ar-1	38.94	0.27	–			Arpino	unita'-2
–			PM-1	38.16	0.38	Punta Marmolite	unita'-2
–			MO-2	38.38	0.63	Moiano	unita'-2
–			SCF-2	39.8	0.8	S.Felice a Canc.	unita'-2
–			ICHB-7A	40.46	0.8	Camaldoli	unita'-2
–			ME-1	42.6	7.5	Mirabella Eclano	unita'-1
<b>Ignimbriti Antiche</b>							
AFYI-14	157.4	1	–			Taurano	TI
AFYI-9	183.8	15.2	–				
AFYI-7	205.6	1.5	AFYI-7	210.4	2.8		
–			VE-2A	245.9	3	Siano	SI
–			VE-2B	289.6	1.9	Siano	
–			PS-2A	104.83	0.79	Piano di Sorrento	PSI
–			DR-1	116.1	4.4	Durazzano	DI
–			MS-1	184.7	3.7	Moschiano	TI

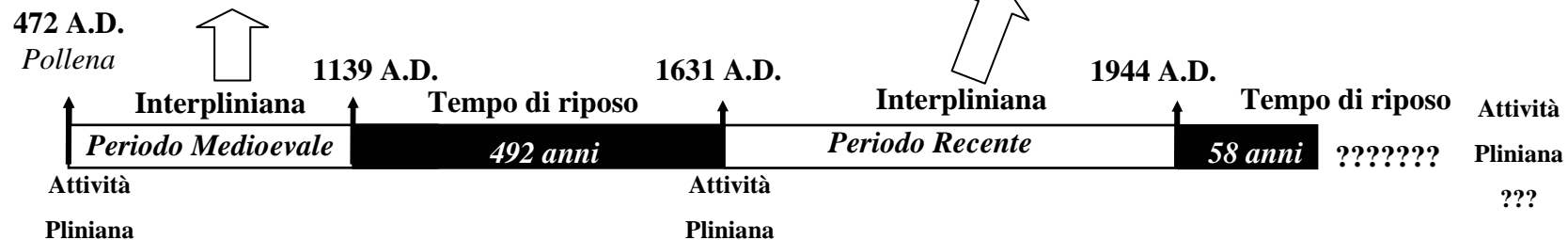


△ Nessuna determinazione geocronologica

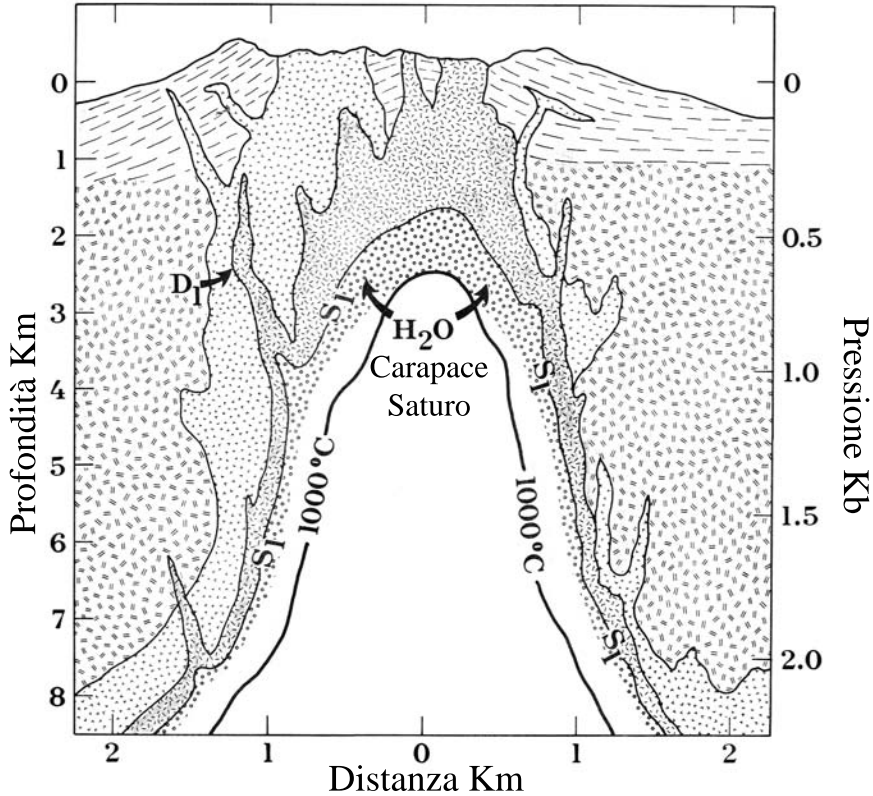


□ 2<sup>a</sup> (A.D. ~635) 4<sup>a</sup> (~A.D. 1095.)  
1<sup>a</sup> (>A.D. 512) 3<sup>a</sup> (>A.D. 893.)

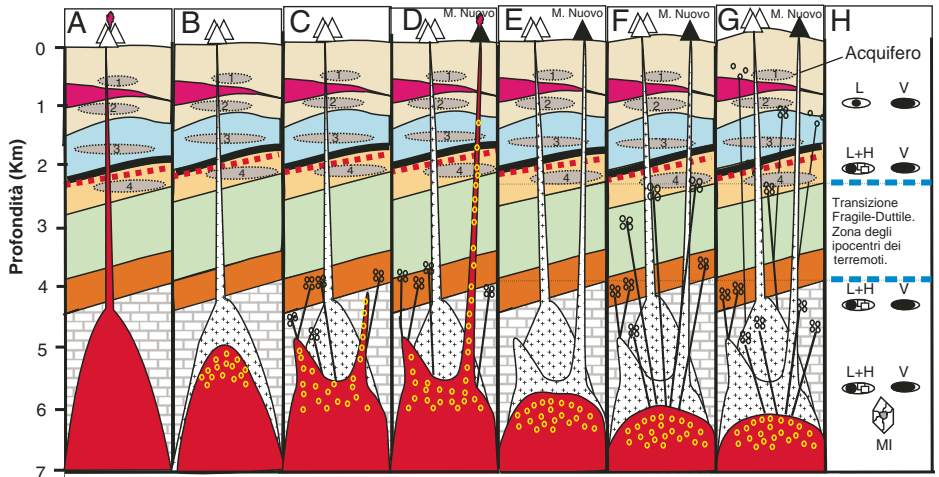
9 <sup>a</sup> (1783-1794)	18 <sup>a</sup> (1907-1944)
8 <sup>a</sup> (1770-1779)	17 <sup>a</sup> (1874-1906)
7 <sup>a</sup> (1764-1767)	16 <sup>a</sup> (1870-1872)
5 <sup>a</sup> (1712-1737)	15 <sup>a</sup> (1864-1868)
4 <sup>a</sup> (1700-1707)	14 <sup>a</sup> (1854-1861)
3 <sup>a</sup> (1696-1698)	13 <sup>a</sup> (1841-1850)
2 <sup>a</sup> (1685-1694)	12 <sup>a</sup> (1835-1839)
1 <sup>a</sup> (1638-1682)	11 <sup>a</sup> (1825-1834)
	10 <sup>a</sup> (1700-1707)



III CICLO



(a)



4.5-3.7 ka B.P. << A.D. 1538 < A.D. 1538

A.D. 1538

Pre-A.D. 1982

A.D. 1982

A.D. 1984

Inclusioni

Calcarei e dolomie

Conglomerati

Silti e calcareniti

Ghiaie e sabbie

Argilliti e siltiti (Livello impermeabile)

Arenarie e siltiti

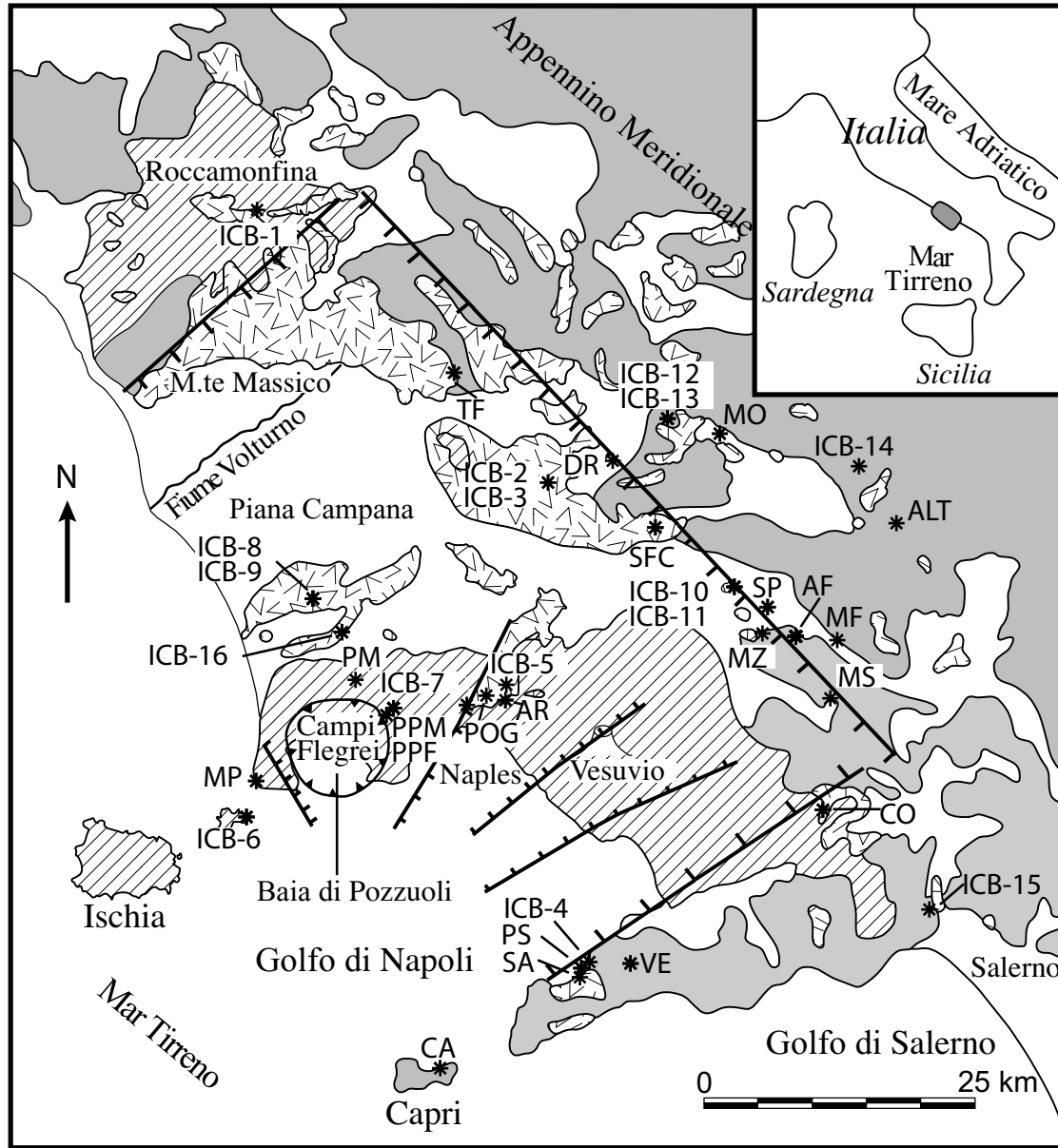
Vulcaniti e prodotti vulcanoclastici

Ignimbriti

Faglie

Limite superiore del Termo-metamorfismo

(a)



(b)

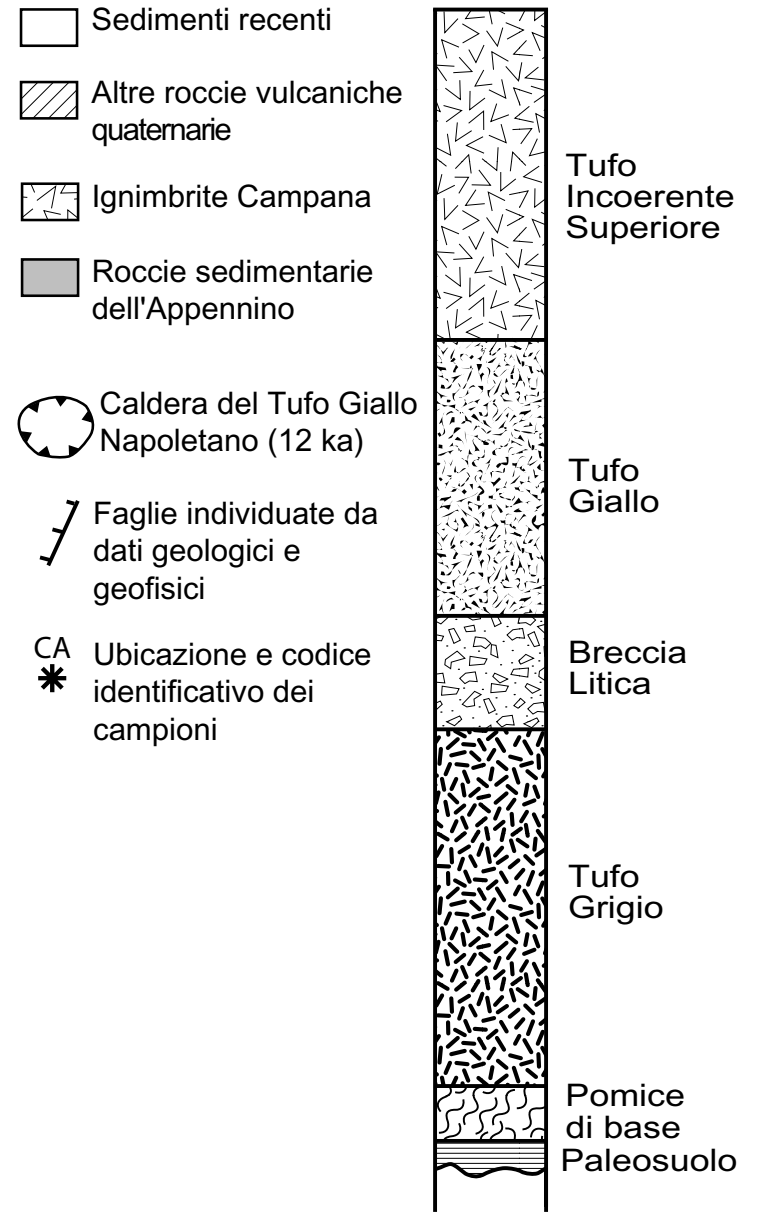


Figure 1.  
Fowler, Spera, Bohrsen, Belkin, & DeVivo