

Struttura e storia dei Campi Flegrei

Giovanni Orsi, Aldo Zollo

L'attività vulcanica nell'area flegrea è iniziata più di 60.000 anni fa e la caldera dei Campi Flegrei è oggi ritenuta tra i pochi "super vulcani" al mondo. Malgrado ciò è stata ed è sede di rilevanti presenze di popolazione costituendo un ottimo esempio di una millenaria interazione tra uomo e vulcani attivi.

L'assetto geologico e la morfologia dell'area napoletana sono dominati dalla presenza di quattro vulcani: lo strato-vulcano Somma-Vesuvio, le caldere risorgenti dei Campi Flegrei e di Ischia, e il campo vulcanico di Procida (Figura 1). Campi Flegrei, Somma-Vesuvio e Ischia sono sistemi ancora attivi. La persistente attività della caldera dei Campi Flegrei (CF) è testimoniata dall'ultima eruzione del 1538, dall'intensa attività fumarolica e idrotermale, che, come suggerito dal nome ad essi attribuito dai primi coloni greci ($\psi\lambda\epsilon\gamma\rho\alpha\iota\omicron\varsigma$ = ardente), perdura da millenni, e dai frequenti eventi bradisismici con deformazione del suolo accompagnata da sismicità e variazioni delle caratteristiche chimico-fisiche dei fluidi emessi dalle fumarole.

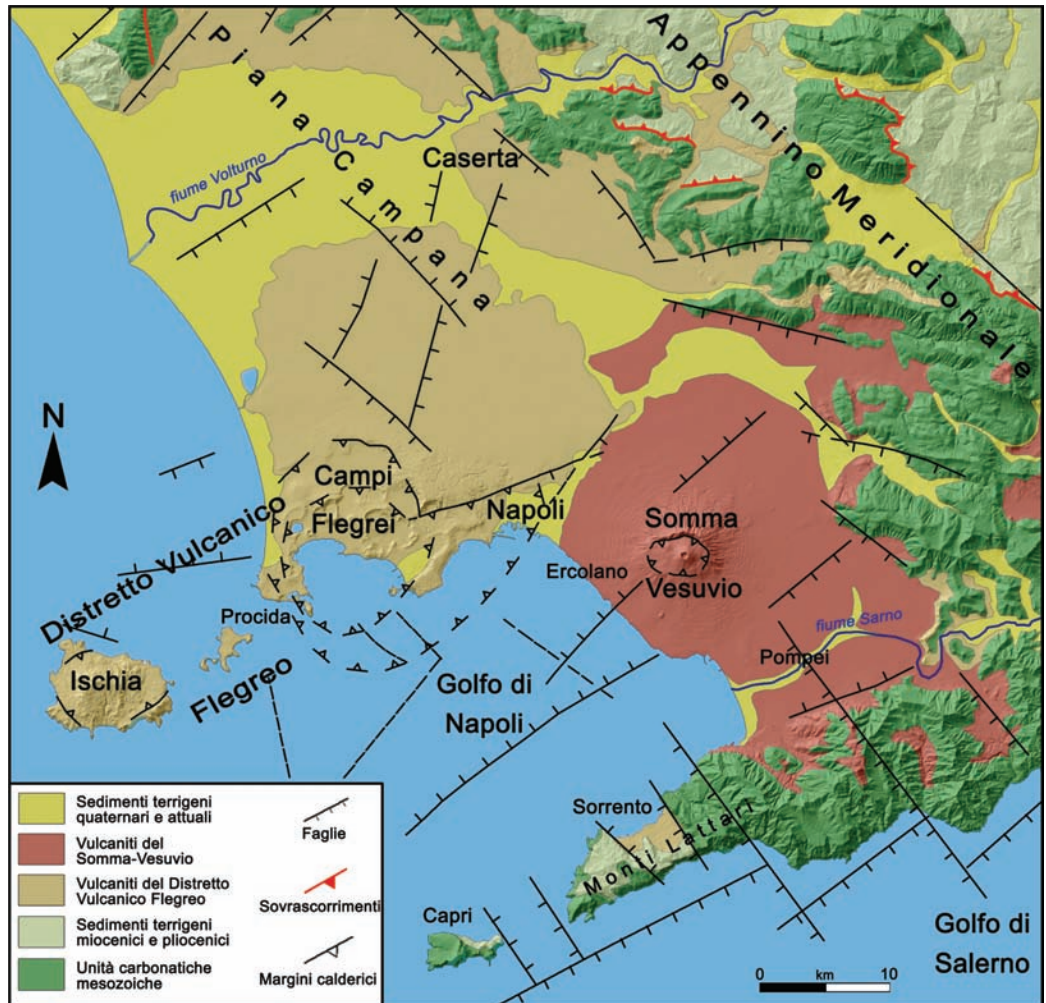
La caldera dei CF, costituita da una parte emersa e una sommersa, ha forma e morfologia molto complesse risultanti da eventi costruttivi (formazione di nuove rocce) e distruttivi (deformazione vulcano-tettonica), generalmente alternanti, a volte coevi (Figura 2). Variazioni del rapporto tra livello del mare e del suolo nello spazio e nel tempo hanno anche contribuito alla definizione dell'attuale assetto morfologico. La parte emersa della caldera include i Campi Flegrei e la città di Napoli. I Campi Flegrei, con la tipica forma a ferro di cavallo, circondano la Baia di Pozzuoli, alla quale si connettono, nel loro settore centrale, attraverso una falesia ad alto angolo erosa nel terrazzo

marino di La Starza. La parte sommersa include il settore nord-occidentale della Baia di Napoli e la Baia di Pozzuoli. La continuazione degli elementi geologici e strutturali fra le due parti è stata ben evidenziata dai risultati di studi morfologici, sismici, gravimetrici e magnetici.

L'attività vulcanica nell'area flegrea è iniziata più di 60.000 anni fa, su una superficie più ampia dell'attuale caldera, che è una caldera complessa formata in seguito alle eruzioni dell'Ignimbrite Campana (IC; 39.000 anni) e del Tufo Giallo Napoletano (TGN; 15.000 anni) e deformata da un processo di risorgenza del fondo del più recente collasso che è ancora in corso [1, 2]. La geometria e la dinamica dei collassi calderici sono state influenzate dall'assetto strutturale e hanno, a loro volta, determinato le condizioni del vulcano, incluso il sistema di alimentazione magmatica e la distribuzione dei centri del successivo vulcanismo all'interno della nuova caldera.

L'eruzione dell'IC e il relativo collasso calderico è stato il primo evento a influenzare profondamente l'attuale assetto geologico dell'area. Questa eruzione, l'evento a più alta magnitudo degli ultimi 200.000 anni nell'area mediterranea, ha estruso almeno 300 km³ di magma, attraverso colonne eruttive che raggiunsero altezze di oltre 40 km e flussi piroclastici tanto espansi da scorrere al di sopra del mare e sormontare barriere montuose di oltre 1.000 m di altezza [3, 4]. Per questa ragione la caldera dei CF è

Figura 1. Carta geologico-strutturale della Piana Campana (modificata da Orsi et al., 1996).



oggi ritenuta tra i pochi “super vulcani” al mondo.

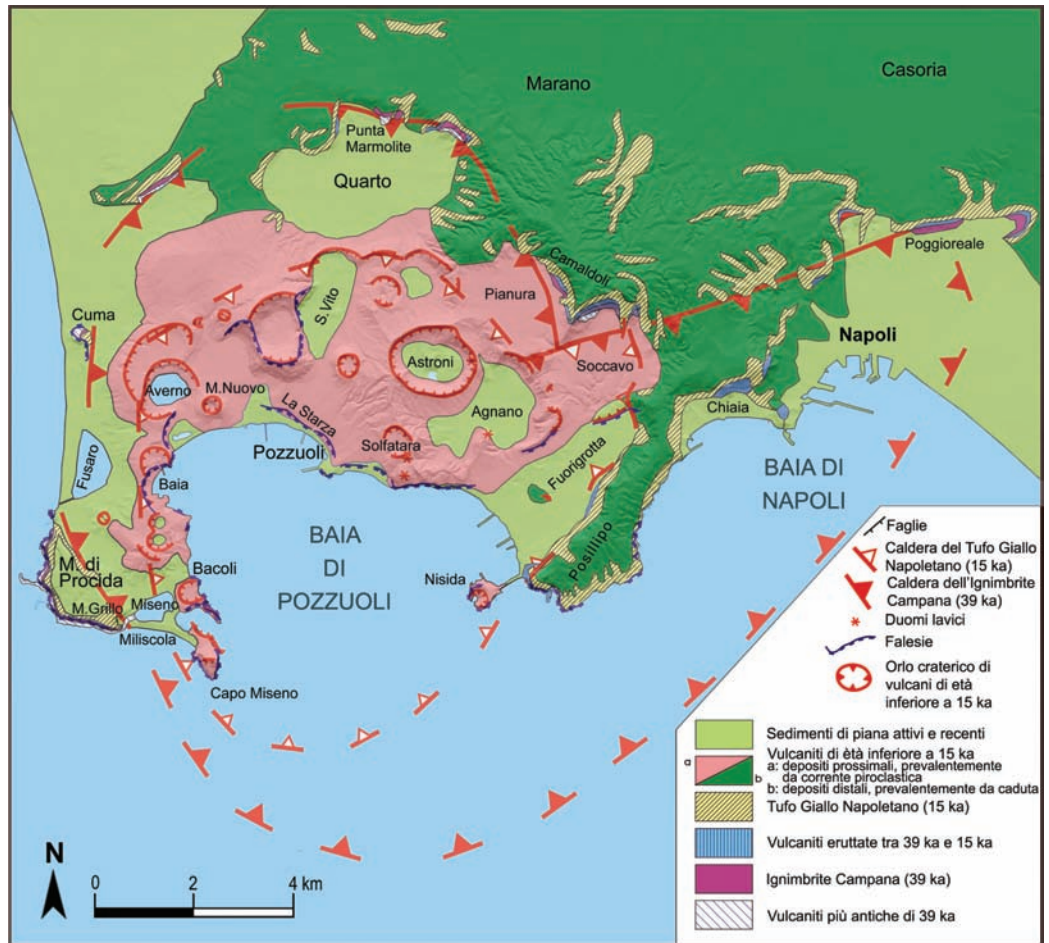
Il vulcanismo tra le eruzioni dell’IC e del TGN fu confinato all’interno della caldera dell’IC e caratterizzato da eruzioni esplosive, prevalentemente freato-magmatiche.

L’eruzione del TGN, con il relativo collasso calderico, è stato il secondo e ultimo evento catastrofico della caldera e ha di nuovo modificato significativamente l’assetto del sistema. L’eruzione, la più grande eruzione freato-pliniana trachitica conosciuta, estruse non meno di 50 km³ di magma, attraverso una sequenza di fasi esplosive freato-pliniane alternanti a magmatiche, seguite da fasi freato-mag-

matiche e magmatiche [5]. Essa formò il tufo che, generalmente zeolitizzato e di colore giallo, da cui il nome, coprì un’area di circa 1.000 km². La caldera del TGN produsse il collasso di un’area di circa 90 km² all’interno di quella dell’IC, che è stata poi la sede di un intenso vulcanismo e della risorgenza ancora in atto.

Il vulcanismo successivo ha prodotto non meno di 70 eruzioni, concentrate in tre epoche di attività alternate a periodi di quiescenza [6] e l’evento più recente che ha formato il Monte Nuovo nel 1538 [7], dopo circa 3.800 anni di quiescenza dalla fine della terza epoca. La prima epoca durò tra 15.000 e 10.900 anni fa, la seconda tra 9.500 e 9.200 anni fa e la terza

Figura 2. Carta geologica schematica della caldera dei Campi Flegrei (semplificata da Orsi et al., 1996).



tra 5.500 e 4.200 anni fa. La stragrande maggioranza delle eruzioni delle tre epoche, così come quella di Monte Nuovo, che fu preceduta da decenni di fenomeni precursori, sono state esplosive e caratterizzate dall'alternanza di fasi freato-magmatiche e magmatiche, che hanno prodotto rispettivamente correnti piroclastiche diluite e turbolenti con formazione di depositi da surge, e colonne sostenute con caduta di particelle. L'evento a più alta magnitudo di questa epoca, avvenuto 4.600 anni fa, è stata l'eruzione di Agnano-Monte Spina, accompagnata da un collasso vulcano-tettonico che formò l'attuale basso morfologico della piana di Agnano. Durante ciascuna epoca, le eruzioni si sono succedute a intervalli medi di decine di anni, con i centri erut-

tivi ubicati o lungo il margine strutturale della caldera o lungo alcuni dei margini del blocco risorgente.

La risorgenza della caldera del TGN è avvenuta attraverso un meccanismo che ha determinato la fratturazione del suo fondo in blocchi e il sollevamento della porzione centrale, principalmente attraverso faglie a direzione NO-SE e NE-SO, con uno spostamento massimo misurabile nella parte emersa di circa 90 m del terrazzo marino di La Starza. L'ubicazione dei centri eruttivi è un ottimo tracciante delle strutture attive nel tempo. Quelli della prima e seconda epoca si aprirono lungo le faglie marginali della caldera, mentre quelli della terza epoca, principalmente lungo alcuni lineamenti del blocco risorgente nella por-

zione nord-orientale della caldera. Questo è stato interpretato come un'evidenza che, prima dell'inizio della terza epoca, un nuovo regime di stress si instaurò nella caldera e determinò compressione nella parte centrale del suo fondo, nella Baia di Pozzuoli, ed estensione in quella nord-orientale, corrispondente all'area tra le piane di Agnano e San Vito [2].

Negli ultimi 2.000 anni, cioè dall'epoca romana, il fondo della caldera del TGN è stato interessato da movimenti del suolo, macroscopicamente documentati al Serapeo di Pozzuoli. Dalla fine degli anni Sessanta del secolo scorso, episodi bradisismici, documentati dai dati registrati dalle reti di monitoraggio geofisiche e geochimiche, sono stati percepiti anche dalla popolazione. Due principali eventi si sono verificati nel 1969-72 e nel 1982-85, producendo rispettivamente 170 e 180 cm di sollevamento del suolo (vedi gli articoli di P. Gasparini, M. Martini e G. Luongo). Durante l'evento del 1982-85, sono stati registrati più di 20.000 microterremoti localizzati entro i primi 3-4 km di profondità, con Magnitudo compresa tra -1 e 4. L'ultimo degli eventi bradisismici maggiori è stato seguito da una generale subsidenza interrotta da eventi di sollevamento minori nel 1988-89 (7 cm), 1994 (< 1 cm), 2000 (4 cm), 2004-06 (5 cm) e un ultimo ancora in atto [8]. La dinamica di questi episodi bradisismici ha suggerito che il regime di stress istauratosi prima dell'inizio della terza epoca, persiste tuttora e che essi sono interpretabili come episodi transienti, di breve termine, nell'ambito della deformazione, di lungo termine, legata alla risorgenza [2].

La struttura interna della caldera è stata indagata in dettaglio negli ultimi 30 anni attraverso perforazioni profonde (1-3 km), studi tomografici basati su dati di terremoti locali e telesismi, indagini gravimetriche e magnetiche, misure di temperatura in profondità e di flusso di calore in superficie. Immagini ad alta risoluzione della struttura calderica

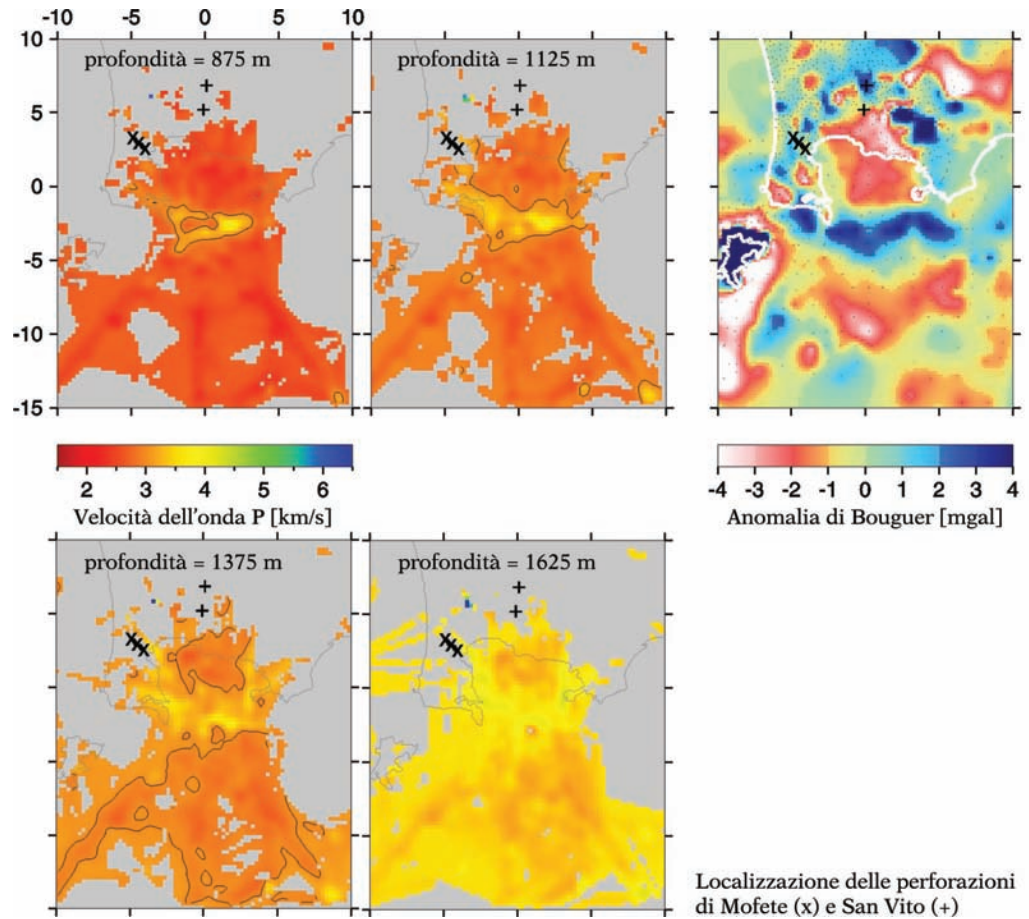
sono state ottenute dall'analisi di dati di sismica a riflessione acquisiti durante l'esperimento SERAPIS nel 2001, supportate dalla nave oceanografica Nadir dell'Ifremer e dall'installazione di più di 60 sismometri da fondale marino nelle baie di Napoli e Pozzuoli.

Le immagini 3D del sottosuolo flegreo hanno evidenziato la presenza, tra circa 800 e 2.000 m di profondità, di un volume di roccia ad alta velocità delle onde sismiche e alta densità, di forma anulare, con diametro di circa 8-12 km e altezza di circa 1-2 km (Figura 3). Sulla base di dati stratigrafici e delle velocità delle onde sismiche misurate in pozzo e raffrontate con i risultati delle misure tomografiche, la struttura anulare è stata interpretata come il bordo sepolto (profondo) della caldera, caratterizzato da faglie e fratture intruse da magma, oggi solidificato. Questo bordo è stato anche evidenziato dalla distribuzione spaziale di anomalie gravimetriche e magnetiche. Gli stessi studi tomografici hanno rivelato la presenza di una formazione di roccia, altamente fratturata, percolata da gas e/o liquido a circa 3 km di profondità, dove si riscontra una concentrazione degli ipocentri dei terremoti durante le crisi bradisismiche. La temperatura di circa 400° C misurata a 3 km di profondità in uno dei pozzi esplorativi effettuati nella caldera, suggerisce la probabile saturazione delle rocce da parte di un fluido prossimo alle condizioni critiche o supercritiche.

I profili di sismica a riflessione più profondi suggeriscono la presenza del tetto del basamento carbonatico Mesozoico a una profondità non inferiore a 4-5 km [9, 10] al di sotto della caldera, in continuità con i risultati della campagna SERAPIS e di campagne precedenti nel Golfo di Napoli.

A circa 8 km di profondità, l'analisi delle fasi sismiche riflesse e convertite evidenzia uno strato a bassissima velocità delle onde P ed S, con spessore dell'ordi-

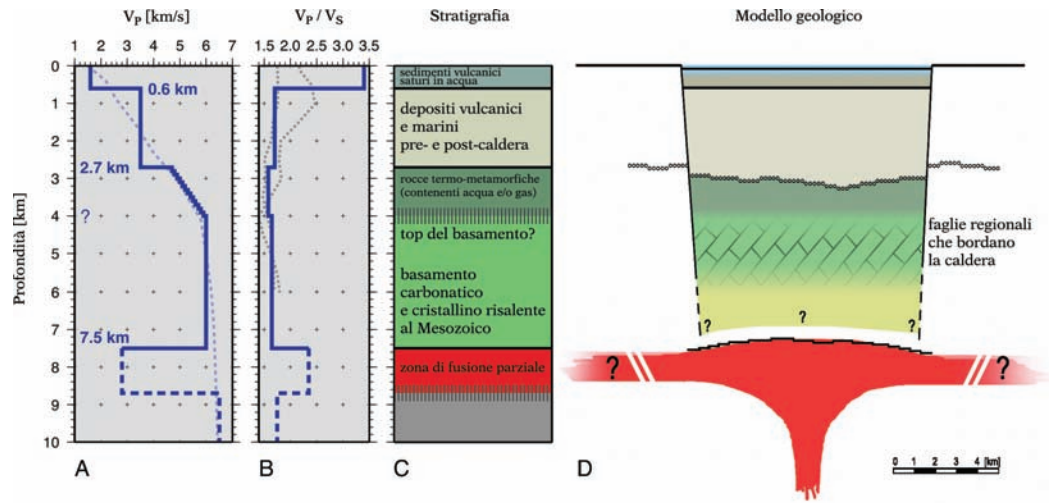
Figura 3. Distribuzione della velocità delle onde P ottenuta dalla ricostruzione tomografica 3D a partire dai dati registrati durante l'esperimento SERAPIS2001. Le immagini tomografiche sono rappresentate per diverse profondità (875 m, 1125 m, 1375 m e 1625 m). I simboli "+" and "-" indicano le posizioni delle perforazioni effettuate dall'AGIP alla fine degli anni Settanta nelle località di S. Vito e Mofete, per scopi industriali, cioè sfruttamento dell'energie geotermica. La figura in alto a destra mostra invece la mappa, filtrata a bassa frequenza, delle anomalie di Bouguer, che evidenziano regioni ad alta densità (in blu) rispetto a quelle a densità minore (rosso/giallo). Le immagini delle proprietà elastiche del sottosuolo evidenziano con chiarezza la forma anulare dell'anomalia associabile al bordo sepolto della caldera flegrea (da Zollo et al., 2002).



ne di 1 km, che è stato interpretato come una zona di fusione parziale della crosta superiore che si estende su di un'ampia superficie anche oltre il bordo calderico [11] (Figura 4). Il lato orientale della caldera appare confinato da un'imponente faglia normale con direzione SO-NE che interessa il basamento carbonatico che soggiace alla struttura vulcanica fino a una profondità di 4-5 km e con un'altezza di scarpata non inferiore a 1 km. Questa evidenza conferma la relazione tra l'attività vulcanica dei Campi Flegrei e la presenza di fratture nella crosta superficiale che rappresenterebbero delle vie preferenziali per la risalita dei magmi da una sorgente profonda. Uno studio recente di tomografia di attenuazione delle onde sismiche evidenzia

la presenza di piccoli volumi di materiale fuso a profondità di 4-5 km [12], compatibile con evidenze petrologiche e geochimiche, ma non evidenziata dalla tomografia di velocità delle onde sismiche nelle stesse zone [13]. Poiché la risoluzione del metodo tomografico degrada con la dimensione dell'anomalia, è molto probabile che la dimensione chilometrica di volumi di roccia ad alta attenuazione e bassa velocità rappresenti il limite inferiore della risoluzione spaziale di tecniche tomografiche per la ricostruzione di immagini del sottosuolo in quest'area. Sistemi di osservazione a più alta risoluzione, come le antenne sismiche bidimensionali o tridimensionali, potrebbero nel futuro chiarire con maggiore certezza l'eventuale presenza di piccoli volumi di magma a bassa profondità.

Figura 4. Modello schematico, geofisico e strutturale 1D della struttura profonda della caldera dei Campi Flegrei ottenuto dall'analisi delle fasi riflesse convertite registrate durante l'esperimento SERAPIS2001 (modificato da Zollo et al., 2008). A: Modello medio 1D della velocità delle onde P, basato sulla modellazione dei tempi di arrivo delle fasi riflesse PP e convertito PS e sui rapporti d'ampiezza tra le stesse fasi. La linea tratteggiata indica il modello medio 1D ottenuto dal modello tomografico 3D per l'area, ottenuto da studi precedenti. B: Andamento con la profondità del rapporto V_p/V_s che denota la presenza di zone di materiale saturate in fluidi e/o gas. Le linee punteggiate rappresentano i profili stimati dall'analisi dei dati dei terremoti locali da studi precedenti. C: Modello stratigrafico. D: Schema geologico risultante per la struttura profonda della caldera dei Campi Flegrei.



L'area napoletana, nonostante la presenza di vulcani attivi, è abitata da millenni da esseri umani. Questi erano nell'area già 39.000 anni fa, al tempo della catastrofica eruzione dell'IC, mentre negli ultimi 15.000 anni, dopo l'eruzione del TGN, gruppi organizzati in comunità hanno abitato con continuità la Piana Campana. Pertanto l'area napoletana è un ottimo esempio di una millenaria interazione tra uomo e vulcani attivi. Gli insediamenti umani sono andati crescendo nel tempo, nonostante i pericoli vulcanici, a causa della fertilità del suolo, della mitezza del clima e della posizione strategicamente favorevole dell'area nell'ambito del bacino del Mediterraneo. I vulcani attivi sono una sorgente di pericoli. Inoltre, i fenomeni connessi alla loro attività quali sismicità e diffusa emissione di gas, e la loro azione costruttiva e distruttiva, creano le condizioni per ulteriori pericoli. L'uomo deve trovare le condizioni favorevoli alla sua vita, ma la sua presenza e la ricerca di queste condizioni determinano un aumento del rischio, ancor più quando la pianificazione dello sviluppo del territorio circostante un vulcano attivo non considera che eventi vulcanici catastrofici hanno tempi di ricorrenza più lunghi della vita dell'uomo. Negli ultimi decenni le autorità, sollecitate dalla comunità scientifica, hanno

realizzato che la pericolosità vulcanica deve essere valutata e azioni tendenti alla mitigazione del relativo rischio devono essere pianificate. Pertanto sono state incoraggiate ricerche vulcanologiche e attività di monitoraggio e sono stati elaborati piani di emergenza. Sulla base della storia vulcanica e deformativa degli ultimi 15.000 anni della caldera dei Campi Flegrei, e della dinamica in atto che persiste da prima dell'inizio della terza epoca di attività, è stato suggerito che per una valutazione di pericolosità vulcanica a lungo termine e una previsione del tipo e dimensione della prossima eruzione, deve essere presa in considerazione la parte di storia della caldera relativa agli ultimi 5.000 anni [14]. Il tempo e l'ubicazione della bocca della prossima eruzione dipenderà dal regime di stress, benché la formazione di sovrappressione non correlata a processi tettonici non può essere esclusa come elemento innescante un'eruzione. Successive analisi quantitative e probabilistiche hanno dettagliato alcuni aspetti della pericolosità vulcanica a lungo termine quali stile e dimensione della futura eruzione [6], aree interessate dalla caduta di particelle [15] e ubicazione del centro eruttivo [16]. Una futura eruzione esplosiva verosimilmente avrà fasi magmatiche e freato-magmatiche che produrranno rispettivamente co-

lonne sostenute con caduta di particelle e scorrimento di correnti piroclastiche. Considerando i brevi intervalli di tempo con cui si sono succedute le eruzioni della terza epoca, e più in generale degli ultimi 15.000 anni, una futura eruzione potrebbe essere il primo di una serie di eventi ravvicinati nel tempo.

Infine è opportuno ricordare che i danni prodotti agli edifici dalla deformazione del suolo associata al sollevamento del 1982-85, l'intensa attività microsismica, chiaramente avvertita dalla popolazione e il timore di una possibile eruzione, hanno indotto le autorità locali a ordinare l'evacuazione di vaste aree della cittadina di Pozzuoli, dove si aveva il picco del sollevamento del suolo. L'esperienza che deriva dalle osservazioni strumentali e dalle cronache storiche di crisi passate, sembra indicare che in quest'area vulcanica i fenomeni deformativi e sismici, che possono precedere un eventuale fenomeno eruttivo, possono essere così intensi e duraturi nel tempo da dover richiedere l'attivazione di azioni di messa in sicurezza delle popolazioni, ben prima e indipendentemente dall'occorrenza dell'eruzione.

Bibliografia

- Orsi G., de Vita S., Di Vito M., 1996. The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74, 179-214.
- Orsi G., Civetta L., Del Gaudio C., de Vita S., Di Vito M.A., Isaia R., Petrazzuoli S.M., Ricciardi G., Ricco C., 1999. Short-term ground deformations and seismicity in the nested Campi Flegrei caldera (Italy): an example of active block-resurgence in a densely populated area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91 (2-4), 415-451.
- Rosi M., Vezzoli L., Castelmenzano A., Greco G., 1999. Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91, 179-198.
- Ort M., Orsi G., Pappalardo L., Fisher R.V., 2003. Emplacement processes in a far-traveled dilute pyroclastic current: anisotropy of magnetic susceptibility studies of the Campanian Ignimbrite. *Bull. Volcanol.*, 65: 55-72.
- Orsi G., Civetta L., D'Antonio M., Di Girolamo P., Piochi M., 1995. Step-filling and development of a three-layers magma chamber: The Neapolitan Yellow Tuff case history. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 67, 291-312.
- Orsi G., Di Vito M., Selva J., Marzocchi W., 2009. Long-term forecast of eruption style and size at Campi Flegrei caldera (Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 287, 265-276.
- Guidoboni E., Ciuccarelli C., 2011. The Campi Flegrei caldera: historical revision and new data on seismic crises, bradyseisms, the Monte Nuovo eruption and ensuing earthquakes (twelfth century 1582 AD). *Bull. Volcanol.* 73 (6), 655-677.
- Del Gaudio C., Aquino I., Ricciardi G.P., Ricco C., Scandone R., 2010. Unrest episodes at Campi Flegrei: A reconstruction of vertical ground movements during 1905-2009. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 19, 548-56.
- Judenherc S., Zollo A., 2004. The Bay of Naples (southern Italy): Constraints on the volcanic structures inferred from a dense seismic survey. *J. Geophys. Res.* 109, B10312.
- Vanorio T., Virieux J., Zollo A., Capuano P., Russo G., 2006. A Rock Physics and Seismic Tomography Study to Characterize the Structure of the Campi Flegrei Caldera. In: Zollo A., et al. (Ed.), *Geophysical Exploration of the Campi Flegrei (southern Italy) Caldera Interiors: Data, Methods and Results*. INGV, Napoli, pp. 25-33.
- Zollo A., Maercklin N., Vassallo M., Dello Iacono D., Virieux J., Gasparini P., 2008. Seismic reflections reveal a massive melt layer feeding Campi Flegrei caldera. *Geophys. Res. Lett.* 35.
- De Siena L., Del Pezzo E., Bianco F. 2010. Seismic attenuation imaging of Campi Flegrei: Evidence of gas reservoirs, hydrothermal basins, and feeding systems. *J. Geophys. Res.*, 115.
- Battaglia J., Zollo A., Virieux J., and Dello Iacono D., 2008. Merging active and passive data sets in travelttime tomography: The case study of Campi Flegrei caldera (southern Italy). *Geophys. Prospect.*, 56, 555-573.
- Orsi G., Di Vito M.A., Isaia R., 2004. Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera. *Bull. Volcanol.*, 66, 514-530.
- Costa A., Dell'Erba F., Di Vito M., Isaia R., Macedonio G., Orsi G., Pfeiffer T., 2009. Tephra fallout hazard assessment at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Bull. Volcanol.*, 71, 259-273.
- Selva J., Orsi G., Di Vito M., Marzocchi W., Sandri L., 2012. Probability hazard map for future vent opening at the Campi Flegrei caldera, Italy. *Bull. Volcanol.*, 74, 497-510.
- Zollo A., Judenherc S., Auger E., D'Auria L., Virieux J., Capuano P., Chiarabba C., de Franco R., Makris J., Michelini A., Musacchio G., 2002. Evidence for the buried rim of Campi Flegrei caldera from 3-d active seismic imaging. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 19.