ITINERARIOS GEOPATRIMONIALES POR LOS VOLCANES DE ITALIA CONTINENTAL.

TOSCANA, LACIO, CAMPANIA Y BASILICATA

Guía de campo

COORDINACIÓN CIENTÍFICA
Dra. María Elena González Cárdenas

EDITORA
Dra. Estela Escobar Lahoz

AUTORAS
Dra. María Elena González Cárdenas. UCLM-INVOLCAN
Dra. Estela Escobar Lahoz. UCLM-INVOLCAN

COLABORADORES
Dr. Rafael Ubaldo Gosálvez Rey. UCLM
Dr, Rafel Becerra Ramírez.UCLM-INVOLCAN
Dr. Francisco Javier Dóniz Páez. ULL-UNED-INVOLCAN
Máster. Mª Carmen Becerra Ramírez. UCLM

PATROCINA
Grupo de Investigación GEOVOL
Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio
Facultad de Letras, Universidad de Castilla-La Mancha

Las fotografías y esquemas no referenciados pertenecen al archivo del Grupo de Investigación GEOVOL
Se permite la publicación de los contenidos de esta Guía de Campo, citando la procedencia de textos e imágenes

ISBN-13 978-84-606-6475-8

SUMARIO

I INTRODUCCIÓN

1. PROVINCIAS VOLCÁNICAS EN ITALIA CONTINENTAL

1.1 Provincia Magmática Toscana
1.2 Provincia Magmática Intra-apenina
1.3 Provincia Magmática Romana
1.4 Provincia Magmática de Ernici-Rocamonfina
1.5 Provincia Magmática Campana
1.6 Provincia Magmática Lucana

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA DE CONSULTA

II ITINERARIOS POR LAS PROVINCIAS MAGMÁTICAS TOSCANA Y ROMANA

1. CARACTERÍSTICAS GEODINÁMICAS DE LA ZONA DE TRABAJO

1.2. ESTRATOVOLCÁN DEL MONTE AMIATA
1.3. EDIFICIO VOLCÁNICO DE RADICOFANI
1.4. COMPLEJO VOLCÁNICO DE VULSINI
1.5. CONSIDERACIONES SOBRE EL EDIFICIO VOLCÁNICO DE MONTEFIASCONE.

REFERENCIAS

V ITINERARIOS POR LA PROVINCIA MAGMÁTICA CAMPANA

1. ÁREA VOLCÁNICA DE LOS CAMPOS FLÉGREOS

2. ERUPCIONES EXPLOSIVAS Y FORMACIÓN DE CALDERAS EN LOS CAMPOS FLÉGREOS

2.1 ERUPCIÓN DE LA IGNIMBRITA DE CAMPANIA
2.2 ERUPCIÓN DEL TUFO GIALLO NAPOLITANO

3. ERUPCIONES POST CALDERA

3.1. LA ERUPCIÓN DEL MONTE NUOVO
3.2. LA SOLFATARA

4. EL BRADISISMO

5. VOLCANISMO DE LA ISLA DE ISCHIA

5.1. ERUPCIÓN DEL TUFO VERDE
5.2. ERUPCIONES ENTRE 28.000 Y 18.000 AÑOS

REFERENCIAS

6. EL ESTRATOVOCÁN VESUBIO

6.1. CICLOS ERUPTIVOS EN EL VESUBIO

7. LAS CIUDADES SEPULTADAS EN LA ERUPCIÓN DEL AÑO 79

REFERENCIAS

VI ITINERARIOS POR LA PROVINCIA MAGMÁTICA LUCANA

1. EL ESTRATOVOLCÁN VULTURE

1.1. LAS ROCAS EN EL COMPLEJO DE VULTURE
1.2 EVOLUCIÓN Y ETAPAS ERUPTIVAS
1.3 NATURALEZA DE LOS DEPÓSITOS EMITIDOS
1.4. RIESGO VOLCÁNIC EN VULTURE
1.5 APROVECHAMIENTO DE LOS RECURSOS HÍDRICOS

2. EMANACIONES DE CO_2 EN MEFITE

REFERENCIAS

VII ESPACIOS NATURALES PROTEGIDOS EN LAS ÁREAS DE LOS TRABAJOS DE CAMPO

EXPOSICIÓN DE MOTIVOS

La finalidad de esta guía de campo es dar a conocer los valores geopatrimoniales de unos conjuntos volcánicos situados en la Italia peninsular, de los paisajes que generan, del uso por el hombre de los recursos que brindan y de su relación e impacto en un territorio singular por sus características históricas y etnográficas a lo largo de miles de años.

Sin duda todos los volcanes italianos, tanto insulares como peninsulares, presentan un notable interés para su estudio no solo desde el punto de vista geodinámico y eruptivo sino, en nuestro caso, por las circunstancias que en ellos concurren y que acabamos de mencionar. Se han elegido los principales conjuntos volcánicos que van desde los estratovolcanes extintos del sur de Toscana y del norte del Lacio, hasta los plenamente activos con erupciones históricas recientes o muy recientes, situados al sur, en plena Campania, pasando por los que se encuentran en una situación de semiextinción, si podemos aceptar este término aplicado a un estado de “quietud” eruptiva, que mantienen ligeros signos de actividad como son la presencia de micosismicidad, emisión difusa de gases y mantenimiento de sistemas geotermales utilizables desde el punto de vista energético y recreativo. Estos volcanes los localizamos en el centro y sur del Lacio y en la vertiente adriática del Apenino.

Los conjuntos en los que se llevan a cabo los trabajos de campo son, de norte a sur, los siguientes: Amiata, Vulsini, Vico-Cimino, Sabatini, Colli Albani, Roccamonfina, Campos Flégreos, Vesubio y Vulture. Fuera de nuestros itinerarios ha quedado el complejo de San Venanzo. No ha sido por que sus valores no permitan incluirlo, muy al contrario, sino por la necesidad de ajustarnos a una temporalidad marcada por la duración de la Estancia de Investigación que ha dado pie a la confección de esta guía de itinerarios. En este sentido debemos agradecer al Dr. Francesco Stoppa, Profesor de Geoquímica y Volcanología del Dipartamento di Scienze Umanistiche e de la Terra, de la Universita Degli Studi, "Gabriele. D'Annuzio" de Chieti, por sus amables y generosas invitaciones a visitar y trabajar en los volcanes italianos, así como por sus inestimables aportaciones brindadas a un mayor conocimiento de los valores del patrimonio cultural de Los Abruzzos, y en los trabajos de campo llevados a cabo en Italia, a lo largo del mes de diciembre de 2012, que nos permitieron acercarnos y aprender de unos volcanes y unos paisajes poco conocidos y por ello, quizás, preservados del efecto negativo de un turismo masivo como ocurre en los volcanes "hiperfamosos" del Etna y el Vesubio.

También queremos agradecer al Vicerrectorado de Investigación, al CYTEMA, al Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, así como al Decanato de la Facultad de Letras de la UCLM, las subvenciones concedidas a esta Estancia de Investigación

Esperamos y deseamos que estos Itinerarios Geopatrimoniales por los volcanes de Italia Continental sean de interés para los futuros lectores-consultores- usuarios de esta Guía de Campo.

Ciudad Real, 23 de junio de 2014

"En abril de 1944, después de haber sacudido la tierra durante de varios días y vomitado torrentes de lava, el volcán se apagó. Y no se apagó poco a poco, sino de repente; la frente envuelta en un sudario de nubes lanzó un gran grito y, súbitamente, el frío de la muerte petrificó sus venas de fuego. El dios de Nápoles, el *totem* del pueblo napolitano estaba muerto. Un inmenso velo de crespón negro había cubierto la villa, la gente caminaba de puntillas, hablando en voz baja, como si temiese despertar a un muerto.

Un lúgubre silencio pesaba sobre la ciudad enlutada; la voz de Nápoles, la antigua y noble voz del hambre, de la piedad, del dolor, de la alegría, del amor, aquella voz ronca, alegre, sonora y triunfante, la voz de Nápoles, se había callado.

Y si alguna vez los fuegos del poniente, el reflejo plateado de la luna o un rayo del sol levante parecía inflamar el blanco fantasma del volcán, un grito agudo, como el de una parturienta, se elevaba en la villa. Todo el mundo se precipitaba a las ventanas, se lanzaba a la calle y se abrazaba llorando de júbilo, transportado por la esperanza de que la vida hubiese vuelto, por milagro, a animar las venas exhaustas del volcán y que aquella nota sangrienta del sol poniente, aquel reflejo de la luna o aquella tímida claridad del alba fuese anuncio de la resurrección del Vesubio...Pero pronto la decepción y la rabia sucedían a aquella vana esperanza; las lágrimas se secaban y la muchedumbre levantaba los puños amenazadores o hacía ademanes obscenos al volcán, mezclando las súplicas y los lamentos a los insultos. -¡Ten piedad de nosotros, maldito! ¡Hijo de puta, ten piedad de nosotros!

Una tarde, vimos en los flancos del volcán una larga hilera de llamas rojizas que subían hacia el cráter. Era una procesión que trepaba llevando al Vesubio ofrendas votivas para apagar su rencor y suplicarle que no abandonase a su pueblo".

"La Piel". Curzio Malaparte.

INTRODUCCIÓN

El mediterráneo central es una zona de importante actividad tectónica lo que se pone de manifiesto en un pasado y un presente marcado por el desarrollo de fuerte actividad sísmica y volcánica. Los procesos volcánicos se han desarrollado en el territorio peninsular e insular. El volcanismo de la península italiana se origina como consecuencia de la convergencia de la placa Euroasiática y la micro placa de Apulia, unido a procesos distensivos sin y post orogénicos. Se genera así un frente volcánico que se extiende desde el Lacio a la Campania en una alineación NNW-SSE enmarcada por los Apeninos y el Mar Tirreno. También se incluyen en él el importante complejo volcánico de Vulture, en el prelitoral meridional del Mar Adriático. Este volcanismo se organiza en seis provincias magmáticas: Provincia Magmática Toscana, Provincia Magmática Intrapenina, Provincia Magmática Romana, Provincia Magmática de Ernici-Roccamonfina, Provincia Magmática de Campania y Provincia Magmática Lucana.

La actividad ha sido muy intensa a lo largo del cuaternario, con violentas erupciones en las que se han emitido importantes volúmenes de ignimbritas y se han generado calderas de grandes dimensiones tanto por procesos explosivos como por colapsos y subsidencias volcanotectónicas. Amiata, Vulsini, Cimino, Sabatini, Cerveteri y Albani, forman una cadena volcánica cuyo núcleo urbano de referencia es Roma. Al sur, las áreas activas de los Campos Flégreos y la bahía de Nápoles con el Vesubio y las islas de Capri e Ischia, actúan como un elemento de transición al volcanismo insular de Sicilia, las Eólidas y los pequeños enclaves de Linosa y Ústica (Fig. 1) Tradicionalmente se ha asociado el volcanismo italiano a los procesos de subducción relacionados con el levantamiento de los Montes Apeninos, aunque recientes

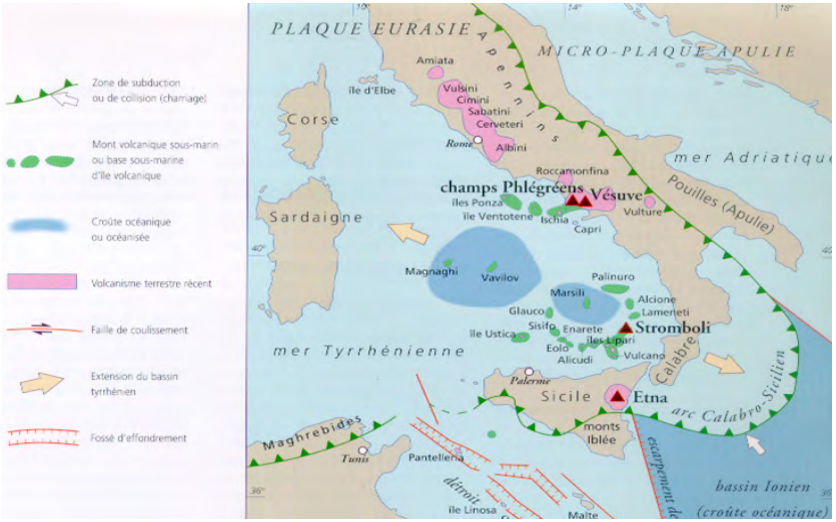


Figura 1. Volcanismo italiano. Según Ph. Bouysse, 2009 (reeditado)

investigaciones (Stoppa 2004) vinculan importantes regiones volcánicas del centro y sureste de la península (Lacio, Umbría y Basilicata) a procesos de distensión cortical y generación de rift. Buena parte del antepaís tirreno de la cordillera apenina se encuentra jalonado de campos volcánicos de diferentes características y temporalidad eruptiva, pero todos tienen algo en común: la violencia puntual de la actividad que se manifestó en importantes erupciones plinianas que tuvieron como resultado la creación de grandes estructuras tipo caldera, así como estratovolcanes asociados a la emisión de magmas sálicos; y los ciclos de actividad estromboliana y freatomagmática con la formación de pequeños edificios monogénicos, comúnmente basálticos.

1. PROVINCIAS VOLCÁNICAS

La región del Mar Tirreno es una de las zonas más complejas del mundo desde el punto de vista geodinámico. Esta complejidad se pone de manifiesto en la variedad de magmas presentes en la zona, con variaciones que pasan de magmas máficos a sálicos con variedades que comprenden términos claramente mantélicos a otros claramente corticales, y pasando de una composición de interior de placa a otras de características orogénicas. Se integran en el volcanismo potásico cuaternario del centro de Italia, el cual se desarrolla a lo largo del eje volcánico del Tirreno, relacionado con la tectónica distensiva postmiocena que tiene lugar en esta área. El magmatismo Plio-cuaternario de Italia ofrece unas características en su composición muy variada y amplia, abarcando la totalidad de los magmas. Estas características han permitido distinguir varias provincias magmáticas. Una **"Provincia magmática"** se define como "una zona relativamente estrecha entre la que las rocas afloran en un periodo de tiempo relativamente corto (algunos millones de años o menos). Las rocas de cada una de las provincias tiene una característica peculiar que la diferencia de las demás.

Las investigaciones llevadas a cabo desde finales del siglo XX en la región de Umbría-Lacio (Italia central) han permitido reconocer materiales volcánicos (coladas del Pleistoceno superior) constituidos por kalselita-melilitita (Coppaelita) y por una leucita olivínicca-melilitítica (Venanzita). También se han localizado kamafugitas, rocas que hasta ahora sólo se habían encontrado en Uganda (Stoppa et al, 2004). Estas rocas aparecen en algunas localizaciones, asociadas a carbonatitas y nódulos mantélicos. Leucititas con melilitita se han reconocido en Colle Fabri y una olivina monticellita-carbonatita en el diatrema de Polino. Rocas similares se han encontrado en otras áreas de los Abruzzos. Todas estas localizaciones han dado lugar a la creación de la llamada (Stoppa y Lavecchia, 1996) "Provincia

Ultraalcalina Intramontana (IUP). La IUP está integrada por intrusiones menores, diatremas y pequeños volcanes (Stoppa y Lavecchia, 1992), (Stoppa y Woolley, 1997). La IUP se considera una provincia petrográfica singular que comprende el distrito ultraalcalino de Umbría–Lacio más el estratovolcán de Vulture. La extensión lateral de esta provincia petrográfica es de alrededor de 350 km. La IUP se localiza desde el borde externo de la zona extensional tirrena, al este de la Región Comagmática de Roma, en un área caracterizada por la presencia de fosas tectónicas y bloques fallados (Lavecchia y Stoppa, 1996). Se extiende a lo largo del lado interno de los Montes Apeninos en una estrecha franja con dirección NNW-SSE. Los afloramientos están localizados en una zona caracterizada por procesos tectónicos extensionales, desarrollados a lo largo del Plio-Cuaternario, con formación de horst y fosas tectónicas de dirección NNW-SSE,. Las fallas al marcar el borde de las fosas en los nieveles superiores de la corteza controlan la aparición de los centros de emisión. Estos centros se sitúan, tanto a lo largo de la inmersión oriental (San Venanzo-Pian de Celle, Colle Fabri y Oricola) como en la inmersión oeste (Acquasparta, Cupaello, Polino, Grota del Cervo).

El comienzo de la actividad en la región se asocia con el inicio de la tectónica extensional del Plioceno medio. El final de la actividad se produce cuando todavía el régimen extensional se consideraba activo. La fase de actividad volcánica en la IUP está caracterizada por la presencia regional de centros de emisión con una corta actividad. En esta actividad se emiten melilititas y carbonatitas entre las que se encuentran nódulos mantélicos. En estas erupciones se producen algunos maares o diatremas. La actividad estromboliana ha dado lugar a la construcción de conos de piroclastos. Sólo dos erupciones permiten la formación de coladas fluidas tipo pahoe-hoe.También se han localizado depósitos de una melilitita-carbonatita conteniendo abundantes xenolitos mantélicos, en una extensión de 200 km2, en la región de Basilicata.

1.1. ***Provincia Magmática Toscana***.- Las manifestaciones más septentrionales de esta provincia se encuentran en Monteverdi y San Vincenzo-Campiglia. En ella se registran la actividad magmática más antigua de toda la península, estando caracterizada por la presencia de un abundante volcanismo silíceo que se hace patente en los plutones de Monteverdi, Gavorrano, Campiglia, Rocastrada y Monte Campane en la isla de Elba (Fig. 2). La PMT presenta también domos y flujos lávicos riolíticos como en San Vincenzo y Rocastrada, así como estratovolcanes (Monte Amiata).

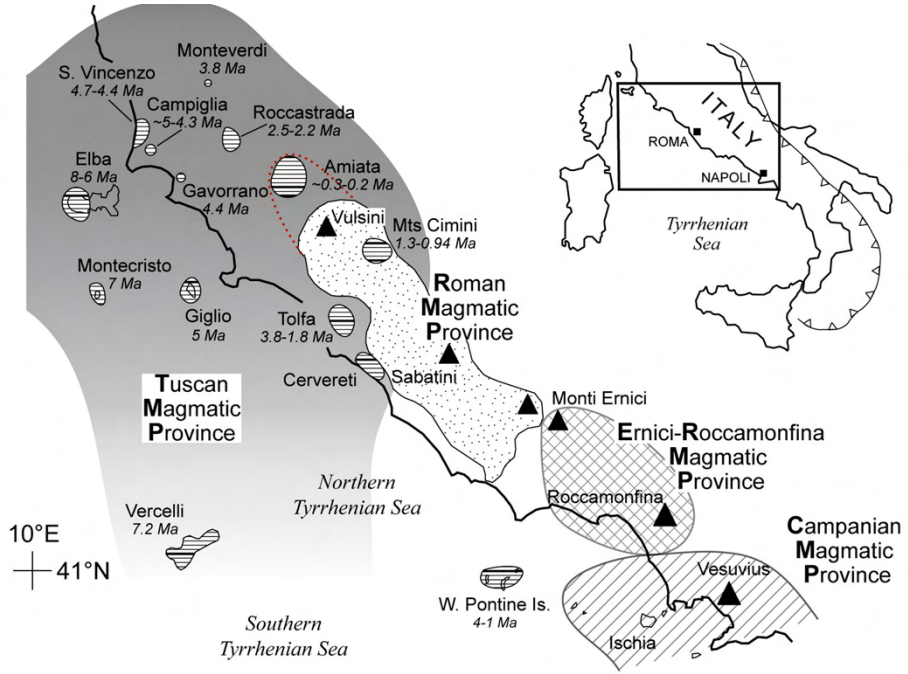


Figura 2. Provincias magmáticas italianas, según Cadoux, A. y Pinti, D. (2008)

La mayor parte del emplazamiento de las rocas plutónicas y de las erupciones volcánicas tienen lugar en el Mioceno-Plioceno hace 8,4 ma. En la figura 2 se muestra una cronología de los emplazamientos y las erupciones mencionadas. Este volcanismo se debe a procesos extensionales producidos tras las primeras fases orogénicas alpinas del Mioceno. Los magmas se generan en el manto y se "contaminan" con rocas corticales dando lugar a la formación de magmas silíceos. El Monte Amiata representa la última actividad de carácter sálico en la PMT.

1.2.- ***Provincia Magmática intrapenina***.- Está constituida por numerosos y pequeños edificios monogénicos de carácter ultrapotásico, como en San Venanzo y Cupaello, que se alinean dentro de la cadena montañosa. Puntualmente es notable la presencia de carbonatitas

1.3.- ***Provicia Magmática Romana***.- Se integra en el volcanismo potásico cuaternario del centro de Italia que se desarrolla a lo largo del eje volcánico Tirreno en relación con tectónicas distensivas. Está formada por una cadena volcánica situada entre el litoral del Tirreno y los Apeninos. Este volcanismo se genera a expensas de una migración hacia el NE del arco apenino lo que implica un ascenso de la Astenosfera y la implicación de magmas formados a expensas de la asimilación y fundido de la corteza adriática (Fig. 3).

1.3. ***Provincia Magmática de Ernici-Rocamonfina***.- Se asocia a la formación del estratovolcán de Rocamonfina. Se caracteriza por la emisión de leucitas. En esta provincia se ha dado una estrecha relación entre rocas potásicas y ultrapotásicas con características geoquímicas diferentes. Las potásicas tienen características isotópicas similares a las de la provincia napolitana, mientras que las ultrapotásicas se asemejan a las presentes en el complejo de Colli Albani. Puede decirse que se comparten características de las provincias magmáticas romana y campana.

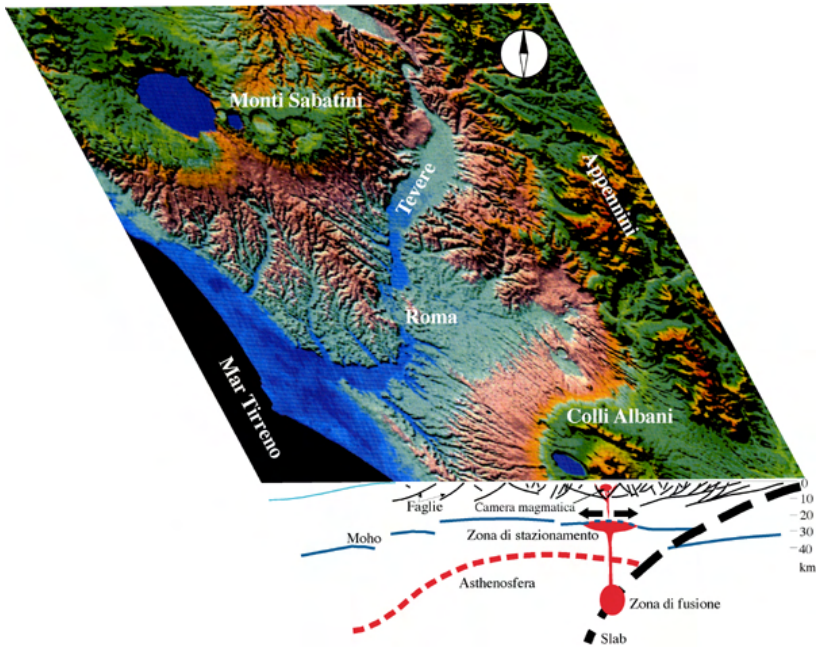


Figura 3. Estructura tectónica de la Provincia Magmática Romana. INGV

1.4.- ***Provincia Magmática Campana o Napolitana***. La composición de los productos volcánicos en esta provincia son muy diferentes y variados. Los términos van de potásicoas a ultrapotásicos con presencia de elementos calcoalcalinos. Las rocas máficas de esta provincia están más o menos enriquecidas en potasio y presentan concentraciones de elementos incompatibles similares a los que se encuentran en la provincia magmática romana. La similitud entre algunos elementos de las lavas del Stromboli y el Vesubio, ha llevado a que algunos investigadores planteen la hipótesis de que el Vesubio no es el último volcán de la provincia romana, sino el primero del arco de las Eólidas. Es en esta provincia donde se concentra el mayor número de volcanes activos de Italia.

1.5.- ***Provincia Magmática Lucana*.** Esta provincia magmática presenta características petrológica y geodinámicamente diferentes de las de otros volcanes italianos. Se encuentra situada dentro de la cadena montañosa del sur de Los Apeninos y se caracteriza por la emisión de carbonatitas.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA PARA CONSULTAR

BARBERI. F.; GASPARINI, P.; INNOCENTI, F. & VILLARI, L. (1973): "Volcanism of the southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications". *Journal of Geophysical Research*, 78: 5221-5232.

BECCALUVA, L.; COLTORTI, M.; GALASSI, B.; MACCIOTTA, G. & SIENA, F. (1994): "The Cainozoic calcalkaline magmatism of the western mediterranean and its geodynamic significance". *Bollettino di geofisica teorica ed applicata*, 36 (141-144): 293-308.

CADOUX, A. & PINTI, D.L. (2008):, "Hybrid character and pre-eruptive events of Mt Amiata volcano (Italy) inferred from geochronological, petro-geochemical and isotopic data", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179. 169-190

LAVECCHIA, G.; STOPPA, F. (1996): "The tectonic significance of Italian magmatism: an alternative view to the popular interpretation". *Terra Nova.* 8. 435-446

LAURENZI, M.; STOPPA, F. & VILLA, I. (1994): "Eventi ignei monogenici e depositi piroclastici nel Distretto Ultra-alcalino Umbro-laciale (ULUD): revisione e comparacione dei dati cronologici". *Plinius* 12, 61-65

LOCARDI, E. (1988): "The origin of the Apenninic arcs". *Tectonophysics*, 146: 105-123.

SERRI, G. (1997): "Neogene-Quaternary magmatic activity and its geodynamic implications in the Central Mediterranean region". *Annali di Geofisica*, 40 (3): 681-703.

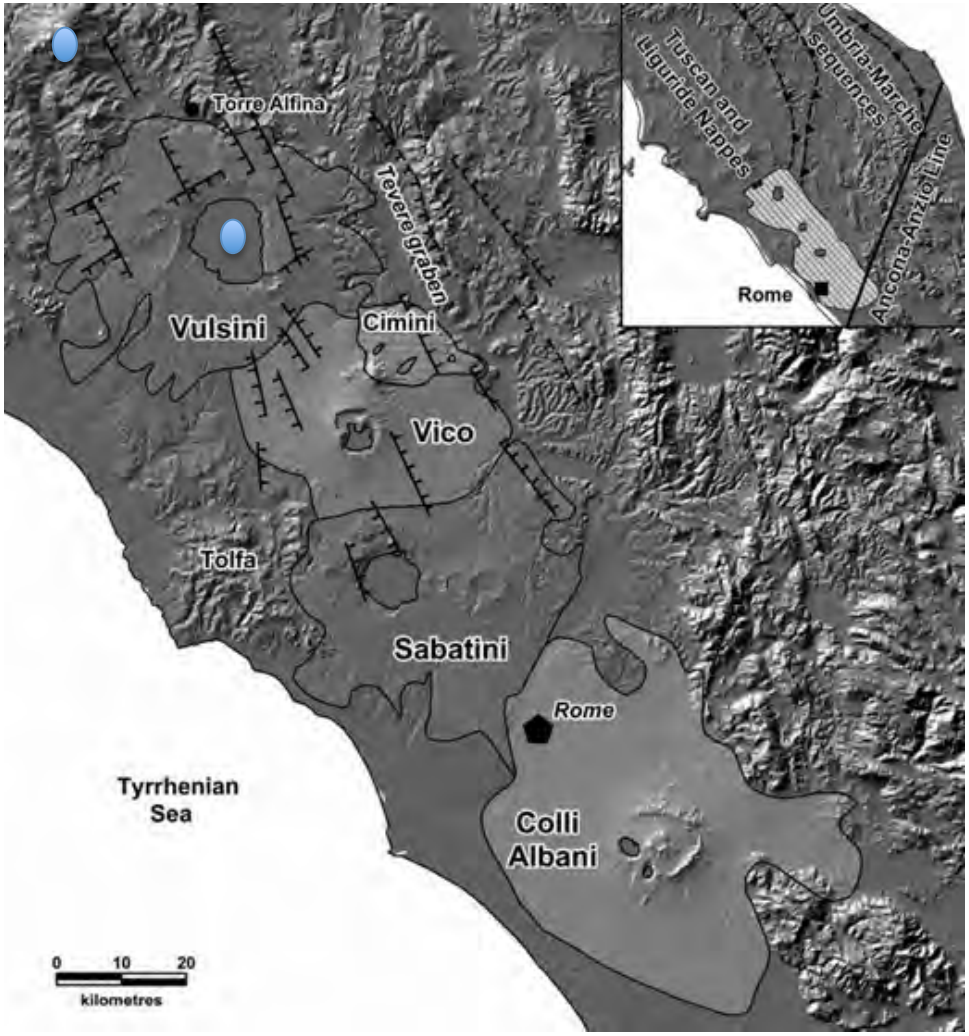
STOPPA, F,; LAVECCHIA, G. (1992): "Late Pleistocene Ultra-alkaline magmatic activity in the Umbria-Latium region (Italy): an overview". *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 52, 277-293

STOPPA, F.; WOLLEY, A.R. (1997): "The Italian carbonatites: fiel occurrence, petrology and regional significance". *Mineralogy and Petrology* 59, 43-67

STOPPA, F.; ROSATELLI, G.; VICHI, G. & PRINCIPE, C. (2004): "Extrusive carbonatites and their meaning: the case of Italy". *32nd International Geological Congress. Fiel Trip Guide Book.*

CIVITA EN EL VALLE DE CALANCHI

ITINERARIOS POR LAS PROVINCIAS MAGMÁTICAS TOSCANA Y ROMANA: COMPLEJOS VOLCÁNICOS DE AMIATA Y VULSINI



PARADAS DE TRABAJO

1. Orvieto.- Ignimbrita "Tufo de Orvieto" con uso arquitectónico y de infraestructuras. Catedral
2. Bagnoregio.- Terremoto siglo XVII, Valle acarcavado de Calanchi y "Tufo de Bagnoregio". Ciudad Medieval
3. Radicofani.- Chimenea volcánica. Vista del Monte Amita y uso arquitectónico de la ignimbrita
4. Latera.- Caldera de Explosión
5. Maar y lago Mezzano. Morfología y biodiversidad
6. Pitigliano.- Ignimbrita "Tufo de Pitigliano" Uso arquitectónico y arqueología
7. Sovana.- Ignimbrita y arqueología etrusca
8. Montefiascone..- Maar y depósitos asociados

En todas las paradas se valorará el uso de los recursos volcánicos.

Figura 4. Itinerario de trabajo I

1. CARACTERÍSTICAS GEODINÁMICAS DE LA ZONA DE TRABAJO: TERREMOTO DE BAGNOREGIO

Bagnoregio (Fig. 5) se sitúa sobre los depósitos de cuenca afectados por las fracturas que forman la fosa del Tiber. Su emplazamiento sobre una importante área fracturada explica la actividad sísmica de la zona entre la que cabe destacar el terremoto de junio de 1695, catalogado con una intensidad de grado X y una magnitud que se ha estimado en unos 6 grados de magnitud.

Figura 5. Núcleo medieval de Civita

La Civita de Bagnoregio se ubica en un emplazamiento defensivo formado por un cerro testigo de la cobertera sedimentaria que rellena, entre otras, las depresiones tectónicas del Tíber y de Siena-Radicofani. Fue fundada por los etruscos en el siglo VII. La monumental ciudad forma parte de los 100 monumentos más amenazados del planeta, en orden a los importantes procesos erosivos que tienen lugar en su base. Se accede a ella por un puente peatonal atravesando las fallas que se produjeron en el terremoto de 1695 (Fig. 6)

Figura 6. Civita y puente sobre las fracturas de 1695

1.1. **Descripción del terremoto de 1695 hecha por Vincenzo de Atti. Obispo de Bagnorea**.- Del texto denominado: "Relazione sul terremoto del 1695 a Civita de Bagnoregio" fechado el 22 de junio de 1695, se recoge la descripción de la ciudad, las causas del terremoto y sus consecuencias.

1.1.1. Descripción de la ciudad de Bagnorea.- "*Esta ciudad es la patria de San Buenaventura. Se sitúa en las colinas de Toscana , distando de Roma 55 kilómetros. Linda con Orvieto, Bolseno, Montefiascone, Viterbo y Castel di Piero, estando bajo la protección de la sede Apostólica. Es una ciudad sana, de aire y agua limpio como lo prueba el vino y otros frutos que da la tierra. Desde ella se divisa un dilatado valle con muchos lugares abandonados como consecuencia de haberse destruido durante el terremoto los puentes que servían de comunicación entre ellos. Uno de estos lugares es Civita. Se sitúa en altura cuenta con"* (aquí hace una descripción de las iglesias, conventos y edificios de la ciudad). "*En ella viven 2.474 familias (11.035 personas)"*

1.1.2. Causas del terremoto.- El terremoto se atribuye por algunos a "*los vientos subterráneos a los que se les ha cerrado el libre tránsito a la atmósfera*" Otros lo atribuyen a "*vapores subterráneo dilatados por el calor que han forzado a la tierra a abrirse para exhalarlos".* Otros a la "*materia ígnea parecida a la pólvora que junto a los humores acuosos que existen en el vientre de la tierra, sube y sale cuando encuentra la abertura como en el Vesubio, el Etna, el Bullicame de Viterbo… Si encuentra resistencia hace temblar el suelo con todo lo que sobre él está cementado".* Otros opinan *"Que la causa inmediata es la ira del Motors Supremo como cláramete lo señala David en el salmo 17: "Conmovida está la tierra, los fundamentos de las montañas conturbados y todo s altera de acuerdo con su ira".*

1.1.3. Descripción del terremoto.- Este terremoto tiene lugar el martes 7 de junio de 1695 a las 10 de la mañana. Tradicionalmente se le ha atribuido una magnitud muy superior a la que se la calculado en la actualidad que es de entorno a 6 grados con una intensidad de más de 10. *"Tiene lugar el martes siete de junio, así como a lo largo del día siguiente cuando volvió con sacudidas más ligeras. La tierra dejó de temblar durante todo el jueves y el viernes, lo que hizo pensar al pueblo que la Divina Providencia había escuchado sus súplicas"…"pero a las cuatro de la madrugada del 10 de junio fue de nuevo afectada por una fuerte sacudida, pese a lo que algunos no abandonaron la ciudad y sucedió que a las cinco y cuarto una sacudida más fuerte volvió a sentirse y ya la mayoría intentó ponerse a salvo". "La ciudad sufrió tanto que en toda su fábrica nada quedó intacto. El estado es tal que se ha hundido la catedral, muchas iglesias, palacios y casas tanto grandes como*

pequeñas". "A pesar de tan grande ruina sólo se cuentan 31 muertos y 50 heridos. La mayoría de las ciudades del entorno han sufrido daños de mucha importancia".

2. ESTRATOVOLCÁN DEL MONTE AMIATA.

El Monte Amiata es el mayor edificio volcánico de Toscana. Se encuentra situado a 30 km al norte del complejo volcánico de Vulsini que pertenece a la Provincia Magmática Romana (Locardi et al, 1977). El monte Amiata (1738 m.) constituye la mayor elevación de Toscana y el mayor complejo volcánico de la Italia peninsular (Fig. 7). Tiene una edad de 180.000 años, aunque se han reconocido erupciones más antiguas (300.000 años) estado marcadas por la emisión de magmas ricos en sílice. Se presenta como una estructura aislada sobre materiales secundarios y terciarios, quedando limitado al este por la depresión estructural de Siena-Radicofani. Cubre una superficie de unos 90 km^2. Su actividad se desarrolla a expensas de una tectónica extensional. La presencia de fallas de edad pliocuaternaria favoreció el emplazamiento de un cuerpo magmático, a una profundidad de 6-7 km, que alimentó las erupciones en Amiata.

La compleja situación de este estratovolcán entre dos provincias magmáticas diferentes no ha sido objeto de estudios detallados. Su actividad se ha desarrollado en tres fases principales (Gianelli, *et al*. 1988) dando lugar a tres formaciones: Complejo Basal Traquidacítico (CBT), Complejo de Domos y Coladas (CDC) y Coladas lávicas con latita y olivino. El complejo basal tiene una potencia en torno a 200 m. y se subdivide en dos unidades. La actividad del Mote Amiata se inicia con el desarrollo de erupciones plinianas que dan lugar a la formación de coladas piroclásticas con el depósito de ignimbritas de naturalza riodacítica con marcadas carácterísticas de ignimbritas reomórficas. Una segunda etapa se caracteriza por la formación de 9 domos alineados sobre la fisura eruptiva (ENE-WSW) con una edad entre 180.000 y 200.000 años. La tercera etapa está marcada por la emisión de tres coladas de las cuales la más importante que alcanza 5

km. de longitud, se emite desde la zona culminante del volcán (Fig. 8 y 9) y contiene olivino y latita. La actividad actual está marcada por microsismicidad (1977) y por un complejo geotermal activo. La actividad geotermal posteruptiva del Monte Amiata, permite la obtención de energía geotérmica, así como el desarrollo de una actividad turística asociada al hidrotermalismo. Salvo esta circunstancia y la constante liberación de energía sísmica en la zona, no existen otros signos de actividad en este volcán.

Figura 7. Estratovolcán Monte Amiata.

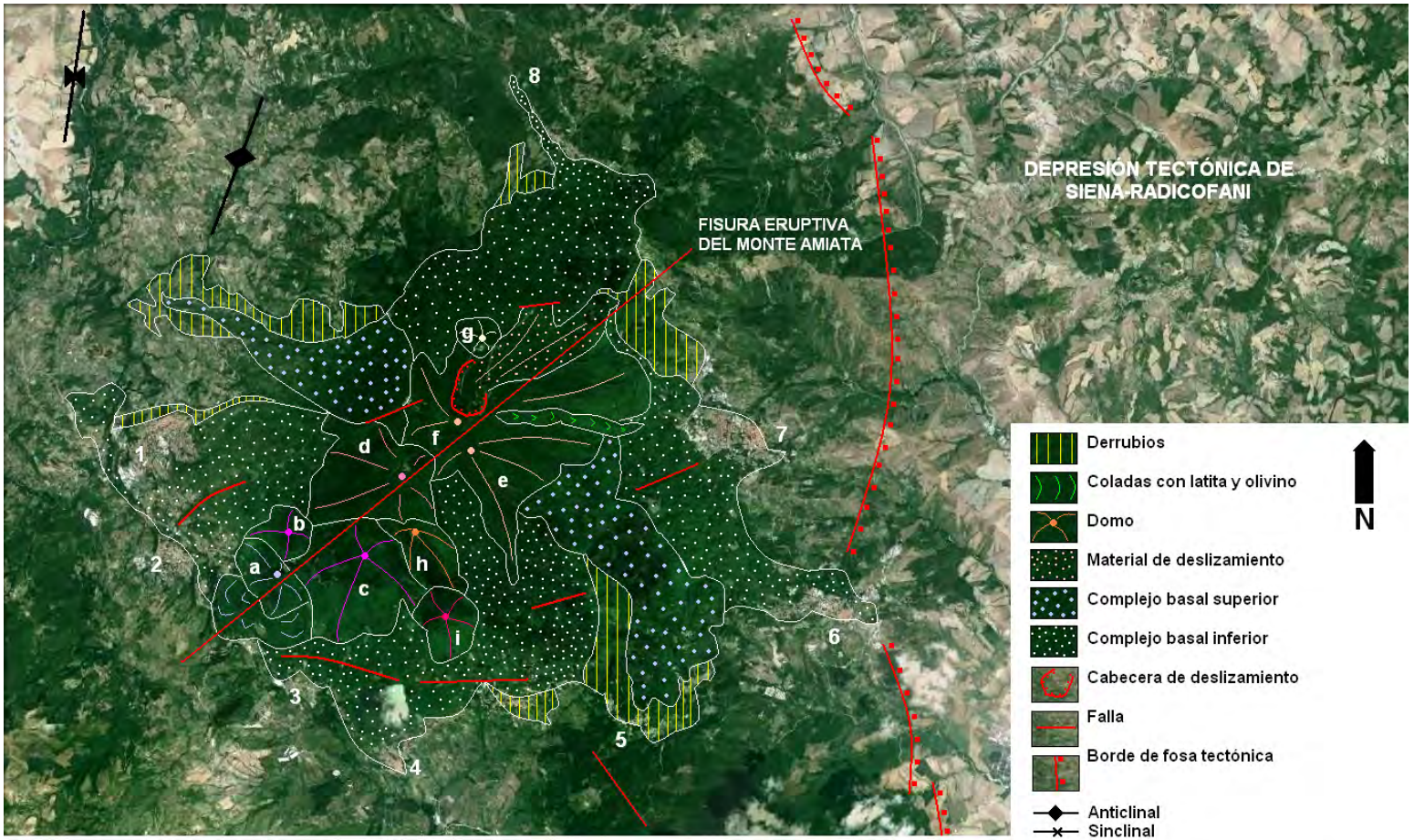


Figura 8. Geomorfología y litología del Monte Amiata

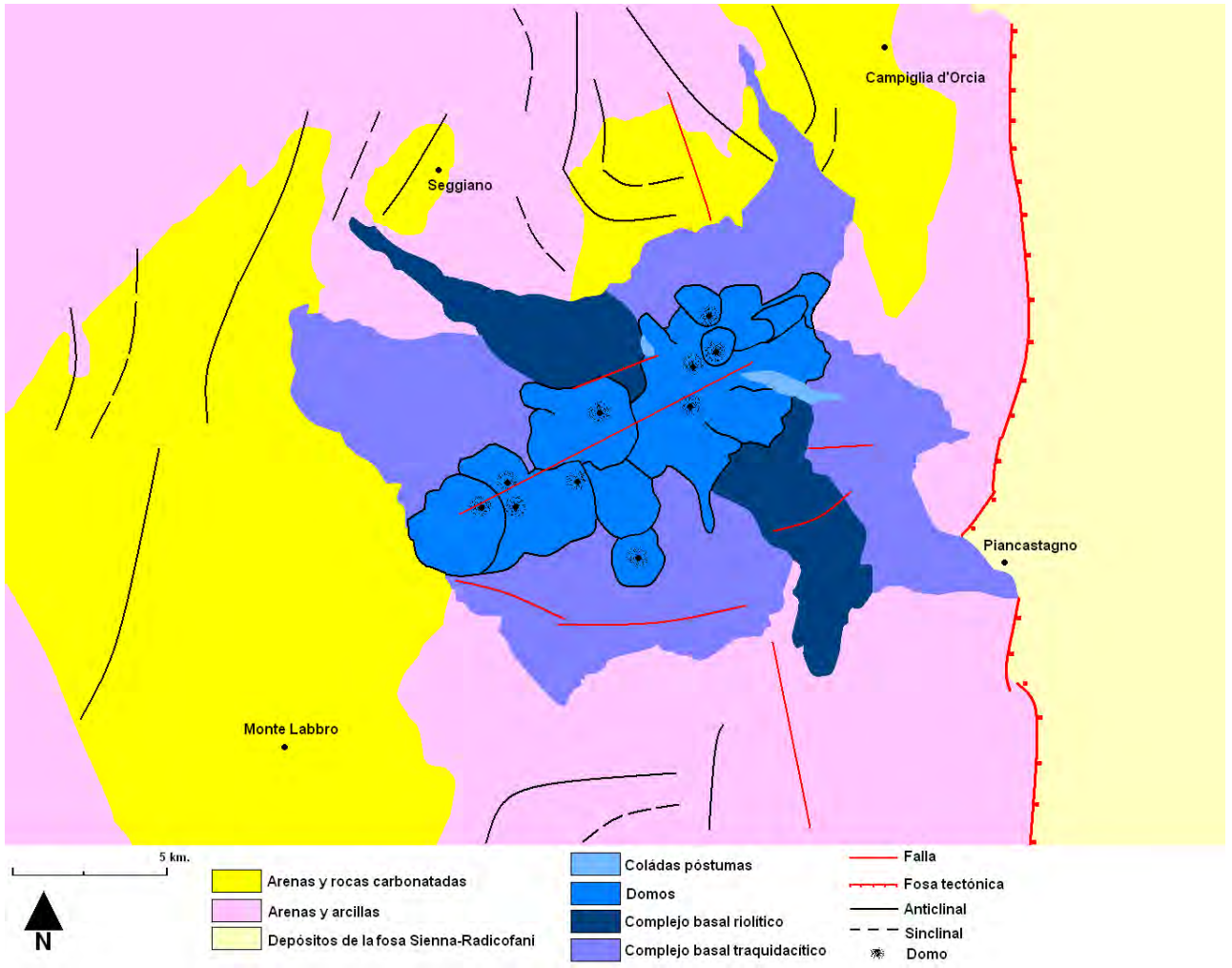


Figura 9. Geología del Monte Amiata. Según Ferrari *et al.* (1996). Simplificado

3. EDIFICIO VOLCÁNICO DE RADICOFANI

12 km al noreste del Monte Amiata se sitúa el edificio volcánico de Radicofani (Fig. 10). Se encuadra dentro de la 4ª fase del volcanismo de Los Apeninos y se le atribuye una edad entre 1.300.000 y 100.000 años (D'Orazio et al, 2004). Se emplaza sobre las fracturas de la cuenca tectónica de Siena-Radicofani. Presenta una estructura troncocónica con 400 m. de diámetro de la base y 100 m de altura relativa. La erosión ha desmantelado el edificio reduciéndolo a un neck al que parece asociarse una colada. Los magmas que dieron lugar a este evento tienen carácter potásico y ultrapotásico, dando lugar a la emisión de una sonsonita que conforma la chimenea exhumada y a una latita formando la colada. La base que aflora está formada por una roca de color gris oscuro con formación de columnas prismáticas que alcanza una altura de 60 m. Hacia la cima la lava se vuelve progresivamente más escoriácea, adquiriendo tonalidades rojizas por oxidación. En Poggio Sasseta se localiza una colada con una edad de 1.300.000 años

Figura 10. Neck de Radicofani.

4. COMPLEJO VOLCÁNICO DE VULSINI

El complejo volcano-tectónico de Vulsini (Fig. 11 a) tienen una edad en torno a los 900.000 años (Marini y Nappi, 1986). Su origen está en continuados procesos de subsidencia asociados a la existencia de fracturas regionales (Fig. 11 b). La actividad explosiva ha sido muy importante en su formación. Entre sus depósitos se encuentran tanto ignimbritas como piroclastos de caída y en menor medida flujos lávicos. Hace 160.000 años, se producen las erupciones explosivas que dan lugar al colapso de la caldera de Latera, de 8 km de diámetro. La actividad post caldera, a cuya última erupción se le atribuye una edad de 150.000 años, aunque hay documentos que hablan de una erupción en el 104 A.C. que levanta conos en su interior que quedan convertidos en islas, se manifiesta en la existencia de fuentes termales, fumarolas y manantiales de barro. También hay actividad en el borde de la caldera. Tanto una como otra tienen un carácter efusivo.

Figura 11 a. Caldera de Bolsena y maar de Montefiascone

Este complejo volcánico se encuentra al norte del distrito del Lacio, en el límie de las PMR y PMT. Cubre una extensión de 2.200 km^2. La actividad en esta área ha sido eminentemente explosiva con elementos estructurales de notable importancia como es la cuenca ocupada por el lago Bolsena, interpretada como una depresión volcanotectónica desarrollada en varias y continuadas fases de subsidencia, controadas por el vasto sistema de fallas regionales activas (Amodio et al, 1987). La actividad del complejo se ha llevado a cabo en cuatro centros eruptivos situados en los márgenes de la depresión principal. Sobre la línea de máxima debilidad, en el sector oriental, hace 800.000 años, se inició la actividad dando lugar a la formación de volcanes monogénicos con la construcción de conos de escorias y emisión de coladas lávicas. Hace 600.000 años la actividad se concentró en un nuevo centro denominado paleovulsini (fig. 12a y 12b) del que no quedan huellas morfológicas aunque si algunos depósitos marginales (Freda et al 1996). Este centro eruptivo ocuparía la actual cuenca del lago Bolsena (De Rita, 1993). Otro centro de emisión es el llamado Bolsena-Orvieto, caracterizado por los grandes espesores de piroclastos de caída y el llamado "Tufo de Bagnoregio" o "Ignimbrita de Orvieto" (Fig 13.) Este centro tuvo actividad hace 370.000 años y quizá estuvo motivada por el colapso de Bolsena. Contemporáneo con el centro Bolsena-Orvieto, otro centro eruptivo llamado Montefiascone, se activa al SE de la depesión. Montefiascone tiene una compleja historia eruptiva ya que en sus depósitos se distinguen: flujos de cenizas, depósitos de caída y depósitos generado en erupciones freatomagmáticas (Fig. 14). La actividad de Montefiascone se inicia hace 300.000 años y finaliza hace 150.000.

Posiblemente durante este nuevo periodo estuviera activo el centro eruptivo de la caldera de Latera (11 km de eje mayor), situada al W de la depresión de Bolsena (16 km de eje mayor). La más potente erupción explosiva pleistocena es la que da lugar a la formación de la caldera de Latera con un doble arco y la formación del mar del lago Mazzano en su extremo SW (De Rita, 1993).

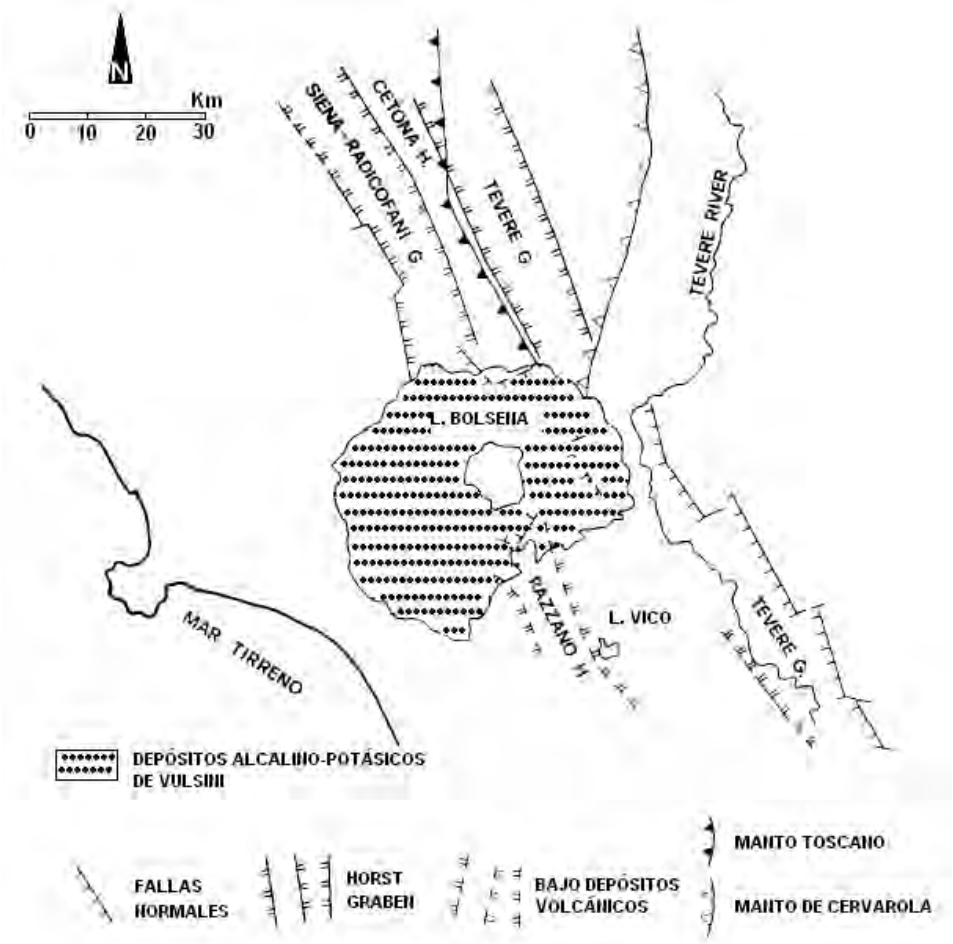


Figura 11 b. Tectónica regional afectando al complejo volcánico de Vulsini. Según Napii *et al.*, (1991)

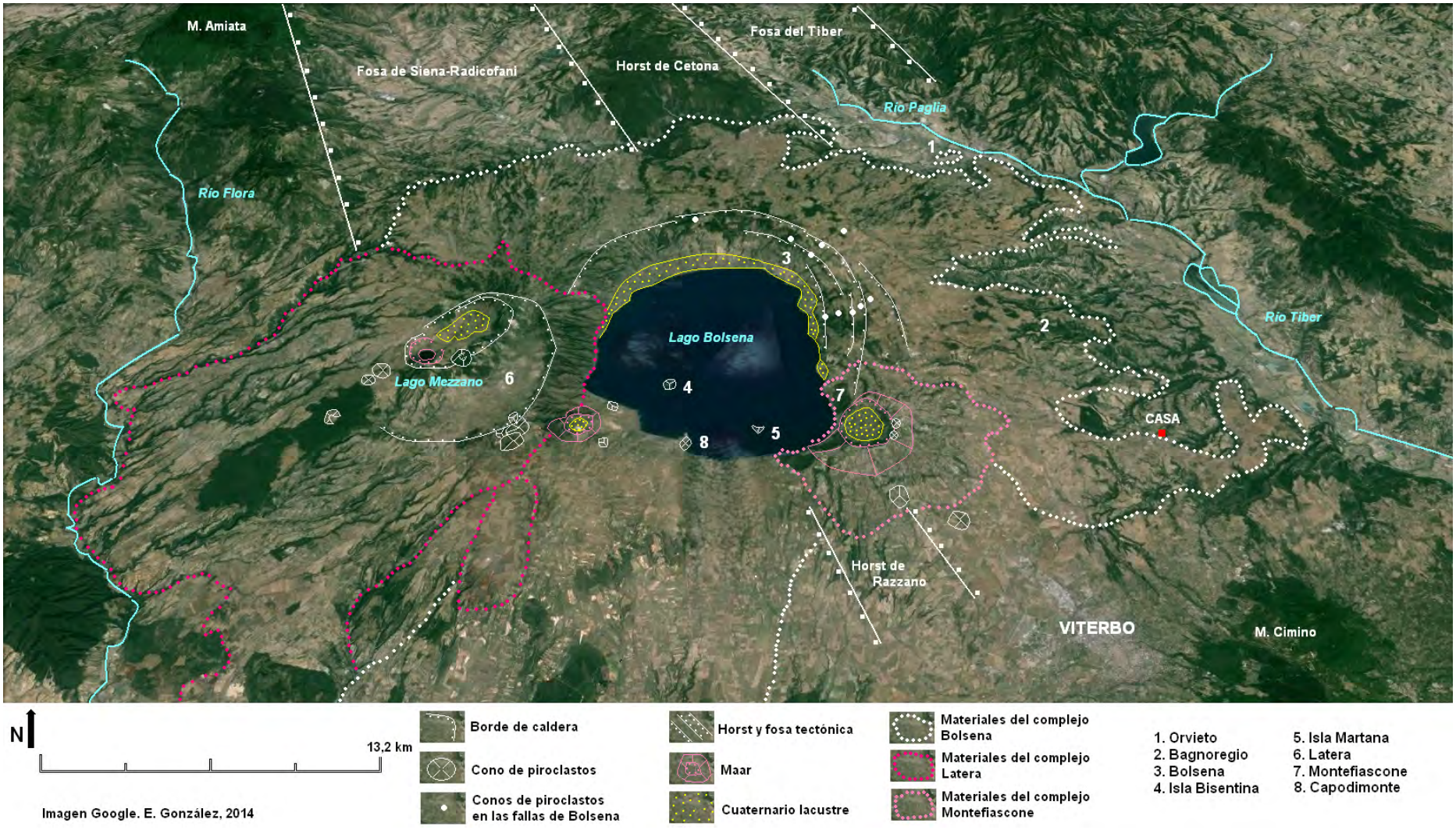


Figura 12 a. Esquema geomorfológico del complejo Vulsini

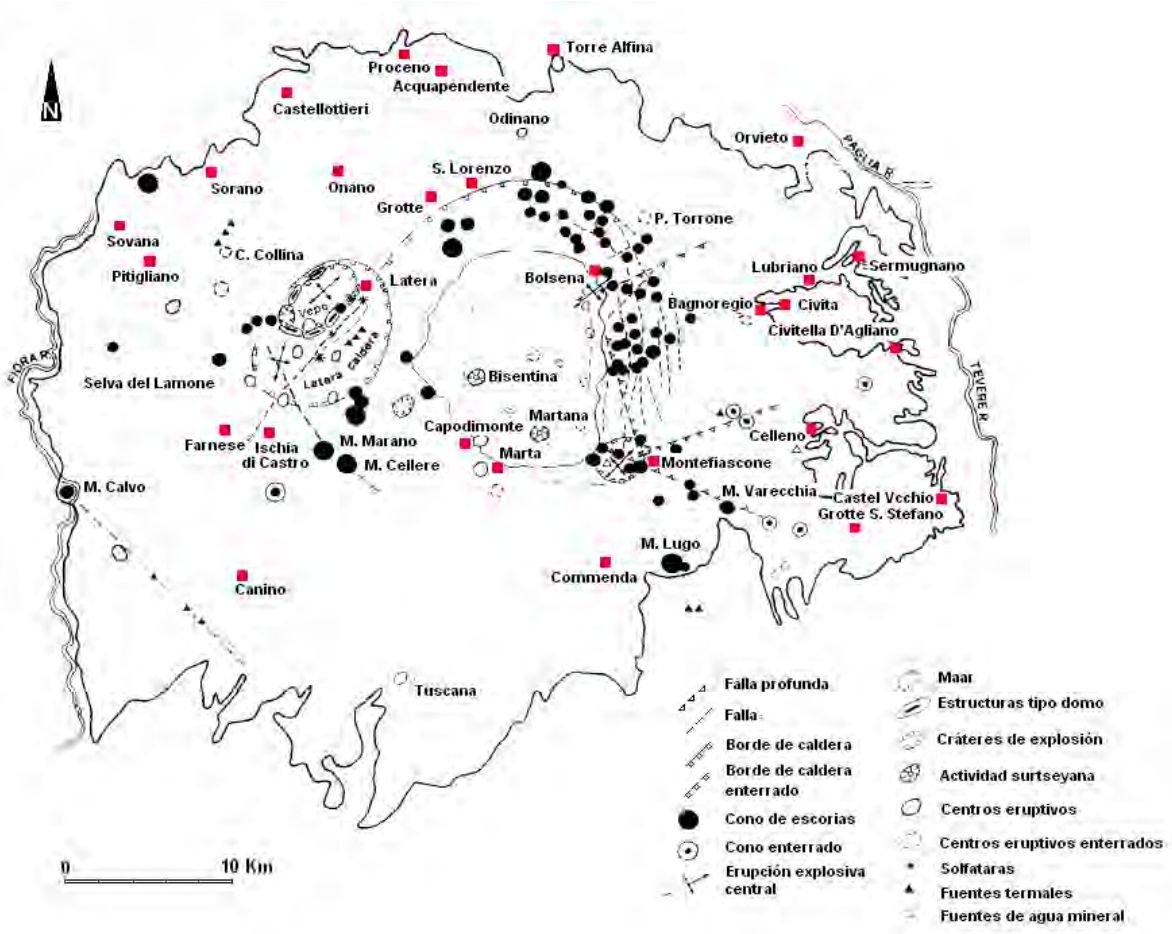


Figura 12b. Esquema geológico del complejo de Vulsini. Según Napii *et al.*, (1991)

Figura 13. Orvieto construida sobre los depósitos de ignimbritas (Tufo de Orvieto) de Bolsena

A modo de resumen podríamos concluir con lo siguiente: Vulsini es un importante distrito volcánico formado por numerosos centros eruptivos. Las lavas emitidas son potásicas y ultrapotásicas. Las erupciones se han llevado a cabo en más de 100 centros de emisión, entre los que cabe destacar tres grandes calderas y una depresión volcano-tectónica. Las erupciones han tenido lugar a lo largo del Pleistoceno con una temporalidad comprendida entre 600.000 y 150.000 años (De Rita, 1993, Napii et al., 1991).

Vulsini se asienta sobre un complejo sedimentario que recubre un zócalo metamórfico. Numerosos xenolitos de este zócalo se encuentran en las lavas de Montefiascone y Latera.

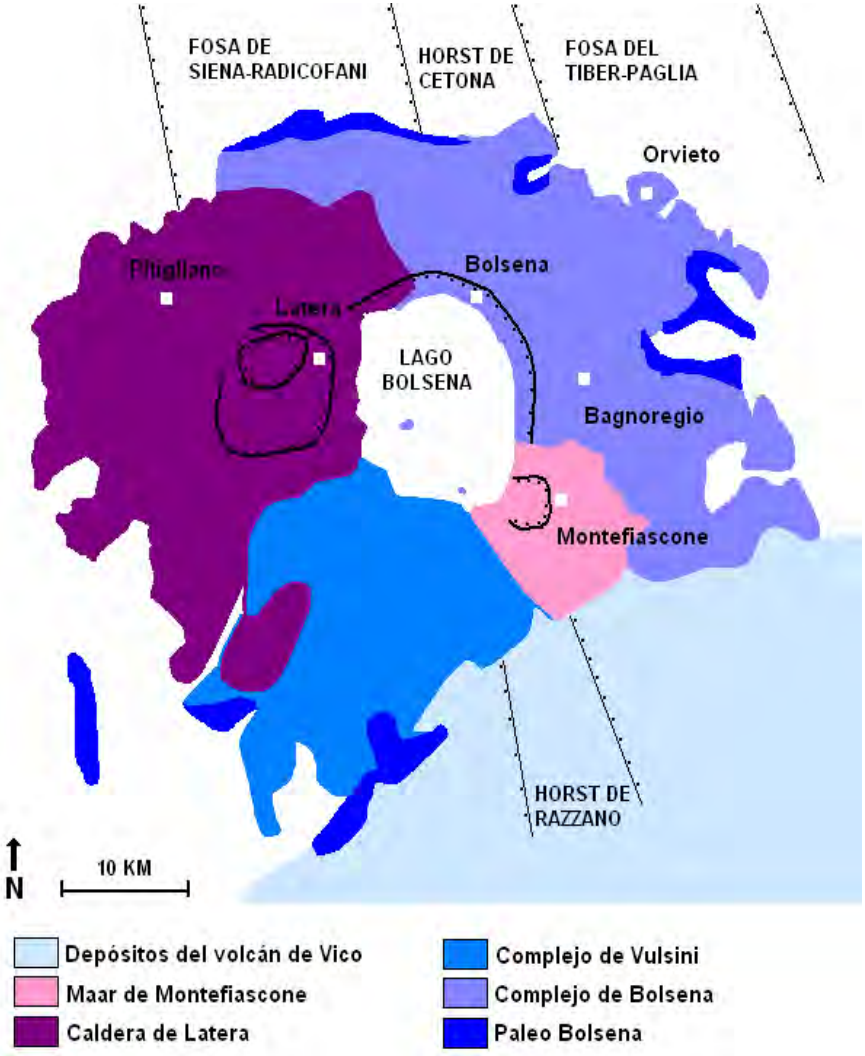


Figura 14. Esquema geológico del complejo de Vulsini. De Peccerillo *et al* (2005), simplificado

4.1 Episodios eruptivos

Los cuatro episodios eruptivos desarrollados en el complejo de Vulsini son los siguientes: Paleobolsena, Bolsena, Montefiascone y Latera

4.1.1. Paleobolsena.- La historia eruptiva de esta fase está marcada por el desarrollo de erupciones estrombolianas con emisión de coladas lávicas y formación de conos de piroclastos. También tienen lugar importantes eventos plinianos y subplinianos con abundantes piroclastos de caída y formación de ignimbritas. Estos depósitos son visibles en los márgenes del complejo. Las lavas emitidas son latitas, traquitas y fonolitas, estando la cronología eruptiva comprendida entre 600.000 y 450.000 años.

4.1.2. Bolsena.- Episodios eruptivos similares. Los centros de emisión parecen concentrarse en la depresión ocupada en la actualidad por el lago Bolsena. Los depósitos de piroclastos de caída estrombolianos y plinianos, así como los flujos pirocásticos derivados de actividad hidromagmática y las ignimbitas ocupan una gran extensión al norte y noroeste del lago. Los mejores puntos de observación se encuentran en Bagnoregio y Orvieto. (Fig. 13 y 15)

Figura 15. Cava de Bagnoregio con depósitos de ignimbritas y oleadas piroclásticas a techo y muro

4.1.3. Montefiascone.- Maar de 2,5 km de eje mayor (caldera para algunos autores italianos) con numerosos centros eruptivos en la orla cratéica (Fig. 11 y 12b). En sus depósitos se superponen oleadas basales, flujos densos tipo ignimbrita, caída estromboliana… Las lavas son basanitas y leucitas. La actividad de Montefiascone está comprendida entre 300.000 y 200.000 años.

4.1.4. Latera.- Caldera de explosión (Fig. 16 a) donde predominan los piroclastos. Tiene una extensión máxima de 8 km. Se construye en dos episodios que dejan dos bordes netos (Figs. 12 a y b, y 14) estando sus últimas manifestaciones relacionadas con la apertura de un mar ocupado por el lago Mezzano (Fig. 16 b). La lavas son preferentemente traquibasaltos y traquitas. Es el último episodio eruptivo del complejo de Vulsine, y el más violento del Pleistoceno, con una edad de 300.000-150.000 años. En un texto del 104 AC se dice que "*una llama se disparó en Vusini*" esto podría indicar cierta actividad volcánica reciente.

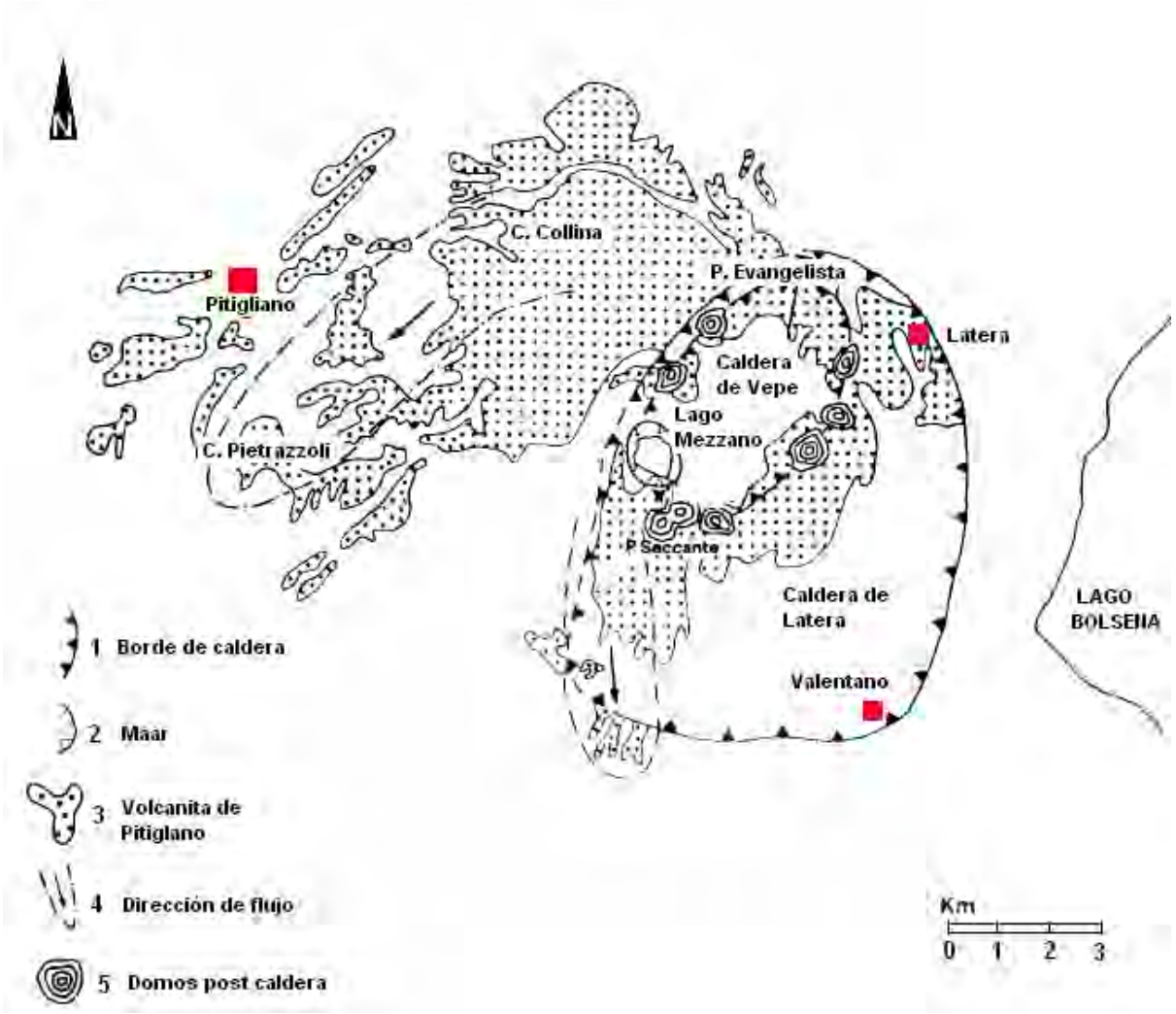


Figura 16 a. Caldera de Latera. Según Napii *et al.*, (1991)

Figura 16 b. Maar de Mezzano. Caldera de Latera

Para algunos autores (Nappi, 1969, Barbiere et al, 1994) la actividad en Latera podría haberse iniciado hace 900.000 años coincidiendo con la que se estaba desarrollando en Bolsena y la formación de un primer colapso de caldera. Las erupciones habrían dado lugar a la formación de la ignimbrita del torrente Arrone. Posteriormente, en un segundo y tercer ciclo eruptivo, se emiten grandes cantidades de piroclastos e ignimbritas (Palladino et al, 1986) como la de Pitigliano (Fig. 17). Estas erupciones darían lugar a posibles colapsos de caldera. Notable interés presentan los afloramientos de Sovana con las construcciones etruscas labradas en la ignimbrita (Fig. 18 a y b)

Figuras 17 a y b. “Tufo de Pitigliano”. El depósito sirve de base a la ciudad.

Figuras 18 a y b. “Tufo de Sovana” y tumba en necrópolis etrusca.

5. CONSIDERACIONES SOBRE EL EDIFICIO VOLCÁNICO DE MONTEFIASCONE.

El edificio volcánico de Montefiascone es una estructura dotada de una complejidad que supera el concepto de un simple maar (Fig. 19 a y b). Su historia eruptiva se inicia con la emisión de lavas al SE de Montefascone. Se trata de coladas de leucititas que discurren directamene sobre el basamento seimentario de la cuenca. Son lavas emitidas desde centros estrombolianos situados en el área de Monte Rosso, Monte Moro y Monte Varecchia. Para algunos autores (Calcorti et al, 1991) Montefiascone no es un maar sino una caldera formada por un lento y continuado proceso de colapso. Los depósitos antiguos de Montefiascone están atribuidos a actividad explosiva y originan la ignimbrita basal (Marini, 1986 y Antonelli, 1989) formada por cinco unidades de flujo que se emplazaron de forma intermitente en un corto espacio de tiempo como lo demuestran las pipas de desgasificación que atraviesan el conjunto del depósito. Esta ignimbrita se presenta como un material de color marrón claro, rico en bloques redondeados de lava y nódulos máficos soportados por un matriz formada por fragmentos juveniles de vidrio volcánico y líticos del sustrato sedimentario. Esta ignimbrita cubre un área de 70 km^2 y se le calcula un volumen de 1 Km^3. El mecanismo de emplazamiento se relaciona al de un flujo de alta velocidad en condiciones parciales de turbulencia que implicaría mecanismos hidromagmáticos en el desarrollo de la erupción responsable de la emisión del depósito. Esta erupción causa el vaciado parcial de la cámara magmática. Tras este colapso se inicia una fase de actividad hidromagmática con centros ubicados en el anillo de la caldera.

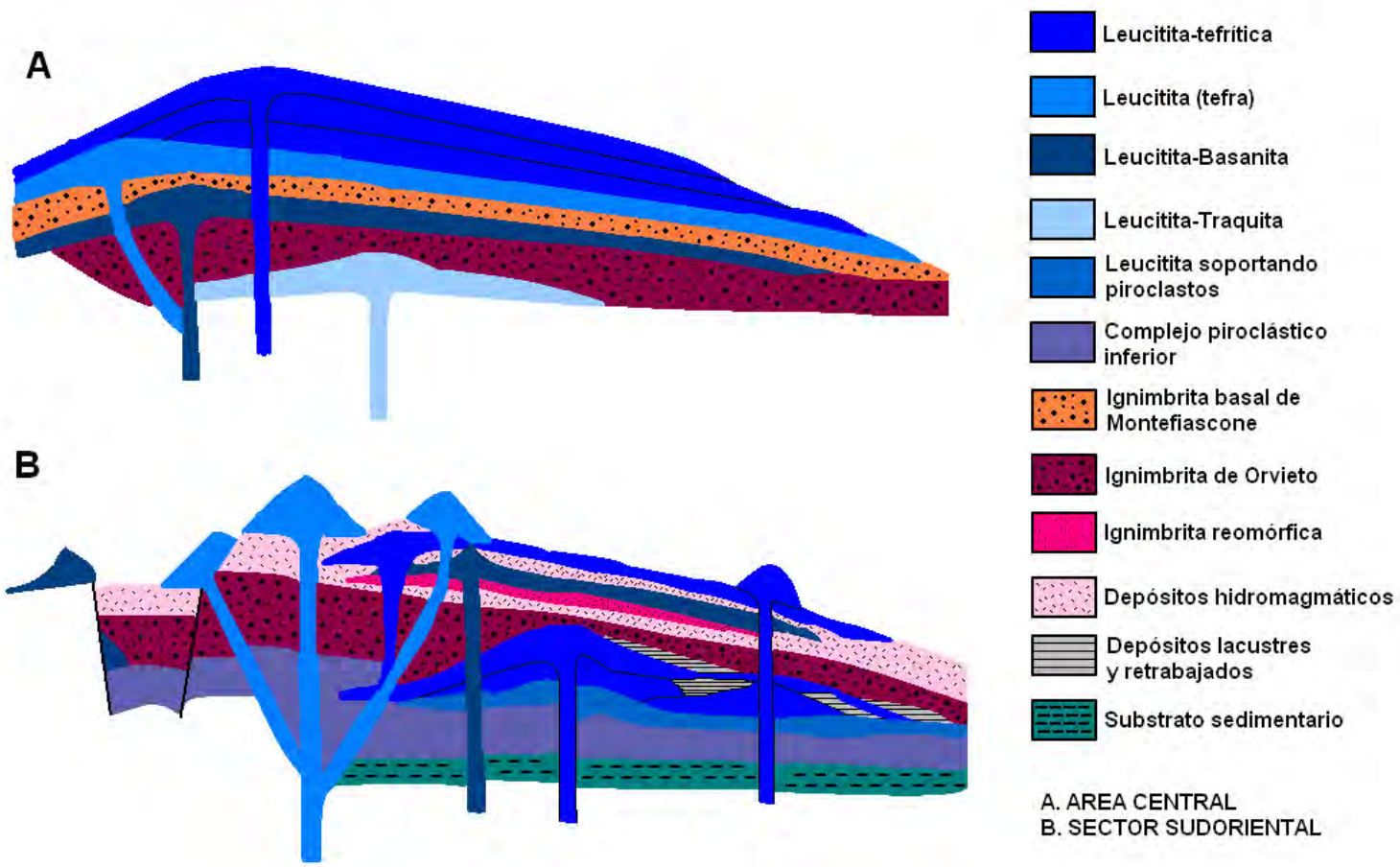


Figura 19 a. Cortes mostrando los materiales del edificio Montefiascone. Según Coltorti, *et al.* 1991, Modificado

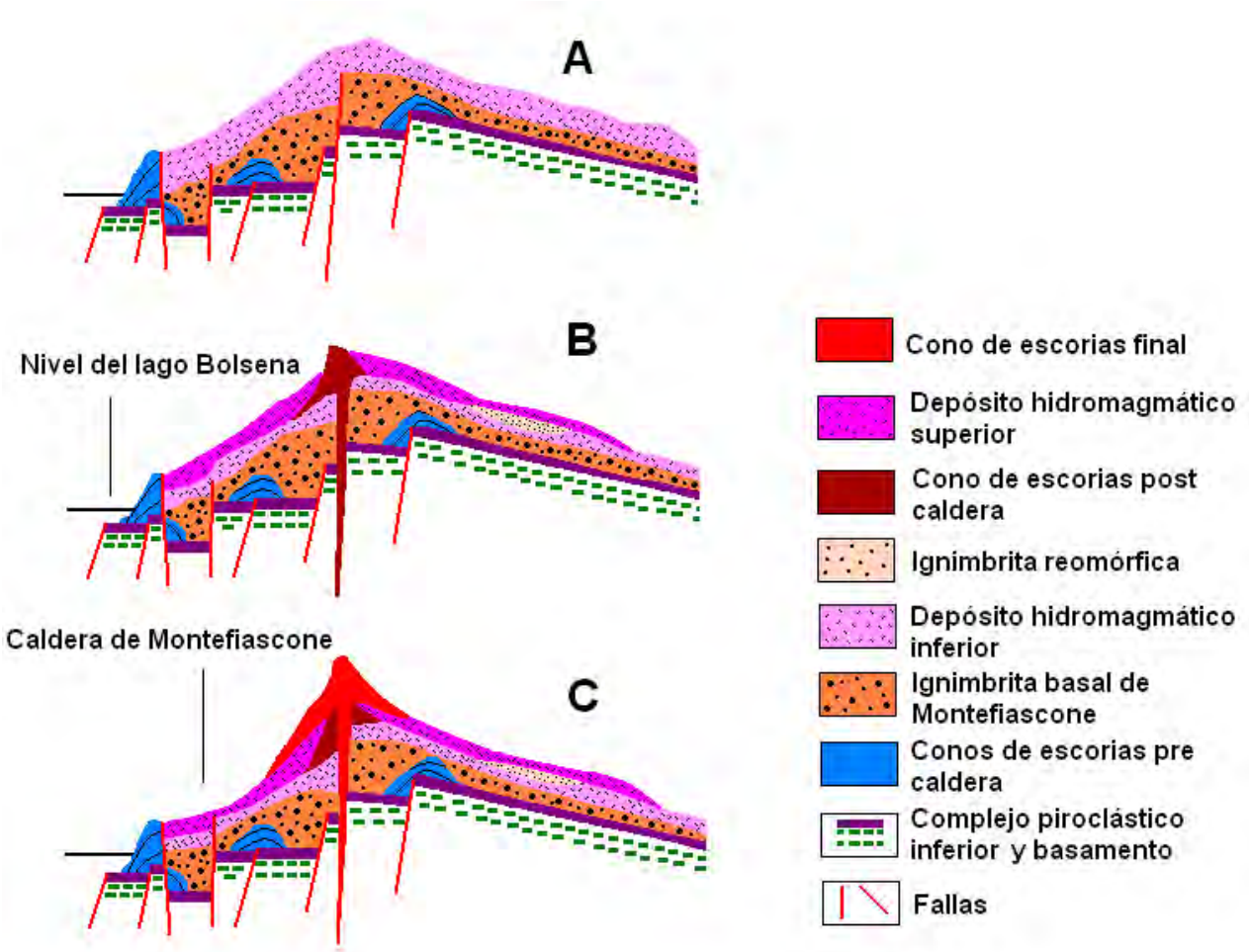


Figura 19 b. Cortes mostrando la evolución del edificio Montefiascone. Según Coltorti, *et al.* 1991, Modificado

Un segundo proceso explosivo en la caldera genera un nuevo depósito de ignimbrita, de menor volumen, formado por dos flujos pumíticos que alcanzan una potencia máxima de 7 m. Este depósito está vinculado al posible hundimiento del lado norte de la caldera. Sigue un actividad efusiva con centros en el S, SE y E y una actividad estromboliana en interior de la depresión y en su borde. La última actividad está ligada a la apertura de una fisura alargada sobre la que se encuentran el Mte. Moro y el Mte. Varecchia (Fig. 20). Las lavas de Montefiascone se extienden desde Bagnoregio, al norte, hasta Commenda, al sur, y son visibles en la cantera Basaltina. Se emiten por fisuras mal alimentadas que se ajustan a la dirección de fracturas regionales (WNW/ESE y NNW/SSE) mientras que las fracturas E/W se consideran las responsables de la formación de la caldera. La disposición de las lavas se observa en la figura 19.

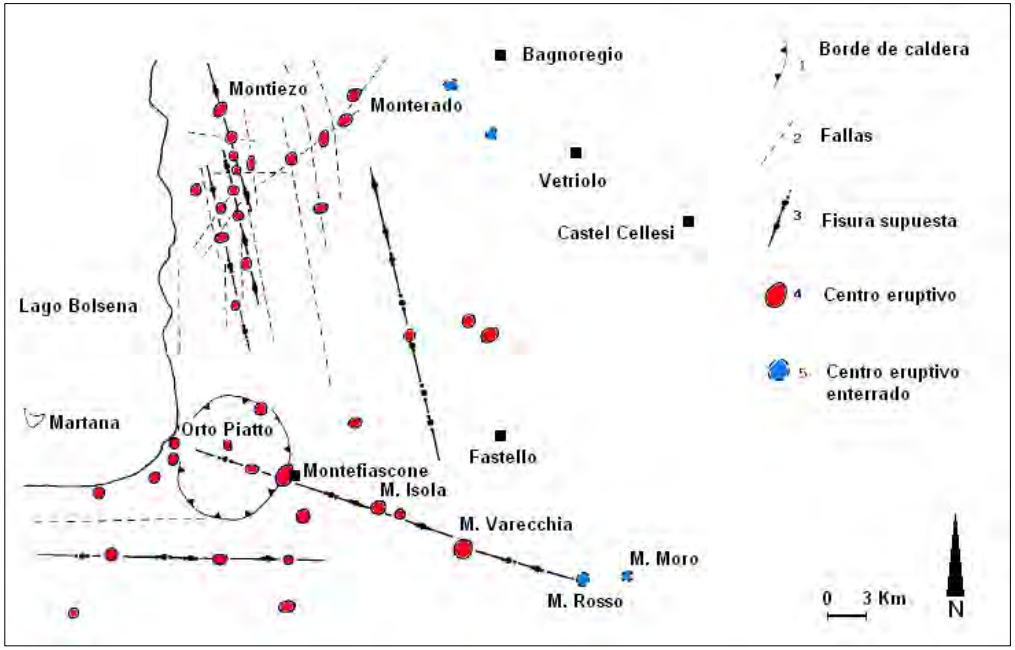


Figura 20. Características volcanotectónicas del entorno de Montfiascone. Según Coltorti, *et al*. 1991, modificado

REFERENCIAS

AMODIO, M.; DE RITA,D.; DI FILIPPO, M.; FUNICIELLO, R.; GALADINI,F. & SPOSATO,A. (1987): "Evoluzione geologicostrutturale del bacino vulcano-tettonico di Bolsena (complessoVulcanico Vulsino)". *Boll. GNV*, pp.21-36.

BARBERI, F.; INNOCENTI, F.; LANDI, P.; ROSSI, U.; SAITTA, M.; SANTACROCE, R. & VILLA, I.M. (1984):. "The evolution of Latera Caldera (Central Italy) in the light of Subsurface Data". *Bull. Vulcanol*, 47 (1): 125-141.

COLTORTI, M.; DI BATTISTINI, G. ; NAPPI, G.; RENZULLI, A. & ZEDA, A. (1991): "Structural setting and magmatic evolution of Montefiascone Volcanic Complex, Vulsini District, central Italy" *Journal of Volcanology and Geother. Research.* 46, 99-124

D'ORAZIO, M.; INNOCENTI, F.; SENI, G. & PETRINI, R. (2004): "Il vulcano de Radicofani nell cuadro del magmatismo neogenico-quaternario dell'Appennino Septentrionale". En: R. H. VERION, Ed. *A practical guideb to rock microstructure.* Cambridge

FERRARI, L.; CONTIELLIS, S. ; BURLAMACCHI, L. & MANETTI, P. (1996): "Volcanological evolutio of the Monte Amiata, S. Tuscany: New geological and petrochemical data". *Acta Volcanologica,* 8. 41-56

FUNICIELLO, R.; SALVINI, F. & WISE D.U., (1984): "Deformational History of the Basement Expo- sures along the Fiora River, Central Italy". *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 103: 491-501.

FREDA, C.; PALLADINO, D.M.; PIGNATTI, S.; TRIGLIA, R.; ONORATI, G. & PASCOLIERI, M. "Volcano-Tectonic scnario of Vulsine Volcanoes (Central Italia) from LANDSAT-MSS images and digital elevation data". *Journal of Photogrametry and Remote Sensing,* 45. 316-328

MARINI, A. & NAPPI, G. (1986): "Origin and evolution of the Montefiascone caldera (Vulsini volcanoes)". *Soc .Geol. Ital.*, 35: 657-665.

NAPPI, G.; RENZULLI, A. & SANTI, P. (1991): "Evidence of incremental growth in the vulsinian calderas (central Italy)" *Journal of*

Volcanology and Geother. Research, 47. 13-31

PALLADINO, D.M.; TRIGILA, R. & WALKER G.P.L. (1986): "La formazione piroclastica di Onano (Vulcani Vulsini): caratteri deposizionali, distribuzione e meccanismi eruttivi". *Prestampe. Atti 73th Congresso Soc. Geol. Ital.,* Roma 30-9/4-10, pp. 309-312.

LOCARDI, E.; LOMBARDI, G.; FUNICIELLO, R. & PAROTTO, M. (1977): "The main volcanic groups of Latium (Italy): Relations be-tween structural evolution and petrogenesis", *Geol. Rom*. 15, 279^300.

CALDERA Y LAGO DE BOLSENA

ITINERARIOS POR LA PROVINCIA MAGMÁTICA ROMANA:

COMPLEJO VOLCÁNICO DE VICO-CIMINO

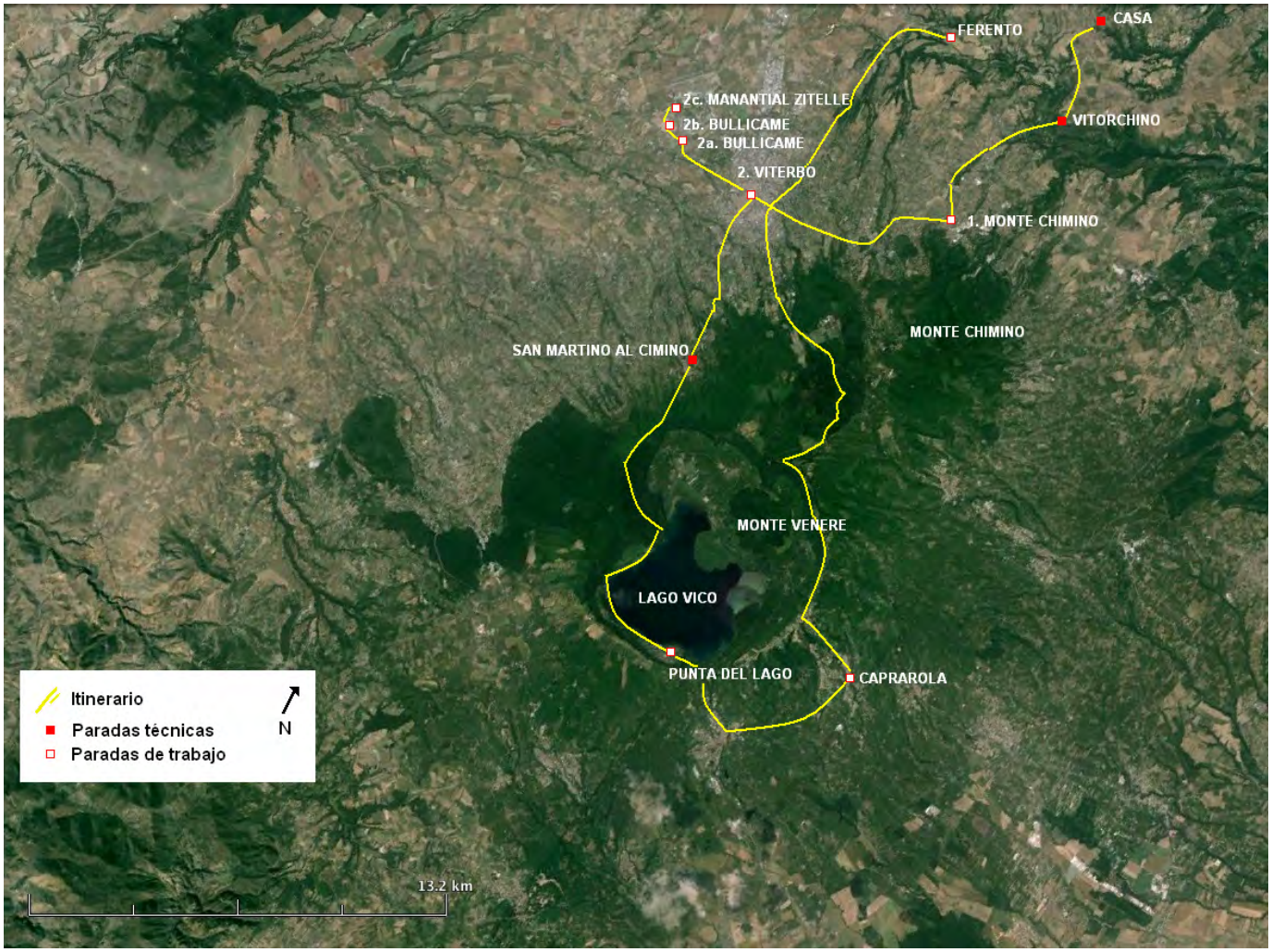
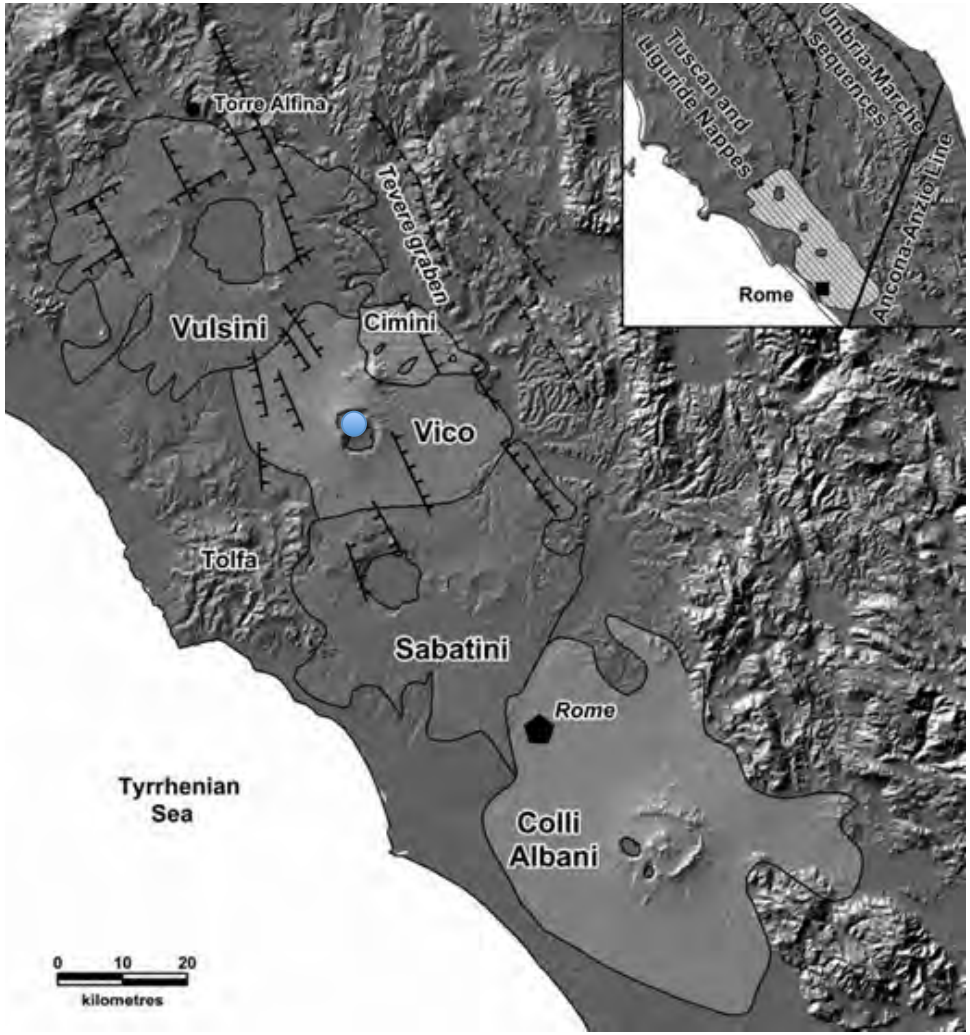


Figura 21. Itinerario de trabajo II



PARADAS DE TRABAJO

1. Ferento.- Complejo de ocio de época romana sobre base etrusca. Termas
2. Viterbo.- Ciudad Industrial con recinto medieval. Catedral y murallas. Surgencias termales –Bullicame- con formación de travertino.
3. Estratovolcán y caldera de Vico.- Formas y depósitos. Monte Venere
4. Caprarola.- Ciudad renacentista en las faldas de Vico. Visita a la Villa Farnese
5. Monte Cimino
6.

   En todas las paradas se valorará el uso de los recursos volcánicos.

1. ESTRATOVOLCÁN DE MONTE CIMINO

El Monte Cimino es el más viejo volcán de este territorio. Desarrolla un complejo de edad pleistocena en el que predomina una actividad efusiva con desarrollo de numerosos domos de diferente tamaño, forma y comportamiento. En total se contabilizan en torno a 50 domos. Su actividad está comprendida entre los 1.350.000 y 800.000 años. Su actividad se caracterizó por la emisión de magmas ácidos (traquíticos y riolíticos) que generaban erupciones explosivas, subsecuentes a la formación de domos (Fig. 22 a y b). Los depósitos de ignimbritas y de avalanchas laterales son muy abundantes Fig. 23 y 25 a y b).

La actividad final en el área de Cimino está marcada por erupciones efusivas (Fig. 24 a y b) en las que se emiten magmas con menor porcentaje de SIO_2. En la actualidad el sistema geotermal se manifiesta en la profusión de manantiales y surgencias ricas en carbonato cálcico-magnésico (Angelone et al, 2009), utilizadas en una floreciente industria turística.

Figura 22 a. Monte Cimino desde Viterbo

Figura 22 b. Domos de La Pallanzana.

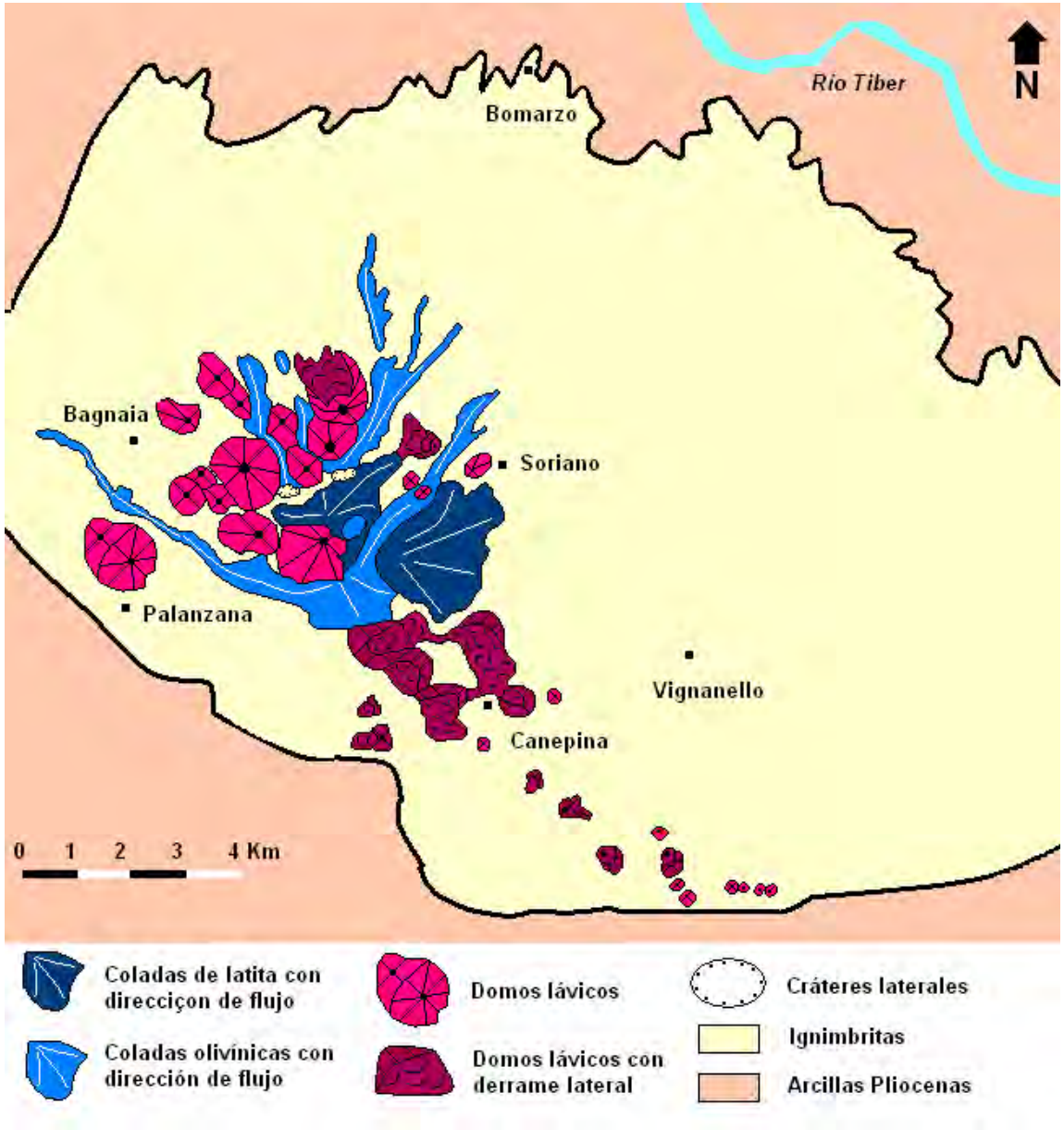


Figura 23. Geología del Mte. Cimino.
Según Perugini *et al.* 2003. Modificado

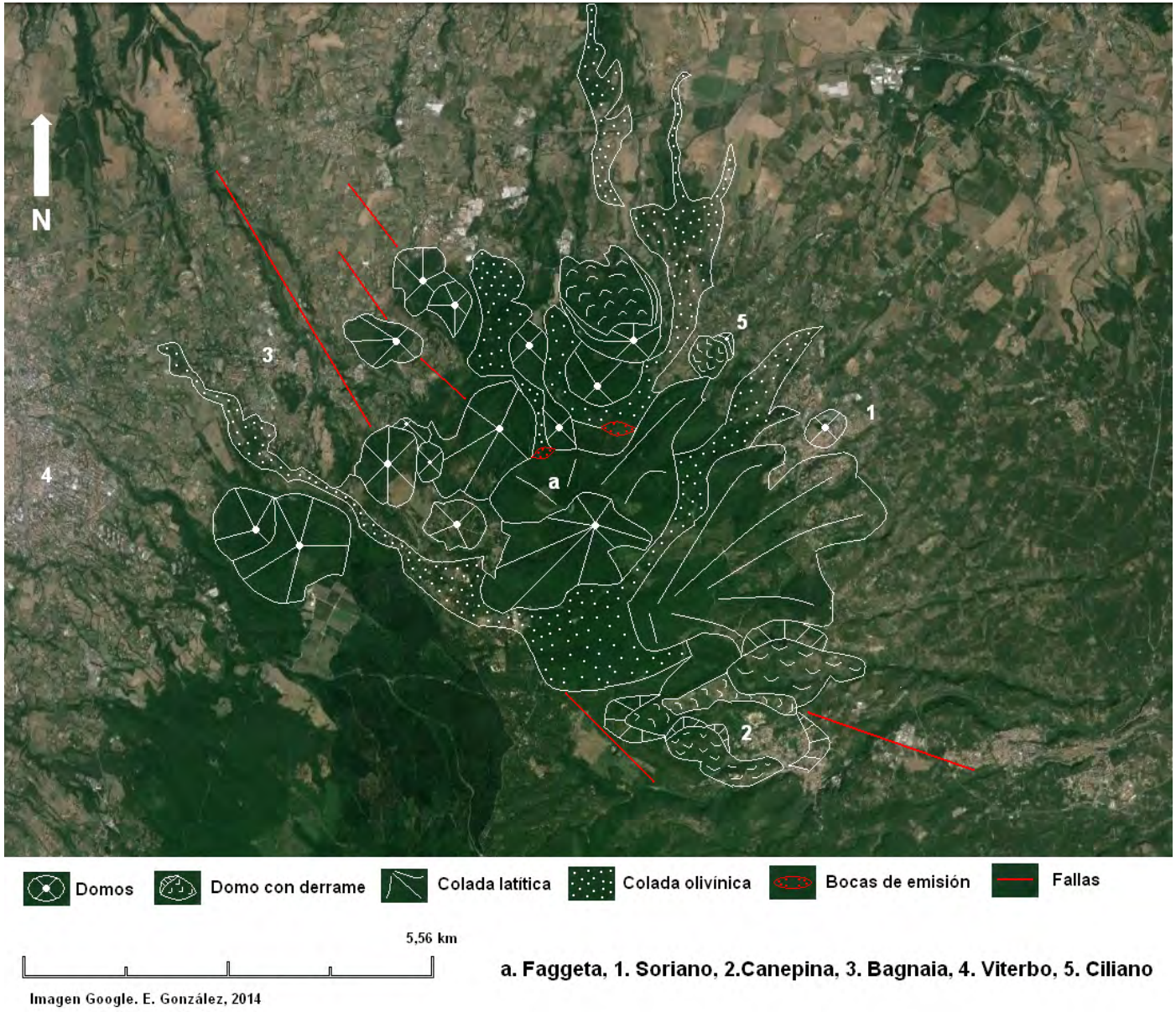


Figura 24a. Esquema Geoorfológico del Monte Cimino.

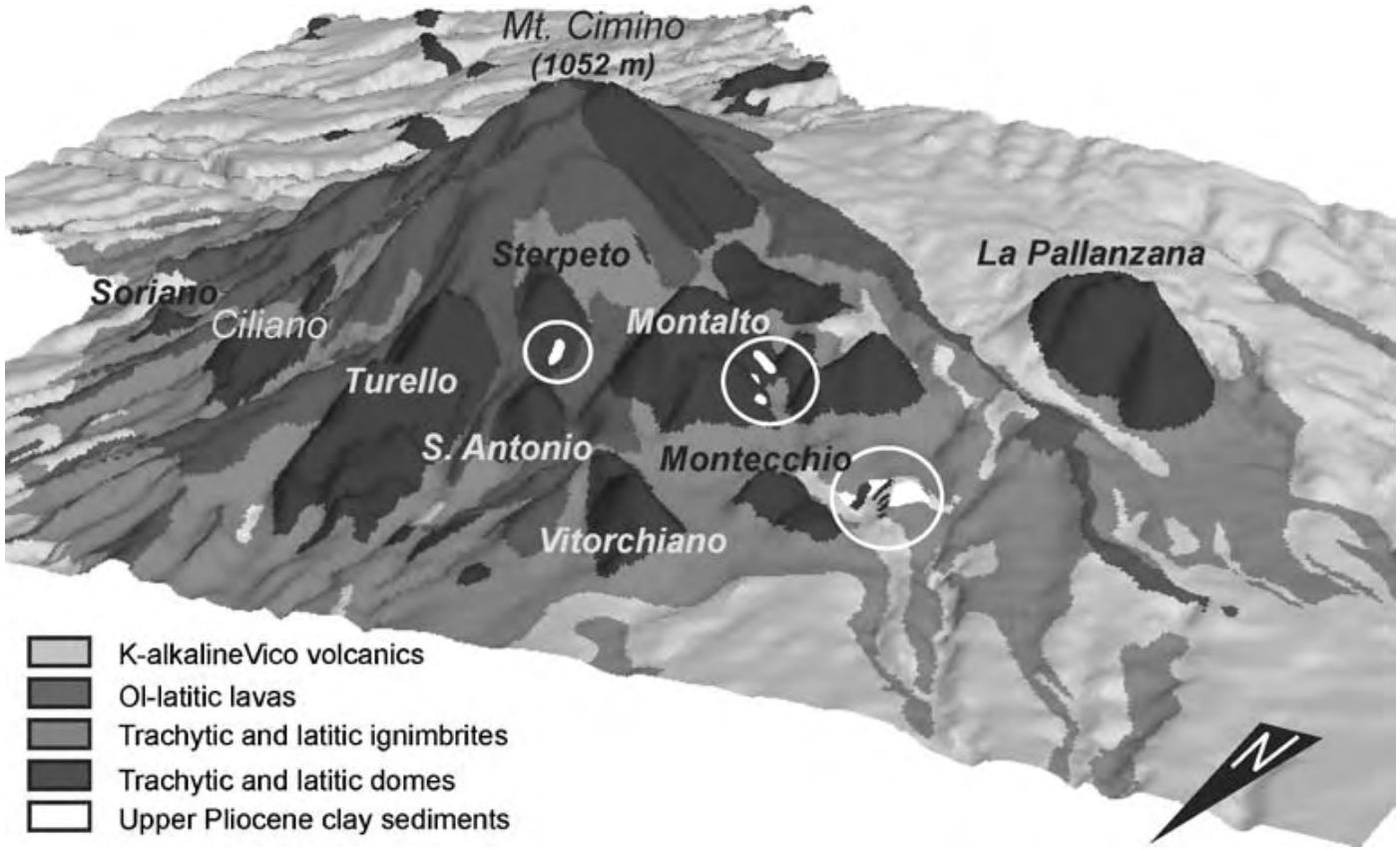


Figura 24 b. Esquema tridimensional del M. Cimino. Los círculos blancos enmarcan depósitos sedimentarios del Pleistoceno. De Cimarelli, y De Rita. 2006

Figuras 25 a y b. Ignimbrita soldada de Vitorchiano, emitida desde los centros eruptivos del Monte Cimino

2. COMPLEJO VOLCÁNICO DE VICO

El complejo volcánico de Vico está formado por un estratovolcán roto por la generación de una caldera en cuyo interior se levantan conos posteriores a su formación. Las erupciones son diferentes en los cuatro periodos que se han establecido en la génesis del estratovolcán (Peini et al, 2004). Los primeros depósitos están formados por capas de piroclastos de caída y coladas lávicas. La segunda fase es fundamentalmente efusiva y contribuye a la construcción del edificio. En la tercera, una intensa actividad de carácter pliniano genera importantes depósitos de ignimbritas y la formación de una caldera de más de 7 km. de diámetro, hoy ocupada por un lago. La actividad post-caldera se caracteriza por violentas explosiones freatomagmáticas y por una actividad magmática posterior que levanta el

volcán de Venere sobre el borde de la caldera. La edad del complejo de Vico está comprendida entre 419.000 y 90.000 años, iniciándose hace 800.000 años la actividad en el área.

Vico se considera como un estratovolcán central con una depresión caldérica en su cima. Se desarrolla en una estructura regional compleja consistente en una fosa alargada de NW a SE, denominada falla de Orte-Vico. Para algunos autores (Cimarelli y de Rita, 2006) la actividad está comprendida entre 419.000 y 95.000 años, pudiendo sistinguirse cuatro fases: 1. Actividad explosiva pliniana, 2. Actividad efusiva con la formación del estratovolcán, 3. Actividad fuertemente explosiva con la emisión de ignimbritas y la formación de la caldera, 4. Actividad postcaldera con el desarrollo de conos monogenéticos y la formación del Monte Venere, mientras que otros autores la dividen en tres (Fig. 27).

Figura 27. Ignimbrita del Cimino en Vitorchiano.

Vico se localiza al norte de la provincia volcánica romana (Sollevanti et al, 1983) junto con Vulsini, Sabatini y Colli Alabani. Vico es el edificio más pequeño con menos de 100 KM^3 de material volcánico emitido que se dispersan en un área de 784 km^2. Se localiza en la cuenca de Siena-Radicofani sobre un sustrato sedimentario que a su vez tiene un basamento paleozoico de rocas metamórficas cuyos xenolitos se presentan con cierta abundancia en los depósitos volcánicos. Vico está integrado por un edificio volcánico principal que contiene un cono de escorias intracaldera –Monte Venere- y tres pequeños edificios monogénicos situados dos en el borde N de la caldera y el tercero en el piedemonte del estratovolcán.

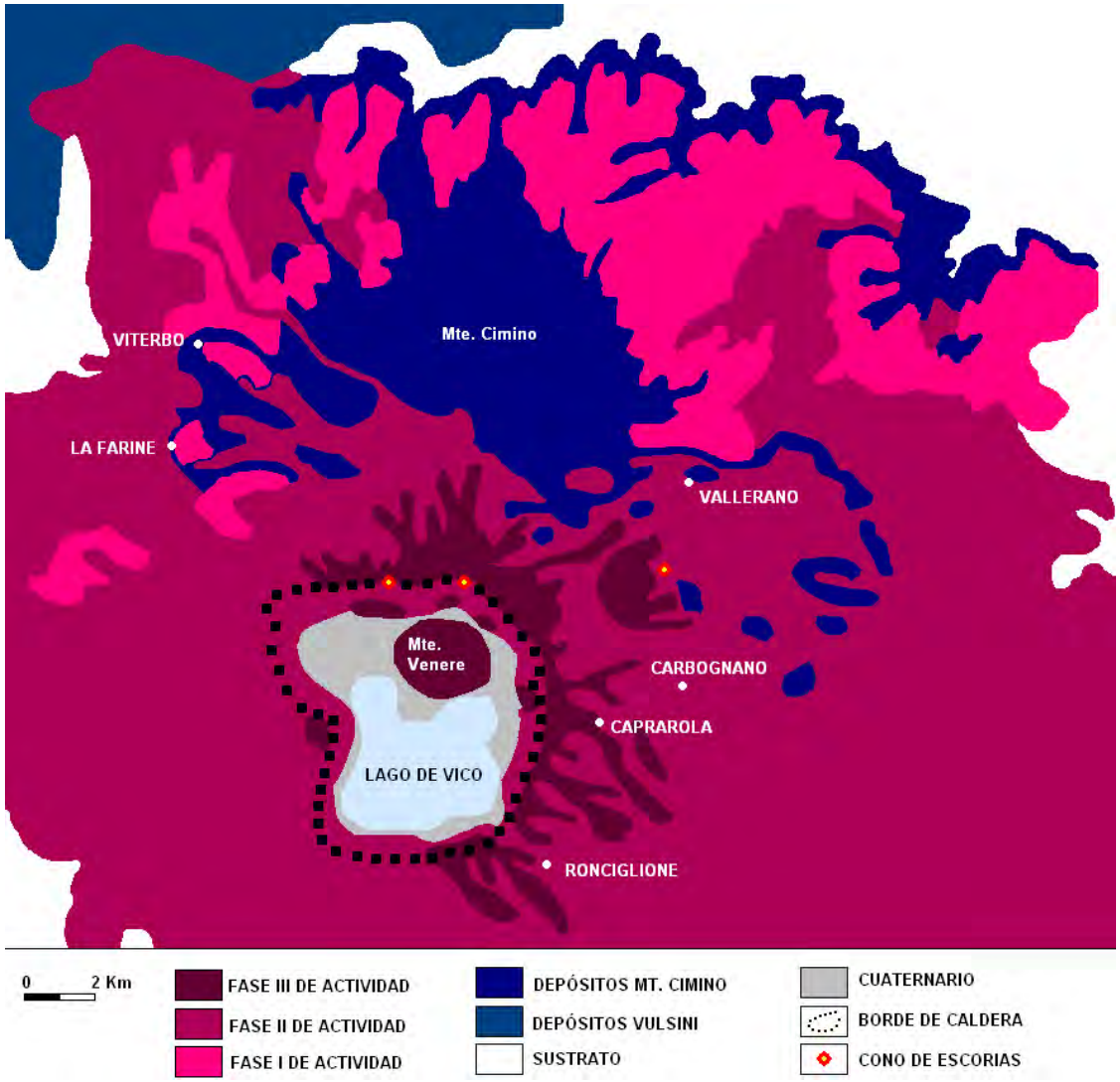


Figura 26. Depósitos del volcán Vico
Según Perini *et al*, 2003. Simplificado

2.1. **Fases de actividad**

2.1.1. Fase 1.- La actividad explosiva se caracteriza por la emisión de importantes columnas eruptivas y la generación de coladas piroclásticas. Los depósitos de ignimbritas se disponen en todas direcciones en el entorno del volcán. Están precedidos por depósitos de caída plinianos que se disponen en su base. las ignimbritas, en las áreas proximales, presenta formación de flamas y un alto grado de soldadura. En facies distales la litificación se debe a procesos de zoolización. El espesor de este depósito alcanza 10 metros de potencia media.

2.1.2. Fase 2.- El siguiente depósito de ignimbritas se inicia con la presencia de niveles basales formados por la caída de cenizas a los que les siguen niveles de piroclastos de caída pumíticos. Sobre ellos se sitúan los depósitos de ignimbritas (Fig. 26) estructurados en niveles: a) Brecha basal muy nítida en zonas proximales con líticos de hasta 50 cm (Fig. 28). b) Zona intermedia, soldada y con variaciones en la coloración y en el grado de cohesión lo que indicaría diferencia de temperatura. Presenta estructura flameada y contiene llíticos de rocas subvolcánicas.

2.1.3. Fase 3.- Para alguno autores denominada Fase II (Perini et al, 2004). Ocupa una mayor área de distribución, superponiéndose, al sur, a los depósitos del complejo de Sabatini. Presenta niveles métricos de pumitas de caída y niveles métricos de depósitos de ignimbritas. La matriz de este depósito contiene una paleoceniza gris con pumitas subredondeadas. Le sigue un depósito brechoide de 20 metros de potencia la cual desciende rápidamente a medida que nos alejamos del punto de emisión. La matriz está formada por lapilli grueso.

Figura 28. Detalle de la ignimbrita de Vico

2.1.4. Fase 4.- Aparece como un peleodepósito gris o amarillo en el que se distinguen unidades de flujo y niveles de cenizas litificadas, así como depósitos de oleadas piroclásticas de carácter hidromagmático. Puntualmente aparecen niveles de obsidiana.

Perini y colaboradores (2004) establecen tres periodos en la actividad del estratovolcán Vico:

Periodo I.- Se desarrolla entre 410.000 y 400.000 años. Erupciones plinianas con depósitos de caída y pequeños aportes lávicos localizados en Perignano.

Periodo II.- (305.000-138.000) Después de un periodo de inactividad de alrededor de 100.000 años se inician erupciones efusivas en las que se emiten lavas (latitas) en forma de coladas. A esta actividad inicial le siguen erupciones explosivas con abundancia de depósitos plinianos de caída, así como flujos piroclásticos (ignimbritas) localizables en La Farine, Sutre, Carbognano y Ronciglione (Fig. 27). Cada una

de las emisiones de flujos piroclásticos va acompañada de un colapso de parte del techo de la cámara magmática, dando lugar a la formación de una caldera somital (Fig 30 a y b)

Periodo III.- Actividad post caldera. Está representada por la formación de conos de escorias, emisión de coladas y abundantes depósitos de caída (Poggio Nibbio) Estas erupciones se producen en pequeños centros que generan edificios monogénicos, dentro y fuera de la caldera, de los que el más representativo es el Monte Venere (Fig 29). Este cono está formado por leucitas y se le atribuye una edad de 95.000 años.También tienen lugar erupciones freatomagmáticas con depósitos y formas visibles en el área de Caprarola

Figura 29. Caldera de Vico y cono de Venere

Cimarelli, y De Rita. (2006) Establecen estas cuatro fases para la formación del Cimino:

Fase 1.- Intrusión de un lacolito elongado de NE a NW, sobre los depósitos sedimentarios mesozoicos, cenocoicos y plio-pleistocenos, adaptado a la fracturación regional con un volumen entre 60 y 100 Km^3, comparable al de otros lacolitos del Lacio.

Fase 2.- Emplazamiento de los domos siguiendo la fracturación transversal y radial generada por la intrusión del lacolito.

Fase 3.- Erupción central con emisión de ignimbritas que llegan a desplazarse alrededor de 10 km de distancia del centro de emisión.

Fase 4.- Emisión de coladas lávicas (olivino y latita)

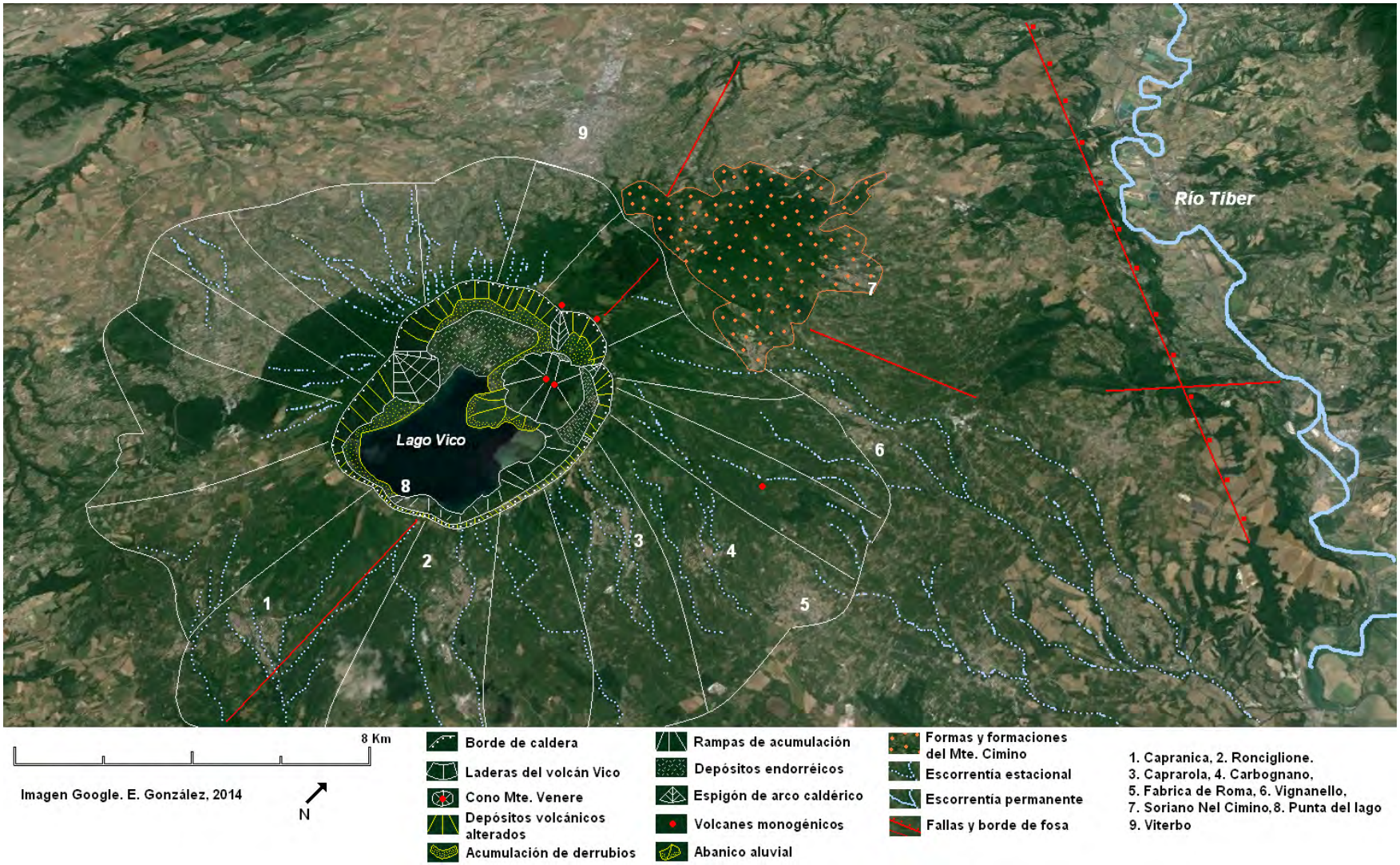


Figura 30 a. Esquema geomorfológico del complejo volcánico de Vico

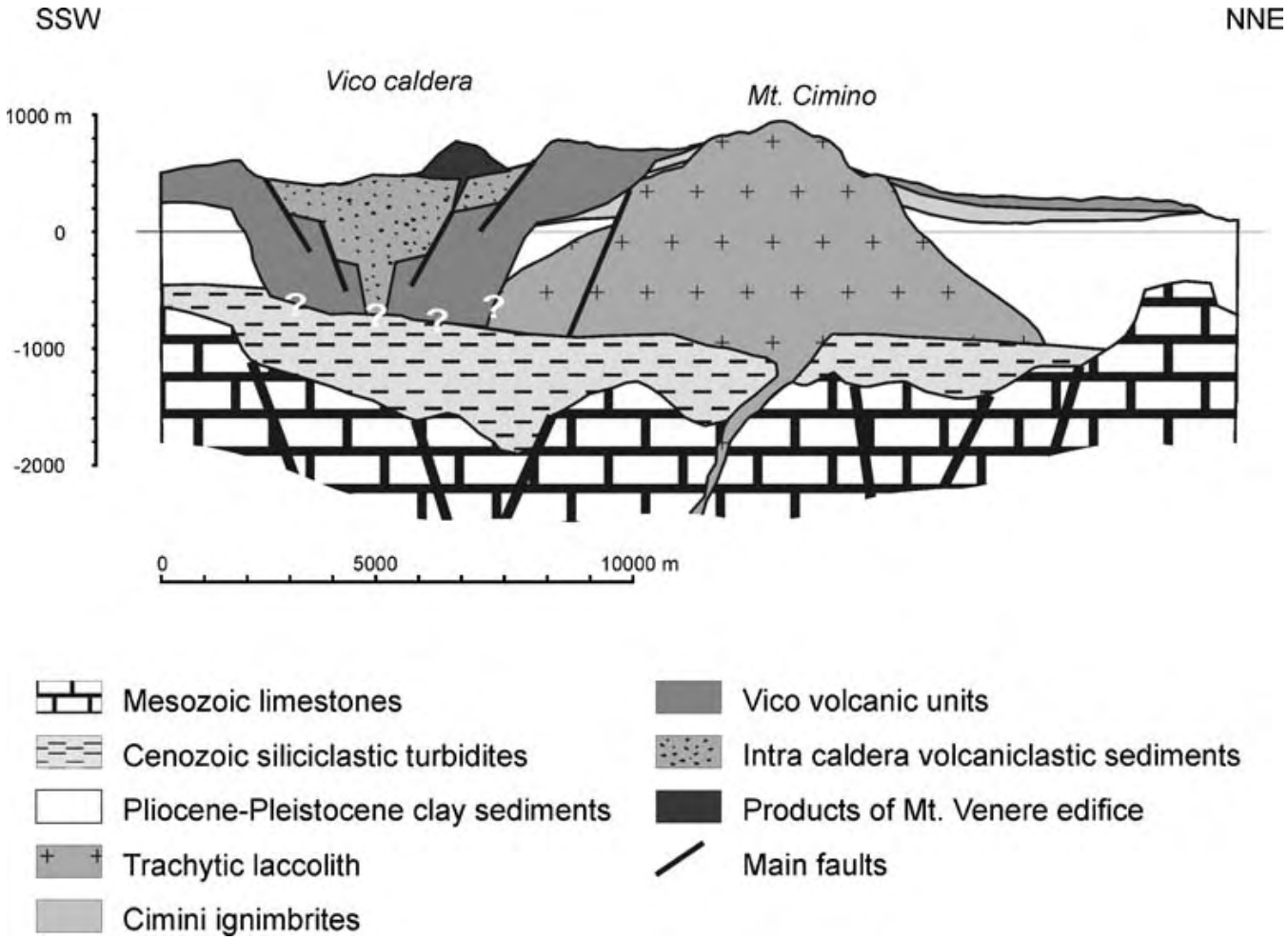
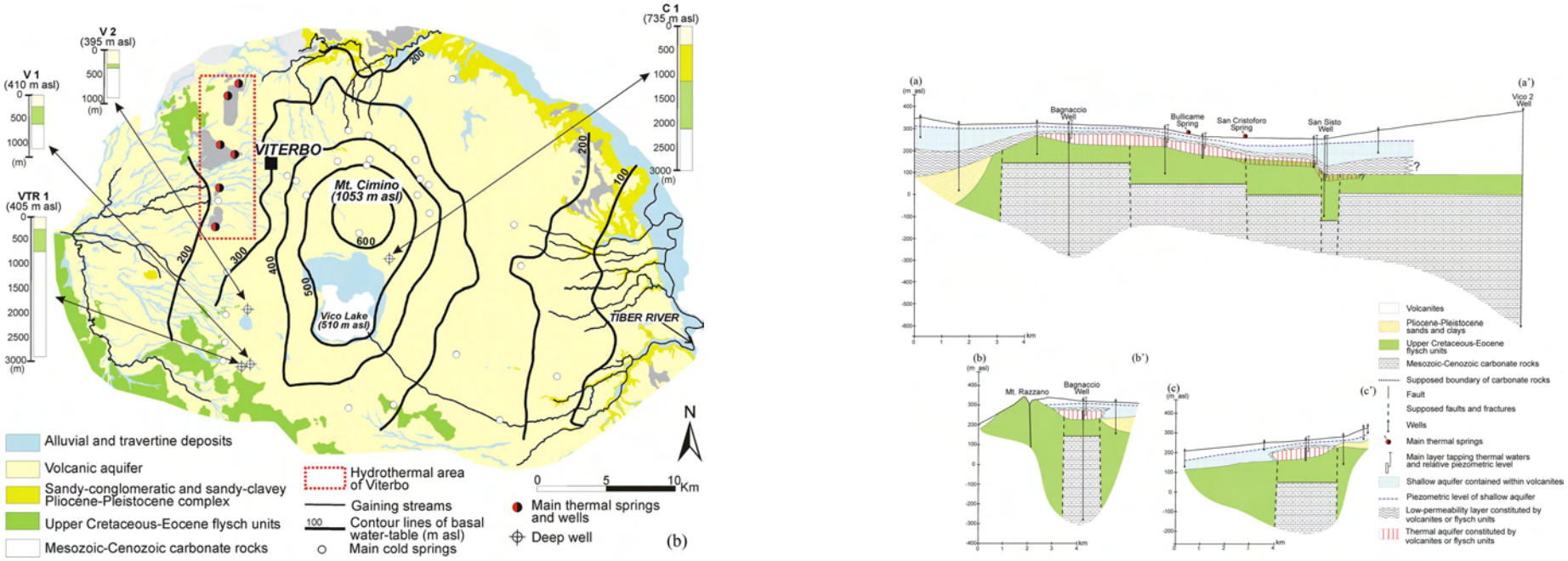


Figura 30 b. Corte esquemático del complejo volcánico Vico-Cimino. De Cimarelli, y De Rita. 2006

3. ACTIVIDAD GEOTERMAL

La ciudad de Viterbo se sitúa en las inmediaciones del Monte Cimino. Presenta uno de los mejores recintos medievales de Italia. Está construida sobre antiguas ruinas romanas muchos de cuyos elementos fueron reutilizados para levantar la ciudad medieval. El empleo de las rocas volcánicas en la construcción es prácticamente exclusivo. Viterbo se sitúa sobre un sistema geotermal asociado al volcanismo de la zona, siendo muy abundante la presencia de surgencias termales próximas a los 100ºC y las emanaciones de CO_2. Viterbo se encuentra en un entorno rural integrado en el territorio marcado por la alineación de calderas y complejos volcánicos que caracterizan la morfología de la región del Lacio. Se encuentran entre la cadena de los montes Apeninos y las llanuras costeras del Tirreno. El paisaje está formado por colinas boscosas, terrenos de cultivo y bosques caducifolios que ocupan las laderas de los edificios volcánicos de la zona. La presencia de abundantes surgencias termales caracterizan determinadas áreas de la ciudad.

El entorno de Viterbo tiene un gran interés geotérmico (Baiochi et al 2012). El sistema geotermal está formado por dos acuíferos de características hidráulicas y químicas diferentes (Fig. 31a). El primer acuífero está relacionado con el acuífero regional del sistema volcánico Vico-Cimino y se caracteriza por presentar aguas frías que se utilizan para consumo urbano y para riego. El segundo es un acuífero termal cuyas aguas se utilizan para uso de baño. Presenta unas condiciones locales que permiten una alta salinidad y una temperatura del agua entre 40 y 62ºC. Ambos acuíferos se interrelacionan vertical y lateralmente (Fig. 31b) La presencia de estos acuíferos da lugar a la aparición de surgencias en el entorno de la ciudad. Se pueden distinguir dos recintos principales: el “Parco de Bullicame” y la “Bullicame Piccola”. Se sitúan al oeste de la ciudad de Viterbo en un espacio semiurbanizado en el que conviven los terrenos de cultivo con instalaciones militares, un pequeño aeropuerto y areas residenciales. El entorno está marcado por la presencia de numerosas surgencias termales (Fig. 32) en las que se emite profusamente CO_2 y se produce la formación instantánea de precipitados de travertino. Lindante con la zona de surgencias se encuentra el Orto Botanico de Viterbo. Las aguas son sulfurosas, alcalinotérreas y bicarbonatadas (Fig. 33)



Figuras 31 a y b. Sistema geotermal del área de Viterbo. Baiocchi, A. *et al.* (2012)

Figura 32. Piscinas públicas de Bullicame Piccola

Figura 33. Información en Parco Bullicame

REFERENCIAS

ANGELONE, M.; CREMISINI, C.; PISCOPO, V.; PROPOSITO, M. & SPAZIANI, F. (2009): "Influence of hydrostratigraphy and structural setting on the arsenic occurrence in groundwater of the Cimino-Vico volcanic area (central Italy)". *Hydrogeology Journal* 17: 901–914

BAIOCCHI, A.; LOTTI, F. & PISCOPO, V. (2012) "Conceptual hidrogeological model and gooundwatwr resource estimation in a complex hydrothermal area: the case of the Viterbo geothermal area (central Italy)" *Journal of Water Resource and Protection.* 4, 231-247

CIMARELLI, C. & DE RITA, D. (2006): "Structural evolution of the Pleistocene Cimini trachytic volcaniccomplex (Central Italy)" *Bull. Volcanol.* 68, 538-548

DE RITA, D.; FUNICIELLO, R.; ROSSI, U. & SPOSATO, A. (1983): "Structure and evolution of the Sacrofano-Baccano caldera, Sabatini volcanic complex, Rome". In: M.F. SHERIDAN AND F. BARBERI (Editors), *Explosive Volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17.

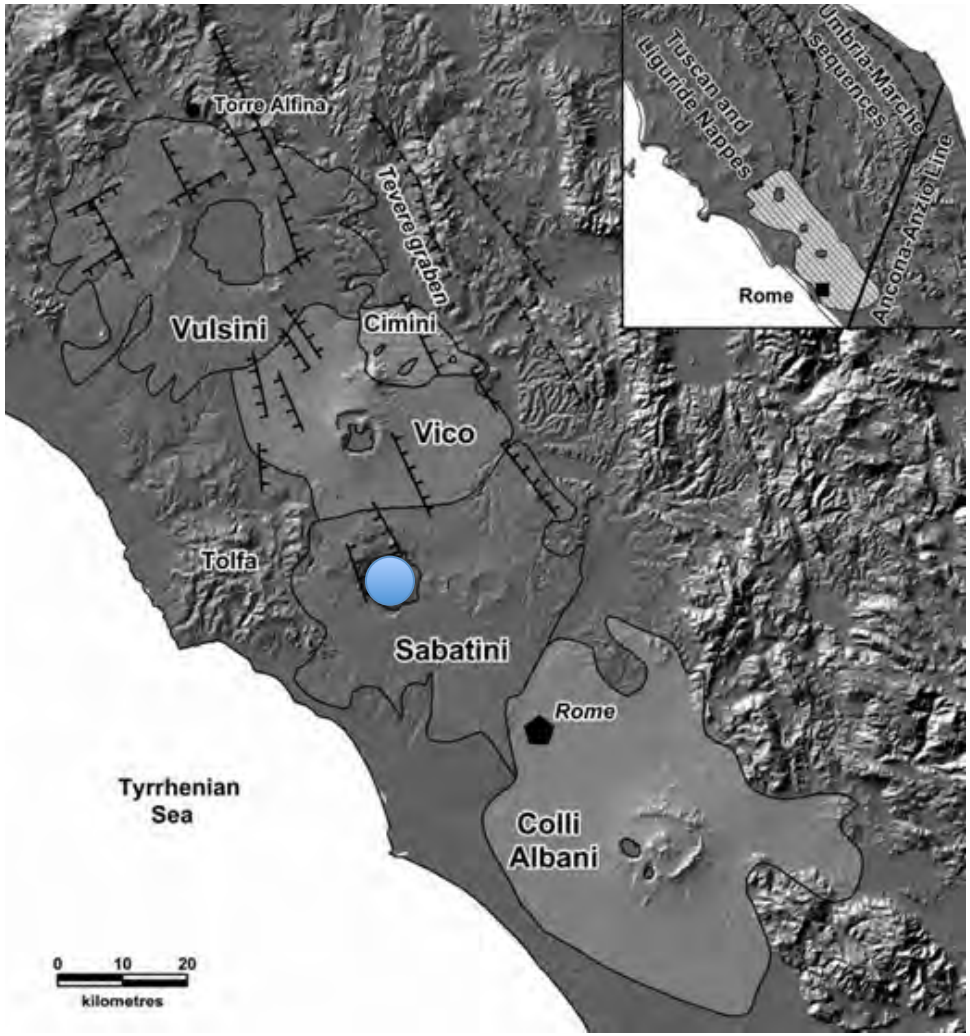
PERINI, J.; FRANCALANCI, L.; DAVIDSON, J. & CONTICELLI, S. (2004): "Evolution and genesis of magmas from Vico volcano, central Italy: Multipl differentiatión Pathways and variable parenteral magmas". *Journal of Petrology*. 139-182.

SOLLEVANTI, F. (1983): "Geologic, Volcanologic, and tectonic setting of the Vico-Cimino area, Italy". *Journal of Volcanology and Geother. Research* 17. 203-217

DOMO DE LA PALLANZANA EN EL MONTE CIMINO

ITINERARIOS POR LA PROVINCIA MAGMÁTICA ROMANA:

COMPLEJO VOLCÁNICO DE SABATINI



PARADAS DE TRABAJO

1.Bracciano. Observación de la depresión volcano-tectónica y del lago Bracciano.

2. Anguilara. Reconocimiento de maares de borde de caldera

3. Lago Martignano. Desarrollo de una depresión explosiva

4.Trevignano Romano. Desarrollo de una depresión explosiva

5. Monte Razzano. Reconocimiento de un tuff cone y de las depresiones de Martignano y Sacrofano

6. Maar de Monterosi.

En todas las paradas se valorará el uso de los recursos volcánicos.

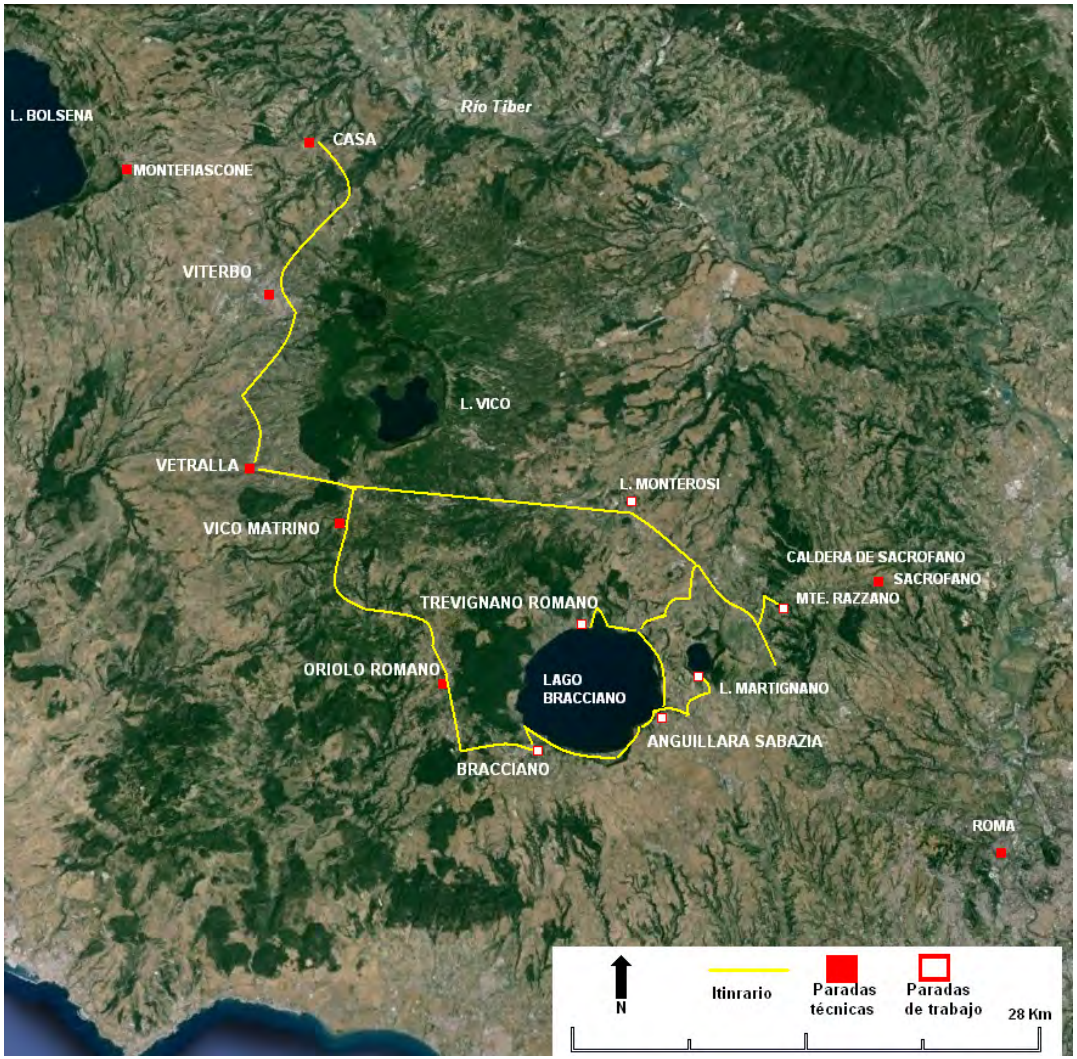


Figura 34. Itinerario de trabajo III

1. COMPLEJO VOLCÁNICO DE SABATINI

El complejo volcánico de Sabatini está formado por una depresión volcano-tectónica y por un cono levantado sobre el borde de la caldera. La actividad en este centro eruptivo comenzó hace unos 600.000 años y se caracterizó por erupciones explosivas (freatomagmáticas). El volcán de Sacrofano, dentro del complejo Sabatini, se caracterizó, a su vez, por la emisión de coladas piroclásticas que alcanzaron distancias de 30 y 40 km desde el punto de emisión. La parte norte de Roma está edificada sobre estos depósitos. La depresión volcano-tectónica del lago Bracciano tiene una intensa actividad freatomagmática posterior a su formación. En época más reciente se producen erupciones hidromagmáticas que construyen los edificios de Monte Razzano y Monte Sant'Angelo. Esta actividad freatomagmática ha dado lugar a la apertura de numerosos maares en la zona. Los últimos episodios eruptivos en esta área tienen una antigüedad de 40.000 años. El área se utiliza como zona de segunda residencia. La caldera de Braciano y de Martignano están protegida bajo la figura de Parque Regional del Lago Braciano. Sabatini se localiza al norte de Roma, estando ligada su actividad a la de la provincia magmática romana (Fig. 34).

El área de Sabatini ha sido estudiada desde los años 70 del siglo XX en función de su potencial geotérmico.

2. CALDERA DE SACROFANO

La caldera de Sacrofano es una de las estructuras más importantes del complejo Sabatini, no sólo por sus dimensiones sino por su dilatada y variada actividad eruptiva. En Sacrofano se emiten varios productos volcánicos desde diferentes cámaras magmáticas, estando la actividad condicionada por la tectónica regional y por las condiciones hidrológicas de la zona que determinan la eficacia de los contactos agua/magma y por tanto la actividad hidromagmática. El sustrato sedimentario está formado por una plataforma carbonatada (Fig. 35) que sirve de reservorio hídrico al sistema geotermal del área de Sabatini.

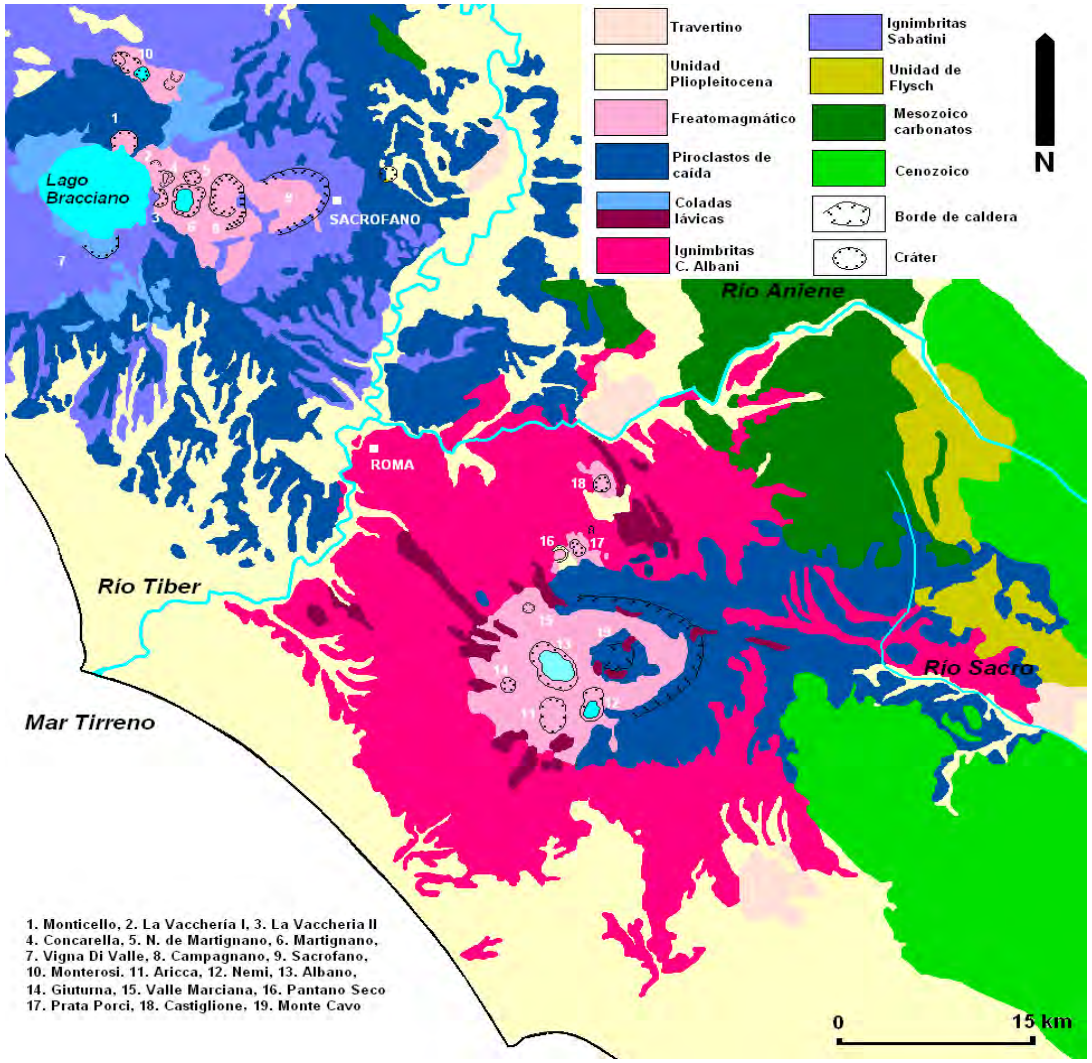


Figura 35. Complejos Sabatini y Colli Albani. De Rita *et al*, 1983, Modificado

2.1.- Etapas en la formación de la caldera de Sacrofano

La mayoría de los autores (De Rita et al, 1983) establecen tres etapas en el desarrollo de la caldera de Sacrofano.

2.1.1. Etapa 1.- El inicio de las erupciones está mal documentado. Se asocia a actividad estromboliana con centros localizados al E de la ciudad de Morlupo y Castelnuovo. Junto a los depósitos estrombolianos identificados se localiza un flujo piroclástico "Tufo amarillo" en los alrededores de las dos ciudades mencionadas, conteniendo lapilli acrecional, lavas y clastos del sustrato sedimentario. Sobre este depósito se localiza otro denominado "Tufo variolado de Sacrofano y de La Storta" procedente ya de una clara, aunque poco importante, actividad estromboliana.

Esta primera etapa es importante en todo el complejo Sabatini. Los productos de caída de Sacrofano se intercalan con los procedentes de conos alineados al W. También aparecen potentes coladas en Vigna di Valle. Esta actividad se asocia con la apertura de las fallas que controlan la depresión del lago Bracciano y de Cesano. Al norte de Sacrofano parecen estar activos centros freáticos y freatomagmáticos (Monterosi) junto a otros efusivos y/o estrombolianos. Esta fase de actividad en Sabatini-Sacrofano es muy larga aunque tiene periodos de descanso puestos de manifiesto por la formación de pequeñas cuencas lacustres y niveles erosivos con paleosuelos.

2.1.2. Etapa 2.- En esta segunda etapa se produce un cambio importante en la evolución de Sabatini-Sacrofano. En el norte continua la formación de pequeños edificios monogénicos generados en erupciones efusivas y estrombolianas que se alinean sobre fracturas o sobre el primitivo borde de la caldera. Una importante actividad explosiva se inicia en el centro de la caldera, la cual se atribuye al ascenso del nivel del magma en algunos conductos de Sacrofano, lo que altera el equilibrio hidrostático y da lugar a una inestabilidad estructural. La cámara magmática no soporta la presión del magna y colapsa. Se desarrollan potentes flujos piroclásticos que se extienden por los sectores W y SW del borde de la caldera. Este flujo se conoce como "Flujo Superior de Sacrofano". (Fig. 36). Presenta estructuras típicas de actividad hidromagmática aunque también puede atribuirse a oleadas piroclásticas formadas a partir de desplomes parciales de columnas eruptivas. En el área de Formello, al sur, se señala un colapso de caldera, seguido de una violenta explosión, dirigiéndose los flujos generados en ella hacia el sur por la depresión formada. El depósito resultante tiene apariencia de un lahar.

En el norte, la presencia de conos de escoria frena y distorsiona la expansión de los flujos piroclásticos, dando lugar a la aparición de un depósito caótico que contiene grandes bloques (Fig. 37). Tras este colapso tiene lugar una intensa actividad freatomagmática levantándose el tuff cone del Monte Razzano formado por un depósito masivo y litificado de oleadas piroclásticas ricas en xenolitos (Fig. 38).

Figura 36. Flujos piroclásticos de Sacrofano.

2.1.3. Etapa 3.- En ella comienza la actividad del centro eruptivo de Baccano. Esta actividad está relacionada con la intrusión de un pequeño cuerpo magmático desde un reservorio de grandes dimensiones. La caldera de Baccano se forma por sucesivos colapsos inducidos por actividad freatomagmática motivada por recargas continuadas en el acuífero. Mientras está activo el centro de Baccano se inician las erupciones en Martignano y se generan múltiples erupciones freáticas y freatomagmáticas en toda la zona (Fig. 38 a y b)

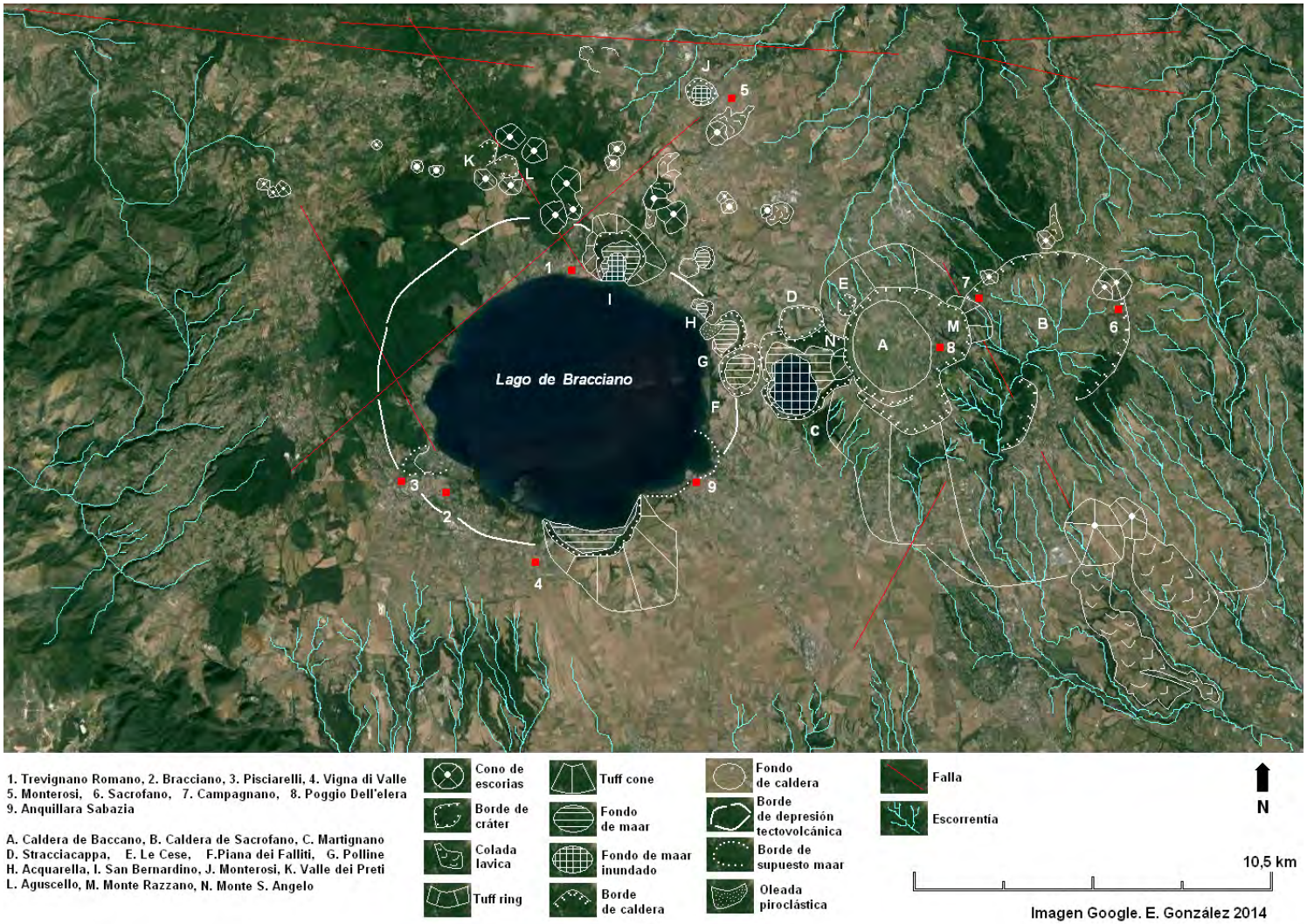


Figura 37. Esquema geomorfológico del complejo Sabatini.

Los centros de emisión en el complejo Sabatini se concentran mayoritariamente a lo largo de una banda NNW-SSE, de Vico a Sacrofano, asociada a una intensa deformación tectónica. La tectónica regional controla la evolución de la zona, estando el colapso de Sacrofano vinculado a fallas profundas de dirección N-S y E-W

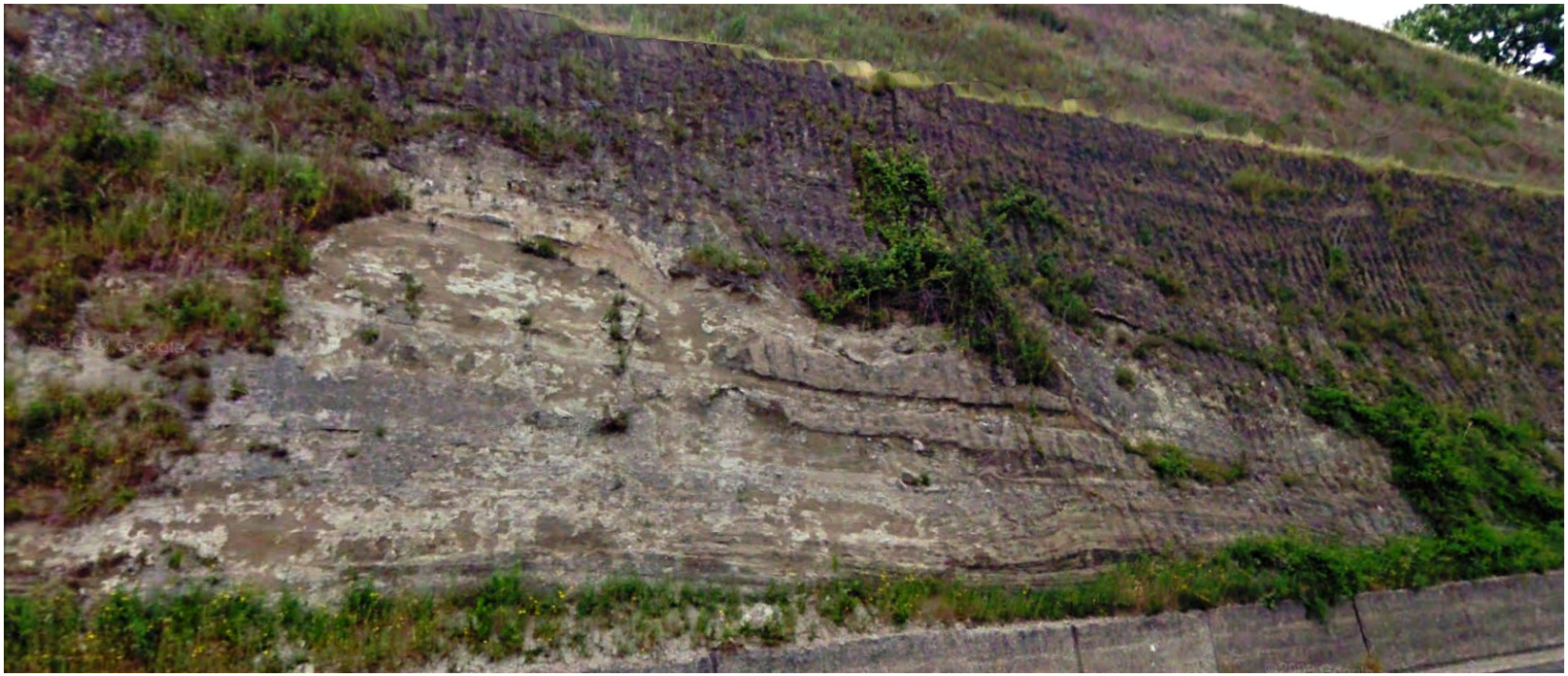


Figura 38 a. Depósitos de Caldera de Baccano

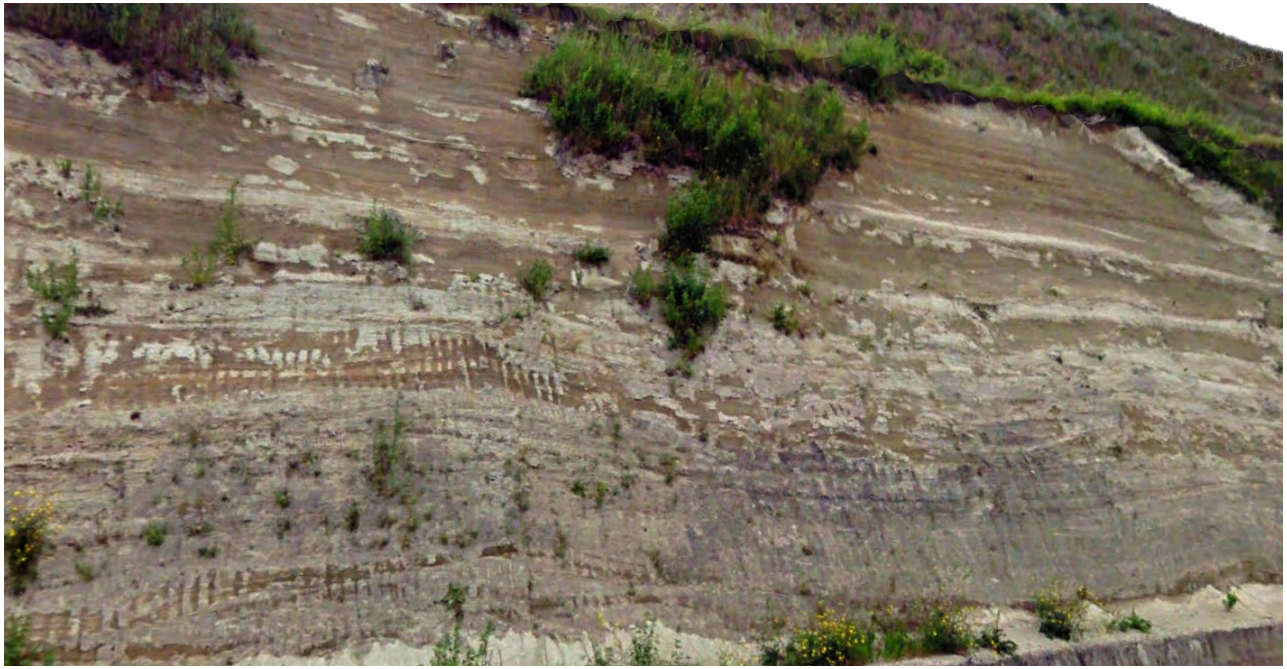


Figura 38 b. Estructuras freatomagmáticas en los depósitos de Baccano.

3. ACTIVIDAD FREATOMAGMÁTICA Y MAARES EN EL COMPLEJO SABATINI

Sabatini ocupa alrededor de 1.800 km2, incluyendo parte del área metropolitana de Roma. Las primeras erupciones tienen lugar en el entorno de Morlupo generando ingentes depósitos de piroclastos entre los que se incluyen el "Tufo Giallo de Vía Tiberina" (Roma) . En una

segunda etapa eruptiva hay un predominio de actividad explosiva de carácter pliniano con depósitos de caída que forman el "Tufo Rosso " y la "Scoria Nera", así como el "Tufo de Bracciano" y el "Tufo Giallo de Sacrofano". La actividad más reciente en Sabatini se produce en el entorno de las calderas y se caracteriza por un predominio de los procesos hidromagmáticos entre los que se intercala actividad puramente magmática con multitud de conos de escorias desde los que se han emitido coladas (Fig. 37).

Los edificios freatomagmáticos presentan estructuras tipo tuff ring y de forma esporádica, tuff cone, con cráteres tipo maar. En algunos maares se han formado lagos, Martignano y Monterosi, así como en Stracciacappa y Lagusiello, que fueron desecados en tiempos históricos al mantener una lámina de agua fácilmente drenable. (Sotilli et al. 2012). Exponemos ahora las características de algunos de estos volcanes postcalderas que organizan el final de la actividad de Sabatini.

3.1. Maar del Valle del Preti.- Se sitúa en el extremo noroccidental de una fractura regional que organiza el volcanismo póstumo de Sabatini. Se une al de Aguscello por coalescencia. Sus depósitos están formados por oleadas masivas que transportan bloques de lava, lapilli escoriáceo y clastos del sustrato carbonatado en una matriz formada por ceniza. Las formas de fondo sugieren una oleada basal como forma de transporte. Aparecen facies planares y flujos de alta energía con formación de dunas y antidunas..

3.2. Maar de Aguscello.- Es posterior en su formación al de Valle del Preti. Sus depósitos se emplazan sobre un paleosuelo oscuro y tienen caráter caotico. Alcanza unos cinco metros de potencia y están formados por capas finas de cenizas con intercalaciones de clastos, lapilli escoriáceo y bombas con marcadas huellas de impacto.

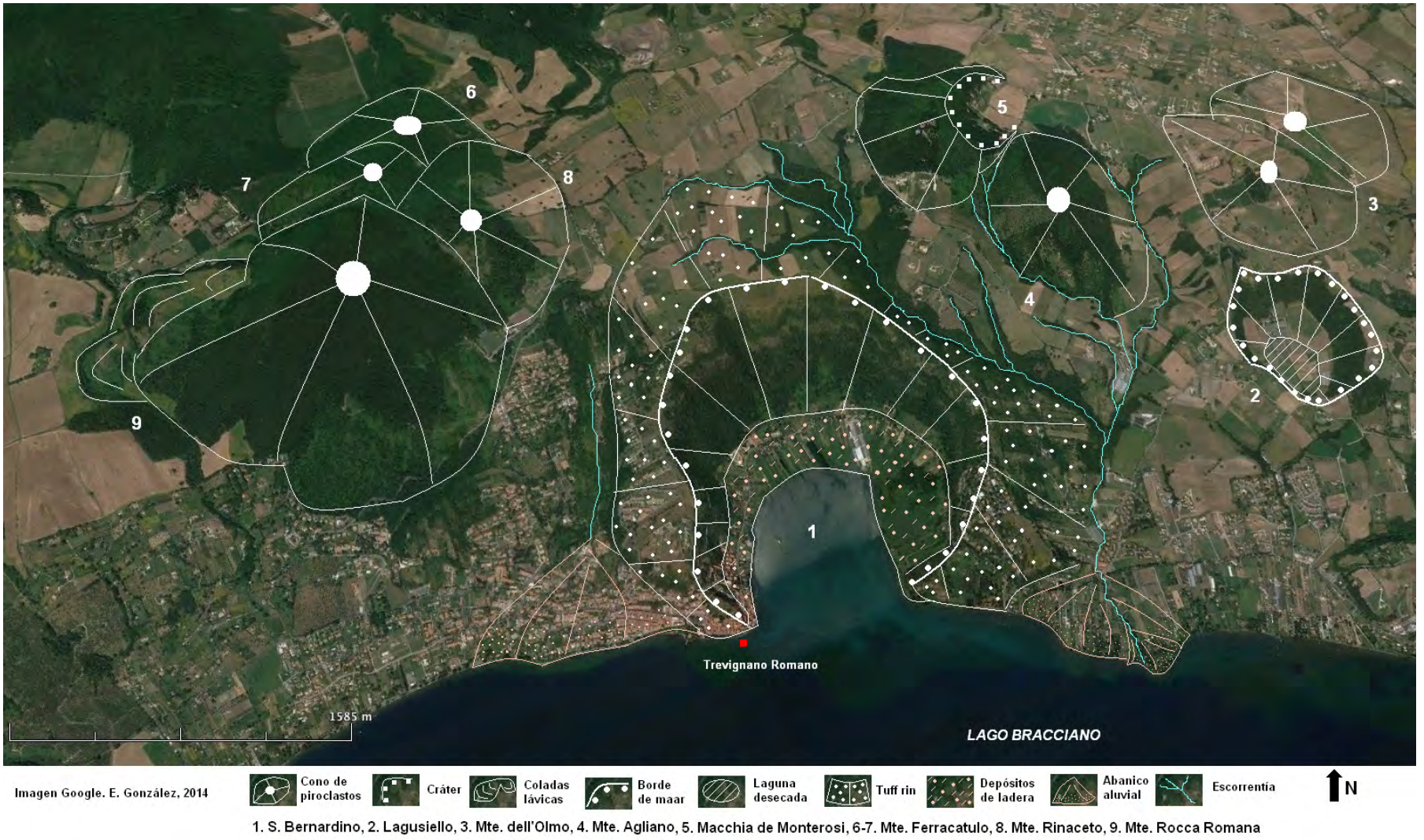


Figura 39. Esquema geomorfológico del maar de San Bernardino y su entorno

3.3. Maar de San Bernardino.- Es el que presenta un mejor grado de conservación (Fig. 39). El lago que se forma en su interior tiene una profundidad de 15 metros. Las paredes están formadas por un depósito de facies proximal (Fig. 40) que descansa sobre coladas alteradas con la formación de un paleosuelo. Se trata de un depósito mal ordenado, masivo conteniendo abundantes bloques balísticos de lava, angulosos y con alrededor de un metro de eje mayor soportados por una matriz cinerítica, endurecida. También aparecen, de forma aislada, líticos juveniles gris oscuro de leucita. Lo depósitos de caída se intercalan con los de flujo y con niveles de lapilli acrecional.

3.4. Maar de Lagusiello.- Se localiza al NE del lago Bracciano (Fig. 39). La laguna que albergaba el cráter fue desecada en tiempos históricos. Se le calcula una edad de 158.000 años. Sus depósitos descansan sobre un paleosuelo que marca en toda la zona el hiato eruptivo tras la formación de las grandes calderas y la fase póstuma de Sabatini. Los depósitos alcanzan su mayor potencia, 30 metros, al oeste del cráter y están formados por capas centimétricas con niveles ricos en líticos y lapilli escoriáceo. Al N y al E los depósitos contienen clastos balísticos de lava con diamétro que puede superar el metro de longitud, contenidos en una matiz cinerítica.

3.5. Maar de Acquarella.- se desarrolla sobre el borde oriental del lago Bracciano (Fig. 40 y 46). La disposición de los depósitos hace pensar en un edificio tuff cone. Estos depósitos descansan de nuevo sobre el paleosuelo marrón, en esta ocasión desarrollado sobre la superficie brechificada de una colada lávica. Son depósitos masivos y putualmente aparecen facies planares desarrolladas en cenizas que sugieren oleadas piroclásticas basales en la formación del depósito. Engloban líticos juveniles alterados y bloques balísticos de lava. Localmente aparecen formas lenticulares ricas en líticos. La parte superior del depósito aparece parcialmente retrabajada. La disposición de los materiales indica que este edificio es anterior al vecino cráter de Polline

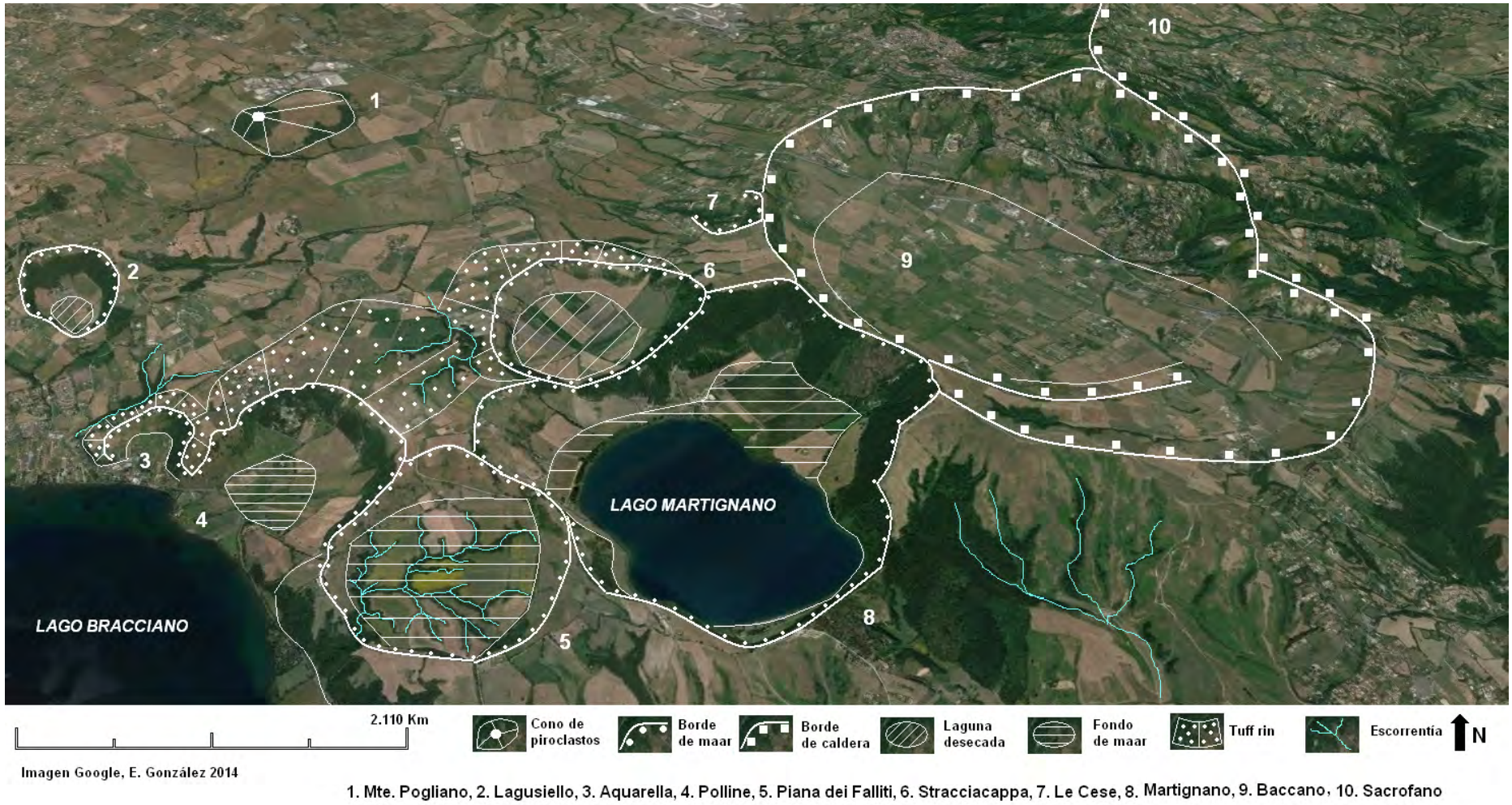


Figura 40. Esquema geomorfológico de los maares del sector occidental de la caldera de Baccano

3.6. Maar de Polline.- Se superpone parcialmente al maar de la Acquarella. El crater presenta procesos erosivos hacia el W y ha sido parcialmente ocupado por las aguas del lago Bracciano (Fig. 41) . Sus depósitos se sitúan inmediatamente sobre los del maar de Piana dei Falliti, en contacto erosivo. Para algunos autores (Sotilli et al, 2010) esto significa que Polline es uno de los maares más jóvenes de este conjunto. Los depósitos proximales tienen una potencia media de 10 metros, están bien estratificados y contienen capas decimétricas y centimétricas de cenizas finas, lapilli y cuerpos de flujo ricos en líticos y en bloques de caída balística.

Figura 40. Pared del maar de San Bernardino.

Figura 41. Maar de Polline.

Los depósitos proximales de Polline tienen una potencia media de 10 metros, están bien estratificados con capas de cenizas finas de tamaño decimétrico y centimétrio, niveles de lapilli y cuerpos de flujo ricos en líticos de tamaño bloque. Las capas de cenizas están poco consolidadas y contienen abundantes cristales sueltos de leucita y clinopiroxenos. El desarrollo de canales implica un transporte mediante oleadas basales. Las huellas de impacto de algunos líticos señalan una caída balística.

3.7. Piana dei Falliti.- Se localiza entre el lago Bracciano y el maar poligénico de Martignano. El cráter está diseccionado por una red fluvial dendrítica que se desarrolla por debajo del nivel de la superficie de Bracciano. Los depósitos presentan laminación paralela y estratificación cruzada. Están formados por cenizas y lapilli, así como por capas de lapilli acrecional. También son comunes depósitos arcillosos de origen lacustre y volcanoclásticos, de aspecto caótico, procedentes del material retrabajado del anillo de tobas.

3.8. Maar de Stracciacappa.- Se localiza al norte del lago Martignano (Fig. 40). Este cráter albergó un lago disecado en época histórica (Fig. 41) . Los estudios palinológicos llevados a cabo por Giardini (2007) le dan una edad de 60.000 años. Sotilli (2010) le atribuye una edad de 97.000. La presencia de paleosuelos poco desarrollados intercalados entre depósitos del mismo centro eruptivo parecen indicar un carácter poligénico en el desarrollo de este edificio volcánico. Los primeros depósitos descansan sobre un paleosuelo oscuro y bien desarrollado. Tienen un buzamiento entre 10º y 15º hacia el interior del cráter. Los depósitos superiores apenas tienen una inclinación de 5º. Ambas unidades está formadas por depósitos mal clasificados con formas de fondo sand wave, lentejones de lapilli y bandas de depósitos de caída de tonos oscuros. Son también comunes los bloques de lava de proyección balística con marcadas huellas de impacto.

Figura 41. Maar de Stracciacappa.

3.9. Maar de Le Cese.- Se trata de un pequeño cráter abierto en herradura en el flanco norte de la caldera de Baccano (Fig. 40). Los depósitos se sitúan sobre un paleosuelo desarrollados en los materiales generados en la formación de la caldera. Están formados por capas horizontales de ceniza fina y gruesa. El matarial juvenil está formado por lapilli y cristales de leucita y biotita. Puntualmente el depósito muestra laminación cruzada, depósitos lenticulares y bloques aislados de proyección balística.

3.10. Maar de Martignano.- Se localiiza al este de la caldera de Baccano (Fig. 40). Es un maar compuesto en el que se hallan trazas de tres cráteres (Sotilli, 2012) y tres unidades de flujo que se corresponderían con cada uno de los eventos eruptivos. Los materiales de este maar ocupan una extensión de alrededor de 20 km^2 alejándose hasta 4 kilómetros del cráter. Los depósitos proximales de la unidad inferior tienen una potencia de 30 m, instalándose obre un paleosuelo desarrollado sobre un cono de escorias. A lo largo de la pared oriental del

cráter los materiales se sitúan discordantes sobre los depósitos piroclásticos de Baccano (Fig. 42). Están formados por grandes espesores de cenizas dispuestas en laminas y trasportadas en oleadas basales.

La unida intermedia tiene una potencia proximal de 20 metros y una inclinación de 25º a 30º hacia el centro del cráter. Es la mejor estratificada. Presenta niveles centimétricos y decimétricos de clastos soportados por la matriz. También aparecen niveles de lapilli de caída y potentes bancos de ceniza. En el depósito, como en la mayoría de los existentes en la zona volcánica de trabajo, (Fig. 43 a y b) se observa la presencia de clastos balísticos arrancados al sustrato sedimentario. Un paleosuelo poco desarrollado marca la transición hacia la unidad superior que tiene una potencia máxima de 10 m y está formada por un deposito cinerítico con formas de fondo planares y sand wave. Lapilli acrecional se encuentra disperso en la matriz o formando concentraciones de forma lenticular. En la zona intermedia de la unidad se observan clastos sueltos del sustrato así como bombas con huellas de impacto.

Figura 42. Maar de Martignano.

Figuras 43 a y b. Clastos del sustrato sedimentario y caída balística en los depósitos freatomagáticos del volcanismo continental italiano

3.11. Maar de Monterosi.- Se localiza en la zona eruptiva externa de Sabatini. En el inicio de una de las fracturas NW/SE. Es una estructura bien conservada (Fig. 44) y aloja un pequeño lago de carácter permanente (Fig. 45). Los depósitos presentan formas de fondo masivas. Están formados por una matriz que contiene grandes bloques de lava (1m. de eje) y clastos del sustrato sedimentario. En las zonas distales se alternan depósitos de caída formados por lapilli y bombas con depósitos de oleadas basales. En las inmediaciones de Monterosi se levanta el volcán monogénico de Monte Lucchetti. También en las proximidades de este volcán y siguiendo las fisuras, aparece un área de emanaciones de CO_2 y fango lo que da lugar a la formación de pequeños volcanes de barro.

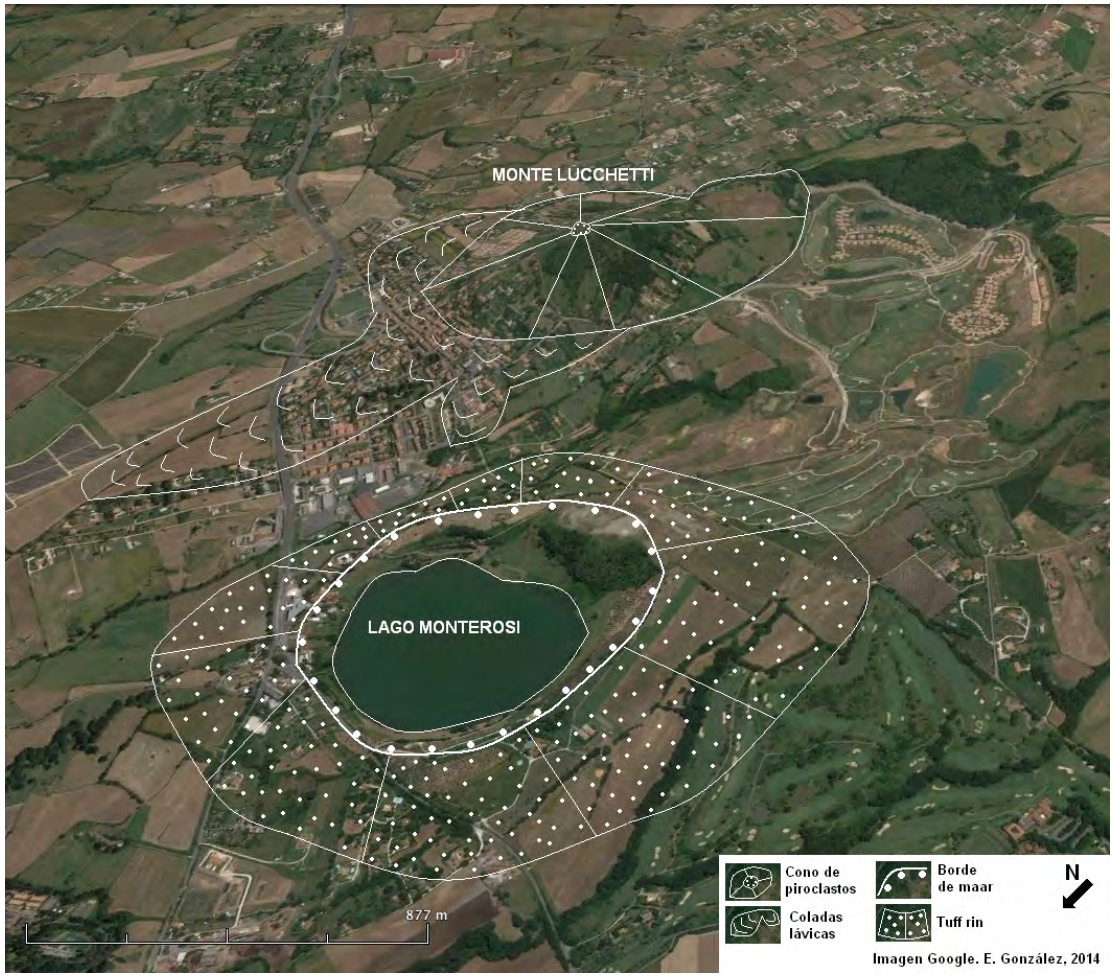


Figura 44. Esquema geomorfológico de maar de Monterosi

Figura 45. Maar de Monterosi.

Figura 46. Maar y lago de Bracciano.

REFERENCIAS

DE RITA, D.; FUNICIELLO, R.; ROSSI, U. & SPOSATO, A. (1983): "Structure and evolution of the Sacrofano-Baccano caldera, Sabatini volcanic complex, Rome". In: M.F. SHERIDAN AND F. BARBERI (Editors), *Explosive Volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17. 219-236

SOTTILI, G.; PALLADINO, DM.; MARRA, F.; JICHA, B.; KARNER, DB. & RENNE, P. (2010): "Geochronology of the most recent activity in the Sabatini Volcanic District, Roman Province, central Italy". *J Volcanol Geotherm Res* 196:20–30

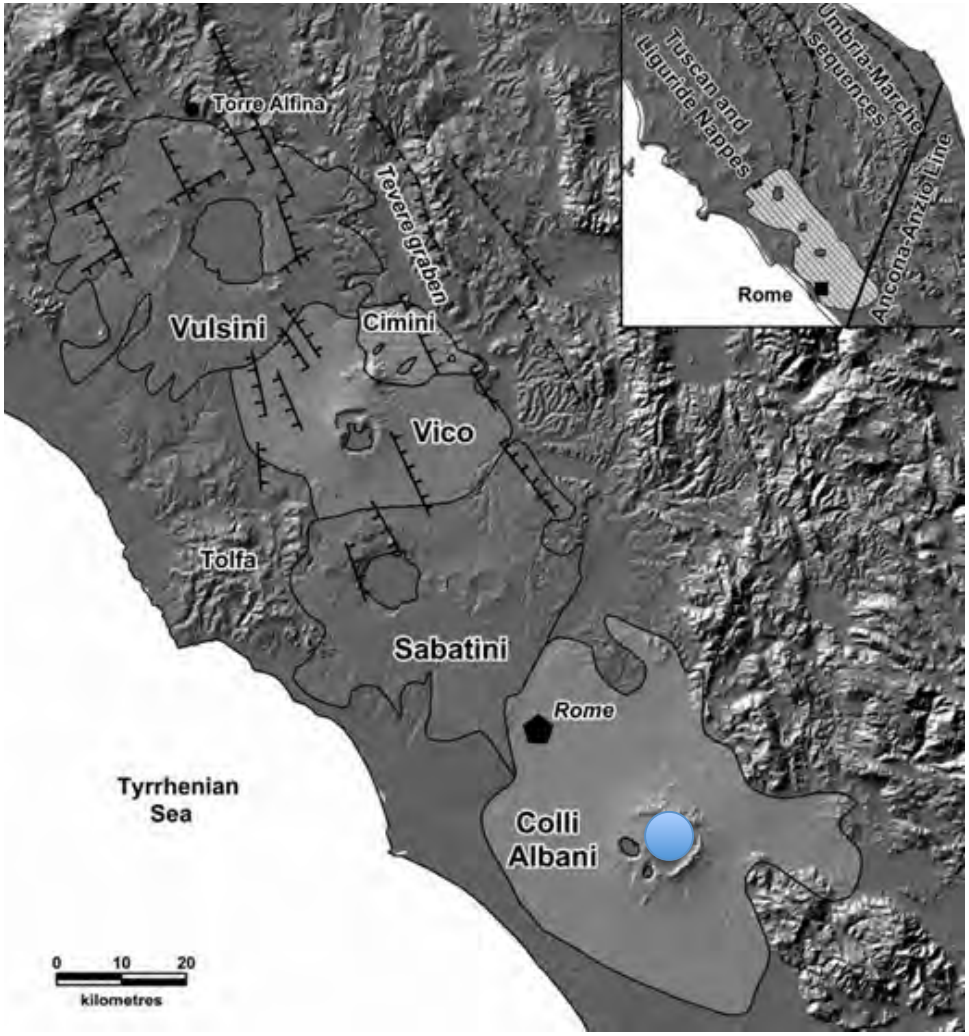
GIARDINI, M. (2007): "Late Quaternary vegetation history at Stracciacappa" (Rome, central Italy). *Vegetation History and Archaeobotany* 16 (4):301–316

SOTTILI, G.; PALLADINO, D.M.; GAETA, M. & MASOTTA, M. (2012): "Origins and energetics of maar volcanoes: examples from the ultrapotassic Sabatini Volcanic District (Roman Province, Central Italy)" *Bull Volcanol* 74 :163–186

VISTA GENERAL DE LA CALDERA DE BACCANO

ITINERARIOS POR LA PROVINCIA MAGMÁTICA ROMANA:

COMPLEJO VOLCÁNICO DE COLLI ALBANI



PARADAS DE TRABAJO

1. Montecompatri. Visualización del complejo volcánico de Colli Albani. Caldera de Tuscolano-Artemisio y estratovolcán Faete

2. Monte Cavo. Reconocimiento de la morfología del complejo volcánico y de los depósitos de Faete

3. Castel Gandolfo. Maar de Albano: génesis, morfología, uso turístico-religioso y riesgos

4. Zolforata o Solfatara. Emanaciones de CO_2 y H_2S sobre una fisura eruptiva

5. Nemi. Maar de Nemi: génesis, morfología y uso turístico

En todas las paradas se valorará el uso de los recursos volcánicos.

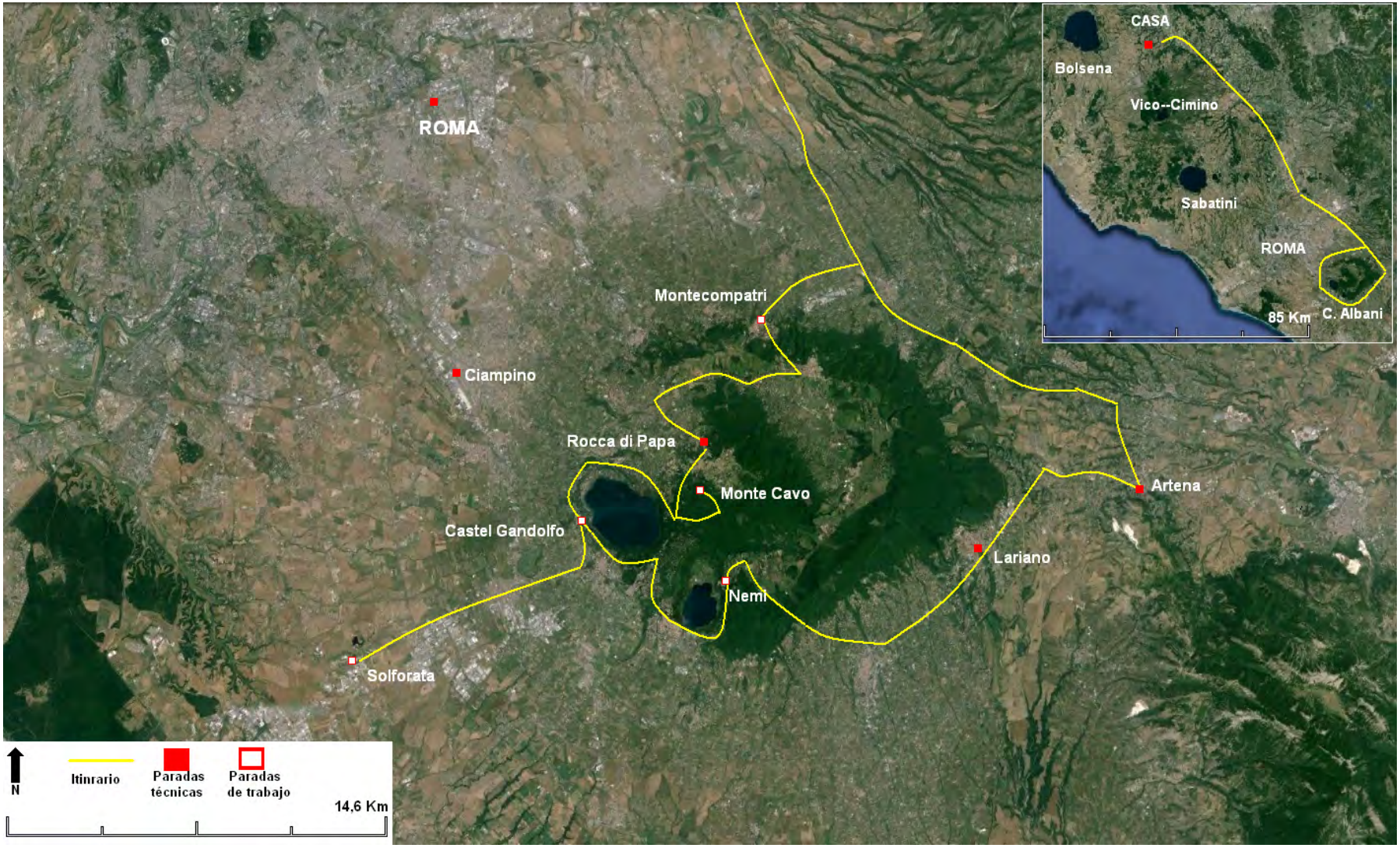


Figura 47. Itinerario de trabajo IV

1. COMPLEJO VOLCÁNICO DE COLLI ALBANI

Se trata de un gran estratovolcán situado 20 km al SE de Roma, ubicado en un territorio sometido a tensiones corticales de carácter regional que favorecen y controlan los procesos eruptivos como hemos ido viendo a lo largo de los tres itinerarios anteriores. La actividad en el complejo volcánico se inicia hace 600.000 años. Investigaciones recientes (Peccerillo 2005) muestran la existencia de industria prerromana bajo depósitos piroclásticos, habiéndose recogido crónicas en las que se relatan "lluvias de piedras", "explosiones" e "incendios súbitos" en el área de Colli Albani. Estas circunstancias unidas a la existencia de flujos piroclásticos y lahares de edad holocena (Fumiciello, 2003), hacen que este estratovolcán se considere activo y esté sometido a una monitorización continuada. Recientemente (agosto-octubre de 2013) se ha registrado actividad geotermal en las inmediaciones del aeropuerto de Fiumicino con la emisión de vapor de agua, gases y material del sustrato, dando lugar al desarrollo de un pequeño volcán de barro (Fig. 48). También se ha observado una intensa surgencia de gas en el mar, frente a la costa

Figura 48. Emanaciones de gas cerca de Fiumicino y frente al delta del Tiber. Agosto-Octubre 2013. Cortesía del INGV y del centrometeoitaliano.it

La principal característica de este estratovolcán es su comportamiento eruptivo (De Rita et al. 2995-2002). Los magmas emitidos son pobres en sílice pero ello no es óbice para que su comportamiento sea similar a los de los volcanes sálicos. Sus erupciones plinianas y sus colapsos de caldera dan lugar a la generación de potentes ignimbritas con depósitos de centenares de metros de potencia y recorridos de 100 km, con saltos y remontes de crestas serranas de 400 metros de elevación, y grandes volúmenes de material emitido, lo que hace pensar en índices de explosividad entre 5 y 7 convirtiendo a Colli Albani en el volcán más explosivo de la Provincia Magmática Romana. Sus estilos eruptivos han tenido importantes variaciones a lo largo de su historia. Las características químicas de las lavas de Colli Albani han motivado estudios desde épocas tan anteriores a nuestros días como el Renacimiento. En definitiva se trata de magmas pobres en SIO2 (43-53%) muy ricos en K y NA en los que se han producido procesos de diferenciación que han motivado la presencia de cristales de leucita y clinopiroxenos (Fig. 49).

Figura 49. Ignimbrita basáltica de Colli Albani

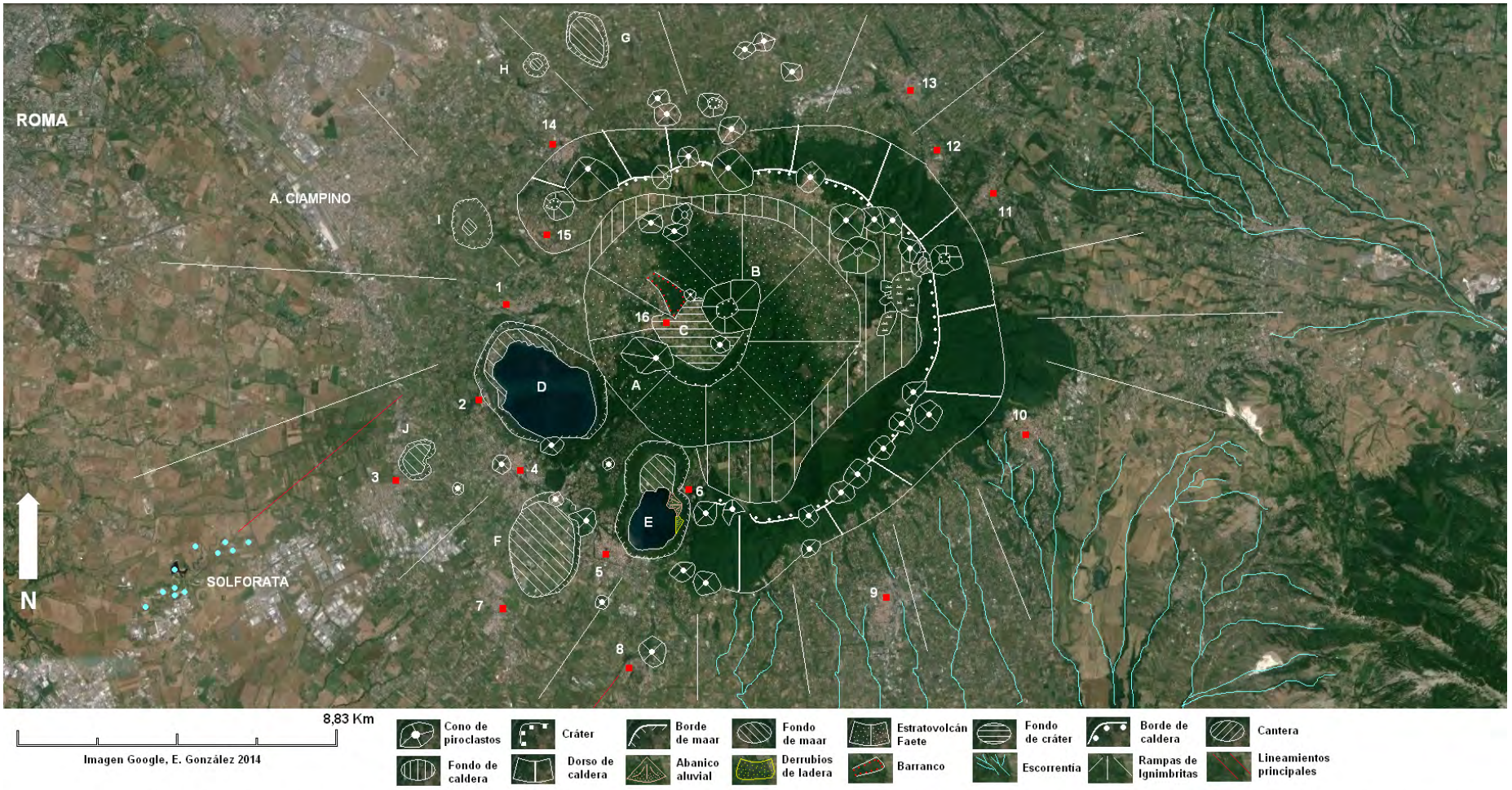


Figura 50. Morfología del complejo volcánico Colli Albani

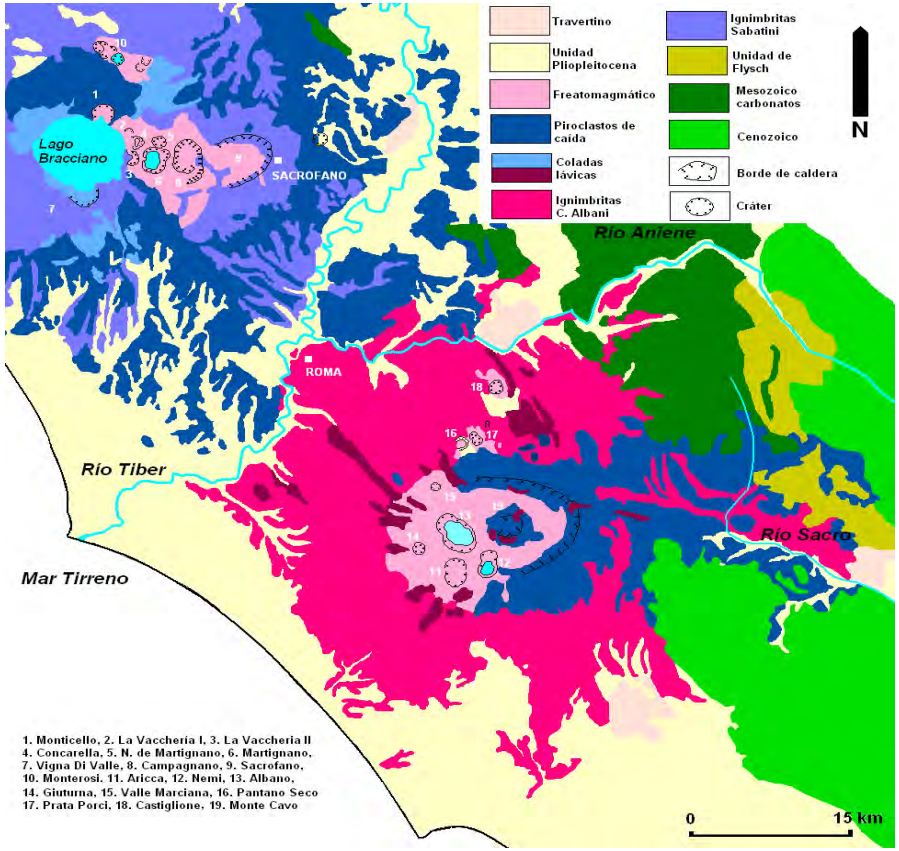


Figura 51. Complejos Sabatini y Colli Albani.
De Rita *et al*, 1983, Modificado

El entorno del estratovolcán Colli Albani (1.600 km^2) presenta una morfología tabular con rampas de débil inclinación (2º-5º) formadas por ingentes depósitos de ignimbritas que circundan una caldera -Tuscolano-Artemisio- en la que se inserta un cono con cráter de Faete. En los bordes de la caldera como en los del amplio cráter de Faete, y en el fondo de la depresión, se levantan numerosos conos de escorias de dimensiones variadas (Fig. 50). Su estructura es la propia de los volcanes italianos tipo "somma" Es decir, una gran caldera con un cono central. El punto más alto del conjunto se encuentra en la cima del Monte Cavo -949 m- que forma un cono de escorias situado en un extremo del borde del crater-caldera de Faete, dominando el maar de Albano.

El complejo Albani se emplaza sobre un sustrato sedimentario marino de edad Plio-pleistocena que recubre una cuenca tectónica (Fig. 51) afectado por fallas de dirección NW/SE,

1.2 Fases eruptivas

En la historia eruptiva de Colli Albani se distinguen 3 fases (Fig. 52)

1.2.1. Primera fase.- Se desarrolla en una temporalidad comprendida entre 600.000 y 350.000 años. La actividad tiene lugar en un edificio central llamado Tuscolano-Artemisio. En ella se distinguen cuatro ciclos eruptivos, cada uno representado por el emplazamiento de flujos piroclásticos y depósitos de caída (Fig. 53a), seguidos por la emisión de coladas lávicas al final de cada ciclo. Durante el primer ciclo se emiten, de forma sucesiva, tres grandes ignimbritas seguidas de una fase efusiva concentrada al SW del estratovolcán. (De Rita, et al, 1993). El segundo ciclo es el más importante. En el se produce la erupción de una potente ignimbrita que alcanza espesores de más de 90 m en los paleovalles, llegando a alcanzar puntualmente, potencias máximas de 200 m. Se calcula una emisión de 389 km^3 de material volcánico. El flujo piroclástico se desplazó a más de 80 km del punto de emisión y en su trayectoria superó crestas de más de 400 m de elevación (Monte Tiburtini). Al depósito resultante se le conoce como “Pozzolane Rosse” o de “San Paolo”. Se estima que esa gran erupción tuvo lugar hace 480.000 años. El tercer ciclo tiene erupcones similares a los dos anteriores, aunque sus depósitos están peor conservados, erosionados y removilizados. El cuarto ciclo tiene una edad de 360.000 años. Se reconocen dos flujos piroclásticos diferentes: el llamado “Tufo Litoide” y el “Tufo de Villa Senni” (Fig. 53b). Tras este episodio tiene lugar un importante colapso de caldera controlado por la fracturación regional. Esta colapso genera nuevos flujos piroclásticos y una emisión póstuma de coladas de lava

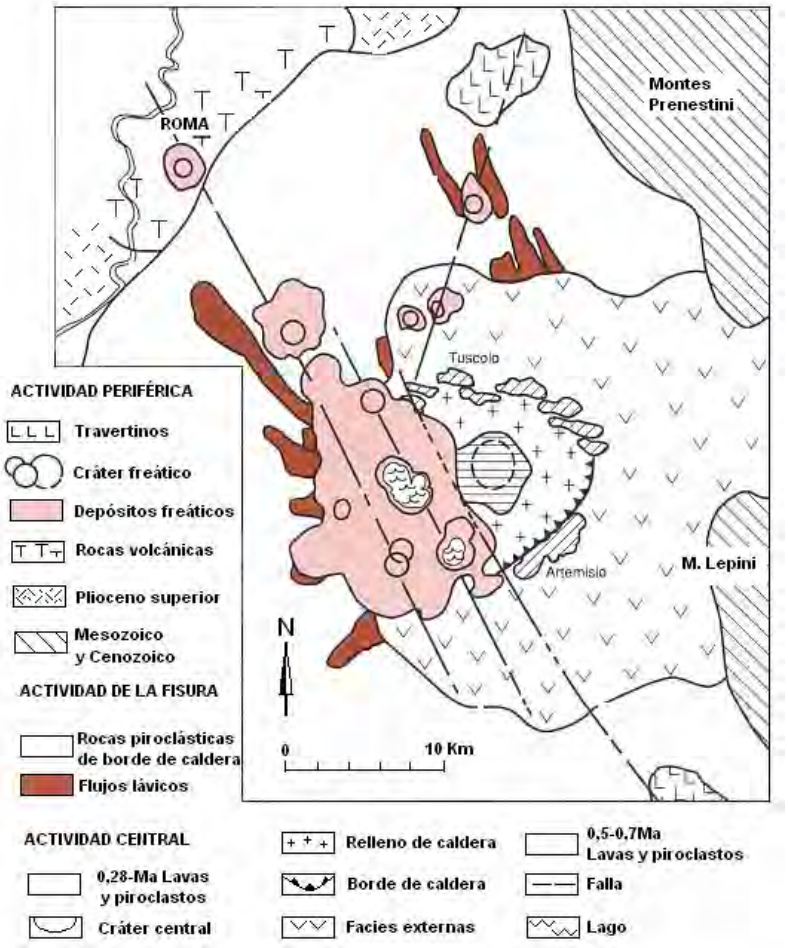


Figura 52. Litología y morfología de Colli Albani.
Funiciello *et al.* 1996, Modificado

1.2.2. Segunda fase.- Se denomina "Faete" o del "Campo de Aníbal". En ella se construye el estratovolcán Faete con la emisión de volúmenes menores (2-6 km^3) de material eruptivo destacando el "Tufo del Campo de Aníbal" . El estratovolcán Faete se edifica a lo largo de 100.000 años (300.000-200.000) Al final de esta fase se producen numerosas erupciones estromboliana en el borde de la caldera.

1.2.3. Tercera fase.- Llamada "fase hidromagmática". Produce actividad repartida entre 200.000 y 20.000 años. Se caracteriza por violentas erupciones freatomagmáticas situadas al W del estratovolcán. Se emite un volumen de 1 km^3 de material. Los eventos más cercanos (20.000 años) dan lugar a los maares de Albano y Nemi (Fig. 54, a y b)

Figura 53a. Depósitos de ignimbritas de Tuscolano-Artemisio

Figura 53b. Depósitos de ignimbritas de Villa Senni

2. CAMPO DE MAARES DE VIA DEI LAGHI.

En la última fase caracterizada por las erupciones featomagmáticas, se desarrollan los maares situados al sur y suroeste del borde de la caldera. Este campo de maares repartido en los sectores N-NW y S del complejo volcánico, tiene una edad comprendida entre 200.000 años y el Holoceno medio (Benedetti et al. 2008, Mazza y Capelli, 2010, Villa et al. 1999). Se trata de siete maares, simples o compuestos, que tienen en común la siguientes características: paredes verticalizadas, pendientes de los depósitos entre 2º y 10º y tener o haber tenido lagos en su interior. Los depósitos de estos maares presentan las típicas características de un transporte mediante oleadas basales con estructuras masivas, planares y sand wave con estratificación cruzada de bajo ángulo. En los depósitos se alternan capas de cenizas, lapilli armado y lapilli acrecional. Estas capas presentan, puntualmente, intensos procesos de zeolitización. La presencia de fragmentos lávicos y clastos del sustrato carbonatado es común. En áreas proximales los depósitos pueden presentar estructuras brechiodes (Benedetti et al, 2008). También se han localizado facies de aspecto caótico, intensamente zeolitizadas, conteniendo bloques de lava y xenolitos del sustrato sedimentario.

2.1. Maar de Prata Porci.- Se sitúa al norte del complejo volcánico. Se abre a 150 m s.n.m. Presenta forma elíptica con diámetros de 1.500X700 m. Su anillo tiene una elevación máxima de 40 m sobre el nivel suelo. La red fluvial ha diseccionado este anillo en algunos puntos.

2.2. Maar de Pantano Secco.- Se localiza a un kilómetro al oeste de Prata Porci a 125 m.s.n.m. Tiene planta circular con un diámetro de 500 m. Su anillo tiene una elevación comprendida entre 20 y 30 metros. Presenta un grado aceptable de conservación.

2.3. Maar de Valle Marciana.- Se abre al NW del estratovolcán a 200 m.s.n.m. presenta forma alargada con diáetros de 1.500X1.000 m. Su anillo está parcialmente erosionado, presentando una elevación máxima de 50 m. En su interior existe una surgencia termal llamada "Fontana Preziosa". El agua de esta fuente era utilizada en el imperio y llegaba a Roma a través del acueducto *Acqua Tepule.*

2.4. Maar del Laghetto de Giuturna.- Se sitúa al W de Albano. Está formado por dos cráteres y tiene 800 m de diámetro. Hasta el 1611 mantuvo en su interior un lago que se drenó hasta su desecación por mandato del Papa Pablo V. Es un maar poligénico. Las dos unidades que forman sus depósitos, intensamente litificados, se hallan separadas por un paleosuelo muy poco desarrollado. En la actualidad este maar está ocupado por un campo de golf incluido dentro de las instalaciones recreativas del Country Club "Castel Gandolfo" (Fig. 54 a y b)

Figuras 54 a y b. Instalaciones del campo de golf en el maar del Laghetto de Giuturna. Cortesía de Panoramio

2.5. Maar de Ariccia.- Tiene forma elíptica con su eje orientado N/S. Su diámetro mayor mide 2.500 m y el menor 2.000 m. Su fondo es muy plano y aparece recubierto por finos sedimentos lacustres (Fig. 55). El anillo, muy marcado en el E-NE, se altera en el norte al quedar

cubierto en parte por depósitos recientes del maar Albano. Sobre el anillo se levantan dos conos de escorias, el Monte Ariccia, donde se asienta la ciudad a la que se accede por un impresionante viaducto que salva los desniveles topográficos (Fig. 56) y el Colle Pardo. Un cono de escorias situado al NE de Ariccia (Fig. xx)

Figura 55. Maar de Ariccia. Al fondo el Monte Cavo

Figura 56. Ariccia y su víaducto

2.6. Maar de Nemi.- Se sitúa en el borde sur de complejo Albani. Se alarga del NNW a SSE presentando diámetros de 3.000 y 1.700 m. y una disimetría en las alturas de su anillo de tobas. Su borde alcanza la máxima elevación en la cima del Monte Calvarone (672 m) y la mínima, 430 m en la vertiente opuesta. El maar está ocupado por un lago (Fig. 57 a) de 34 metros de profundidad máxima (Fig. 57 b). Para evitar desbordamientos el nivel del lago se controlaba mediante la excavación de un túnel que desviaba el exceso de agua hacia el cercano maar de Ariccia. Este túnel se construyó en los siglos V-IV AC.

Figura 57 a. Cráter y lago Nemi.

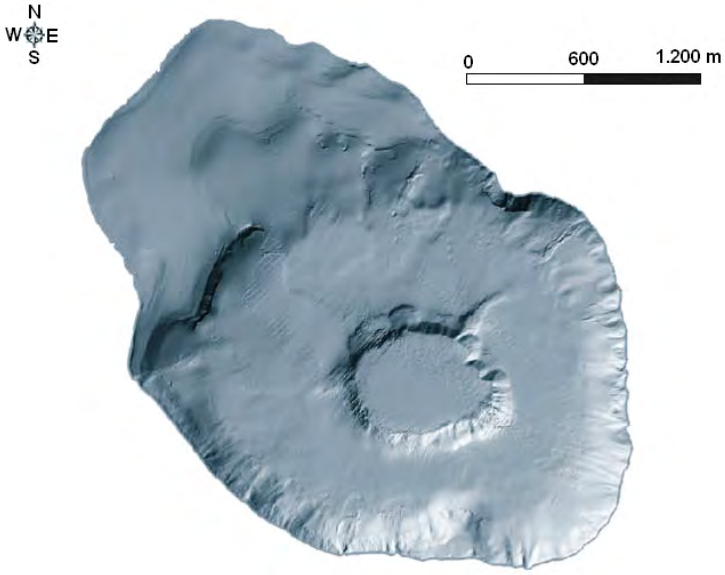


Figura 57 b. Batimetría de Albano. De Salci *et al*. 2004

2.7. Maar de Albano.- Se trata de un maar complejo en cuya génesis parece haber habido múltiples erupciones (Porreca et al. 2003). Se abre en el SE del Estratovolcán Faete. Albano es el único centro activo de todo el complejo Colli Albani. Las dataciones sobre la última erupción presentan una controversia cietífica ya que los resultados son muy dispares de unas dataciones a otras. Freda et al (2006) mediante el método Ar/Ar, obtienen una temporalidad para la última actividad en Albano comprendida entre 70.000 y 36.000 años. Fumicello et al, (2003) y De Benedetti et al (2008) atribuyen una edad holocena (19.000-20.000 años) a pulsos freatomagmáticos, teniendo edades para un flujo de barro tipo lahar, mediante la datación con ^{14}C, de 5800 BP.

Albano tiene forma elíptica (Fig. 57 b) y está integrado por cráteres anidados (Anzidei y Expósito 2010). Su diámetro mayor es de 4 km. La mayor altura de su anillo es de 560 m y la menor en 374. El cráter está ocupado por un lago cuya profundidad, 167'5 m, lo convierte en el lago cráter más profundo de Europa (Fig. 58). Las elevaciones y descensos del nivel del lago y el peligro que suponía para zonas pobladas próximas, lleva a que en el siglo IV AC se regule mediante la excavación de un túnel. Estos sistemas de drenado son los que se emplean en la actualidad en volcanes con entornos muy poblados como el Kelut en Java. En la actualidad el nivel ha descendido como consecuencia de la extracción abusiva que el crecimiento de los suburbios de Roma ha realizado en el acuífero. Las paredes internas del cráter son muy verticalizadas, estando distribuidos sus depósitos en todo su entorno en un radio de 2-3 km. La planicie en forma de abanico aluvial que se extiende desde Albano a Ciampino se relaciona con un gran derrame tipo lahar desde el lago, producido en el Holoceno medio (Fig. 59).

Tanto el lago Nemi como Albano tienen un uso turístico muy acentuado (Fig.60). Especial relevancia tiene en Castel Gandolfo la presencia del palacio papal utilizado como residencia de verano de los pontífices.

Figura 58. Cráter y lago Allbano.

Figura 59. Mud flow en Albano. Cortesía de Panoramio

3. RIESGO VOLCÁNICO EN COLLI ALBANI

El complejo volcánico Colli Albani es el que ha tenido una actividad eruptiva más reciente que el resto de los complejos volcánicos de la Toscana y el Lacio. Pese a las disparidades que se ofrecen a la hora de data los depósitos del volcán y tratar de fijar cual ha sido el período de actividad más próximo a la actualidad, existe una unanimidad científica que fija las últimas manifestaciones eruptivas en Colli Albani dentro del Holoceno, fijándolas en el maar de Albano. En este volcán se han datado flujos piroclásticos y depósitos de lahares para

una temporalidad comprendida entre 19.000 y 5800 BP. En la zona se dan tres tipos de manifestaciones que inducen a pensar en una actividad latente del volcán. Estas manifestaciones son: a) Enjambres sísmicos con terremotos de moderada magnitud, b) Elevación del terreno, c) Emisiones anómalas de CO_2 y H_2S.

3.1. Enjambres sísmicos.- Las crisis sísmicas tienen lugar con cierta periodicidad. La más importante se produjo en 1989-90 con un total de 3.000 terremotos localizados entre abril de 1989 y marzo de 1990. Los sismos se alinean con una dirección NW-SE en una banda de 6 por 12 kilómetro, 20 km al SE de Roma, en el entorno de los cráteres de Albano y Nemi. Los enjambres tienen lugar en dos espacios: 1. Al norte d Albano, junto a la ciudad de Marino, con focos entre 3 y 5 kilómetros de profundidad, 2. Entre los cráteres de Albano y Nemi con focos entre 4 y 6 km (Fig. 60). Bajo el volcán, entre 6 y 18 km, existe una cámara magmática que es la causante de la sismicidad del área.

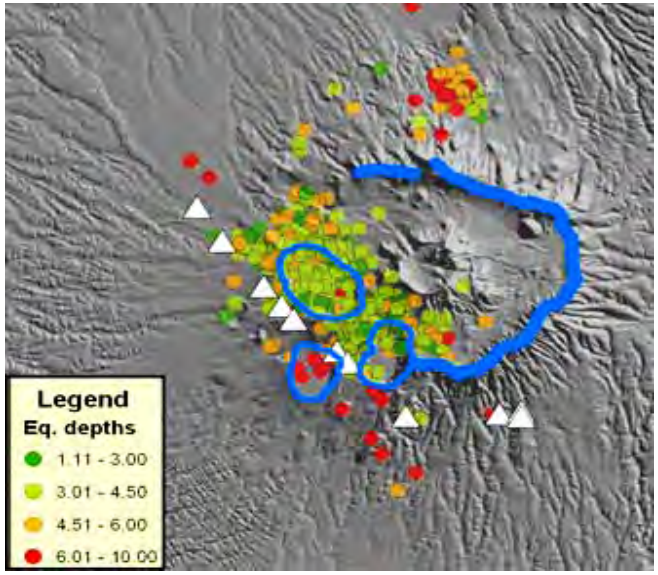


Figura 60. Enjambres sísmicos en Colli Albani. Triángulos: puntos de la red de nivelación, Líneas azules: Limites de la caldera y de los maares de Albano, Nemi y Ariccia. De Salci *et al*. 2004

3.2 Deformación.- La elevación del terreno presenta niveles apreciables con un hinchamiento de 30 cm entre 1950 y 1991. El patrón de deformación en muy evidente con velocidades de 2.6 mm/año (Tolomei et al. 2003). Esta deformación es más patente en el área de Albano-Ariccia-Nemi, a lo largo de una línea N-S. Las velocidades de elevación disminuyen a medida que nos alejamos de este área. Al NE de Albano existe un espacio de unos 3 km^2 en los que se produce una importante subsidencia que se relaciona con extracciones excesivas en el acuífero y un consiguiente descenso de los niveles freáticos. Estos procesos de deformación también han alterado la altura del nivel del agua en el lago y las concentraciones de gases magmáticos disueltos en ella. En 1984 la profundidad del lago era de 173 m (Caputo et al, 1986) mientras que en la actualidad es de 167m. Esta disminución de la profundidad se ha acentuado en los últimos 15 años (Capelli y Mazza, 2005) Como ya se ha dicho, algunos autores piensan que todo se debe a las extracciones de los acuíferos pero para otros (Bozzano et al, 2009) está relacionado con la crisis sísmica de 1989-90 (Amato et al, 1994).

En 1950 se trazó una línea de nivelación de NWa SE con 120 puntos de referencia a lo largo de 80 km. (Fig. 61 a). La nivelación más reciente se hace en 2006 (Anzidei et al. 2009). Los tres periodos de nivelación se realizan en 1950-51, 1997-99 y 2002-06. Los resultados de las tres campañas muestran que se ha producido una considerable elevación en oleadas pulsantes. Las mediciones con GPS han dado para Albano una velocidad de elevación del suelo de 6mm/a con extensión hacia el N, NE y NW (Fig. 61 b). El área de máxima elevación se define en el entorno de los lagos de Albano y Nemi, así como en las ciudades de Marino, Ariccia y Albano, zona en la que se ha producido la más reciente actividad del complejo volcánico de Colli Albani. Aunque estas hipótesis son objeto de debate en la actualidad, varios autores (Giordano, 2013, Andretta y Voltaggio, 1988) afirman que en este área han tenido lugar manifestaciones relacionadas con la actividad eruptiva en época histórica (Tabla nº 1).

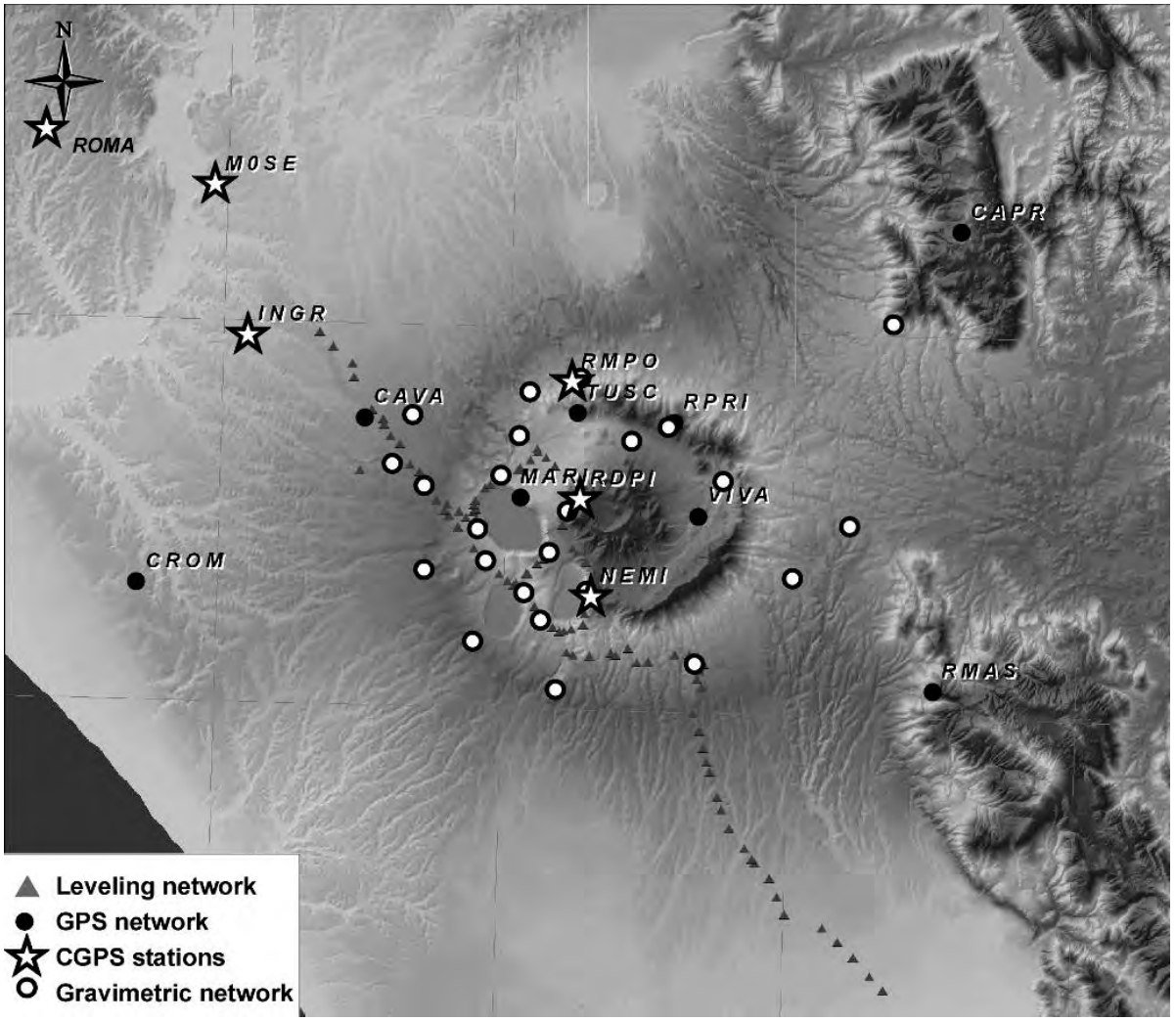


Figura 61. Red geodésica de Albano. Riguzzi *et al*. 2009.

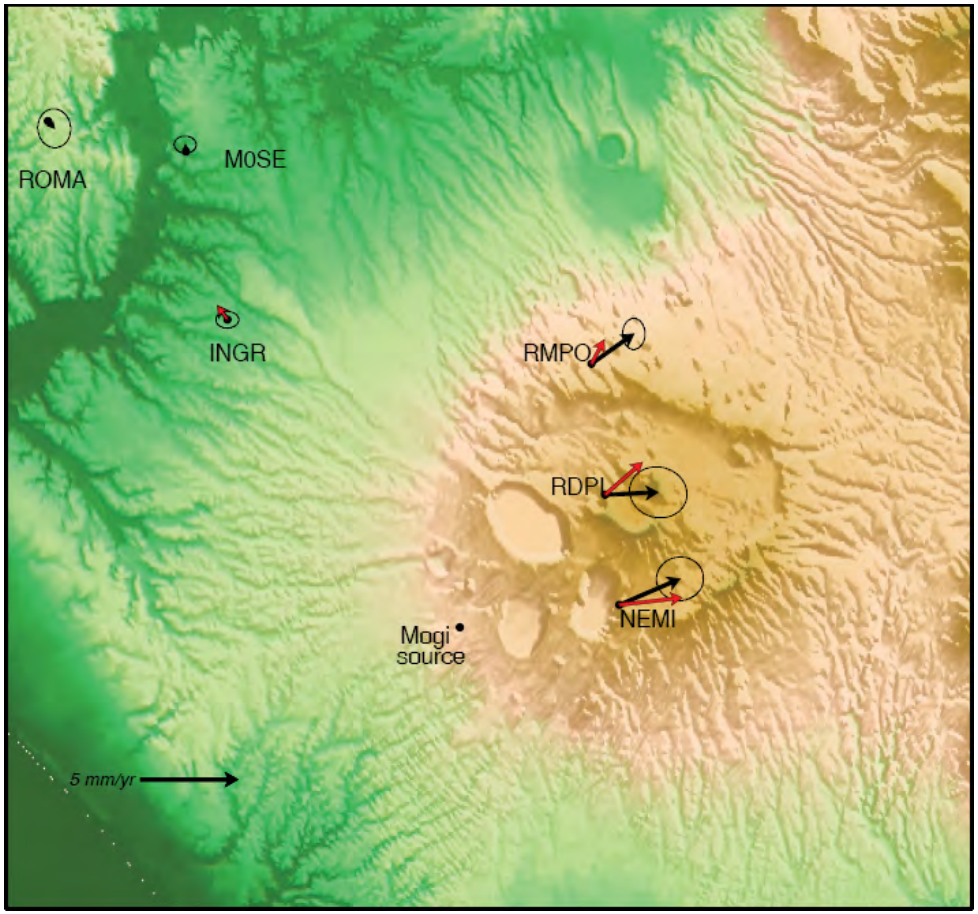


Figura 61. Red geodésica de Albano. Dirección de la deformación. Riguzzi *et al.* 2014.

3.3 Emisiones de CO_2.- La presencia de emanaciones difusas de CO_2 en las provincias volcánicas de la Italia continental, es una constante En el complejo volcánico de Colli Albani, estas presencia de gases magmáticos es más evidente por la juventud de algunos centros de emisión (Chiodini y Frondini, 2001). Se estima que el volumen de CO_2 disuelto en el agua del lago es de 6.850 Tm. Este volumen medio aumenta y disminuye con la profundidad y con la cantidad de agua presente en el lago. En cualquier caso para muchos autores las concentraciones de este gas tienen que estar permanentemente monitorizadas para evitar un suceso similar al del lago Nyos (Bozzano et al, 2009). Los perfiles realizados muestran unas temperaturas entre 9 y 11ºC para los meses más fríos y entre 25 y 28ºC para el periodo estival, si bien nunca desciende por debajo de los 8,5ºC. La temperatura desciende rápidamente con la profundidad mientras aumentan las concentraciones de gases (Cioini et al. 2003) Los gases presentes en las aguas de Albano son: N_2-O_2-CO_2-CH_4, aumentando estos dos últimos considerablemente con la profundidad. La presencia de dióxido de carbono y de metano se explica por la descomposición de materia orgánica y por aportes profundos de gases magmáticos (Cioni et al. 2003). La evidencia de gases magmáticos la da la presencia de ^{3}He y ^{4}He (Carapezza y Tarchini, 2007). La emisión de gases magmáticos es señal inequívoca de que bajo el complejo de Albano existe una cámara magmática que mantiene activo el sistema geotermal profundo del volcán (Bozzano et al, 2009).

El flanco NW del complejo Colli Albani se caracteriza por la emisión de altos volúmenes de CO_2 y Rn. Hay dos áreas (Fig. 62) que presentan mayor problemática: la Zolforata o Solfatara de Pomezia (Fig. 63 a y b) y la Cava dei Selci. Está última por su proximidad a viviendas habitadas de forma permanente (Fig. 64 a y b). Ambos espacios se sitúan en zonas de debilidad cortical que siguen la dirección de la fracturación regional. También ambos han sido utilizados como canteras para la extracción de las puzolanas emitidas desde Colli Albani, pero ambas no han tenido el mismo tratamiento por parte de la administración. La Zolforata de Pomezia se encuentra protegida bajo la

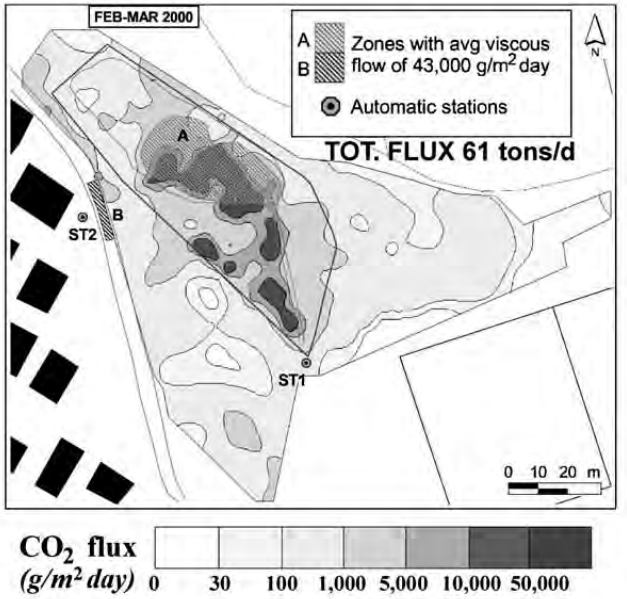
figura de “Reserva Natural de Decima Malafede” Mientras que la Cava dei Selci se ubica en un espacio poblado y está en estado de abandono.

Figura 62. Principales áreas de emisión de gases en el entorno NW de Colli Albani

Los gases emitidos (Carapezza et al. 2003) son: CO_2 (98%) y $H2_S$ (2%). La presencia de ^3H y ^4H indican la naturaleza magmática de buena parte de estas emisiones gaseosas que también tienen un cierto grado de contaminación por los aportes desde un sustrato carbonatado importante. En Cava dei Selci se han obtenido emisiones medias de 61 Tm/d. Las acumulaciones de gas en hondonadas han

provocado la muerte de animales y de una persona. Los niveles detectados se enuentran muy por encima de los que la normativa permite para zonas pobladas. En Cava dei Selci el gas fluye libremente en un área de unos 10.000 m2, con una intensificación de las emisiones en una pequeña depresión, más o menos central a la antigua cantera. Estas emanaciones son perfectamente visibles en época de lluvias cuando se producen encharcamientos (Fig. 65) Los incrementos puntuales en las emisiones gaseosas son motivo de noticia periodística y de protesta vecinal (Fig. 66).

Figuras 63 a y b. Imagen Google de la Zolforata de Pomezia y su laguna con precipitados de azufre. Cortesía de Panoramio



Figuras 64 a y b. Imagen Google de Cava dei Selci y sus emanaciones de CO2. Carapezza *et al.* 2003

Figura 65. Burbujeo de gas en Cava dei Selci. Cortesía de blog.meteonetwork.it

IL MESSAGGERO
MERCOLEDÌ
4 GIUGNO 2008

In corso controlli dei vigili del fuoco mentre il sindaco rinnova l'ordinanza sulle misure preventive per i residenti

Cava dei Selci, torna l'allarme gas

Marino, aumentate le emissioni velenose di anidride dal sottosuolo

di DANIELA FOGNANI

E' di nuovo allarme a Cava dei Selci, la frazione di Marino, per l'aumento delle emissioni di anidride carbonica ed idrogeno solforato dal sottosuolo. Gli abitanti di via Maciocco e delle strade limitrofe hanno avvertito nel fine settimane un forte odore di "uova marce" tipico delle zone sulfuree ed hanno segnalato preoccupati la situazione alla polizia municipale. Subito sono scattati i controlli perché proprio poco lontano, in una piccola depressione del terreno, una decina di anni fa morirono 28 mucche che erano al pascolo per esalazioni di anidride carbonica.

Il gas velenoso ristagna a pochi centimetri dal terreno e, se inalato, può essere letale. Sul posto si sono recati i vigili del fuoco del distaccamento di Capannelle, che hanno accertato una concentrazione di anidride carbonica da livello di attenzione, in un terreno adiacente ad un edificio di via Maciocco, dove, nei giorni scorsi, sono stati eseguiti alcuni carotaggi in previsione di una nuova edificazione.

L'aumento di "cattivo odore si sarebbe avvertito proprio dopo le trivellazioni. «Ho subito disposto - ha affermato il sindaco, Adriano Palozzi - che la zona fosse posta sotto costante controllo e che gli abitanti venissero informati della situazione e delle prescrizioni da seguire come precauzione». Del problema sono stati investiti anche l'Istituto nazionale di geologia e vulcanologia, che già in passato aveva eseguito controlli e che continua monitorare con una centralina permanente lo stato dell'aria intorno alla depressione dove si è verificato il decesso dei bovini, il Dipartimento di Protezione civile e la Asl.

«Da venerdì sera - afferma Alfredo Bertini, comandante della polizia municipale di Marino - seguiamo la situazione ed abbiamo distribuito ai residenti un volantino a firma del sindaco che ricorda le precauzioni da osservare». Non sostare nei seminterrati, aerare i locali e non introdursi nelle zone di campagna tra via Catullo Paiella e via Maciocco. Anche il responsabile della Protezione civile di Ciampino, Adolfo Aceti, ha eseguito un sopralluogo nella zona di Cava dei Selci, al confine tra Marino e Ciampino, e fatto chiudere un accesso che poteva condurre all'area pericolosa. «Il ristagno anomalo di anidride carbonica in prossimità dei punti trivellati - prosegue Bertini - potrebbe essere dovuto, secondo quanto ipotizzato dai tecnici dell'istituto di geofisica o ad una perforazione della sacca di superficie o ad un evento legato al sisma di circa un mese fa». La situazione è comunque sotto controllo e gli abitanti della zona si sono in parte tranquillizzati.

«Io abito qui da cinque anni - dice Luisa Stella - ma in questi ultimi giorni, in concomitanza con il forte odore avvertito, il mio anello d'argento è diventato scuro, spero solo che non ci sia pericolo». L'edificio di via Maciocco, accanto all'area dove è presente la concentrazione di anidride carbonica è costruito a palafitta, come prevede l'ordinanza del Comune che, ormai da anni, detta le regole per edificare in questa zona. La raccomandazione fatta alle famiglie da parte della municipale è comunque quella di non far giocare i bambini sotto il portico.

Una pattuglia di vigili urbani chiude l'area dove si sono verificate alcune esalazioni velenose a Cava dei Selci. Il sindaco di Marino ha rinnovato le misure cautelari per i residenti mentre sono in corso altri controlli

ROCCA PRIORA

Castagneto acquisito dal Parco

Il Parco dei Castelli Romani si è "regalato" dieci ettari di bosco di castagni nel territorio di Rocca Priora, acquistando a prezzo di realizzo un vasto appezzamento nei pressi del sito di importanza comunitaria Cerquone Doganella.

E' la prima volta che l'ente regionale acquisisce direttamente al proprio patrimonio un intero bosco: un'occasione permessa dal vantaggioso costo del terreno (solo un euro al metro quadrato) e dalla velocità con la quale si sono superate le molteplici difficoltà burocratiche e amministrative richieste dall'operazione.

«Abbiamo realizzato un ottimo affare - spiega il presidente Gianluigi Peduto - ad esclusivo vantaggio della comunità tutta e del Parco dei Castelli Romani. L'acquisizione del bosco contribuisce alla formazione di un'area di demanio pubblico che, naturalmente, sarà tutelata in modo integrale».

Il bosco di Rocca Priora, costituito prevalentemente da alberi di castagno, nelle intenzioni del consiglio direttivo del Parco, sarà impiegato a scopi scientifici, analisi ecologiche e per le attività didattiche degli istituti scolastici castellani.

E.Val.

Figura 66. Noticia del incremento de gas en Cava dei Selci

A lo largo de los últimos 50 años, los suburbios de Roma se han extendido rápidamente hacia el área más afectada por las emanaciones gaseosas generadas por el sistema geotermal activo. Esta actividad está relacionada con la falla de Ciampino (oculta bajo los depósitos actuales) y con las que enmarcan la caldera de Colli Albani. En este área es donde han tenido lugar los últimos episodios freatomagmáticos y de emisión de lahares (Giordano 2013). Cualquier excavación que se lleve a cabo en el área tiene una alta probabilidad de provocar una emisión de gas.

3.4 Otros riesgos.- Un riesgo volcánico añadido, relacionado con todo lo visto hasta ahora, es la evidencia de recientes y potentes erupciones freatomagmáticas, formación de inundaciones que afectan a los espacios litorales, los deslizamientos derivados de unas laderas inestables y la posible formación de lahares similares al desencadenado en 5800 BP (Fumiciello et al. 2003). Las erupciones fretomagmáticas emiten ignimbritas que se encauzan en los paleovalles con una típica estructura "valey ponded" (Giordano et al, 2002)

En el pasado hay evidencias de destructivas elevaciones del nivel del lago afectando a asentamientos del Bronce medio ubicados en sus orillas. Se calcula que en los últimos 7000 años el nivel de las aguas puede haber tenido oscilaciones de alrededor de 50 m. Quizás el suceso más catastrófico es el lahar fechado en 5800 BP (Fig. 67) que forma una planicie en forma de delta con el ápice apuntando al collado que se sitúa al NE del anillo cratérico de Albano, llamada "Piana di Ciampino" (Fig. 68). Para paliar estos efectos destructivos de los desbordamientos del lago, se construyeron túneles de drenaje como en que se muestra en la figura 69.

Figura 67. Mosaico con huellas de animales y humanas en los depósitos de lahar de Albano. Se observan en superficie los polígonos de desecación.

De: Giordano, G. AIV International Summer School in Volcanology. Frascati, 2013.

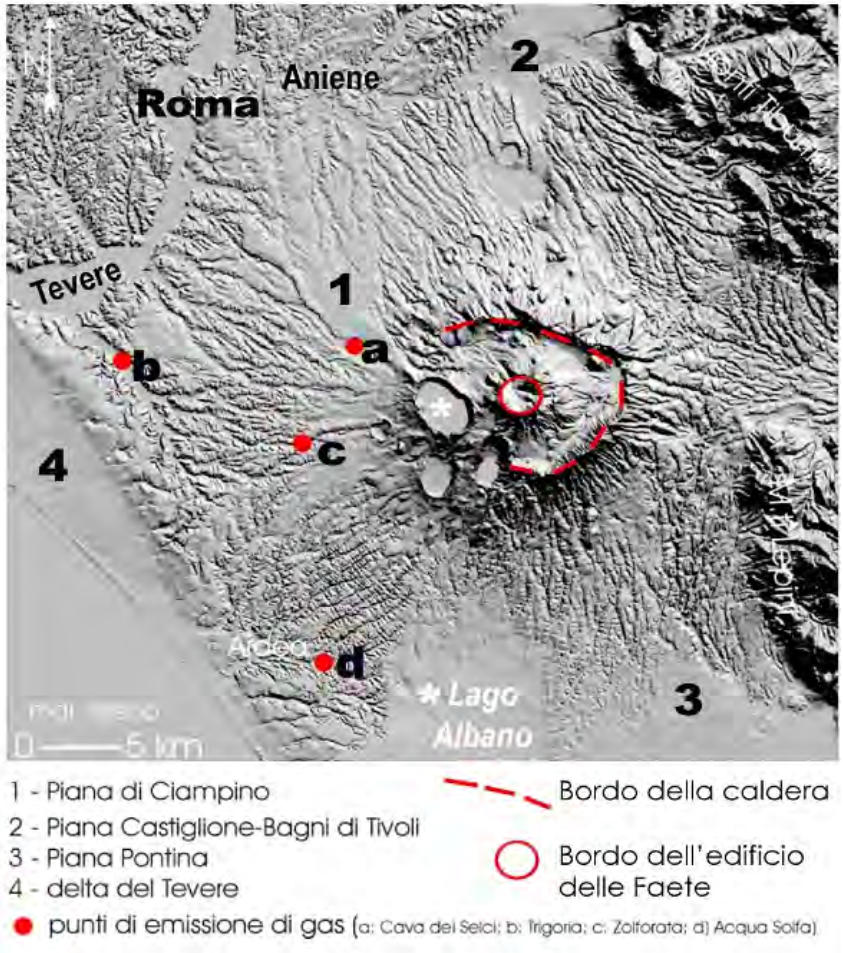


Figura 68. Emisiones de gas y depósitos de lahar (1). Funiciello *et al*. 2002.

Figura 69. Túnel de drenaje en Albano. Cortesía de Giordano, G.

En el maar de Albano existe un constatable riesgo de deslizamientos de ladera influidos por la actividad sísmica y por las lluvias torrenciales de finales del verano. En la ladera interna del maar hay huellas de deslizamientos lo que implica una destacable inestabilidad en unas vertientes subverticales o con una acusada pendiente. La que presenta un mayor grado de peligrosidad es la vertiente oriental con deslizamientos que presentan volúmenes comprendidos entre 10 y 100 m3, habiéndose producido en 1997 un gran deslizamiento que movilizó miles de metros cúbicos de material de ladera. Los deslizamientos afectan a los afloramientos de depósitos freatomagmáticos, siendo la lluvia intensa el principal desencadenante de estos procesos. En 2005, tras unas lluvias torrenciales se midieron lenguas de deslizamientos de 10 m de anchura, hasta 100 m de alcance y más de dos metros de potencia (Bozzano, et al. 2009). Pueden canalizarse y dar lugar a un derrame tipo debris flow, recorriendo prácticamente la ladera en toda su longitud, antes de llegar a la línea de costa y continuar su trayectoria y posterior depósito bajo las aguas del lago (Fig. 70) .

Algunos deslizamientos se consideran activos, oscilando su periodo de retorno entre 6 y 60 años para caída de rocas y de 5 a 30 años para las avalanchas de derrubios. Se estima que los grandes deslizamientos que tuvieron lugar hace 2000 años llegaron a formar seisches que afectaron a los asentamientos de las orillas.

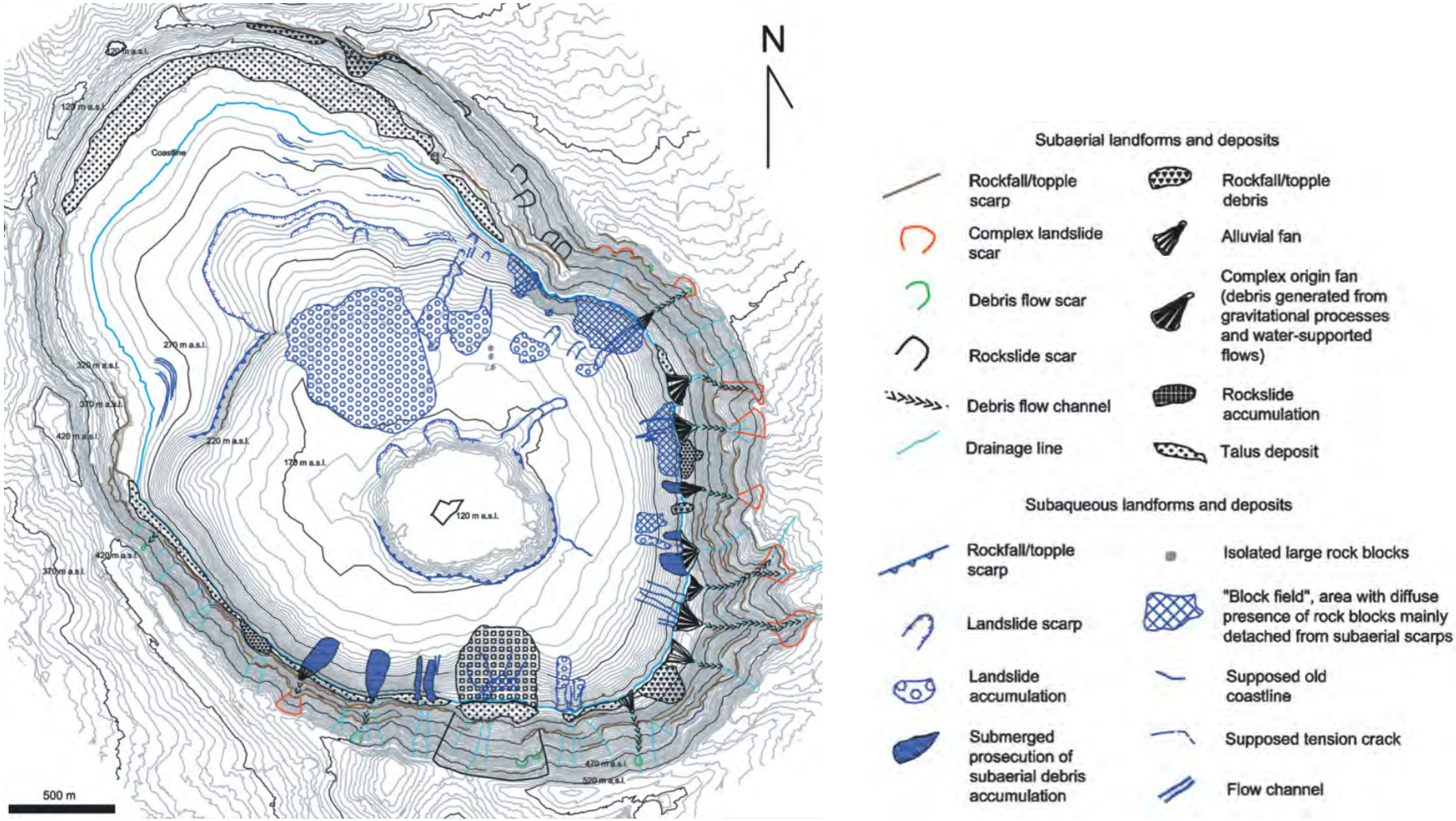


Figura 70. Deslizamientos en el maar de Albano. De Bozzano *et al.* 2009. Modificado

MANIFESTACIÓN	AÑO Y LUGAR	POSIBLE EVENTO SISMICO
Gas. Emisión de vapor y "fuego"	361 BC. Roma	¿361 BC. Roma?
Emisión de H2S	1754, Cráter de Ariccia	7-8 de junio. Colli Albani
Ruidos	1762, Colli Albani	Enero, Colli Albani
Emisión de H2S	1773-74 Cráter de Ariccia	18 de enero-15 de octubre. Cilli Albani
Incremento del H2S en manantiales	26-30 de agosto de 1806, Mt Faiola	26-30 de Agosto en Colli Albani
Emisión de vapor	1809 Montecomparti	Montecomparti
¿Descenso de 5 metros en el nivel del lago?	Mayo 1829, Albano y Nemi	4-22 de Mayo, Colli Albani
Tremores y emisión de gas	¿1848,1849,1850 Albano Valle de Cona?	Algunos eventos en Roma
Emisión de gas	Septiembre 1862, Roma	
Emisión de gas y muerte de peces	Agosto, 1868, Tiber	3-4 Agosto Tivoli
Tremor	24 abril, 1872. Faete	25-26 Abril, R. di Papa
Emisión de gas e incremento en la temperatura del agua	Fin de Abril 1872, Tivoli	Tivoli
Emisión de gas y vapor Aumento de la temperatura del agua. "llamas"	1873, Frattocchie, Albano Cava dei Selci	19 Enero Colli Albani
Emisión de gas y vapor	1877, Acque Albule Zolforata	Apenino central, Latina
Subida de 10ºC a 50ºC en la temperatura del agua Cambios químicos Emisión de CO2	24 Noviembre 1980 Acque Albule, Zolforata	23 Noviembre, Apeninos Irpinia
Fin de los cambios en la temperatura del agua desde 1980	1981, Zolforata	Mayo, Colli Albani
Aumento de la temperatura del agua	1982, Lago Nemi, Mt. Gentile	Colli Albani
Aumento de la temperatura del agua(>60ºC)	7 diciembre 1988 R. di Papa, fuente Barozze	
Incremento de la temperatura del agua (>40ºC)	1989 Ciampino	1989-90, Colli Albani
Emisión de CO2	2000, Tivoli	Apenino central Mts. Ruffi

TABLA 1. Relación de manifestaciones volcánicas con la sismicidad. Fuente: Giordano, G. 2013

REFERENCIAS

AMATO, A. & CHIARABBA, C. (1994): "Recent uplift of the Albani Hills volcano (Italy). Evidence for magmatic inflation?". *Geophys. Res. Lett.* 22, 1985-1988

ANDRETTA, D. & VOLTAGGIO, M. (1988): "La cronología reciente del vulcanismo di Colli Albani. *La Scienze,* 41. 26-36

ANZIDEI, M.; CARAPEZZA, M.L.; ESPOSITO, A.; GIORDANO, G.; LELLI, M. & TARCHINI, L. (2008) "The Albano Maar Lake high resolution bathymetry and dessolved CO2 budget (Colli Albani Volcano, Italy): constrains to hazard evaluation". *Journal of Volcanoly and Geothermal Research* , 171. 258-268

ANZIDEI, M. & ESPOSITO, A. (2010): "Lake Albano: "Bathimetry and level changes" En: FUNICELLO, R. & GIORDANO, G. (Eds) *The Colli Albani Volcano.* Geological Society, London, 229.245

ANZIDEI, M.; RIGUZZI, F. & STRAMONDO, S. (2010): "Current geodetic deformation of the Colli Albani volano: a reviw. " En: FUNICELLO, R. & GIORDANO, G. (Eds) *The Colli Albani Volcano.* Geological Society, London,

BOZZANO, F.; DIANO. G.; ESPOSITO, C.; MARTINO, S. & MAZZANTI, P. (2008). "TheAlbano Lake coastal rock slide (Albano, Italy): geological constraints and numerical modelling". In: *Proceedings of the 10th International Symposium on Landslides and Engineered Slopes*, Chen *et al.* (eds), Xi'an, China; 585–591.

BOZZANO, F.; MAZZANTINI, P.; ANZIDEI, M.; ESPOSITO, C.; FLORIS, M.; BIANCHI, G. & ESPOSITO, A. (2009): Slope dynamics of lake Albano (Rome Italy) Insights from high resolution bathymetry". *Earth Surface Process Landforms.* 34. 1469-1486

CAPELLI, G. & MAZZO, R. (2005): "Water criticality in the Colli Albani (Roma Italy)". *Giorn. Geol. Appl.* 261-271

CAPUTO, C.; CICCACCI, S.; D'ALESSANDRA, L.; DAVOLI, L.; FREDI, P. & LA MONICA, G.B. (1986): "Progetto Lago Albano. Indagini chimatiche, geomorfologiche e sedimentologiche". *Provincia di Roma*, 1-14

CARAPEZZA, M.L.; BADALAMENTI, B.; CAVARRA, L. & SCALZO, A. (2003): "Gas hazard assessment in a densely inhabited area of Colli Albani volcano (Cava dei Selci, Roma)". *Journal of Volcanoly and Geothermal Research,* 123. 81-94

CARAPEZZA, M.L. & TARDINI, L. (2007): "Magmatic degassing of the Alban Hils Volcano (Rome, Italy): Geochemical evidence from accidental gas emission fron shallow pressurized acquifers". *Journal of Volcanoly and Geothermal Research*, 165, 5-16

CARAPEZZA, M.L.; BARBERI, F.; TACHINI, L.; RANALDE, M. &RICCI, F. (2010): "Volcanic hazards of the Colli Albani" En: FUNICELLO, R. & GIORDANO, G. (Eds) *The Colli Albani Volcano.* Geological Society, London, 279-299

CIONI, R.; GUIDE, M.; RACO, B.; MARINI, L. & GAMBARDELLA, B.(2003): "Water chemistre of Lake Alñbano (Italy)". *Journal of Volcanoly and Geothermal Research*, 120. 179-195

CHIODINI, G. & FRONDINI, F. (2001): "Carbon dioxide degassing from the Alban Hills volcanic region, Central Italy". *Chem. Geol*. 177, 67–83.

DE BENEDETTI, A.; FUNICIELLO, R.; GIORDANO, G.; DIANO, G.; CAPRILLI, E. & PATERNE, M. (2008): "Volcanology History and Miths of the lake Albano maar (Colli Albani volcano, Italy". *Journal of Volcanoly and Geothermal Research,* 176. 387-406

DE RITA, D.; FUNICIELLO, R.; ROSSI, U. & SPOSATO, A. (1983): "Structure and evolution of the Sacrofano-Baccano caldera, Sabatini volcanic complex, Rome". In: M.F. SHERIDAN AND F. BARBERI (Editors), *Explosive Volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17. 219-236

DE RITA, D.; FACCENNA, C.; FUNICIELLO, R. & ROSA, C. (1995): "Stratigraphy and volcano-tectonics". In *The Volcano of the Alban Hills*, Trigila R (ed.). Tipografia SGS: Rome; 33–71.

DE RITA, D.; GIORDANO, G.; ESPOSITO, A.; FABBRI, M. & RODANI, S. (2002): "Large volume phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani volcano (Middle Pleistocene, Italy)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118: 77–98.

FREDDA, G. & GAETA, M. (2006): "Eruptive History and Petrology evolution of the Albano multiple maar (Alban Hills, Central Italy)". *Bulletin of Volcanology*, 68, 567-591

FUNICIELLO, R.; GIORDANO, G.; DE RITA, D.; CARAPEZZA, M.L. & BARBERI, F. (2002): "L'attività recente del cratere del Lago Albano di Castelgandolfo". *Rend. Acc. Lincei* 9-13, 113–143.

FUNICIELLO, R. ; GIORDANO, G. & DE RITA, D. (2003): "The Albano maar lake (Colli Albani volcano, Italy) Recent volcanic activityand incidence of pre-Roman Age. Catastrophic lahar event". *Journal of Volcanoly and Geothermal Research.* 123, 46-61

FUNICIELLO, R.; GIORDANO G.; CARAPEZZA, M.L. & BARBERI, F. (2005): "The recent activity of the Lake Albano maar (Colli Albani volcano, Roma, Italy". 32° International Congress, Geological Society, Firenze.

FUNICIELLO, R.; HEIKEN, G.; DE BENEDETTI, A. & GIORDANO, G. (2010): "Volcanic activity of the Lake Albano maar in Roman History and Mythology". En: FUNICELLO, R. & GIORDANO, G. (Eds) *The Colli Albani Volcano.* Geological Society, London 331-339

GIORDANO, G.; DE RITA, D.; CAS, R. & RODANI, S. (2002): "Valley pond and ignimbrite veneer deposits in the small-volume phreatomagmatic 'Peperino' Albano basic ignimbrite, Lago Albano maar, Colli Albani volcano, Italy: influence of topography". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118: 131–144.

GIORDANO, G.; DE BENEDETTI, A.; DIANA, A.; DIANO, G.; CAS, R. & FUNICIELLO, R. (2006): The Colli Albani Mafic Caldera (Roma, Italy) Stratigraphy, Structura and Petrology". *Journal of Volcanoly and Geothermal Research* , 155, 49-80

GIORDANO, G. (2013): *AIV International Summer School in Volcanology.* Frascati (Italy).

MAZZA, R. & CAPELLI, G. (2010): "Hidrogeology of the Colli Albani volcano" En: FUNICELLO, R. & GIORDANO, G. (Eds) *The Colli Albani Volcano.* Geological Society, London , 1889-2013

PECCERILLO, A. (2005): *Plio-Quaternary Volcanism in Italy*. Springer-Verlag. 365 pp.

PORRECA, M.; MATTEI, G.; GIORDANO, D.; DE RITA, D. & FUNICIELLO, R. (2003): "Magnetic fabric and implication for Pyroclastic flow and lahars emplacement. Albano maar, Italy". *Journal of Geophysical Research.* V. 108

RIGUZZI, F.; PIETRANTONIO, G. DEVOTI, R.; ATZORI, N. & ANZIDEI, M.(2009): "Volcanic unrest of the Colli Albani (Central Italy) detected by GPS, monitoring test". *Physic of the Earth and Planetary Interiors*. 10 1016. 7-12

RIGUZZI, F.; PIETRANTONIO, G. DEVOTI, R. & ATZORI, N. (2014): "Volcanic unrest of the Colli Albani (Central Italy) detected by GPS monitoring test. *Physic of the Earth and Planetary Interiors* . 177-1

SALCI, S.; ATORI, S.; TOLOMEI, G.; ALLIENI, J.; FANETTI, A.; ROCCA, F.; PRATI, C.; STRAMONDO, S. & FEUILLET, N. (2004): "Inflation rate of the Colli Albani Volcanic Complex, retrieved by the permanente scatters SAR interferometry tecnique". *Geophysical Researsch Letters,* 31, l-12606

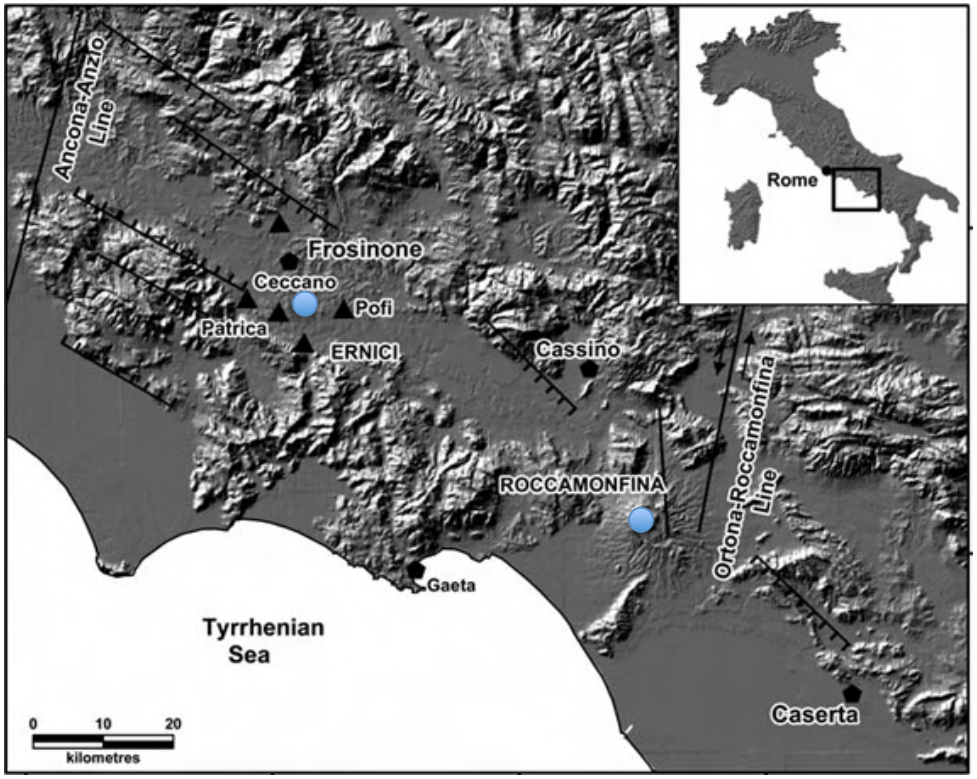
TOLOMEI, C.; ATZORI, S,; SALVI, S.; ALLIVEI, S.; FENETTI, A.; PRATI, C.; ROCCA, F.; STRAMONDO, S. & FEVILLET, N. (2003): "Crustal deformation of the Albani Hills Volcanic Complex (Central Italy) by permanent scatterers analysis". *Journal of Volcanoly and Geothermal Research.*

VILLA, I.M.; CALANCHI, N.; DINELLI, E. & LUCCHINI, F. (1999): "Age and evolution of the Albano crater lake (Roman Volcanic Province)". *Acta Vulcanol*. 11, 305–310.

MAAR DE ALBANO. AL FONDO EL VOLCÁN DE MONTE CAVO

ITINERARIOS POR LA PROVINCIA MAGMÁTICA ERNICI-ROCCAMONFINA:

ESTRATOVOLCÁN ROCCAMONFINA



PARADAS DE TRABAJO

1. Colle Friello. Reconocimiento de un edificio monogénico asociado al estratovolcán Roccamonfina

2. Monte Santa Crocce. Reconocimiento de la morfología del complejo volcánico

3. Sessa Aurunca. Turismo

En todas las paradas se valorará el uso de los recursos volcánicos

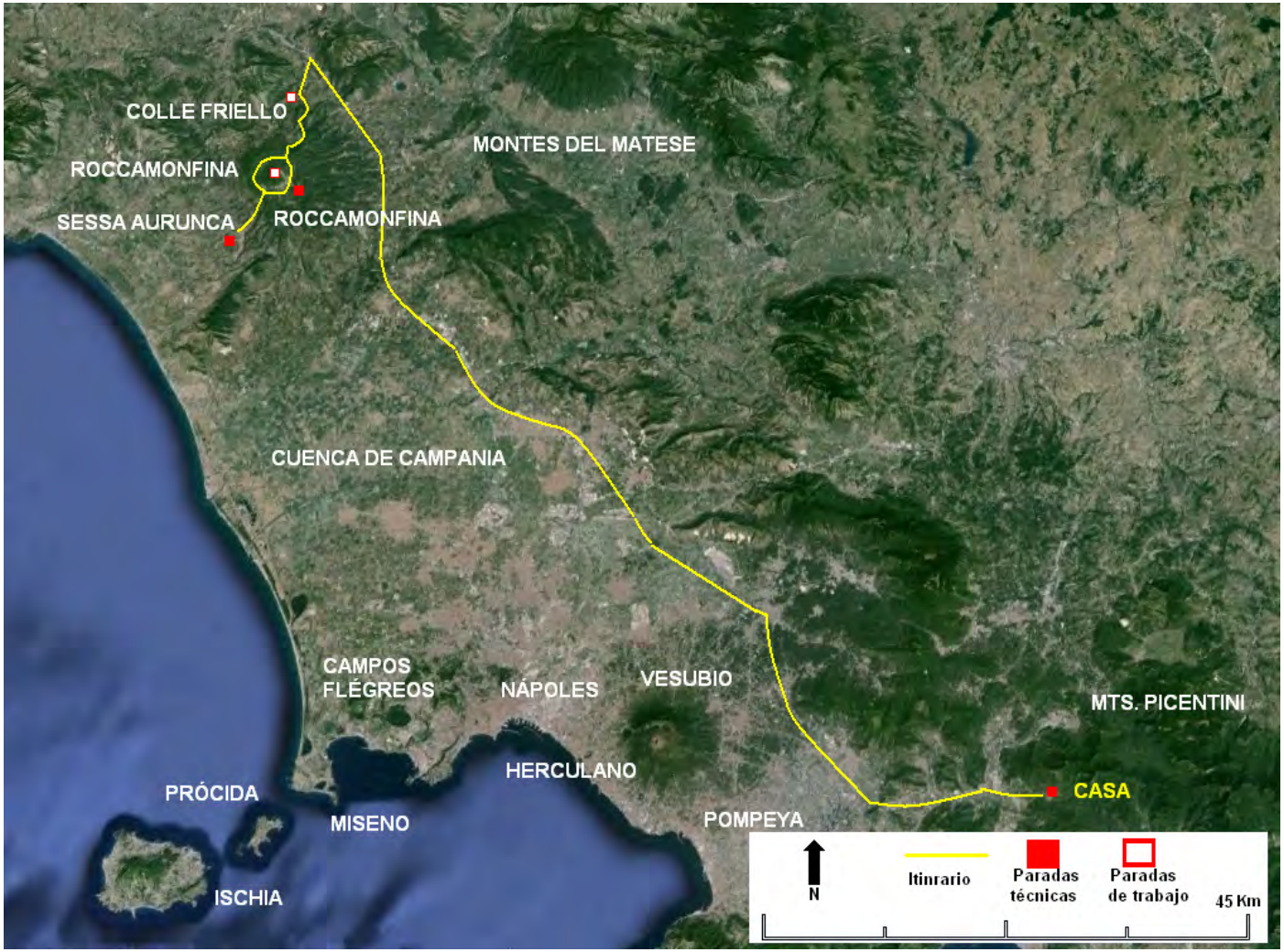


Figura 71. Itinerario de trabajo V

1. COMPLEJO VOLCÁNICO DE ROCCAMONFINA

Como venimos viendo desde que comenzamos nuestros itinerarios, en Amiata y Vulsini, el territorio comprendido entre los Apeninos y el litoral del Mar Tirreno, se ha visto afectado por un intenso volcanismo especialmente relevante en el Pleistoceno medio y superior, con complejos activos a lo largo del Holoceno y en la actualidad.

Hemos visto cual es la estructura y las implicaciones geodinámicas de la región de las que se derivan estilos eruptivos asociados a los procesos generadores de magma bajo la corteza, los periodos de recurrencia de los grandes ciclos eruptivos, de vital importancia para la determinación del riesgo volcánico en un territorio densamente poblado (Marra *et al*. 2004). Recientes trabajos (Rouchon *et al*. 2008) permiten determinar la evolución temporal de estos complejos volcánicos y entre ellos el de Roccamonfina.

Roccamonfina constituye un estratovolcán levantado sobre depósitos fluvio-volcánicos que ha tenido una intensa actividad pliniana a lo largo de su historia eruptiva (De Rita y Giordano, 1996). La base ocupada por el estratovolcán tiene 20 km de diámetro, mientras que el eje mayor de la caldera mide 6 km. El fondo de la caldera se sitúa a 600 msnm y su altura máxima es de 1.000 m.

Roccamonfina junto al campo volcánico de Ernice forman una provincia magmática de transición entre la Romana y la de Campania. Esta provincia está ligada a la estructura extensional de la cuenca tirrena. Al este de los Apeninos la microplaca de Apulia es subducida por la placa Europea. Esta convergencia de márgenes es para algunos autores (Peccerillo, 2005) la responsable del desarrollo del volcanismo calcoalcalino y ultrapotásico italano. El estratovolcán se localiza en el margen NE de la Fosa de Garigliano, fosa tectónica rodeada de horst de edad cretácica. Roccamonfina estuvo activo durante 350.000 años, desde 550.000 hasta 150.000 con 5 periodos en su evolución (Giannetti, 2001).

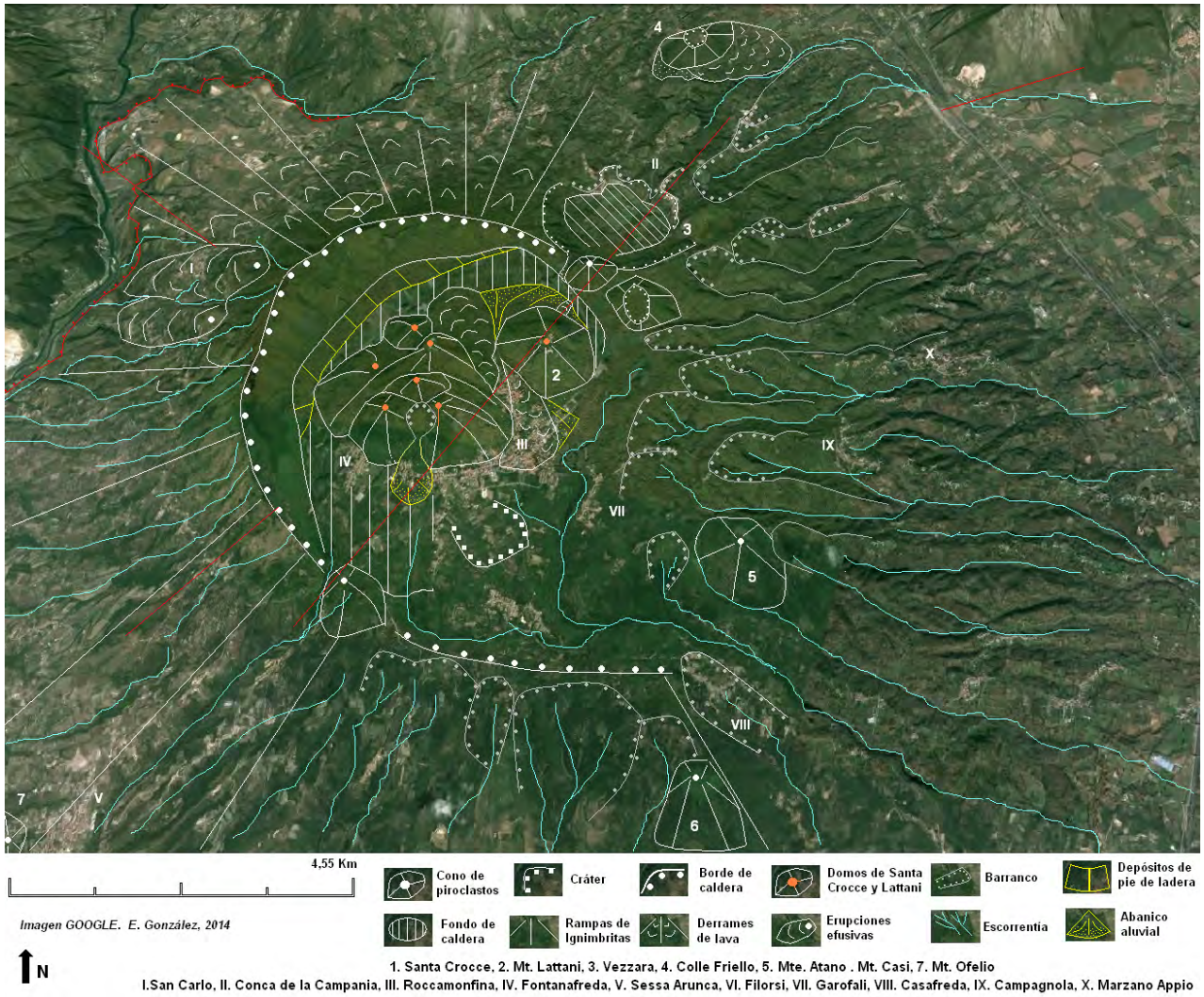


Figura 72. Esquema geomorfológico de Roccamonfina

1.1.- Períodos en la evolución de Roccamonfina

1.1.1. Primer periodo.- Se denomina también de "Río Rava". En este primer periodo se construye el estratovolcán en base a la emisión de tefritas y fonolitas. Tiene una evolución de unos 100.000 años, iniciándose la actividad hace 550.000 (Pecerrillo, 2005). El final de este periodo viene marcado por una erupción pliniana que da lugar al depósito pummítico de "Río Rava" con una edad de 439.000 años (Rouchon *et a*l, 2008) .

1.1.2. Segundo periodo.- Tras la erupción de Río Rava tiene lugar un período de reposo que se termina con nuevas erupciones que levantan un segundo estratovolcán desarrollado dentro de la estructura explosiva de Río Rava. Durante esta fase se emite el BLT (tufo oscuro de leucita) al que se le calcula una edad de 353.000 años. También se producen erupciones efusivas con coladas basálticas y fonolíticas. La erupcción del tufo de leucita, para algunos autores (De Rita *et al.* 1996, Rouchón *et a*l, 2008)) provoca un colapso que destruye en edificio dando lugar al actual cráter de herradura abierto al este.

1.1.3. Tercer periodo.- Se desarrolla una fase de potentes erupciones explosivas con paroxismos plinianas que dan lugar al depósito basal del WTT (tufo blanco de tefrita) fechado en 331.000 años (Giannetti y De Casa 2000). Previamente por el cráter central se emiten lavas basálticas y traquíticas que han podido ser localizadas en sondeos.

1.1.4. Cuarto periodo.- Se caracteriza por una actividad efusiva con emisión de traquibasaltos que generan edificios piroclásticos y efusivos en los bordes del estratovolcán. Se levanta ahora el cono de Colle Friello (Fig. 72). También se desarrolla actividad freatomagmática y se abre el cráter del flanco norte (Fig. 73). Se emiten flujos piroclásticos (cuerpo superior de la WTT) y otros que,

junto a piroclastos de caída, forman una nueva unidad: el YTT (tufo amarillo traquítico-230.000 años). La edad de este cuarto periodo está comprendida entre 275.000 y 230.000 años

1.1.5. Quinto episodio.- Termina el ciclo eruptivo en Roccamonfina con una importante actividad efusiva que da lugar a la formación de los domos shoshoníticos centrales de Monte Lattani (Fig. 74) y Monte Santa Crocce (Fig. 75) con una edad comprendida entre 170.000 y 150.000 años.

Figura 73. Pared del Cráter Norte

Figuras 74. Domo de Monte Lattani.

Figura 75. Domo del Monte Santa Crocce.

Roccamonfina tiene una historia eruptiva compleja lo que ha dado lugar a una interesante estratigrafía (Fig. 76) en la que se mezclan depósitos de flujos piroclásticos y pumitas de caída con lavas (Fig. 77 y 78), sedimentos lacustres generados en los lagos que ocuparon la caldera durante los periodos de reposo eruptivo, depósitos torrenciales y derrubios de ladera.

El complejo volcánico se sitúa al norte de los Campos Flégreos y del estratovolcán Somma-Vesubio (Fig. 79), separados de ellos por la llanura de Campania. La proximidad a estos importantes centros eruptivos, activos en la actualidad, hace que sobre sus depósitos se localicen afloramientos de la "Ignimbrita de Campania" (Fig. 76). Las rocas volcánicas se incluyen en las series potásicas y ultrapotásicas de

las provincias magmáticas Romana y Campana (Panza *et al*, 2007). Es el único volcán italiano que ha emitido leucita ultrapotásica (PMR) y leucita shoshonitica (PMC).

Los niveles de base del edificio volcánico están formados por lavas ricas en potasio con escasa proporción de sílice. Aparecen niveles de piroclastos de caída y depósitos retrabajados que se relacionan (Tedesco, 1965) con un estratovolcán cuya construcción se interrumpió por violentas erupciones plinianas que emite productos (BLT) con volúmenes estimados en 3-5 km^3 (Luhr y Giannetti, 1987). Estos autores estiman que la emisión del tufo de traquita (WTT) tuvo un volumen de 10 km^3

Para algunos autores (Villa et al. 1999, Marra et al, 2003) existen similitudes entre el desarrollo del complejo Colli Albani y Rocamonfina en cuanto a la formación de las calderas, las fases efusivas y las freatomagmáticas. También se le ha comparado con el Vesubio por su morfología de edificio tipo “somma”, las erupciones plinianas y la composción de los magmas (Cioni et al, 1999)

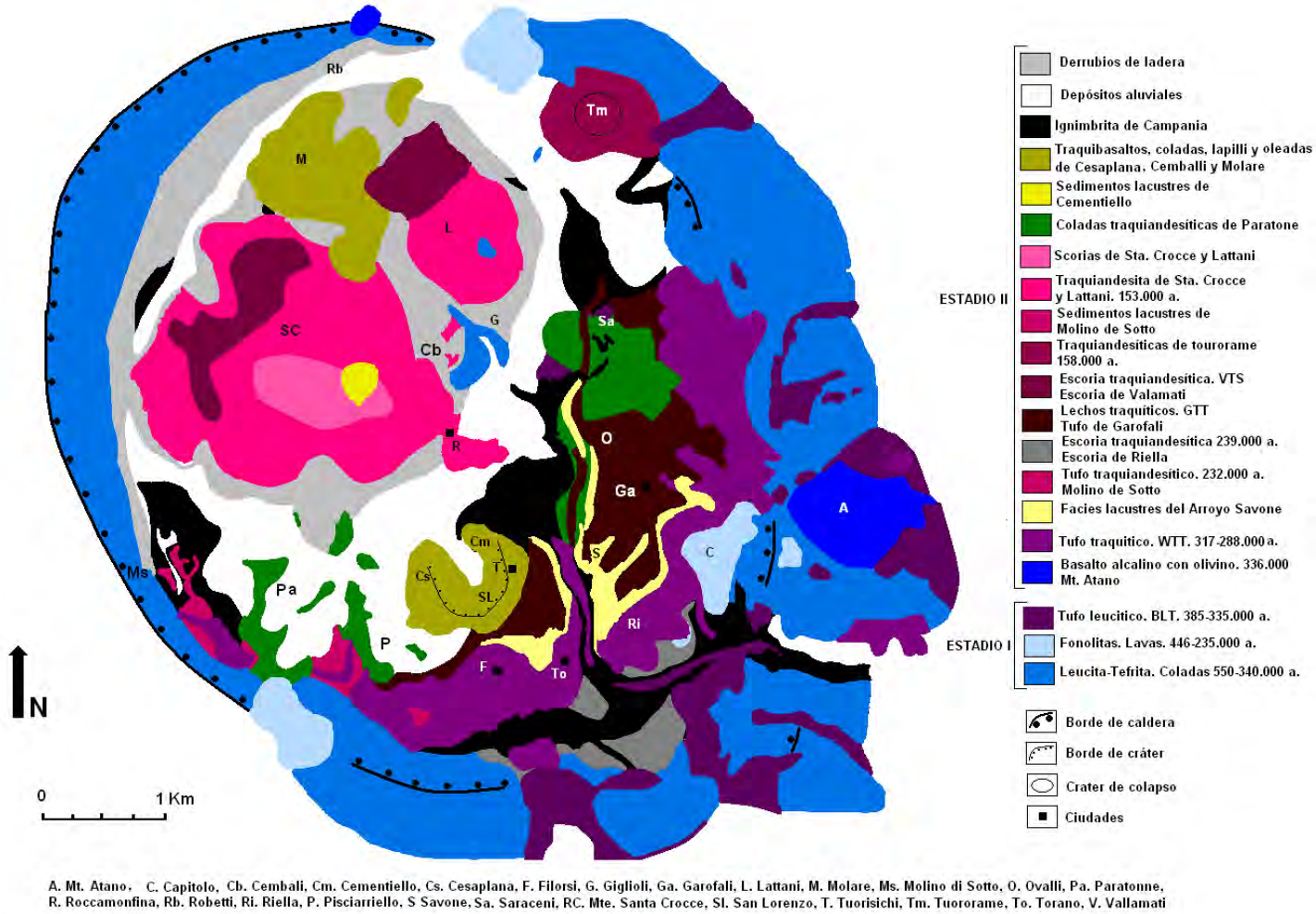


Figura 76. Mapa geológico de la caldera de Roccamonfina. Modificado de Gianetti, 1996

Bajo Roccamonfina existe un reservorio magmático en enfriamiento (Nunciata y Gerencitano, 2012), situado a 4-5 km de profundidad que alimenta un sistema hidrotermal que ha sido utilizado para la obtención de energía geotérmica (Wat, 1987) y para industria turística de balnearios. En la actualidad existe un remanente de actividad sísmica con terremotos de magnitud no superior a 3 grados.

Figura 77. Lavas del Domo de Lattani.

Figura 78. Lavas de las erupciones del dorso de caldera

Este complejo volcánico Protegido bajo la figura de Parque Regional de Roccamonfina-Force Gaugliano, es el enlace entre del volcanismo de Umbría-Lacio y la región de volcanismo activo de la bahía de Nápoles.

Figura 79. Llanura de Campania con el vesubio al fondo

REFERENCIAS

CIONI, R.; SANTACROCE, R. & SBRANA, A. (1999): "Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma–Vesuvius Caldera". *Bulletin of Volcanology* 60, 207–222.

DE RITA, D. & GIORDANO, G. (1996): "Volcanological and structural evolution of Roccamonfina volcano (southern italy)". In: MC GUIRE, WJ.; JONES, AP. & NEUBERG, J. (Eds) *Volcano instability on the Earth and other Planets*, vol 110. Geological Soc London, London, 209–224

FREDDA, G. & GAETA, M. (2006): "Eruptive History and Petrology evolution of the Albano multiple maar (Alban Hills, Central Italy)". *Bulletin of Volcanology*, 68, 567-591

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

GIANNETTI, B. & DE CASA, G. (2000): "Stratigraphy, chronology, and sedimentology of ignimbrites from the white trachytic tuff, Roccamonfina volcano, Italy". *Journal of Volcanol and Geotherm Res.* 96:243–295

GIANNETTI, B. & LUHR, F.L. (1983): "The White Trachytique Tuff of Roccamonfina volcano (Roman Region, Italy)". *Contribution to Mineral Petrology* 84, 235–252.

GIANNETTI, B. (1996): "Geology and petrology of the Riella trachyandesite scoria flow and associated trachite surge and ash flow. Deposits if Garofali (Roccamonfina volcano, Italy)" *Geologica Romana,* 32, 35-68

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

MARRA, F.; TADDEUCCI, J.; FREDA, C.; MARZOCCHI, W. & SCARLATO, P. (2004): "Recurrence of volcanic along the Roman Comagmatic Province (Thyrrhenian margin of Italy) and its tectonic significance". *Tectonics* 23, 1–15.

MAZZOLI, S.; CORRADO, S.; DE DONATIS, M.; SCROCCA, D.; BUTLER, R.; DI BUCCI, D.; NASO, G.; NICOLAI, C. & ZUCCONI, V. (2000): "Time and space variability of « thin-skinned » and « thick-skinned » - thrust tectonics in the Apennines (Italy)". *Rend Fis Acc Linc* 11:5–39

NUNZIATA, C. & GERECITANO, F. (2012): «Crustal models of the Roccamonfina volcano and relationships with Neapolitan volcanoes (southern Italy)" *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* ,101:1371–1383

PANZA; G.F.; PECCERILLO, A.; AUDIA, A, & FARINA, A. (2007): "Geophysical and petrological modelling of the structure and composition of the crust and upper mantle in complex of geodynamic setting: the Thyrrenian Sea and surrounding". *Earth Sci Rev* 80, 1–46

PECCERILLO, A. (2005): *Plio-quaternary volcanism in Italy: petrology, geochemistry, geodynamics*. Springer, Berlin, 365 pp

ROUCHON, V.; GILLOT, P.Y.; QUIDEYEUR, V.; CIESA, S. & FLORIS, B. (2008): "Temporal evolution of the Roccamonfina volcanic complex (Pleistocene) Central Italy" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117, 500-514

TEDESCO, C. (1965): "Main lines of the history of the Roccamonfina volcano". *Bulletin of Volcanology* 28 (1), 119–137.

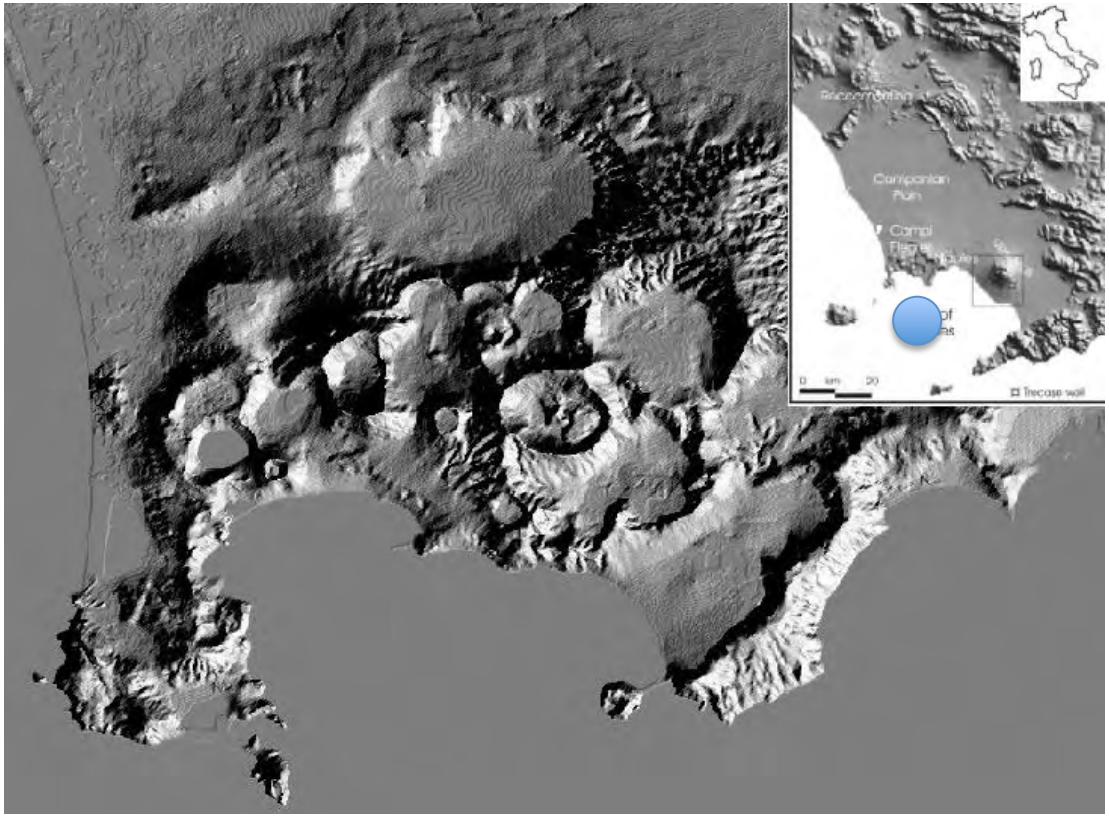
VILLA, I.M.; CALANCHI, N.; DINELLI, E. & LUCCHINI, F. (1999): "Age and evolution of the Albano crater lake (Roman Volcanic Province)". *Acta Vulcanologica* 11, 305–310.

WATTS, M.D. (1987): "Geothermal exploration of the Roccamonfina volcano, Italy." *Geothermics* 16 (5/6), 517–528.

ROCCAMONFINA

ITINERARIOS POR LA PROVINCIA MAGMÁTICA DE CAMPANIA:

CAMPOS FLÉGREOS Y ESTRATOVOLCÁN VESUBIO



PARADAS DE TRABAJO

1. Caldera de Astroni. Reconocimiento de un edificio explosivo asociado a las últimas erupcione de los Campos. Flégreos

2. Cráter de La Solfatara. Reconocimiento de un cráter asociado a un sistema geotermal activo

3. Pozzuoli. Riesgo volcánico

4. Conjunto volcánico Averno-Monte Nuovo. Última erupción (S. XVI)

5. Complejo turístico de Baia

6. Complejo turístico-histórico-etnográfico de Miseno y Cabo Miseno

En todas las paradas se valorará el uso de los recursos volcánicos

Figura 80 a. Itinerario de trabajo VI

Figura 80 b. Itinerario de trabajo detallado VI

1. ÁREA VOLCÁNICA DE LOS CAMPOS FLÉGREOS

Los Campos Flégreos, junto con el Vesubio, forma el espacio volcánico que presenta mayor interés científico en Italia. Esto se fundamenta en la necesidad de tener la mayor cantidad de información posible, sobre las características de las erupciones, y en mantener una continua vigilancia sobre una de las regiones volcánicas más densamente pobladas del mundo.

Las erupciones recientes en los Campos Flégreos se inician hace apenas 60.000 años, y se han caracterizado por su extremada violencia. Existe conocimiento de dos grandes eventos explosivos. El primero se desencadena hace 39.000 años y genera el extenso depósito de la "Ignimbrita de Campania" (IC). El segundo, mucho más joven, se produjo hace 12.000 años y dio lugar a la formación del característico depósito "Tufo Giallo" de Nápoles (TGN). Sin embargo, en sondeos llevados a cabo en la zona, se han encontrado depósitos volcánicos de unos 2 ma de antigüedad. Estas erupciones han dado lugar a la formación de una compleja estructura caldérica que caracteriza al ámbito volcánico flégreo. Este complejo volcánico comprende a los propios Campos Flégreos, parte del área metropolitada de la ciudad de Nápoles, el sector NW del Golfo de Nápoles, así como las islas de Prócida e Ischia. La reconstrucción de estos dos paroxismos eruptivos se ha llevado a cabo teniendo en cuenta la dispersión de los productos emitidos (IG y TGN).

Las rocas anteriores a la IC (39.000 años) de composición alcalino traquítica, se localizan en la periferia de los Campos Flégreos (INGV de Italia) en los domos de Punta Marmolite (47.000 años) y en Cumas (39.000 años) y en los piroclastos de Torre Franco. La actividad volcánica está unida a los procesos tectónicos distensivos que han afectado al SW de Italia y han dado lugar a la formación de la Fosa de Campania, entre el macizo de Másico, al norte y la península de Sorrento, al sur. El conjunto de edificios volcánicos de este área, se han configurado a lo largo de 40.000 años de erupciones, la última de las cuales se produjo en el siglo XVI (Monte Nuovo).

La continua actividad de la zona se manifiesta por el fenómeno del bradisismo que consiste en descensos y elevaciones del suelo, motivados por la actividad de la cámara magmática situada bajo ella. La presencia de intensa actividad geotermal, especialmente concentrada en el cráter de La Solfatara, es otra prueba de la vigencia del volcanismo en los Campos Flégreos.

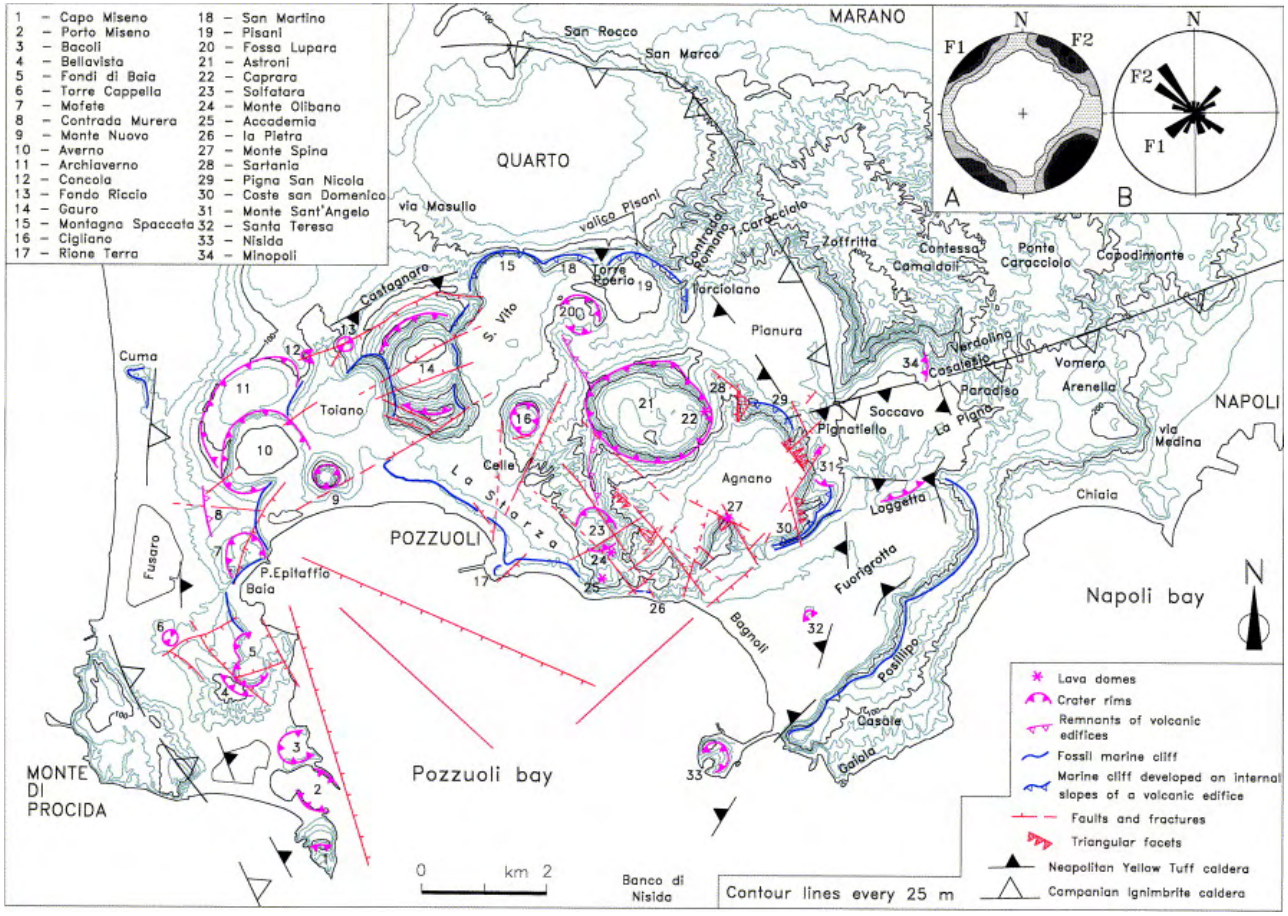
Los Campos Flégreos son pues un campo volcánico activo que con el Somma Vesubio y la isla de Ischia, representa el complejo históricamente activo del área napolitana con su ultima erupción en 1538 (Fig. 81). En la actualidad el territorio volcánico está caracterizado por una moderada microsismicidad, bradisismo que afecta fundamentalmente al área de Pozzuoli, actividad hidrotermal y actividad fumarólica intensa y en proceso de crecimiento (apertura de nuevas bocas de emisión) en La Solfatara (Fig. 82).

Figura 81. Lago Averno y Monte Nuovo

Figura 82. Fumarola en La Solfatara

Todo el campo volcánico está enteramente levantado sobre rocas eruptivas, antiguas coladas y domos (Fig. 83 a). La característica fundamental de los Campos Flégreos es la presencia de una gran caldera de más de 12 km. de diámetro mayor (Fig. 83 b) generada en la erupción que emitió la Ignimbrita de Campania (Melluso et al. 1995). Las principales erupciones que tienen lugar en el área son la que emite está ignimbrita (39.000 años) y la que genera el Tufo Giallo Napolitano (12.000 años). Las lavas emitidas en los Cmpos Flégreos pertenecen prioritariamente a la serie shoshonitica con diferenciados sálicos(traquitas y fonolitas) aunque también se emiten labas máficas o intermedias (basanitas y basaltos shoshoniticos). Estas lavas se interpretan como el resultado de la evolución del mágma en una única cámara (Villemant, 1988) o de diferenciados en cámaras independientes (Beccaluva et al. 1990)

Figura 83 a. Mapa Geológico de los Campos Flégreos. INGV



83 b. Esquema Geológico de los Campos Flégreos. Según De Vito *et al*, 1999

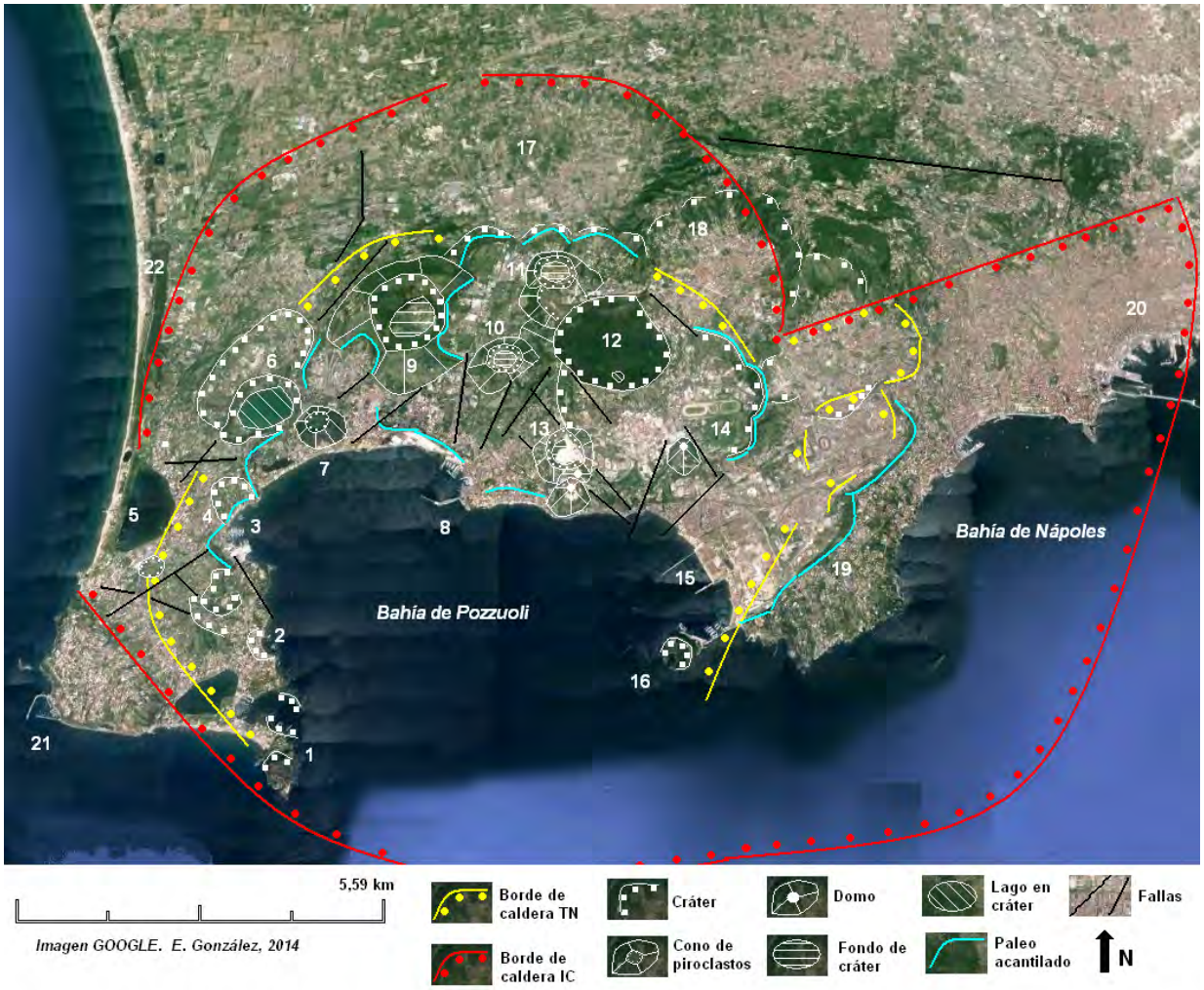
Estas lavas se depositan sobre un basamento formado por rocas cristalinas itruidas por pequeños reservorios magmáticos (Arienzo et al, 2010). En la base de la caldera del TN se localizan rocas sedimentarias y piroclastos muy fracturados.

2. ERUPCIONES EXPLOSIVAS Y FORMACIÓN DE CALDERAS EN LOS CAMPOS FLÉGREOS

La actividad volcánica de los Campos Flégreos está vinculaa a los eventos tectónicos de caráter distensivo que han determinado la formación de la depresión limitada al norte por el Monte Massico y la península de Sorrento al sur. Esta depresión se denomiona "Fosa de la llanura de Campania". La caldera de los Campos Flégreos es la fuente de la emisión de extensos depósitod de flujos piroclásticos. Destacan como más importantes los correspondientes a la Ignimbrita de Campania y los emitidos en la formación de la segunda caldera, el "Tufo Gallio Napolitano". Con posterioridad, en nuevas erupciones de alta explsividad, se emiten nuevos vólumenes de piroclastos que terminan de crear la morfología y el paisaje volcánico de la zona (Fig. 84)

2.1. Erupción de la Ignimbrita de Campania

La erupción paroxísmica más importante de la zona es la que dio origen a la formación del depósito de la Ignimbrita de Campania (Fig. 86). Este depósito que implica emisiones de unos 80 KM^3 (Rossi, et al. 1983) de magma traquítico-traquifonolítico, recubre un área de alrededor de 30.000 Km^2. La cámara magmática que acogía a este magma tendría 16 km de diámetro y estaría a una profundidad de 4 km. Otros autores (Fulignati et al, 2004) elevan el volumen a 150 km^3 y recientemente (Gebavert et al, 2014) lo estiman en 300 KM^3.



1. Miseno, 2. Bácoli, 3. Baia, 4. Mofete, 5. L. Fusaro, 6. L. Averno, 7. Mt. Nuovo, 8. Pozzuoli, 9. Mt. Gauro, 10. Mt. Cigliano,11. Fossa Lupara 12. Astroni, 13. Solfatara, 14. Agnano, 15. Bagnoli, 16. Nisida, 17. Quarto, 18. Pianura, 19. Posillipo, 20. Nápoles, 21, Mt. Prócida, 22. Cuma

Figura 84. Geomorfología de los Campos Flégreos

Figura 85. Centros anteriores a 40.000 años. INGV

Figura 86. Contorno de la caldera que emitió la Ignimbrita de Campania. INGV, Ob. Vesubiano

La actividad precaldera incluye etapas de volcaismo submarino con la emisión de latitas y traquitas como lavas y depósitos piroclásticos intercalados con sedimentos arenosos y carbonatados de edad pliocuaternaria y cuaternaria. Los primeros depósitos relacionados con la actividad de apertura de la gran caldera, forman la llamada "Breccia Museo", caracterizada por la presencia de abundantes líticos entre los que se intercalan depósitos de spatter con ignimbritas soldadas y depósitos de pómez de caída (Fig. 87 a y b). Algunos autores (Lirer et al. 1991 y Deino et al. 1994, Ort et al, 1999) la consideran como depósito proximal de la "Ignimbrita de Campania"

Figuras 87 a y b. Depósitos de flujos piroclásticos de Ignimbrita de Campania y de Breccia Museo en Torregaveta

De las investigaciones llevadas a cabo (Pappalardo et al., 2002) se deduce la existencia de dos niveles de magma: uno superficial más evolucionado, y otro profundo menos evolucionado. La erupción se inicia con un evento freatomagmático que abre el conducto de emisión e

inicia la descompresión del sistema. Le sigue una fase pliniana con la formación de columnas eruptivas de una altura superior a 40 kilómetros. El colapso de la columna anuncia los procesos de formación de la caldera que se inicia con la aparición de numerosas fallas y la emisión de flujos piroclásticos expansivos y turbulentos que alcanzan al volcán de Roccamonfina situado a 50 kilómetros al norte. Por el sur los flujos atraviesan el mar y llegan a la Península de Sorrento (Fig. 88). El colapso de la caldera propicia la mezcla de los magmas contenidos en la cámara y la aparición de múltiples centros eruptivos, dentro de la caldera, asociados a la intensa fracturación. Nuevos flujos piroclasticos, más potentes que los anteriores, se generan en esta fase eruptiva. Llegan a alcanzar las estribaciones de los Apeninos, y a superar barreras topográficas de 1.000 m de altura. La caldera formada ocupa un área de 230 Km^2, se le calcula una profundidad de 700 metros con un volumen estimado de material colapsado de 160 Km^3.

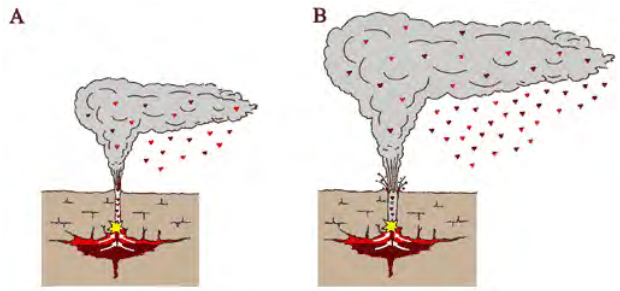
Figura 88. Depósitos de la Ignimbrita de Campania (base)

y del Tufo Giallo (techo) en Sorrento

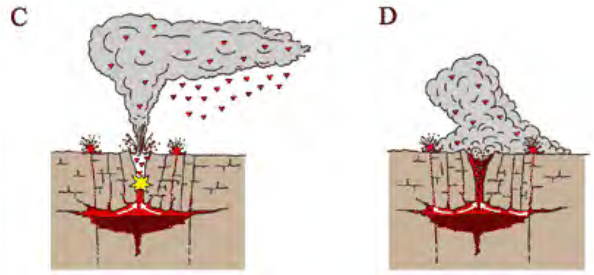
2.1.1. Dinámica y depósitos.- La roca más antigua a la "Ignimbrita de Campania" (INGV) se observan en los escarpes que bordean los Campos Flégreos (Fig. 86 b). Tiene una composición alcalino-traquítica. Comprenden los domos de Punta Marmolite y Cuma (recinto arqueológico) con 47.000 y 39.000 años respectivamente, los depósitos piroclásticos del "Tufo de Torre Franco" datados en menos de 42.000 años y el Monte Grillo. En perforaciones se han encontrado depósitos similares en Poggioreale, Capodimonte, Ponti Rossi, Chiaiano e Secondigliano (INGV).

La "Ignimbrita de Campania" es el resultado de la mayor erupción explosiva registrada en el Mediterráneo en los últimos 200.000 años. Sus piroclastos cubrieron una extensa área al SE del espacio de emisión. El reservorio magmático (16 km de eje y 4 km de profundidad) Estaba formado por dos estratos de magma de composción química diferentes: Uno evolucionado, superficial, y otro poco evolucionado y más profundo. La erupción inicial es freatomagmática y va seguida de una fase pliniana con columnas eruptivas que superan los 40 km (Fig. 89 a y b). Esta columna, formada por magma profundo y condicionada por la apertura de fracturas en el basamento del volcán, era inestable y acabó colapsando, igual que el edificio volcánico, dando origen a la formación de la caldera (Fig. 90 a y b). Estos flujos se expandieron a gran velocidad hasta Los Apeninos, franqueando crestas topográficas de 1.000 m. (INGV)

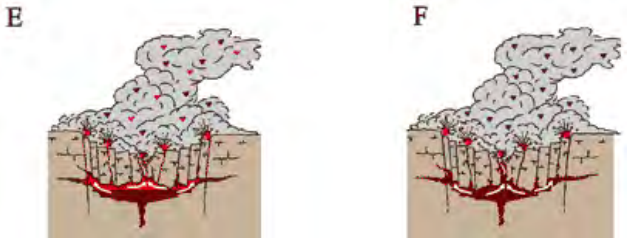
El final de la erupción se caracterizó por la emisión de flujos piroclásticos de menor volumen y mucho menor recorrido que los anteriores (Fig. 91 a y b). Se estima que dos tercios de Campania quedaron recubiertos por una capa de piroclastos de alrededor de 100 m. de potencia. Las cenizas dispersadas en la atmósfera cayerón en áreas alejadas del este de Europa y en Asia (fig. 92) causando un invierno volcánico y alterando el tránsito poblacional del Paleolítico medio al superior (Fitzsimmons, et al. 2013)



Figuras 89 a y 89 b. Inicio de la erupción de la Ignimbrita de Campania. Según el INGV, Sezione di Napoli



Figuras 90 a y 90 b. Colapso de columna, formación de flujos piroclásticos y apertura de nuevos centros de emisión. Según el INGV, Sezione di Napoli



Figuras 91 a y 91 b. Formación de la caldera. Según el INGV, Sezione di Napoli

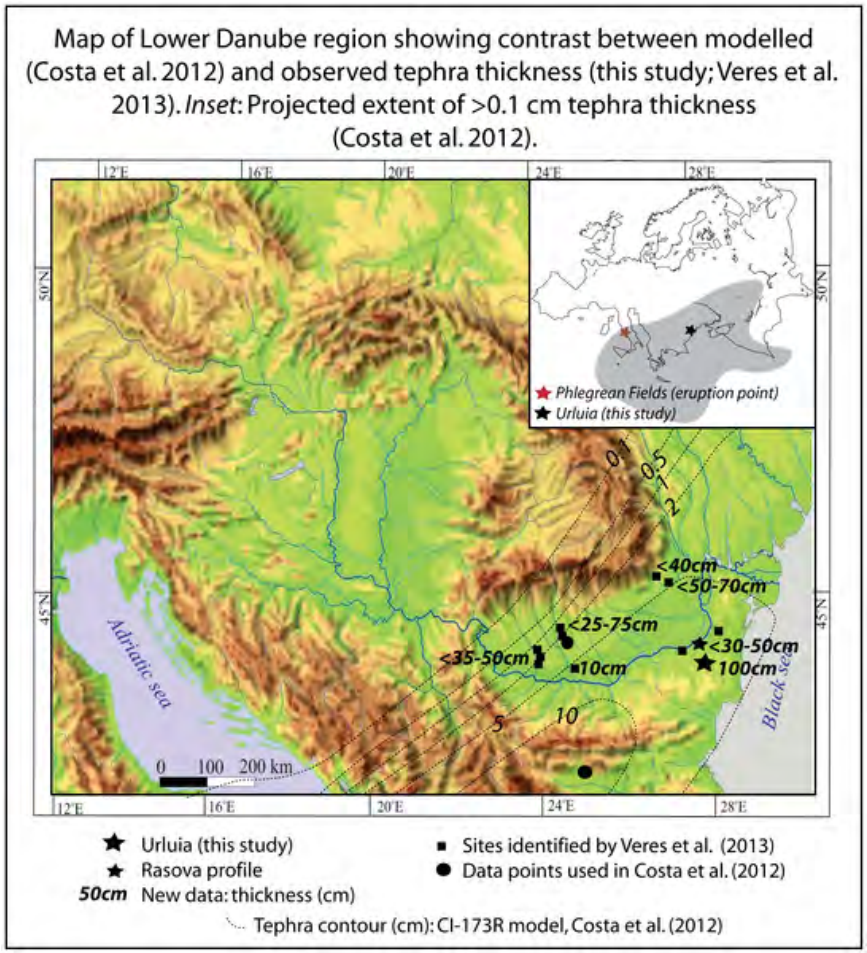


Figura 92. Dispersión oriental de las cenizas de la erupción de la IC. Tomado de Fitzsimmons, *et al.* 2013

2.1.2 La "Breccia Museo". - La Breccia Museo es un depósito generado en una violenta explosión (Caldera de la Ignimbrita de Campania) que generó flujos piroclásticos que se depositaron en áreas próximas al centro de emisión. Es un depósito cuyas características lo diferencian netamente de otros que también pertenecen a la IC. Está formada por varios cuerpos de flujo que se agrupan en dos unidades: unidad superior y unidad inferior. Ambas unidades se encuentran separadas por un depósito de ceniza. La Unidad inferior se adapta a la topografía previa, encauzandose los flujos más densos en los ejes de paleovalles, mientras que los más ligeros ocupan sus laderas. La unidad superior recubre y nivela el depósito anterior, estando integrada por la "brecha" propiamente dicha, los niveles de spatter y las capas formadas por pómez de caída (Fig. 93).

La BM presenta diferentes tipos de fagmentos pumíticos que integran la fracción juvenil del depósito. El contenido en cristales es más elevado que en otras unidades estudiadas de la IC. Esta situación parece deberse a alteraciones importantes en los procesos de cristalización llevados a cabo en la cámara magmática (Fulignate et al, 2004) que implican descenso de la temperatura del magma por debajo de 850ºC, así como de la presencia de fluidos acuosos hipersalinos en las zonas periféricas de la cámara.

Ya hemos visto como se ha especulado con la edad de este depósito. Perrotta y Scarpatti (1994) lo fijan en 22.000 años en función de unas dataciones llevadas a cabo en un paleosuelo. Esto implicaría que la BM sería un depósito posterior a la erupción de la IC. Posteriores dataciones (De Vivo et al, 2001) le dan una edad en torno a los 36.000 años, compatible con la erupción de la IC. En la actualidad la pertenencia del la BM a los procesos que abren la caldera de los Campos Flégreos ya no está en discusión.

La BM está formada preferentemente por brechas ricas en líticos y en fragmentos pumíticos. El alto contenido en cristales (30% del volumen total) distingue a la BM de otros afloramientos de la IC. Melluso y colaboradores (1995) establecen las siguientes unidades para la BM:

2.1.2.1 Unidad 1.- Se caracteriza por ocupar en fondo de los paleovalles con grandes espesores. Es un depósito de grano fino, bien estratificado y con desigual grado de soldadura. La parte basal no presenta litificación mientras que los depósitos que descansan sobre ella lo están débilmente. Lateralmente esta formación pasa a depósitos masivos de cenizas con gradación inversa.

2.1.2.2 Unidad 2.- Se presenta como una brecha de líticos gruesos. La estratificación da lugar al desarrollo de lechos potentes que a menudo presentan gradación inversa. Los clastos pueden llegar a tener un metro de eje (Fig. 94) y son tanto de lavas como de bloques del sustrato. La fracción juvenil es escasa y consiste en pumitas redondeadas con clastos de spatter y obsidiana.

Figura 93. Depósitos de la IC incluyendo la Breccia Museo

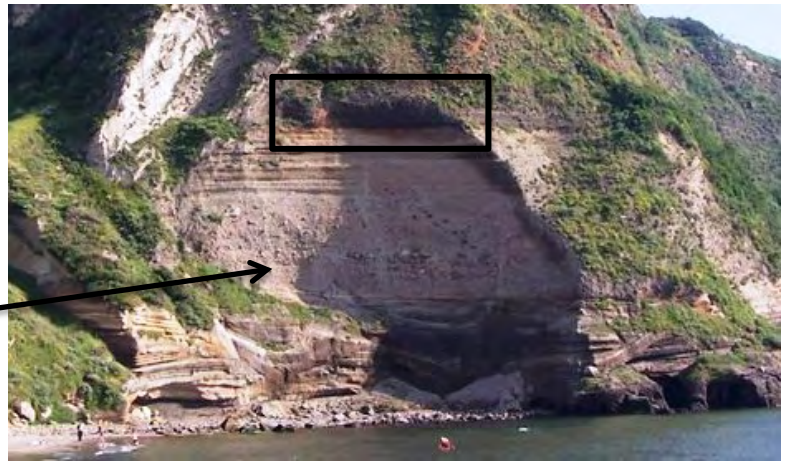


Figura 94. Detalle de la brecha. Fotografías cortesía de Panoramio

2.1.2.3. Unidad 3.- Se trata de un depósito rico en acumulaciones de spatter soldado, discontinuo lateralmente (rectángulo fig. 94), deformados pero sin formar flamas.

2.1.2.4. Unidad 4.- Depósito no litificado que muestra gradación normal. Presenta color gris debido a las pumitas. Contiene clastos aislados de spatter englobados en una matriz de ceniza gruesa

2.1.3.- "El Tufo Piperno".- Al igual que la "Breccia Museo", en la definición de las características y de la edad del TP han existido controversias a lo largo del tiempo. El TP es un depósito de flujo relacionado con la erupción de la IC. Presenta un intenso grado de soldadura con flamas, "eutaxítico" lo que unido a otras características ha propiciado su uso como piedra de construcción desde la Roma antigua hasta practicamente nuestros días. Buena parte de los edificios nobles del centro de Nápoles, incluido el Castel Nuovo (Fig. 95) están construidos con el TP. En la actualidad se exporta en forma de sillares o baldosas a regiones como las Islas Canarias (Puerto de la Cruz, La Guancha…) donde es utilizado como material de restauración o embaldosado (Fig. 96). Como ocurrió con la BM, dataciones erróneas lo consideraban un depósito posterior a la emisión de la IC. Dataciones más precisas (Rosi et al, 1996) le dan una edad de 37.000 años, compatible con la erupción de la IC. Su estructura es la de una matriz cinerítica, gris oscura, que contiene clastos de escoria negros, formando flamas que pueden llegar a medir 40 cm de largo. Se trata de una traquita rica en sanidina con enclaves de traquita-fonolítica. La intensa soldadura está relacionada con la circulación de gases muy calientes en el depósito. El depósito se organiza en cuatro capas bien diferenciadas, separadas por cuerpos de brechas ricas en líticos. Los afloramientos se localizan en el borde de la caldera de los Campos flégreos (Socavo y Pianura).

Figura95. Torres en Castel Nuovo construidas con sillares de Pipero.

Figuras 96. Sillares de Tufo Pipero en Nápoles

2.2 Erupción del Tufo Giallo Napolitano

Figura 97. Erupciones entre la formación de las dos calderas. INGV

Figura 98. Contorno de la caldera que emitió el TGN. INGV

Entre la erupción de la IC y la del TGN existe en los Campos Flégreos un periodo de relativa calma eruptiva que se caracteriza por el desarrollo de erupciones de caráter efusivo y explosivo, con numerosos centros de emisión localizados tanto en el borde de la caldera como en áreas interiores (interior de la actual Nápoles y entorno de las elevaciones de Posillipo) Estos centros se generan en erupciones efusivas con la formación de domos. Los centros de emisión de carácter explosivo se sitúan en el interior de la caldera, tanto en la parte sumergida como en la actualmente emergida. Se localizan materiales emergidos de estos eventos en Torregaveta y Monticelli, San Martino y Capodimonte, y también en el entorno de Posillipo (Fig. 97)

Esta erupción es la segunda en importancia en el complejo volcánico flégreo. El centro emisor, al igual que la erupción que emite la IC, se sitúa en los Campos Flégreos (Orsi et al., 2004). En esta erupción se emiten 40 km^3 de magma alcalino-traquítico-latítico que recubre un área de alrededor de 1.000 km^2. Los depósitos se localizan preferentemente en el área de los Campos Flégreos y Nápoles, aunque pueden seguirse a lo largo de Campania, hasta cerca de los Apeninos. En esta erupción se genera una caldera (Fig.98) que afectó a parte de los Campos flégreos y a la bahía de Pozzuoli.

El paroxismo eruptivo es complejo, habiéndose identificado fases freatoplinianas y freatomagmáticas (Fig. 99). Las investigaciones llevadas a cabo (científicos del Observatorio Vesubiano) plantean un mecanismo de colapso de caldera sineruptivo. Todos los centros eruptivos posteriores se localizan en el área interna de la caldera. Se estima que ésta ocupa un área de 90 km^2 con una profundidad de 600 m y un volumen de material colapsado de 54 km^3 (Fig. 100)

Figura 99. Idealización de las erupciones freatoplinianas que abrieron la caldera del TGN. Según el INGV

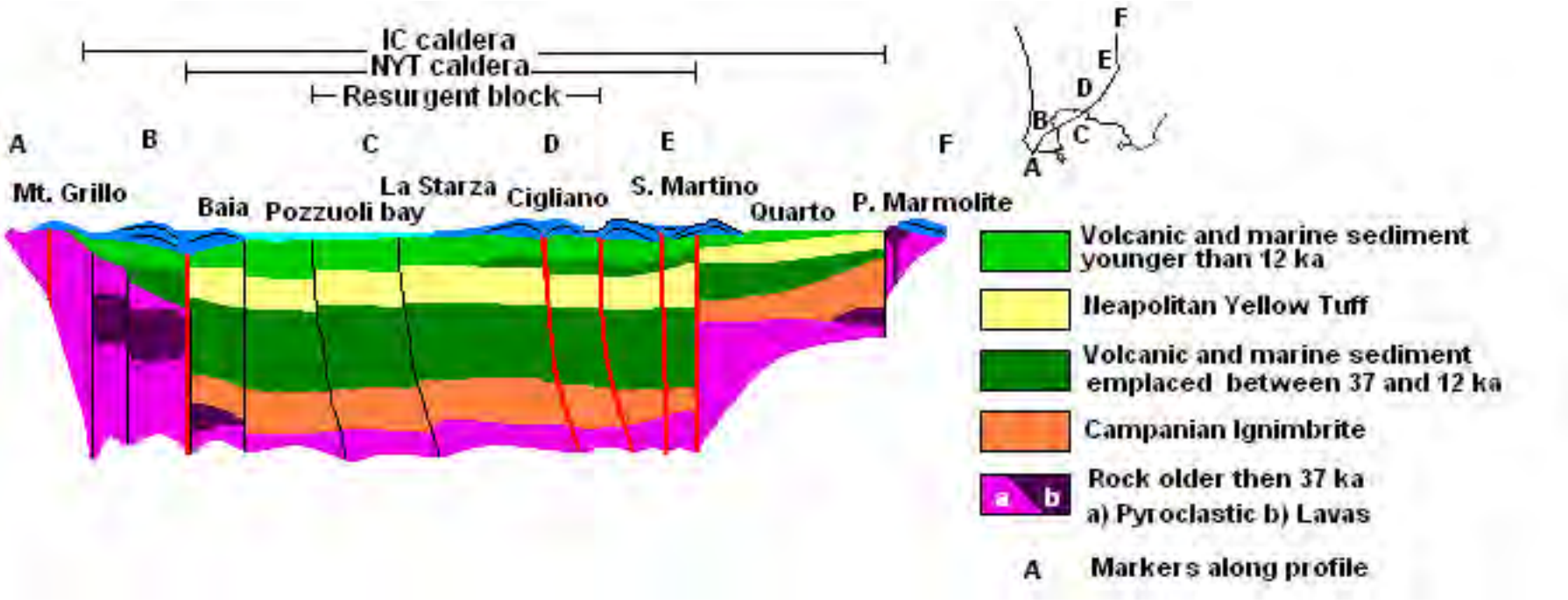


Figura 100. Corte en la caldera de los Campos Flégreos. Modificado de Orsi *et al.* 2004,

El depósito emitido en esta erupción recibe el nombre de "Tufo Giallo Napoletano" (TGN) por su coloración amarilla debida a procesos de zeolitización. El TGN se divide en dos miembros (Orsi et al, 1999): el miembro inferior y el superior.

Las rocas queforman el TGN van de latitas a traquitas alcalinas con sanidina plagioclasa, biotita y magnetita. Esta composición se debe a la estructura interna de la cámara magmática que se supone (Orsi et al. 1999) dividida en tres estratos de magma de diferente grado de evolución

2.2.1. Miembro inferior.- La secuencia inferior de depósitos decrece con rapidez desde las inmediaciones del punto de emisión (Fig. 101 y 102) hasta las zonas distales, en la falda del Apenino, al norte de Caserta. Se reconocen 13 capas que presentan variaciones de estructura y facies. La primera de ellas está integrada por lechos de ceniza y arena gruesa con escasos lapillis en áreas proximales. A menudo presenta laminación cruzada y fragmentos, englobados en el flujo por erosión de un paleosuelo. La forma de transporte es un flujo turbulento (oleada piroclástica) Las capas superiores están formadas también por ceniza con algunos líticos de pómez, liticos con alteración hidrotermal y abundante lapilli acrecional. Estos depósitos, en facies proximales, presentan grano grueso, ondulaciones y laminación cruzada, mientras que en facies distales desarrollan estructuras masivas y planares. Entre cada una de estas capas aparecen formaciones de lapilli pumítico y cenizas de caída.

2.2.2. Miembro superior.- Está formado por depósitos de flujos piroclásticos de carácter turbulento y laminar. Los clastos contenidos en la matriz difieren en número y litología de los contenidos en el depósito del miembro inferior. En áreas proximales el transporte se produce mediante la formacion de flujos laminares –coladas piroclasticas- y en áreas distales mediante flujos turbulentos –oleadas piroclásticas- En estas áreas distales en común la aparición de sismitas y diapiros que deforman los depósitos a lo largo de varios metros. Estos diapiros se atribuyen a procsos de licuefacción asociados a la sismicidad inherente a la dinámica de las fallas de la caldera (Fig. 100)

El TGN ha sido utilizado masivamente para la construcción por sus características de porosidad y resisistencia. Son numerosos los edificios en Nápoles y Posillipo levantados directamente sobre este depósito y construidos con sillares del mismo. (Fig. 103 a y b)

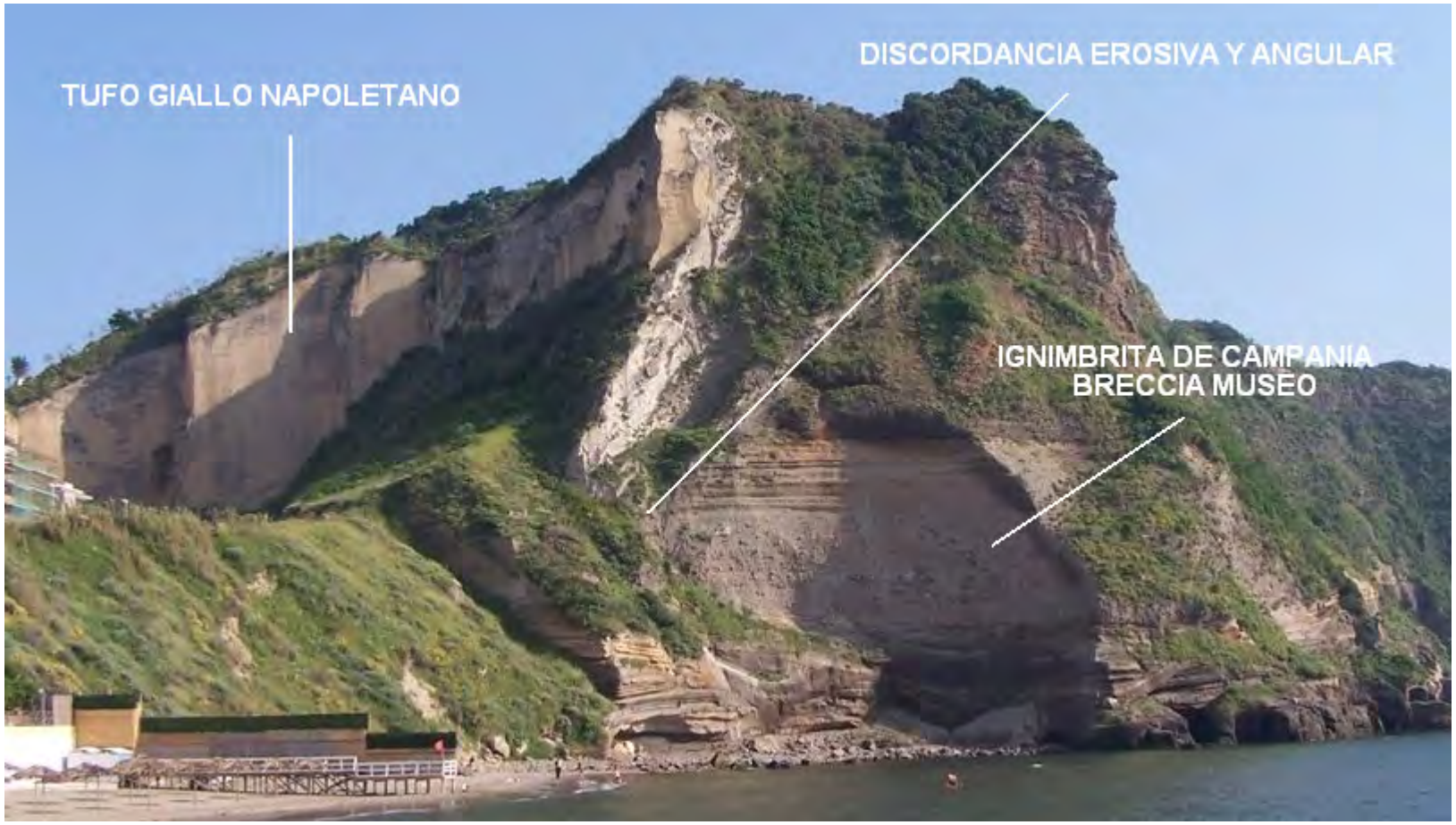


Figura 101. Discordancia del depósito del TGN sobre la IC. Litoral de Torregaveta.

Figura 102. Depósitos masivos del Tufo Giallo. Litoral de Torregaveta. Cortesía de Panoramio

Figuras 103 a y b. Construcciones en Possilipo sobre el Tufo Giallo

3. ERUPCIONES POST CALDERA

Después de la formación de las dos grandes calderas de los Campos Flégreos la actividad eruptiva es fundamentalmente subaérea (Fig. 104). En el volcanismo de edad inferior a 15.000 años los investigadores (INGV, Sección de Nápoles) distinguen 3 etapas: a) 15.000-9.500 años con 34 erupciones explosivas. b) 8.600-8.200 años con 6 erupciones explosivas. c) 4.800-3.800 con 16 erupciones explosivas y 4 efusivas. La actividad se concentra primeramente al W en Baia y Fondi di Baia, y al E en Mte. Spaccata, San Martino (Fig. 100) Pisani y Agnano. Tras esta primera etapa, los centros de emisión emigran hacia la zona central del golfo de Pozzuoli, Corcola y Fondo de Riccio. La

última etapa estuvo precedida del levantamiento del golfo de Pozzuoli, suceso tectónico local atribuido a una inyección de magma. Los principales eventos eruptivos son los que generan el Lago Averno y Astroni.

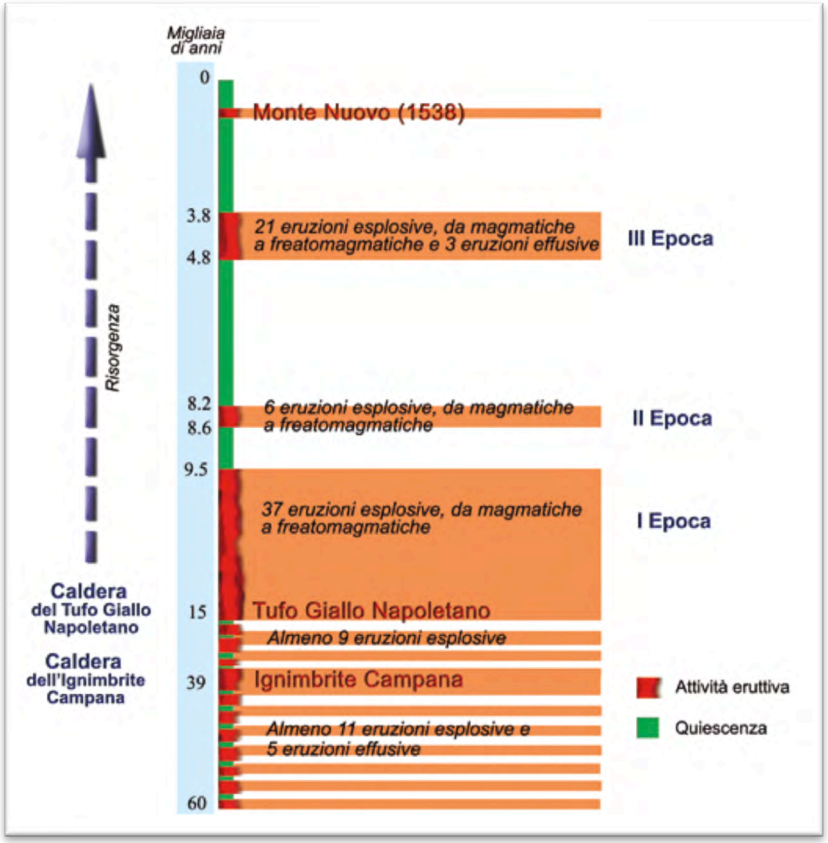


Figura 104. Cronología eruptiva de los Campos Flégreos. INGV

En el volcanismo de edad inferior a 15.000 años los investigadores (INGV, Sección de Nápoles) distinguen 3 etapas: a) 15.000-9.500 años con 34 erupciones explosivas. b) 8.600-8.200 años con 6 erupciones explosivas. c) 4.800-3.800 con 16 erupciones explosivas y 4 efusivas.

3.1. La erupción del Monte Nuovo

La erupción del Monte Nuovo es la última llevada a cabo en los Campos Flégreos. Estuvo precedida de precursores, treinta años antes de producirse. En el año 1500 la costa de Pozzuoli se elevo de tal manera que el Virrey de Nápoles concedió a la cidad la propiedad de las tierras emergidas (Scandone et al, 1991). De 1536 a 1538 tiene lugar una crisis sísmica con terremotos prácticamente continuos hasta que el 29 de septiembre de 1538 se inicia la erupción. Mario Antonio delli Falcone, la relata en los siguientes términos: "… la primera boca se abre entre un lugar llamado "El Sudatorio" y Trepergole. Tras las primeras "llamas" se produjo el surgimiento de nuevas fuentes de agua dulce y salobre. Al llegar la noche se produce la caída de ceniza y pómez mezclada con agua, cubriendo todo el entorno, llegando la ceniza hasta Nápoles. A la mañana siguiente los habitantes de Pozzuoli abandonaron sus casas bajo una lluvia de cenizas que duró todo el día, a la vez que el mar se retiraba dejando en seco las barcas y numerosos peces muertos a lo largo de la playa. La erupción prosiguió durante dos días y dos noches con continuas emisiones de material desde el cráter y "bufaradas" de pómez y cenizas"

"Al tercer día la erupción pareció terminar, pero al cuarto día se reavivó emitiendo nubes de cenizas. Durante los dos días siguientes se emitió poco "humo" y entonces, algunos vecinos se aventuraron a subir hasta el cráter". "El lugar estaba completamente cambiado. Donde había un valle se ha formado un monte (Monte Nuovo) que ha recubierto con sus productos el castillo de Trepergole y todos los edificios hasta el lago del Averno. En la cima del monte se ha formado un cráter con una circunferencia de un cuarto de milla del que salía un humo contínuo".

"El 6 de octubre, cuando todo parecía terminado, los curiosos que estaban sobre la cima del nuevo relieve fueron sorprendidos por una salida impetuosa de material incandescente. Más de 20 personas desaparecieron"

Los precursores de esta erupción fueron los siguientes:

- Treinta años antes se retiró el mar
- Apertura de fracturas
- Aparición de nuevas surgencias de agua debida a la presión del magma sobre los acuíferos
- Elevación del suelo

La actividad tiene en su inicio un carácter hidromagmático, emisión de ceniza mezclada con agua, para ir tomando poco a poco las características de una erupción estromboliana aunque mantiene características hidromagmáticas con la formación de una columna de cenizas y vapor que da lugar a la aparición de un depósito fangoso con características similares a un depósito de avalancha. La disminución del agua permite fases posteriores puramente magmáticas durante las que se emiten gran cantidad de escorias e incuso un flujo piroclástico cuyos productos se precipitan casi en su totalidad en el mar.

La mayor parte de las víctimas se producen por imprudencia cuando grupos de curiosos ascienden hasta el cráter el 6 de octubre y son sorprendidos por una explosión. Los efectos de la erupción se limitan a zonas próximas al volcán. Para calmar los temors de la población ante nuvas erupciones, el Virrey construye una lujosa villa cerca de Pozzuoli y se translada a ella “para calmar la angustia de la población”

La forma de relieve resultante de este evento es un cono de piroclastos con un cráter circular abierto en su cima. No se emiten coladas. Los procesos erosivos y posiblemente la actividad extractiva han dado lugar a pérdida de material en la ladera que mira al mar. En el interior del cráter son comunes los porcesos de deslizamiento de derrubios, en parte fijados por la abundante vegetación (Fig. 105).

Figura 105. Esquema geomorfológico del Monte Nuovo

3.2. La Solfatara

El cráter de La Solfatara se sitúa dentro del casco urbano de Pozzuoli. A él se entra por una puerta desde una calle de la ciudad (Fig. 106). Es un cráter que mantiene una importante actividad fumarólica (Fig. 107 a y b). Se genera en el último periodo eruptivo de los Campos Flégreos con una edad comprendida entre 3.900 y 3.700 años (Sicande, 1950). El edificio volcánico es de morfología complicada. No puede definirse un claro cono de escorias ya que los productos de la erupción se superponen a otros edificios volcánicos con diferente grado de alteración. Se trata de un gran cráter con forma elíptica de 770 x 580 metros de ejes (Fig. 108). Este cráter se apoya en edificios domáticos anteriors (Monte Olibano) que forma el punto culminante del borde cratérico con 199 metros de asnm, situándose el fondo del cráter a 92 m más abajo.

Durante la épca romana se la conoce como la morada del dios Vulcano y recibe el nombre de *Forum Vulcanico* (Estrabón). Plinio el Viejo, que pasa los últimos años de su vida en su villa del litoral de Miseno, la denomina *Fonte Leucogei* –Fuente Lechosa- debido a los depósitos blancos de caolín que cubren parte del fondo del cráter. Este mineral se extrae para el revoco de paredes y da lugar a una primera actividad minera en el cráter.

Scipione Mazzella (1606) relata una posible erupción en el año 1198, acompañada de un fuerte terremoto. No existen evidencias contundentes de esta erupción ya que no se han encontrado restos de depósitos de la misma, atribuyendo los relatos medievales y renacentistas a una posible explosión freática (Scandone et al, 2010).

La Solfatara se ha utilizado desde antiguo con fines de actividad extractiva y con fines terapeúticos utilizando los vapores, los fangos y el agua (Fig.109). A lo largo de los siglos XVIII y XIX La Solfatara es un de los volcanes que se incluye en el llamado “Grand Tour”

realizado por viajeros acomodados europeos hacia las regiones exóticas del volcanismo de la Campania, visitando el Vesubio, La Solfatara y las ciudades sepultadas en la erupción del año 79.

Figura 106. Puerta de entrada al cráter de La Solfatara

Figura 107 a y b. Fumarolas

Figura 108. Esquema geomorfológico de La Solfatara

A lo largo de la primera mitad del siglo XX la actividad extractiva y terapeútica de La Solfatara se va extienguiendo poco a poco, para estar prácticamente finalizada a lo largo de los años 50. Pero apenas 10 años después, la actividad tirística vuelve a hacer resurgir la fama de La Solfatara con la creación de instalaciones de acampada y ocio, dento del cráter, en el área no afectada directamente por la actividad fumarólica (Fig. 110)

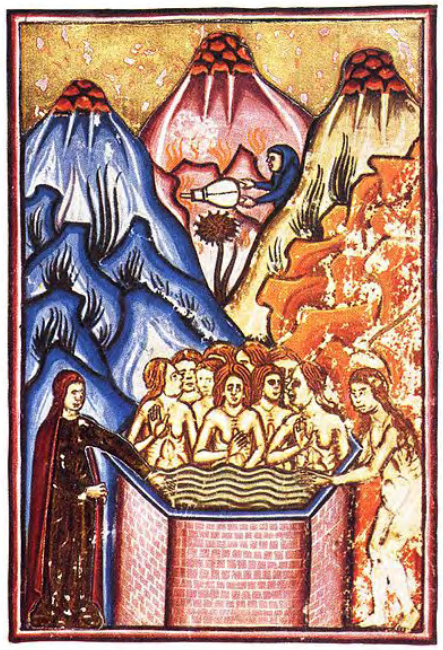


Figura 109. Miniatura de mujeres estériles tomando baños en La Solfatara

Figura 110. Instalaciones turísticas en el cráter de La Solfatara

La Solfatara presenta períodos de rectivación con apertura de nuevos conductos de desgasificación (1904-1921-2009-2013). Se registran explosiones, grandes emanaciones de vapor, pozos de fango hirviente, volcanes de barro… El área más activa es Pisciarelli. La temperatura de los fluidos oscilan entre 100 y 140 ºC.

Los espacios visitables en la solfatara incluyen: el pozo del del agua caliente, la "Fangaria", la cantera, la Bocca Grande, la Stuffa Antiche… A La Solfatara se entra por una puerta de cochera (único volcán activo del mundo con este tipo de acceso) desde la Vía Solfatara, allí se adquieren las entradas para poder acceder al interior del cráter. También se pueden adquirir o degustar recuerdos y productos de la zona. Tras el zaguan se accede a un bosquete de vegetación mediterránea que alberga una zona de ocio (camping, restaurante, piscina…) y una vez atravesado se inicia el recorrido por la periferia del cráter. Se visita el "pozo del agua " que tiene una profundidan de 10 metros y un nivel variable según los nivéles hídricos del entorno del volcán. La temperatura llega a alcanzar 70ºC y presenta minerales disueltos como aluminio, óxidos de azufre, sulfato de calcio, magnesio… A este agua se le atribuía la curación de la esterilidad femenina, siendo común que se utilizara para la toma de baños (Fig. 109) Una miniatura del Códice Angelico de 1474 muestra estos "balneis puteolanis".

La "Fangaria", zona encharcada y de caractrísticas fangosas (Fig. 111 a y b), está formada por agua de lluvia y por la de condensación del abundante vapor que se emite por el cráter mezclada con el material del suelo, caolín, y un considerable número de minerales entre los que están presentes los de carácter radiactivo. La temperatura del fango oscila entre 170 y 250 ºC .

La "Cava" es una antigua cantera en funcionamiento hasta los años 50 del siglo XX de la que se extraía traquita (Fig. 112 a). La "Bocca Grande" (Fig. 112 b) es la fumarola más importante del complejo. Su temperatura es del orden de los 160ºC. Emite óxidos que colorean las rocas próximas (Fig. 113)

Figura 111 a. Perímetro de seguridad de la "fangaria" en 2007

Figura 111 b. Perímetro de seguridad de la “fangaria” en 2013

Figura 112 a. La “cava” de extracción de traquita y caolín

Figura 112 b. La Boca Grande

Figura 112 d. La Solfatara

Figura 112 c. La Stufe Antiche

La “Stufe Antiche” (Fig. 112 c) estaba concebida como una terma para tomar baños de vapor con fines terapeúticos. Se construye en el siglo XVIII aprovechando dos cavidades naturales que se revocan con ladrillos refractarios. Cada una de estas cavidades tiene una temperatura diferente, recibiendo los nombres de “infierno” y “purgatorio” según la intensidad de la misma .

La actividad de los Campos Flégreos en la actualidad y tras las crisis de bradisismo sufridas en 1969-72 y 1982-85, se manifiesta por las emanaciones gaseosas del cráter de la Solfatara (Fig. 112 d), por movimientos de descenso-elevación del suelo y por leve actividad sísmica concentrada bajo la Solfatara y el Monte Nuovo.

4. EL BRADISISMO

El bradisismo es el fenómeno natural consistente en descensos y elevaciones del suelo, de forma lenta y continuada en el tiempo. En los Campos Flégreos es un hecho cotidiano derivado de la actividad eruptiva de la zona. Se considera motivado (De Natale et al. 1991) por una sobrepresión de de los fluidos magmáticos que existen bajo la región. Las dos crisis más importantes en época reciente se producen entre 1969-72 y 1982-85. Durante ambas se lleva a cabo un levantamiento masivo del suelo que llega a sumar 3 m (Fig. 113 a y b), acompañado de una intensa actividad sísmica e hidrotermal en el área de La Solfatara. De 1982 a 1985 se producen más de 10.000 terremotos (INGV, O. Vesubiano) localizados bajo Pozzuoli-Monte Nuovo y La Solfatara (Fig. 114). Desde 2004 y hasta la actualidad se observa un nuev proceso de elevación con valores de 18 cm y 7 cm en 2012, centrada en Pozzuoli. Este proceso causó importantes

daños a las edificaciones y economía de Pozzuoli ya que se tuvo que llevar a cabo un proceso de evacación nosturna de la población durante bastantes meses (Fig. 115).

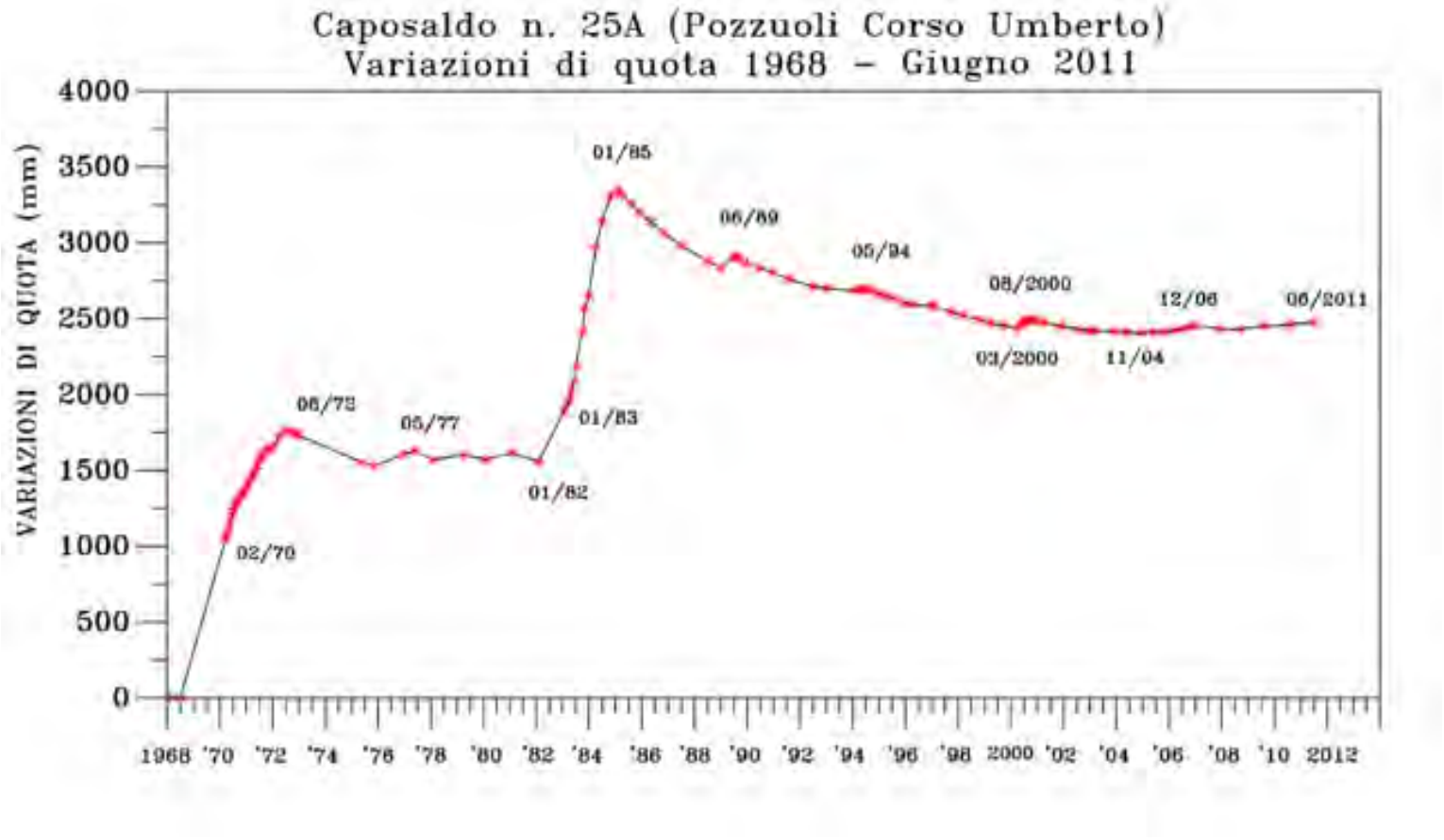


Figura 113 a. Variaciones de cota 1968-2011 según INGV

Figura 113 a. Variaciones de cota según inundaciones de las ruinas del mercado de Pozzuoli. Fotografía del recuadro gentileza de Carlo A.G.

La deformación producida entre 1982 y 1985 es causada (De Natale et al, 1991) por un aumento en la presión y/o en la temperatura de los 3 últimos kilómetros de sedimentos situados sobre el reservorio magmático de los Campos Flégreos, como consecuencia de un pulso energético procedente de las zonas inferiores de dicho reservorio. Este puso energético tiene lugar al producirse cambios químicos en el

interior de la cámara mamática flégrea (Cortini et al, 1989), un incremento en el campo de esfuerzos regional que lleva aparejada la apertura de fracturas que permiten el incremento del calor transferido a acuíferos profundos desde la cámara magmática. Estos autores plantean que el reservorio magmático existente bajos los Campos Flégreos se encuentra en equilbrio crítico con el entorno y que podía llegar a producir una eventual situación eruptiva como la de 1538. Sin embargo, las investigaciones llevadas a cabo durante y con posterioridad a la crisis de 1982-85, no evidenciaron ninguna intrusión magmática bajo los Campos Flégreos, interpretandose el bradisismo como consecuencia de la circulación de fluidos. En cuanto a la actividad hidrotermal de La Solfatara, dese 2006 se ha incrementado la actividad fumarólica con aumento de la emisión de CO_2/H_2O (Fig. 16) y un incremento en las emanaciones de carácter magmático (Fig. 117).

Figura 114. Terremotos en los Campos Flégreos 2005-2012. INGV. O. Vesubiano

Figura 115. Obras de reconstrucción en Pozzuoli tras la crisis de 1982-85

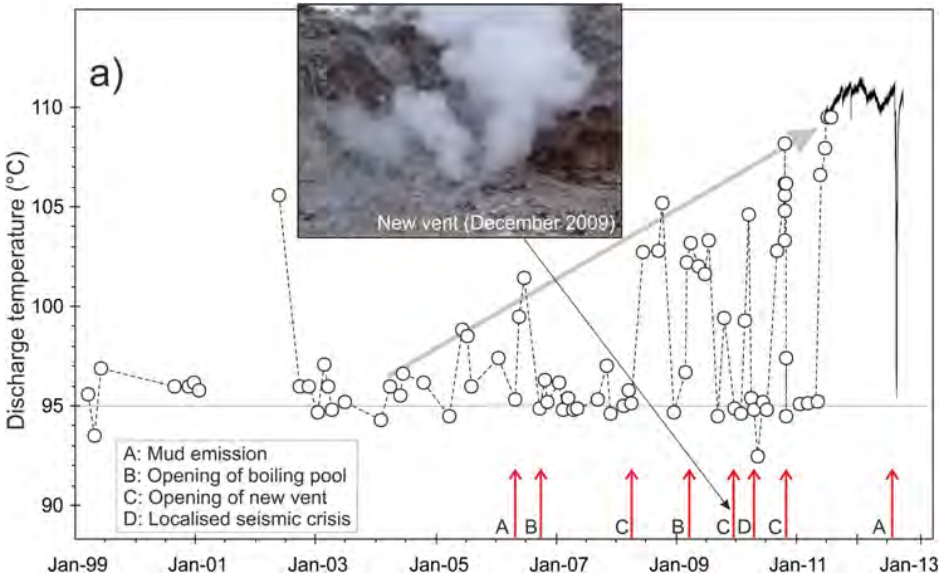


Figura 16. Evolución de la actividad fumarólica de La Solfatara. INGV. O. Vesubiano

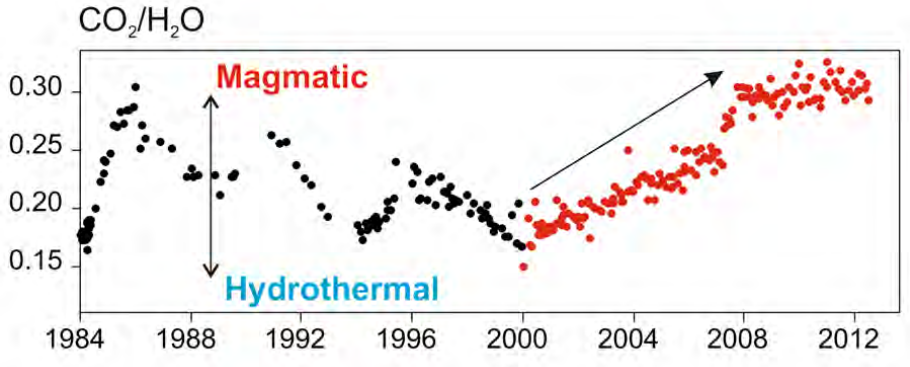


Figura 117. Evolución del componente magmático en los gases de La Solfatara. INGV. O. Vesubiano

5. VOLCANISMO DE LA ISLA DE ISCHIA

La isla de Ischia es la parte emergida de un edificio volcánico de 900 metros de altura desde el fondo del mar, con un área de 56 km^2 que alcanza su mayor elevación en el Monte Epomeo a 787 metros. La historia eruptiva está marcada por grandes ciclos de actividad en los que se alternan erupciones efusivas y explosivas (Fig. 118). La erupción más importante es la que genera el llamado, por su coloración en contacto con el agua del mar, "Tufo Verde" y una gran caldera en la zona central de la isla. La actividad se asocia a la tectónica distensiva del Tirreno a lo largo del Plioceno y del Cuaternario. La última erupción se produce el año 1302 la cual dio lugar a la formación de la colada de Arso. Las primeras erupciones (Fig. 119 a, b, c) tienen una antigüedad de 150.000 años (INGV, Sección de Nápoles).

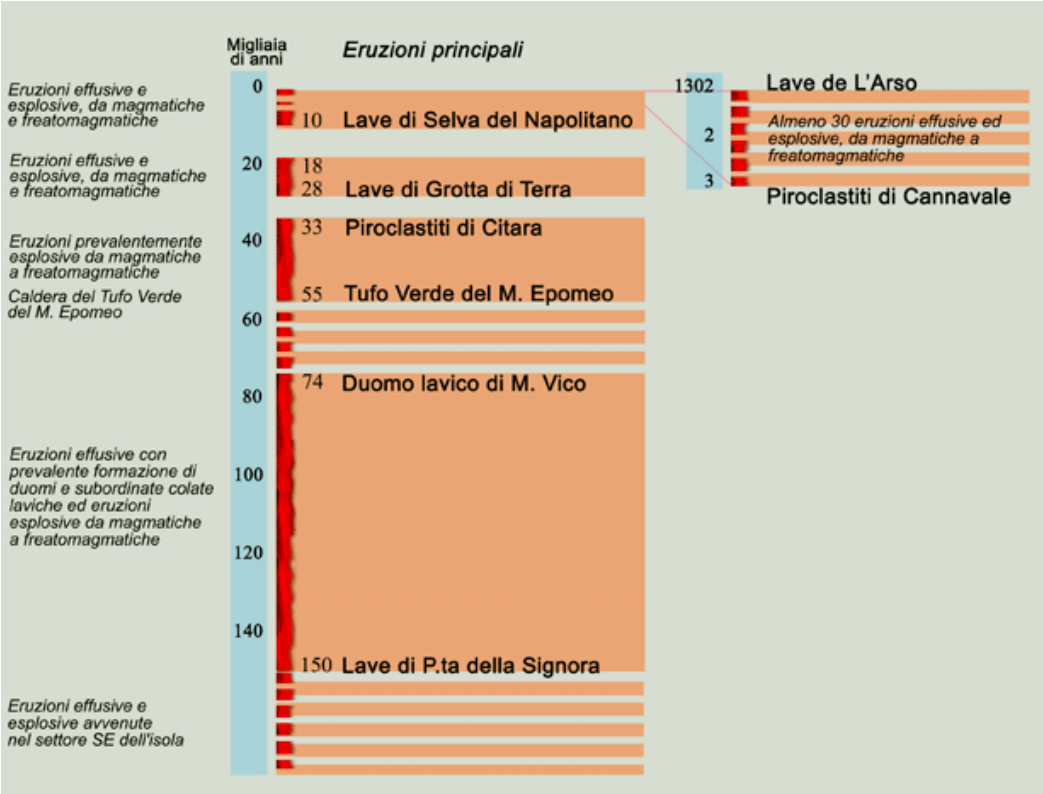


Figura 118. Cronología eruptiva de Ischia. INGV, O. Vesubiano

Figura 119 a, b, c. Afloramientos de las primeras erupciones de Ischia. A. Bahía de San Pancracio, B. Monte Sant'Angelo, C. Lacco Ameno Cortesía de Panoramio

5.1. Erupción del "Tufo Verde" 55.000 años.

Esta importante erupción da lugar a la formación de una caldera que queda casi colmatada con los propios flujos piroclastos que se generan en la erupción (Fig. 120 a y b). Con posterioridad a este paroxismo se suceden nuevas erupciones explosivas con centros alineados al SW y NW de la isla. La actividad cesa hace 33.000 años.

Figura 120 a. Resto erosionado del "Tufo Verde". Cortesía de Panoramio

Figura 120 b. Iglesia construida con sillares de "Tufo Verde".

5.2. Erupciones entre 28.000 y 18.000 años

Figura 121. Afloramientos de Citara. 28.000-18.000 años
Cortesía de Panoramio

Este ciclo está marcado por la emisión de magmas traquíticos y las dinámicas efusivas e hidromagmáticas. La más importante es la erupción de "Grotta de Terra" que afecta con sus depósitos a la zona SE de Ischia (Fig. 121).

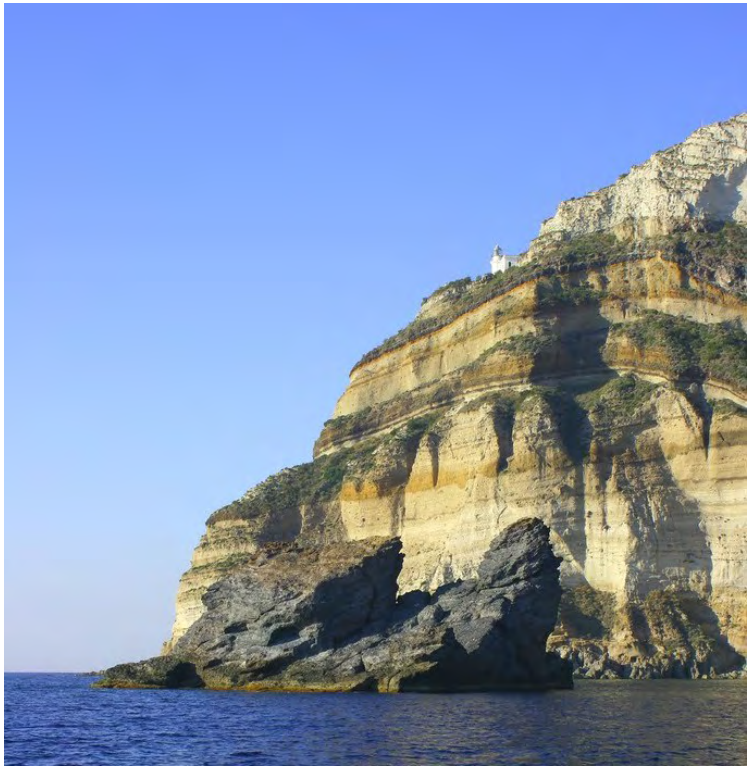
5.3. Erupciones posteriores a 10.000 años

Se trata de un ciclo con erupciones efusivas y explosivas produciéndose la última en la Edad Media (Fig 122 a y b). En la actualidad la actividad esta marcada por la presencia de sismicidad y por procesos de subsidencia continuada, con valores anuales comprendidos entre -4'8 y 8'2 en el Monte Epomeo

5.4. Sismicidad actual y reciente

La actual sismicidad de Ischia es débil. En épocas pasadas, sobre todo a lo largo del siglo XIX e registraron importantes seismos que causaron grandes daños en la población (Fig.123). El 4 de marzo de 1881 un fuerte seismo, sentido en prácticamente toda la isla, causó graves daños en ciudades como Casamicciola y

Lacco Ameno. El 28 de julio de 1883, de nuevo Casamicciola se vio muy afectada con la destrucción de buena parte de sus edificios. El terremoto fue percibido en toda la isla e incluso en Nápoles. En la actualidad la isla se ve inmersa en un proceso de deflacción con valores que en el monte Epomeo superan los 8 mm/año (INGV. O. Vesubiano)



Figuras 122 a y b. Volcanismo reciente de Ischia. Cortesía de Panoramio

REFERENCIAS

CALCATERRA D.; CAPPELLETTIB, P.; LANGELLAC, A.; MORRAB,V.; COLELLAB, A. & DE GENNARO, R. (2000): "The building stones of the ancient centre of Naples (Italy): Piperno from Campi Flegrei. A contribution to the knowledge of a long-time-used stone". *Journal of Cultural Heritage* 1 415–427

CHIODINI, G.; CALIRO, S.; CARDELLINI, C.; GRANIERI, D.; AVINO, R.; BALDINI, A.; DONNINI, M. & MINOPOLI, C. (2010): "Long term variations of the Campi Flegrei (Italy) volcanic system as revealed by the monitoring of hydrothermal activity". *Journal of Geophysical Research*, vol. 115,

CORTINI, M.; LIQUORI, A.M.; DEL PEZZO, E. & NASSISI, A.(1989): "Geophysical and geochemical modelling of the 1982-1984 unrest phenomena at Campi Flegrei caldera (southern Italy)" *J. Volcanol. Geotherm*. Res. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48 . 199-222

D'ANTONIO, M. (2011): "Lithology of the basement underlying the Campi Flegrei caldera: Volcanological and petrological constraints". Journal of Volcanology and Geothermal Research 200 91–98

DE LORENZO G. (1904): *L'attivita vulcanica dei Campi Flegrei*, Rendiconti Accademia Scienze Fisiche e Matematiche, serie III, no. 5–7, Naples, 1904, p. 10.

DE NATALE, G.; PINGUE, F.; ALLARD, P. & ZOLLO, A. (1989): " The space-temporal evolution of a bradyseismic crisis in a large volcanic area: a non equilibrium thermodynamic approach". *J. Volcanol. Geotherm*. Res., 39:41-53.

DE VIVO, B.; ROLANDI, G.; GANS, P.B.; CALVERT, A.; BOHRSON, W.A.; SPERA, F.J. & BELKIN, H.E. (2001): "New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian Volcanic Plain (Italy)". *Mineral. Petrol*. 73, 47-65.

DEINO, A.; ORSI, G.; DE VITA, S. & PIOCHI, M. (2004): "The age of the Neapolitan Yellow Tu¡ caldera-formingeruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by 40Ar/39Ar dating method". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 133 157-170

DI VITO.M.A.;. ISAIA, R.; ORSI, G.; SOUTHON, J.; DE VITA, S.; D'ANTONIO; M.; PAPPALARDO,L. & PIOCHI, M. (1999): "Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera _Italy". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91. 221–246

FITZSIMMONS, K.; HAMBACH, U.; VERES, D. & IOVITA, R. (2013) "The Campanian Ignimbrite Eruption: New Data on Volcanic Ash Dispersal and Its Potential Impact on Human Evolution" *Published online* Jun 17, 2013.

FULIGNATI, P.; MARIANELLI, P.; PROTO, M. & SBRANA, A. (2004): "Evidences for disruption of a crystallizing front in a magma chamber during caldera collapse: an example from the Breccia Museo unit (Campanian Ignimbrite eruption, Italy)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 133 141-155

GEBAUER, S.K.; SCHMITT , A.K.; PAPPALARDO, L.; STOCKLI, D.F. & LOVERA, S. (2014): "Crystallization and eruption ages of Breccia Museo (Campi Flegrei caldera, Italy) plutonic clasts and their relation to the Campanian ignimbrite". *Contrib. Mineral Petrol*.

LIRER, L.; LUONGO G. & SCANDONE, R. (1987): "On the Volcanological Evolution of Campi Flegrei". *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 68, 226-234.

MELLUSO, L.; MORRA, V.; PERROTTA, A.; ADABBO, M. & SCARPATI, C. (1995): "The eruption of The Breccia Museo (Campi Flegrei, Italy) :Fractional crystallization processes in a shallow, zoned magmachamber and implications for the eruptive dynamics". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 68 (1995) 325-339

ORSI, G. & SCARPATI, C. (1989): "Stratigrafla e dinamica eruttiva del Tufo Giallo Napoletano". *Boll. GNV*, 2: 917-930.

ORSI, G.; D'ANTONIO, M.; DE VITA, S. & GALLO, G. (1992): "TThe Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 275-287

ORSI, G.; DI VITO, M. A. & ISAIA R. (2004): "Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera" . *B. Volcanol.* 66(6), 514–530

ORT M.H.; ROSI, M. & ANDERSON, C. D. (1999): "Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Flegrei, Italy, based on natural remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics". *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 91. 167–178

PERROTTA, A. & SCARPATI, C. (1994): "The dynamics of the BrecciaMuseo (Campi Flegrei, Italy) and the signi¢cance of spatter clasts associated with lithic breccias" . *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 335-355

ROSI M.; ROSI, M.; VEZZOLI L.; ALEOTTI P. & DE CENSI M. (1996): "Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption. Phlegraean Fields, Italy". *Bull. Volcanol*. 57 541–554.

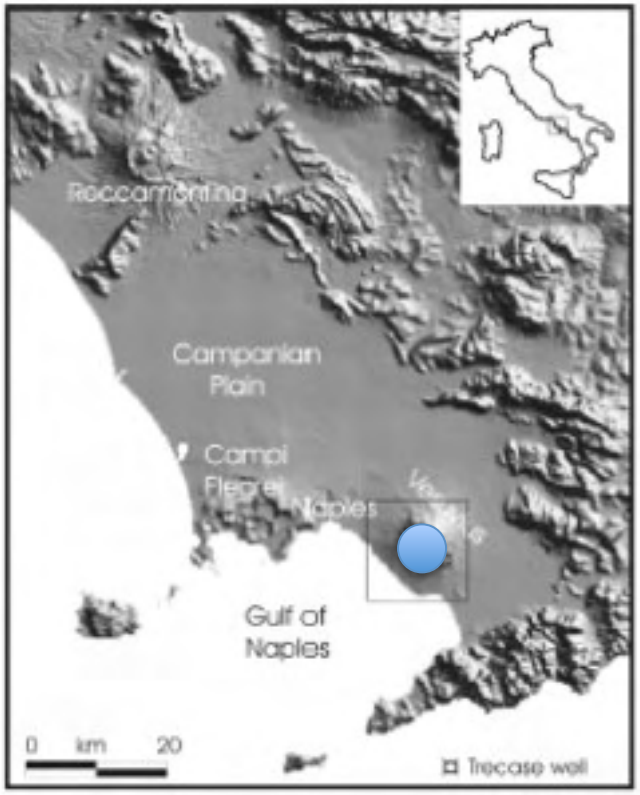
SCANDONE, R.; BELLUCCI, F.; LIRER, L. & ROLANDI, G. (1991): "The structure of the Campanian Plain and the activity of Neapolitan Volcanoes", *J. Volcanol and Geoth.* Res, 48

SCANDONE, R.; D'AMATO, J. & GIACOMEL, L. (2010): "The relevance of the 1198 eruption of Solfatara in the Phlegraean Fields (Campi Flegrei) as revealed by medieval manuscripts and historical sources". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189 202–206

TOMLINSON, M.L.; ARIENZO, I.; CIVETTA, L.; WULF, S.; SMITH, V.C.; HARDIMAN, M.; LANE, C.S.; CARANDENTE, A.; ORSI, G.; ROSI, M.; MUÅN, W. & MENZIES, M. (2012): "Geochemistry of the Phlegraean Fields (Italy) proximalsources for major Mediterranean tephras: Implications the dispersal of Plinian and co-ignimbritic components of explosive eruptions" *Geochimica et Cosmochimica Acta* 93 102–128

WOHLETZ , K.; CIVETTA, L. & ORSI, G. (1999): "Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91. 381–414

MONTE NUOVO



PARADAS DE TRABAJO

1. Estratovolcán Somma-Vesubio. Erupción de 1944

2. Observatorio Vesubiano. Atrio del Cavallo

3. Cráter del Vesubio

4. Erupcion del año 79. Pompeya, Herculano y Oplonti

5. Museo Vesubiano de Boscoreale

En todas las paradas se valorará el uso de los recursos volcánicos

Figura 123. Itinerarios de trabajo VII y VIII

6. EL ESTRATOVOLCÁN VESUBIO

El Somma-Vesubio es un estratovolcán de dimensiones medias que se levanta en el Golfo de Nápoles y pertenece a la Provincia Magmática de Campania. Tiene una elevación máxima de 1.281 msnm. Está formado por los restos del volcán Somma (Fig. 124) en cuya caldera se construyó el cono del Vesubio. La actividad del estratovolcán se extiende a lo largo de 400.000 años, según edades medidas en rocas extraídas mediante sondeos (información del INGV). La formación del actual estratovolcán Somma-Vesubio se inició hace 25.000 años.

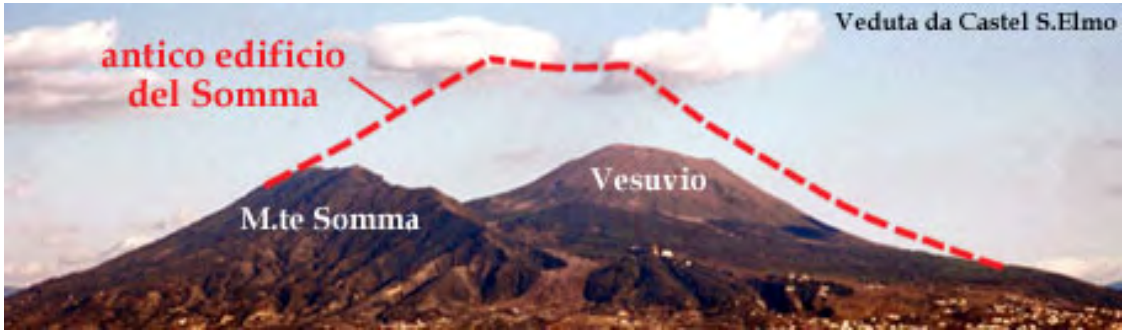


Figura 124. Reconstrucción del perfil del volcán Somma. Según Cioni *et al*, 1999.

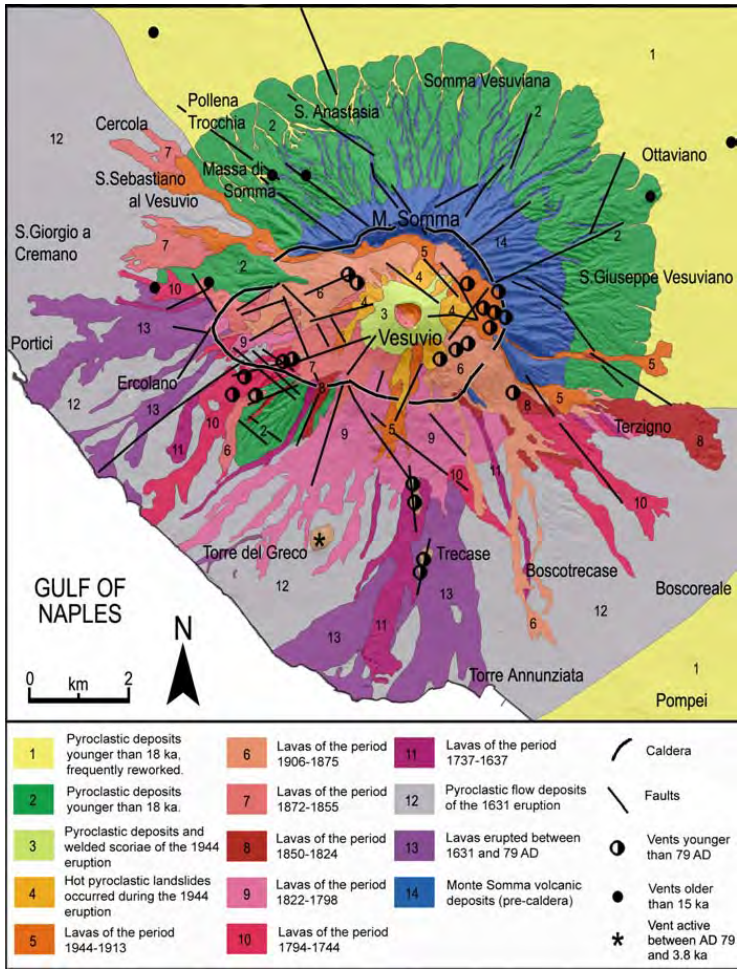
El Vesubio es uno de los volcanes más famosos de todo el planeta (Fig. 125). El estilo de sus erupciones es muy variado. En este

volcán se producen tanto dinámicas efusivas como explosivas. El registro de aquellas nos habla de emisión de lavas muy fluidas (erupciones hawaianas), fases de actividad estromboliana y vulcaniana con moderada a fuerte explosividad, y eventos extraordinariamente violentos con emisión de columnas plinianas y desarrollo de coladas y oleadas piroclásticas, extremadamente peligrosas en función de la alta densidad de población que siempre se ha concentrado en sus inmediaciones. También se relatan erupciones freatomagmáticas.

Figura 125. El Vesubio desde Castellamare (Stabias)

El esbelto edificio volcánico domina la Bahía de Nápoles y se halla rodeado por un alto número de grandes ciudades emplazadas en la costa: Nápoles, Portici, Herculano, Torre del Greco, Torre Anunziatta, Pompeya, Castelamare, Sorrento… Y otros núcleos de menor tamaño como Boscoreale, Boscotrecasse, Ottaviano, San Sebastiano, Santa Anastasia, Somma Vesuviana… que constituyen una gran conurbación emplazada bajo la peligrosa sombra de la montaña, creciendo continuamente e invadiendo sus fértiles laderas. Si duda la erupción más conocida de la historia de la humanidad fue la desencadenada en el Vesubio el año 79, que enterró bajo decenas de metros de depósitos las

ciudades de Pompeya y Herculano, Oplonti y Stabias. Otra erupción menos famosa, la de 1944, nos recuerda que el Vesubio es un volcán activo.



El Vesubio presenta tres tipos de erupciones: plinianas, subplinianas y estrombolianas, habiendose también reconocidos enventos hawaiianos, vulcanianos y freatomagmáticos. Tradicionalmente se establecen dos modalidaes para la actividad eruptiva del Vesubio: a conducto abierto y a conducto cerrado. La primera presentaría ciclos cortos de reposo y erupciones de moderada a fuerte explosividad (estrombolianas, vulcanianas y ocasionalmente subplinianas). La segunda implicaría largos periodos de reposo, diferenciación del magma y erupciones con alta explosividad (subplinianas y plinianas). Cada una de estas modalidades entraña un riesgo diferente. También el impacto sobre el relieve y el paisaje es sustancialmente distinto (Fig. 126) .

A lo largo de su historia, el Vesubio ha experimentado importantes transformaciones en su zona somital. Antes de la erupción del año 79 se presentaba como una montaña cónica con un amplio y plano cráter terminal. Posteriormente se abrió la gran depresión de la Somma y se levantó el actual cono intra caldera, también muy modificado en los últimos 2.000 años.

Figura 126. Geología y petrología del Vesuvio. *Según Orsi et al 2003, y Ventura et al. 1999*

La actividad del Vesubio, igual que la del resto de volcanes continentales italianos está ligada a las características estructuales derivadas de la presencia de la cadena apenina y de los esfuerzos tectonicos de compresión distensión que han afectado a la península italiana a lo largo de su evolución (Fig. 127).

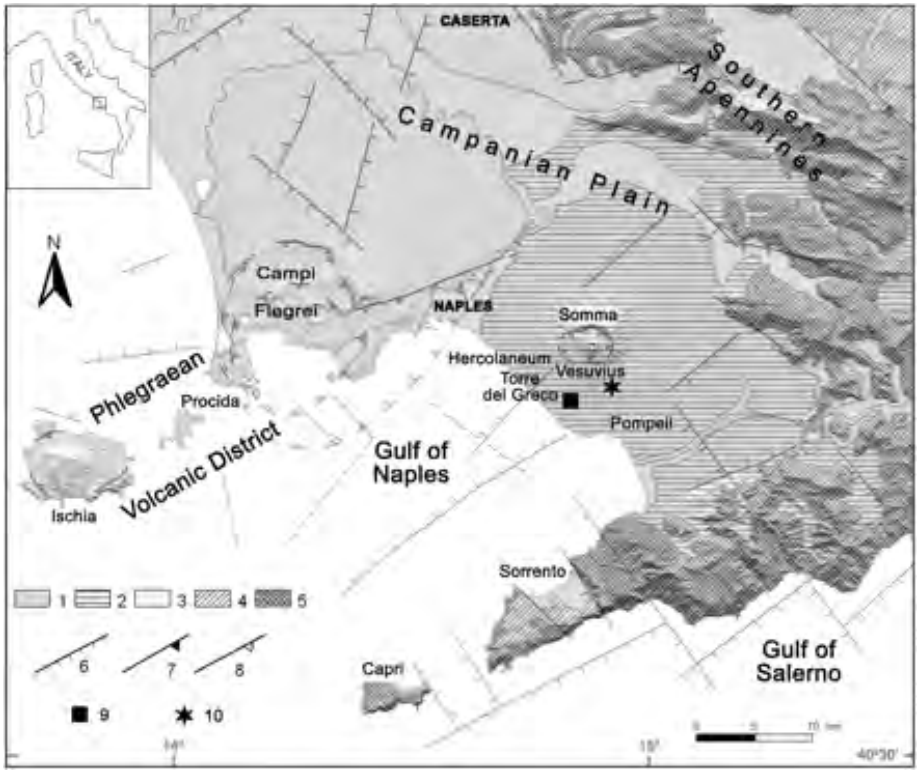
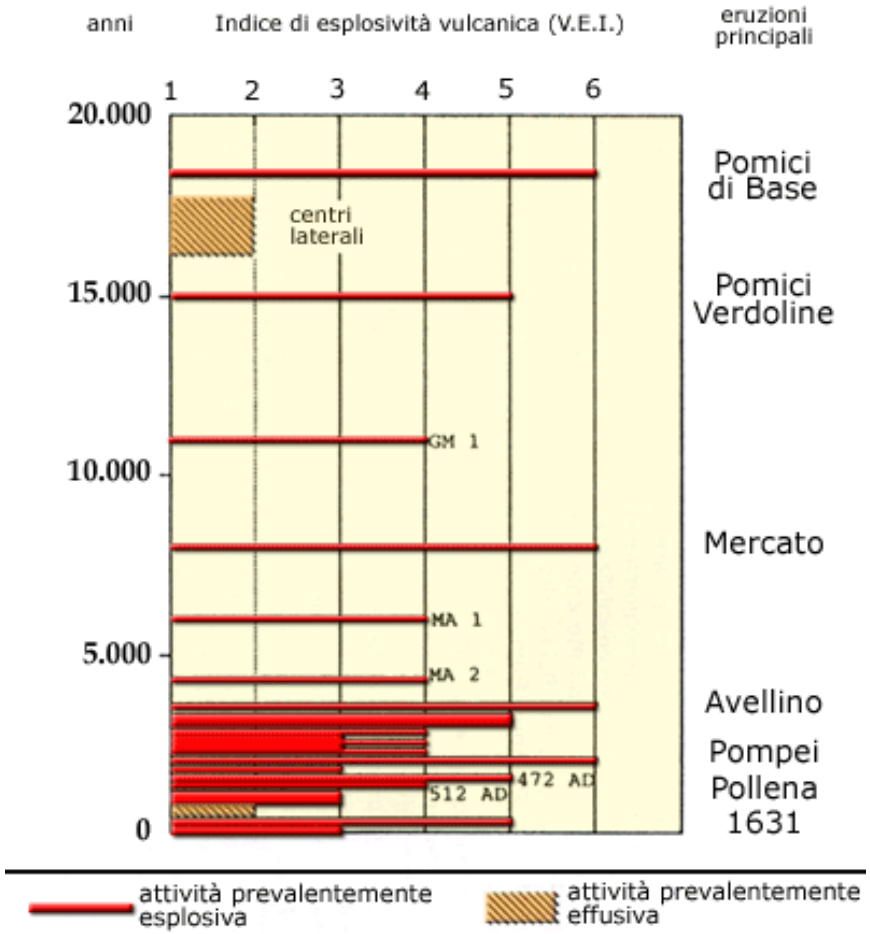


Figura 127. Mapa geoestructural del sur de Campania. Modificado de Orsi *et al*, 2003. 1, Quaternary and active terrigenous sediments; 2, Somma–Vesuvius volcanic deposits; 3, Phlegraean, Procida and Ischia volcanic deposits; 4, Pliocene and Miocene terrigenous sediments; 5, Mesozoic carbonate units; 6, fault; 7, overthrust; 8, caldera rim; 9, Camaldoli della Torre borehole; 10, Trecase.

6.1 Ciclos eruptivos en el Vesubio

Las erupciones se inician en el área de la bahía de Nápoles hace 400.000 años según se ha comprobado por sondeos. El estratovolcán, como tal, comienza a edificarse hace 25.000 años. Se distinguen los siguientes grandes ciclos de actividad (Fig.128):



La historia eruptiva del Vesubio en los últimos 22.000 años se caracteriza por largos periodos de calma interrumpidos por erupciones plinianas y subplinianas y también erupciones efusivas que se corresponden con ciclos de conducto abierto y de conducti cerrado. Civietta y Santacroce, (1992) estiman que el volumen de magma emitido por el volcán en este periodo es de 300.km3

Figura 128. Cronología eruptiva del Vesubio. Según el INGV

6.1.1. Volcanismo anterior a 19.000 años.- Se inicia con erupciones efusivas a las que siguen eventos explosivos. Se incia el ciclo explosivo con una gran erupción pliniana en la que se emite la "Pomici de Basse" (19.000 años). En esta erupción se produce el principal colapso de la caldera del Somma. Es seguida por erupciones efusivas que derrman coladas a lo largo de las vertientes orientals del edificio volcánico

6.1.2. Volcanismo de 16.000 años.- Tienen lugar en este periodo una nueva erupción de carácter subpliniano en la que se emite la "Pomici Verdoline". Tras ella hay un nuevo periodo de calma que termina con el inicio de un nuevo ciclo explosivo.

6.1.3. Volcanismo entre 9.000 años y 3.800 años.- Se producen dos erupciones plinianas que se inician con la "Erupción de la Pumita de Mercato" (Aullinas et al. 2007) y la "Erupción de la Pumita de Avelino" (Di Vito et al, 2009). En esta última erupción se han distinguido tres fases. En la primera, de carácter pliniano, se emite una columna eruptiva de altura que da lugar a lluvias de cenizas que se dispersan (Fig. 129) a decenas de kilómetros del volcán (Sulpicio et al, 2011). En la segunda fase, las columnas plnianas alcanzan los 30 km de altura. Genera un depósito de pumita blanca y gris que cubre una extensión de 15.000 km2. La tercera fase es marcadamente freatomagmática. Los flujos piroclásticos, turbulentos y diluidos con temperaturas etimadas entre 250 y 300ºC, alcanzan distancias de 25 km desde el punto de emisión (Sulpicio et al, 2008). Se encauzan hacia el W-NW. Las cenizas de las nubes acompañantes formadas por las partículas elutriadas son impulsadas hacia en NW y cubren grandes extensiones. Las corrientes piroclásticas causan un gran impacto en las poblaciones del Bonce del piedemonte apenino (De Vito et al, 2009). Se han localizado depósitos masivos de ceniza con lapilli acrecional y moldes de vegetación, así como huellas de personas y animales sobre los depósitos húmedos de la erupción (Fig. 130).

Después de la erupción de la "Pumita de Avelino" se registran erupciones subplinianas y estrombolianas separadas por periodos de calma eruptiva.

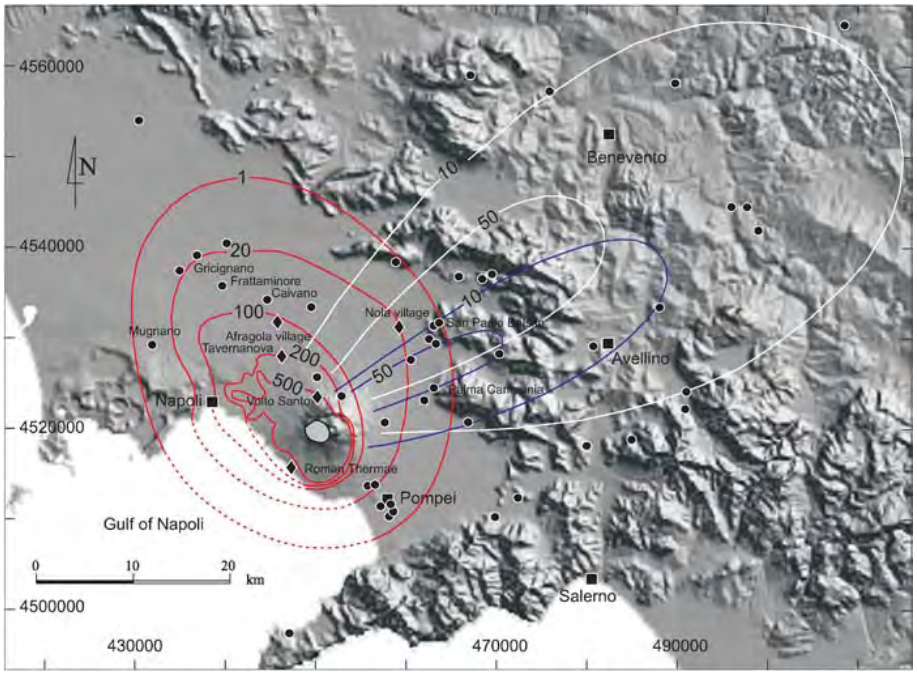


Figura 129. Dispersión de los depósitos de la Pumita de Avelino. Líneas azul y blanco, depósitos de cenizas de la primera y segunda fase. Rojo, depósitos de la fase freatomagmática. Los puntos y cuadrados negros señalan los núcleos de habitat del Bronce. Di Vito, *et al*. 2009

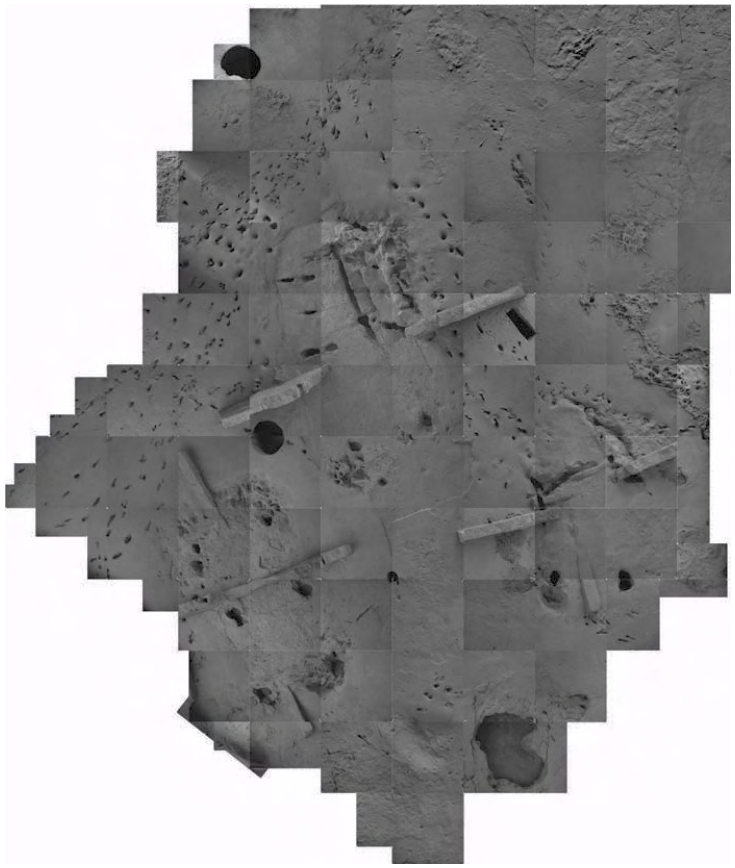


Figura 130. Huellas de pisdas de hombres y aniales en los depósitos de cenizas de la erupción de la Pumita de Avelino.

Di Vito, *et al*. 2009

6.1.4. La erupción del año 79.- La erupción del año 79 es la más "popular" no sólo del Vesubio, sino del conjunto de la historia de la volcanología. La posibilidad de haber rescatado del tiempo la forma de vida de una ciudad romana, unida al "morbo" que despierta la visión de los moldes de los cuerpos de los habitantes de la ciudad sepultada, es lo que ha hecho que esta erupción sea conocida a nivel mundial y,

también, que la economía del entorno napolitano tenga una notable fuente de ingresos en la corriente turística que se dirige hacia Pompeya, Herculano y al propio volcán.

Esta erupción se ha podido conocer con detalle, desde la antigüedad, gracias a la descripción de Plinio "El Joven" en carta enviada a Tácito en la que relata los sucesos y observaciones relacionados con el evento eruptivo, sus precursores y sus consecuencias. Es a partir de esta descripción cuando los científicos dan el nombre de "pliniana" a una erupción con un VEI elevado, caracterizada por la vinculación a magmas sálicos, emisión de altas columnas eruptivas y generación de flujos piroclásticos. En el año 62 se produce un violento terremoto que destruye parcialmente Pompeya, y que algunos consideran el principal precursor de la erupción.

La erupción se inicia en 24 de agosto, después de que el volcán estuviera inactivo durante unos 800 años, emitiendo alrededor de 4 km^3 de ceniza en sólo 30 horas. El comienzo de la erupción está marcado por actividad freática y freatomagmática lo que permite una apertura de los conductos de emisión y la consiguiente despresurización en la cámara magmática. Los datos de dispersión de ceniza calculan el desarrollo de una columna eruptiva de unos 30.000 metros de elevación, la cual se mantuvo estable y descargando lluvias de cenizas y pómez durante unas 24 horas. Los depósitos alcanzaron, en las inmediaciones del volcán, una altura en torno a 4 metros. Posteriormente y, debido a un aumento en la densidad de la columna y a posibles reajustes en las dimensiones de la boca de emisión, la columna colapsa y da lugar al desarrollo de flujos piroclastos que destruyen las ciudades de Herculano, Pompeya, Stabias y Oplonti.

De Vito et al. (2011) relatan la existencia de una secuencia eruptiva integrada por ocho unidades de depósitos diferentes desde el punto de vista sedimentológico, por la distribución espacial y por sus variaciones laterales (Fig. 131 a y b).

6.1.4.1. Unidad 1.- Está formada por una capa de ceniza rica en lapilli acrecional que se corresponde con la fase inicial freatomagmática

6.1.4.2. Unidad 2.- Depósito de pumitas de caída correspondiente a la fase pliniana en la que se mite una columna de 30.000 m de altura. El depósito está compuesto por pumita fonolítica de color blanco que localmente está recubierta por una capa delgada de ceniza sobre la que se sitúa un depósito pumítico (fonolita) de caída de color gris.

6.1.4.3. Unidad 3.- A techo de esta pumita se intercalan lechos de cenizas que marcan la transición a la siguiente unidad. Es esta la fase más intensa de la erupción. Se calcula una emisión de 3 km^3 de magma. Los depósitos de caída se disponen en capas delgadas que se acumulan en extensas áreas al SE del volcán. Mientras la caída de cenizas es controlada por el viento, al Sur, Herculano es sepultado por corrientes piroclásticas.

6.1.4.4. Unidad 4.- Se corresponde con la fase de formación de la caldera. Se inicia con el depósito de potentes flujos piroclásticos a los que siguen los correspondientes a la unidad 5. Estos flujos son los que afectan a las laderas NW y W del volcán, especialmente al área de Pompeya-Stabias (Fig. 132 y 133).

6.1.4.5. Unidad 5.- está integrada por flujos piroclásticos de la fase de apertura de caldera, pero de menos magnitud que los anteriores. Quedan circunscritos a áreas inmediatas al volcán, ocupando los valles del propio edificio volcánico.

6.1.4.6. Unidad 6.- Esta unidad está formada por potentes depósitos de brechas que se localizan en grandes extensiones en las vertientes orientales del edificio Somma. Esta disposición sugiere (De Vito et al. 2011) que fueron emitidos durante la fase paroxísmica de la formación de la caldera.

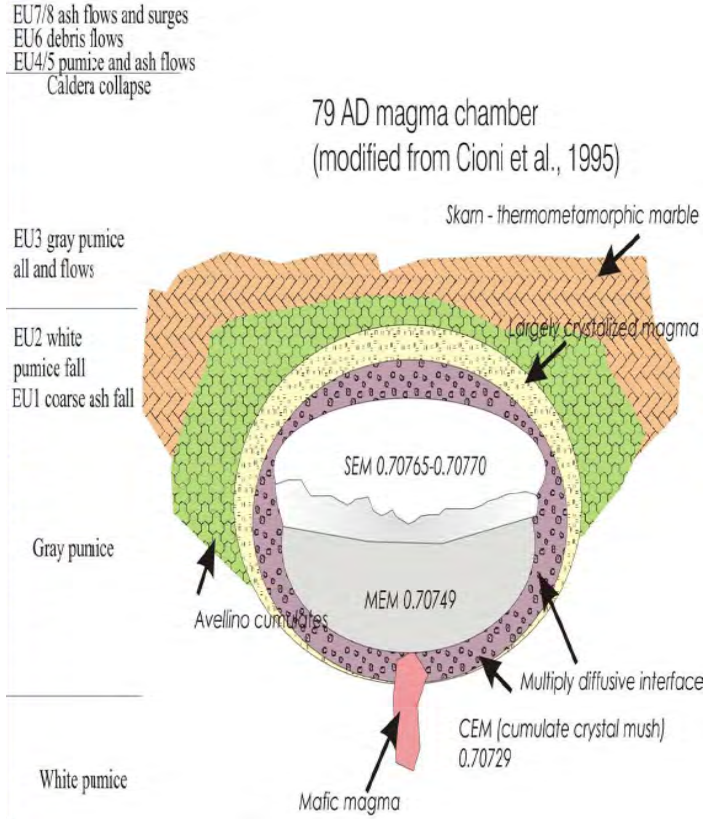


Figura 131 a. Cámara magmática de la erupción del 79 AD. Di Vito *et al*, 2011

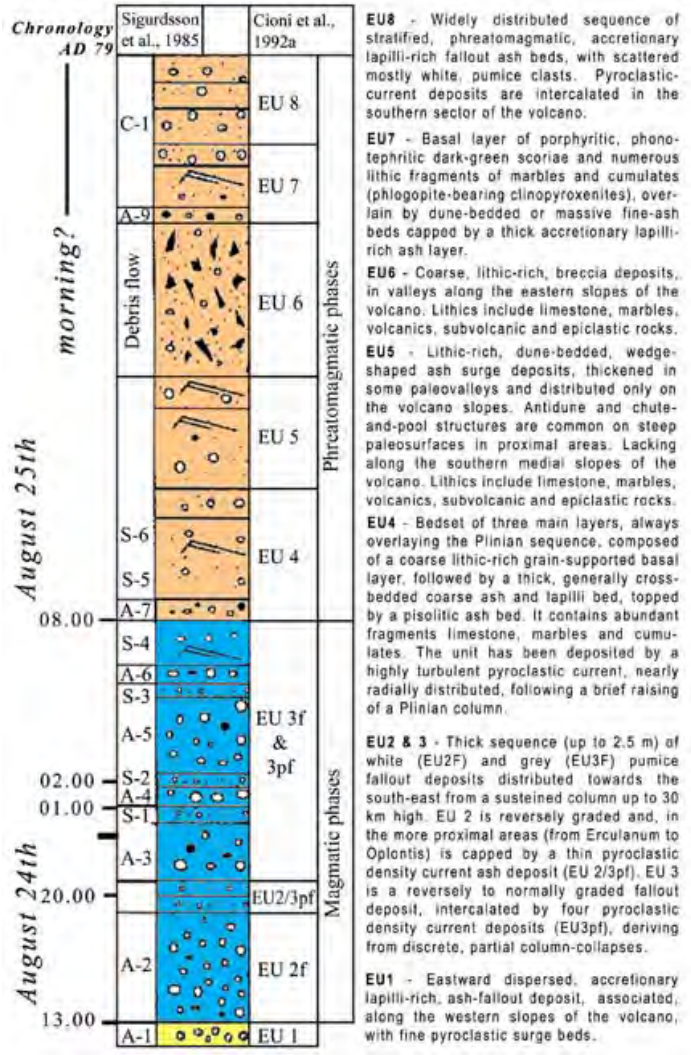


Figura 131 b Secuencia eruptiva. De Di Vito *et al*, 2011

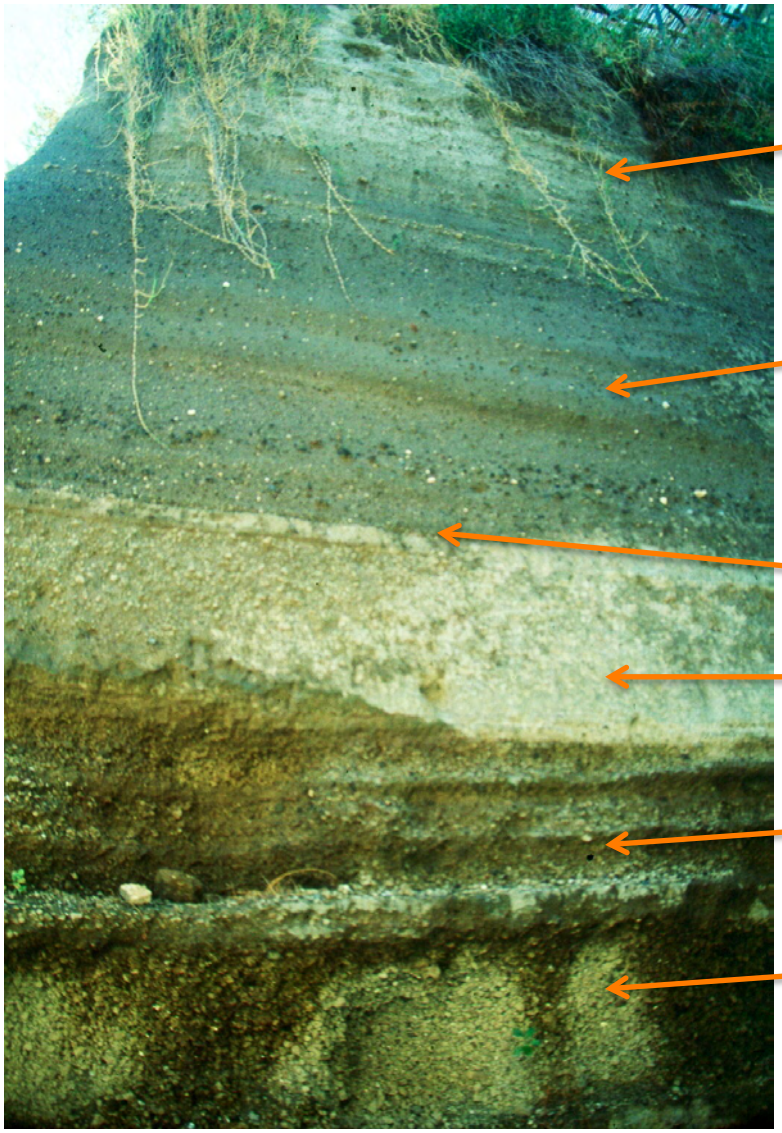


Figura 132. Secuencia de la erupción del año 79. Villa de Popea,

6.1.4.7. Unidad 7.- Está formada por una capa basal de escorias ocuras conteniendo numerosos fragmentos líticos. Sobre ella se depositan flujos de alta energía con formación de dunas que pasan lateralmente a depósitos masivos de ceniza rica en lapilli acrecional como transición a oleadas húmedas.

6.1.4.8. Unidad 8.- Es esta la etapa que se corresponde con la disminución de la intensidad de la erupción. Los contactos agua/magma dan lugar a la formación de corrientes piroclásticas húmedas con depósitos masivos.

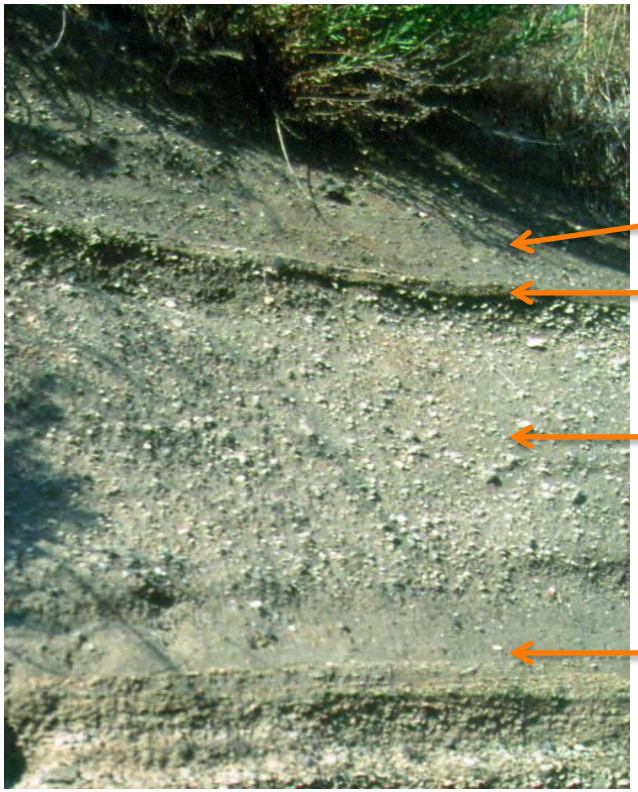


Figura 133. Depósitos de la fase freatomagmática y pliniana en Oplonti

6.1.4.9. Características de los depósitos.- Los depósitos plinianos de caída de la erupción del año 79 y en menor medida los de flujo tienen un rango composicional comprendido entre pumita fonolítica blanca y pumita fonolítica gris. Los flujos freatomagmáticos del final de la erupción presentan una gran variación en cuanto al contenido en pumita blanca o gris, así como en el contenido de cristales máficos de la segunda. Las pumitas blancas resultan de un ascenso de magma fonolítico hacia el techo de la cámara magmática. La temperatura del magma que da origen a estoas pumitas fonolíticas se ha calculado entre 850 y 900ºC (Ciodini, 2000). La pumita gris es el resultado de la mezcla de tres componentes diferentes: fundido de fonolita blanca, acumulados máficos y magma pobre en cristales. Se le calcula una temperatura de 1.050ºC, muy baja viscosidad y densidad ligeramente mayor que la del magma fonolítico blanco. Estas características generan una discontinuidad física dentro de la cámara, la cual separa el magma blanco del gris y los emite en momentos diferentes de la erupción. En la Villa de Popea –Oplonti- se observa una secuencia casi completa de los depósitos del año 79, con piroclastos de caída y corrientes piroclásticas intercaladas (Fig,132 y 134).

Figura 134. Depósitos de las fases pliniana y caldera en Oplonti. Tomada de Di Vito et al, 2011

Sigurdson (1985) interpreta los cuatro depósitos de flujos piroclasticos como el resultado de cuatro colapsos de columna (Fig. 135). Sobre estos depósitos se sitúan otros correspondientes a flujos de alta energía con formación de dunas sobre la que se deposita una capa masiva. La secuencia termina con flujos piroclásticos húmedos de la fase final freatomagmática y depósitos retrabajados de inundación, muy abundantes en el entorno del volcán tras la erupción.

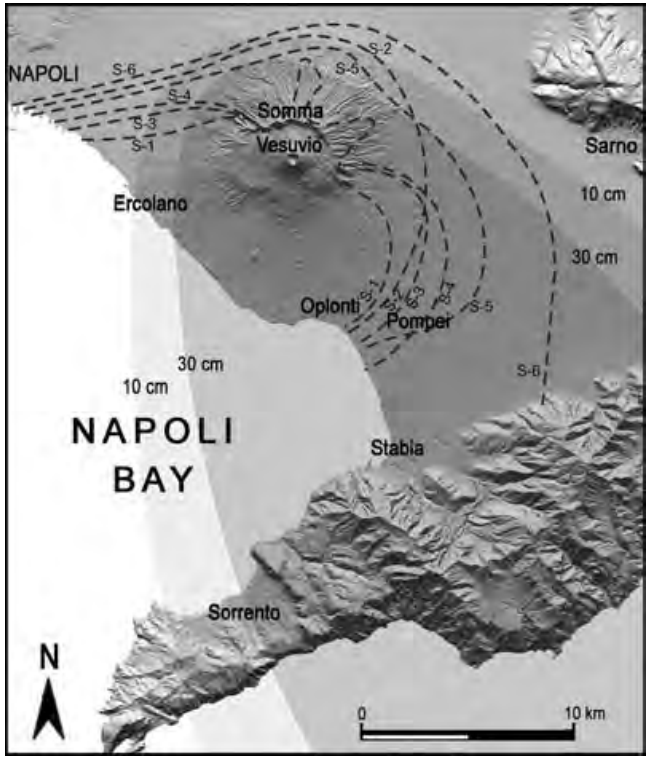


Figura 135. Dispersión de los productos de la erupción del año 79. En sombreado la dispersión de las cenizas. En líeas de trazos el alcanze de los flujos piroclásticos. Según Sigurdson, 1985

Tras la erupción, el paisaje y la actividad en el Golfo de Nápoles cambia sustancialmente. El valle del Sarno queda colmatado por los depósitos de la erupción (Vogel et al, 2011). Su drenaje y posteruior evacuación hacia el Tirreno modifica la linea de costas. Miles de desplazados ocupan las ciudades próximas que no habían sufrido con tanta intensidad los efectos de la erupción y eso conlleva, junto a la inutilización de tierras de cultivo y pastos y a la destrucción de la industria local, unos importantes desequilibrios económicos y demográficos no conocidos hasta ese momento en Roma.

Reproducimos a continuación sendas cartas de Plinio el Joven, dirigidas a Tácito en las que narra el comienzo de la erupción, el 24 de agosto, y la muerte de su tío Plinio "El Viejo" cerca de la villa de Pomponiano, así como los sucesos del día 25 de agosto observados desde Cabo Miseno. Estas cartas se han tomado de: Aragón, M. (2013): "Cuando el día se volvió noche. La erupción del volcán Santa María de 1902", *Revista Estudios Digital*, No. 1 Guatemala: Escuela de Historia, USAC,

Carta nº 1 de Plinio el Joven a Tácito

"Me pides te refiera exactamente la muerte de mi tío, para instruir tú de ello a la posteridad. Te lo agradezco, porque considero que a su muerte ha de seguir inmortal gloria, si tú lo celebras. Aunque pereció en una desgracia que desoló hermosos países, y aunque su pérdida, causada por accidente memorable, que le fue común con ciudades y pueblos enteros, debe eternizar su memoria; aunque escribió muchas obras que no perecerán, confío, sin embargo, en que la inmortalidad de las tuyas contribuirá mucho a la que debe esperar. Por mi parte, considero dichosos aquellos a quienes los dioses han concedido la gracia de realizar cosas dignas de ser escritas o de escribirlas dignas de ser leídas; y más afortunados todavía a los favorecidos con ambas gracias. Mi tío ocupará puesto entre los segundos por tus escritos y por los suyos, y esto me impulsa a ejecutar con más gusto todavía órdenes que yo te habría pedido.

Encontrábase en Miseno, donde mandaba la flota. Era el nueve de las calendas de septiembre, cerca de la hora séptima, cuando le advirtió mi madre que se descubría una nube de magnitud y forma extraordinarias. Después de haber estado algún tiempo acostado al sol, según su costumbre, y de haber tomado un baño frío, se había echado sobre un lecho, donde estudiaba. Levantóse y subió a un punto desde donde podía observar bien aquel prodigio. Difícil era distinguir de qué montaña brotaba aquella nube; después se supo que del monte Vesubio. La nube tenía figura de árbol, pareciéndose a un pino más que a otro cualquiera, porque después de elevarse mucho en forma de tronco, se extendía a manera de ramaje: yo creo que un viento subterráneo la impulsaba enérgicamente y la sostenía, y sea que el impulso amenguase poco a poco, sea que la nube cediera a su propio peso, veíasela dilatarse y extenderse, apareciendo en tanto blanca, en tanto negruzca, en tanto de colores diferentes, según que se encontraba más recargada de ceniza o de tierra. Este prodigio sorprendió a mi tío, que era muy sabio, y lo creyó digno de que lo examinase de cerca. Dispuso en seguida que preparasen su nave libúrnica, y me dejó en libertad de acompañarle, respondiéndole yo que prefería estudiar, y por casualidad él me había dado algo que escribir. Salió de su habitación con las tablillas en la mano, cuando las tropas de la flota, que estaban en Retinas, espantadas por la magnitud del peligro (porque este pueblo está precisamente sobre Miseno y no podía salvarse más que por el mar) vinieron a suplicarle que les salvase de tan espantosa amenaza. Pero mi tío no cambió de propósito y prosiguió con valor heroico lo que al principio emprendió por simple curiosidad. Mandó venir naves, embarcó en una, y marchó no solamente para ver qué socorros podía suministrar a los retinos, sino que también a todos los demás pueblos de la costa, muy numerosos por la hermosura de ésta. Apresuróse, pues, a llegar al punto de donde todos huían, y donde parecía mayor el peligro; pero con tal libertad de espíritu, que a medida que advertía algún movimiento o figura extraordinaria en aquel prodigio, hacía observaciones y las dictaba. Conforme se acercaban las naves, caía sobre ellas ceniza más espesa y caliente; ya llovían en derredor piedras calcinadas y guijarros ennegrecidos, quemados y pulverizados por la violencia del fuego; parecía que el mar se retiraba y la playa se hacía inabordable a causa de los pedazos de montaña que la cubrían; habiéndose detenido algunos momentos, dudando si retrocedería, dijo a su piloto, que le aconsejaba ganar la alta mar : "La fortuna favorece al valor, dirige hacia Pomponiano". Pomponiano se encontraba en Stabias, en paraje separado por un golfo pequeño que forma insensiblemente el mar en aquellas costas encorvadas. Allí, a la vista del peligro, que todavía estaba lejano, pero que se acercaba continuamente, había retirado todos sus muebles a sus naves, esperando solamente para alejarse viento que no fuese tan contrario. Mi tío, a quien aquel mismo viento había favorecido mucho, le abordó, le encontró temblando, le abrazó,

tranquilizó y animó; y para disipar con seguridad el temor de su amigo, mandó que le llevasen su baño. Después de bañarse se puso a la mesa y cenó alegremente, o, lo que no es menos admirable, con todas las apariencias de su ordinario regocijo. Sin embargo, veíanse brillar en muchos puntos del monte Vesubio grandes llamas y resplandores, cuya intensidad aumentaban las tinieblas. Para tranquilizar mi tío a los que le acompañaban, les dijo que lo que veían arder eran caseríos abandonados por los temerosos campesinos, y que habían quedado sin auxilio. Enseguida se acostó y durmió profundamente, porque, como era robusto, se le oía roncar desde la antecámara. Pero al fin comenzó a llenarse de tanta ceniza el patio por donde se entraba a su habitación, que a poco más no habría podido salir. Despertáronle, salió y marchó a buscar a Pomponiano y los demás que no se habían acostado. Celebraron consejo y deliberaron si se encerrarían en la casa o si marcharían al campo, porque las casas estaban tan quebrantadas por los frecuentes terremotos, que parecían arrancadas de sus cimientos, y lanzadas en tanto a un lado, en tanto a otro, y después colocadas de nuevo en su puesto. Fuera de la ciudad era temible la caída de piedras, aunque ligeras y disecadas por el fuego. Entre estos dos peligros, optaron por el campo raso. En los de su comitiva, un temor venció al otro; en él la razón más fuerte dominó a la más débil. Salieron, pues, y se cubrieron la cabeza con almohadas atadas con pañuelos, única precaución que tomaron contra lo que caía. El día despuntaba por otro lado, pero en el paraje donde se encontraban continuaba una oscuridad, la más densa y espantosa de todas, apenas interrumpida por la luz de multitud de relámpagos y de otros resplandores. Consideraron conveniente acercarse a la playa y examinar de cerca lo que el mar permitía intentar; pero lo encontraron muy levantado todavía y agitado por viento contrario. Mi tío, habiendo pedido allí agua y bebido dos veces, se tendió sobre un manto que hizo extender, pero enseguida pusieron a todos en fuga llamas que parecían más grandes y olor de azufre que indicaba su proximidad. Levantóse, apoyado en dos criados, y en el momento mismo cayó muerto. Creo que le sofocó humareda demasiado densa, y esto con tanta mayor facilidad, cuanto que tenía el pecho delicado y frecuentemente difícil la respiración. Cuando comenzó a volver la luz (y esto sólo fue tres días después), encontróse en el mismo punto su cadáver entero, cubierto con la misma ropa que llevaba al morir, y más en la posición de hombre que descansa que en la de muerto. Entre tanto mi madre y yo permanecimos en Miseno, pero esto no interesa ya a tu historia, puesto que solamente quieres enterarte de la muerte de mi tío. Termino, pues, sin añadir más que una palabra: esto es, que no te he dicho más que lo que vi u oí en aquellos momentos, en que todavía no podía haber sido alterada la verdad de lo que acababa de ocurrir. Tu elegirás lo que te parezca más importante, porque es muy diferente escribir una carta o escribir una historia; escribir a un amigo o escribir para la posteridad. Adiós".

Carta nº 2 de Plinio el Joven a Tácito

"Dices que la carta que te escribí a la muerte de mi tío, que deseabas conocer, te ha excitado el deseo de saber qué temores y qué peligros he soportado en Miseno, donde permanecí, porque en este punto interrumpí mi relato: "Aunque el recuerdo sólo me estremece…Comenzaré…"

Habiendo marchado mi tío, continué el estudio que me había impedido seguirle. Tomé un baño, cené, me acosté y dormí algo, aunque con sueño inquieto. Durante muchos días se habían sentido terremotos, extrañándonos muy poco por los sujetos a ellos que están los caseríos y ciudades de la Campania. Durante esta noche aumentó con tal violencia el temblor, que parecía no que conmovía, sino que se derrumbaba todo. Mi madre entró bruscamente en mi habitación y me encontró levantándome para ir a despertarla, si estaba dormida. Nos sentamos en el patio que separaba en corto espacio la casa del mar. Como tenía yo diez y ocho años solamente, ignoro si debo llamar firmeza o prudencia a lo que hice: Pedí el libro de Tito Livio, me puse a leer, y continué extractándole como podía haberlo hecho en medio de la mayor tranquilidad. Llegó un amigo de mi tío, recién venido de España para verle. Al vernos sentados a mi madre y a mí, teniendo yo un libro en la mano, nos reconvino, a ella por su tranquilidad y a mí por mi confianza. Por mi parte, no levanté los ojos del libro. Eran ya las siete de la mañana y apenas aparecía una luz débil, a manera de crepúsculo. En este momento se conmovieron las habitaciones con sacudidas tan fuertes, que ya no era seguro permanecer en aquel punto que, aunque descubierto, era muy estrecho. Resolvimos salir de la ciudad: asustado el pueblo, nos siguió en tropel, estrechándonos, empujándonos y apelando a lo que en el terror sirve de prudencia; cada cual no creía nada más seguro que hacer lo que veía a los otros. Cuando nos encontramos fuera de la ciudad nos detuvimos, y allí nos asaltaron nuevos prodigios y nuevos terrores. Los carruajes que habíamos llevado, a pesar de encontrarse a campo raso, se agitaban de tal manera, que ni sujetándolos con piedras gruesas se les podía mantener en su sitio. El mar parecía volver sobre sí mismo, como repelido de la orilla por el terremoto. La playa era más ancha, en efecto, y se encontraba llena de diferentes pescados que habían quedado en seco en la orilla. En el opuesto lado veíase una nube negra y horrible, surcada por fuegos que brotaban serpenteando, abriéndose y dejando escapar llamaradas como relámpagos, pero mucho más grandes. Entonces volvió por segunda vez el amigo de que acabo de hablar, instando con mayor ahínco: "Si tu hermano, si tu tío vive, dijo, desea, sin duda, que os salvéis; si ha muerto, ha deseado que le sobreviváis. ¿Qué esperáis? ¿Por qué no os ponéis en salvo? Nosotros le contestamos que no podíamos pensar en nuestra seguridad, mientras estuviésemos inquietos por la muerte de mi tío. El español partió sin esperar más, buscando su salvación en precipitada fuga. Casi en el acto cayó a tierra la nube cubriendo los mares, ocultándonos la isla de Capri, a la que envolvía, y haciéndonos perder de vista el promontorio Miseno. Mi madre me rogó, me instó, me mandó que me pusiera en salvo "de cualquier manera que fuese", me hizo observar que era cosa fácil a mi edad, y que ella, cargada de años y muy gruesa, no podía hacerlo;

que moriría contenta, si no era causa de mi muerte. Yo le dije que no había salvación para mí sin ella; cogíla la mano y la obligué a acompañarme, haciéndolo con trabajo y lamentando lo que me retrasaba. Comenzaba a caer sobre nosotros la ceniza, aunque en pequeña cantidad. Vuelvo la cabeza y veo a la espalda densa humareda que nos perseguía, extendiéndose por el terreno a manera de torrente. "Mientras vemos, dije a mi madre, dejemos el camino carretero, no sea que la multitud que nos sigue nos ahogue en la oscuridad". Apenas nos habíamos separado, de tal manera aumentaron las tinieblas, que parecía nos encontrábamos no en noche oscura, sino en una habitación en que se hubieran apagado todas las luces. No se oían más que lamentos de mujeres, gemidos de niños y gritos de hombres. Uno llamaba a su padre, otro a su hijo, aquél a su esposa, no reconociéndose más que por la voz. Éste deploraba su desgracia, el otro la suerte de sus parientes, habiendo alguno a quien el temor de la muerte le hacía invocar a la muerte misma. Muchos imploraban el auxilio de los dioses, muchos creían que no los había, considerando que esta noche era la última y eterna noche en que había de quedar sepultado el mundo, y ni siquiera faltaban quienes aumentaban el temor razonable y justo con terrores imaginarios y quiméricos, diciendo que en Miseno había caído esto, había ardido lo otro, dando el miedo crédito a sus mentiras. Apareció una claridad que nos anunciaba, no el regreso del día, sino la proximidad del fuego que nos amenazaba; sin embargo, se detuvo lejos de nosotros. Volvió la oscuridad y comenzó de nuevo la lluvia de ceniza más fuerte y más espesa. Veíamonos obligados a levantarnos de tiempo en tiempo y a sacudir las ropas, porque de no hacerlo así, nos habría cubierto y sepultado. Podría alabarme de que en medio de tantos peligros no se me escapó ni una queja, ni un lamento, sosteniéndome la consideración, poco razonable, pero natural al hombre, de que todo el universo perecería conmigo. Al fin se disipó poco a poco aquel denso y negro vapor, desapareciendo por completo como una humareda o una nube. Poco después apareció la luz, se vio el sol, aunque amarillento y a la manera que aparece en los eclipses. Todo aparecía cambiado a nuestros ojos, perturbado todavía, no viendo nada que no estuviese oculto bajo montones de ceniza, como bajo la nieve. Volvimos a Miseno, y cada cual se acomodó lo mejor que pudo, pasando nosotros una noche entre el temor y la esperanza, pero principalmente entre temores, porque continuaba el terremoto. No se veía más que personas asustadas, aumentando su terror y el ajeno con siniestras predicciones. Sin embargo, no se nos ocurrió retirarnos hasta que recibiésemos noticias de mi tío, aunque continuábamos amenazados de un peligro tan espantoso y que tan de cerca habíamos visto. No leerás esto para escribirlo, porque no merece aparecer en tu historia; y solamente debes culparte a ti mismo, que lo has exigido, si ni siquiera lo encuentras digno de una carta. Adiós".

6.1.5. Erupciones entre el año 79 y 1631

En estos más de 1.500 años, El Vesubio tiene dos erupciones subplinianas: la "Erupción de Pollena" (472) y la de 1631. Entre ambas hay pequeñas erupciones efusivas que emiten coladas que se desplazan por los flancos occidental y meridional del volcán. Estas erupciones tienen lugar en la Edad Media (Russo, 2003). Desde el 79 y hasta 1631, el Vesubio ha entrado en erupción en los siguientes años: 172-203-222-235-379-395-472-505-512-536-685-787-968-991-999-1007-1037-1049-1073-1139-1150-1270-1347-1500. Las erupciones se producen en estado de "conducto abierto" distinguiéndose 18 ciclos estrombolianos. La erupción de 1906 es la más violenta (Santacrocce et al., 1993). En 1994 se produce la última erupción del Vesubio. Tiene carácter estromboliano y se emiten coladas que destruyen parcialmente la ciudad de San Sebastiano. A partir de esta fecha, los científicos consideran que el conducto del volcán se obstruye (conducto cerrado) y con esta circunstancia se está produciendo una paulatina presurización del sistema que debe desembocar en una erupción explosiva. De 1631 a 1944 las erupciones se han producido en los siguientes años: 1694-1779-1794-1872-1906-1944

6.1.6. Erupción de 1631.-

Es esta la erupción más violenta de la historia reciente del Vesubio. Se inicia tras 500 años de reposo en fase de "conducto cerrado" al igual que la del año 79 (Rosi et al. 1993, Ronaldi et al. 1993). Sus precursores son los habituales en este estratovolcán: movimientos sísmicos y procesos de deformación del suelo. Otras señales premonitorias consistieron en ruidos subterráneos, descenso del nivel de los pozos, emisión de calor en antiguas fumarolas y elevación puntual del suelo, según información de testigos de la erupción (Bertagnini et al, 2006).

El 15 de diciembre se perciben fuertes terremotos en los alrededores del volcán, así como resplandor y "fuego" en la cima. La erupción da comienzo el 16 de diciembre cuando se abre una fisura en el flanco SW. Posteriormente se emite una columna eruptiva que, en función del área de dispersión de las cenizas, se ha calculado que alcanzó una altura próxima a los 20.000 metros que se mantiene estable y cuyas cenizas se dispersan hasta la Península Balcánica, el Mar Egeo y norte de África. La lluvia de piroclastos que acompañó a la evolución de la columna se extiende principalmente hacia el NE. Los dos primeros días de la erupción están marcado por la fuerte actividad explosiva, la generación de columnas y la consiguiente caída de cenizas. Cuando estas columnas no pueden mantenerse en equilibrio comienza la formaciín de flujos piroclásticos que alcanzan el litoral por Torre del Greco y Torre Annunziata.las precipitaciones que acompañan a la erupción da lugar a la formación de lahares y flujos de fango en las laderas N y NE (Fig. 136)

Figura 136. Flujos de fango y lahares en la vertiente norte del Vesuvio

El 17 de diciembre se produce la retirada súbita del mar que es seguida a los 10 minutos por la llegada de una ola de alrededor de 5 m. La erupción dura 48 horas y en ella se produce la pérdida de los 450 metros finales del cono preexistente (Fig. 137)

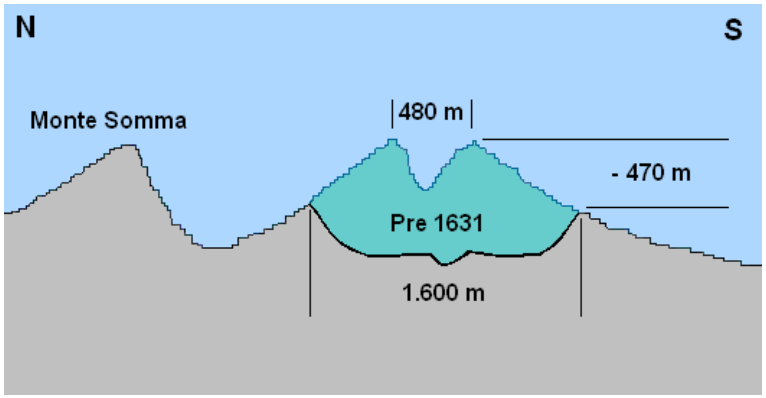


Figura 137. Dimensiones del cono del Vesubio antes y después de la erupción, según las medidas de G, Carafa. (INGV)

Los daños ocasionados por esta erupción fueron cuantiosos. *"Tierras densamente habitadas, maravillosas villas, con jardines ricos y suntuosos, y muchos grandes palacios con huertos y jardines preciosos" fueron destruidos por la furia del Vesubio"…"tierras arruinadas, parte por el fuego, parte por las cenizas, algunas por la caída de piedras y muchas más por las aguas"* (Abad Braccini, 1632)

La evalación de los daños hecha por este abad es la siguiente: *"Los daños afectan tanto a las ciudades como a su entorno. En el entorno de Ottaviano todo el campo está cubierto por la ceniza y no queda nada de hierba. Las tierras y las casas de campo de S. Giorgio a Cremano,*

S. Sebastiano, Massa, Pollena y Trocchia han quedado destruidas. 200 edificios en Santa Anastasia colapsaron a causa del peso de las cenizas, y muchas más fueron afectadas en Somma. Todo alrededor del Vesubio fue destruido por los flujospiroclásticos. Bosco está completamente arrasada, en Torre Annunziata solo quedaron en pie 14 casas. Toos los campos se encuentras cubiertos de ceniza. En el entorno de Herculanola ceniza alcanza 15 palmos de espesor. En Torre del Greco todos los edificios han sido afectados, incluso el palacio de la princesa, la iglesia de Santa maria della Grazia, el convento de los padres reformadores, la casa del obispo y la iglesia de Los Incurables. Se estima que sólo los daños en los edificios e iglesias superan un valos de dos millones de ducados. Teniendo también en cuenta el territorio que se ha quemado, estimo un daño total de 25 millones de ducados"

Como consecuencia de estas ingentes pérdidas se eximió a la población del pago de tributos durante algunos años

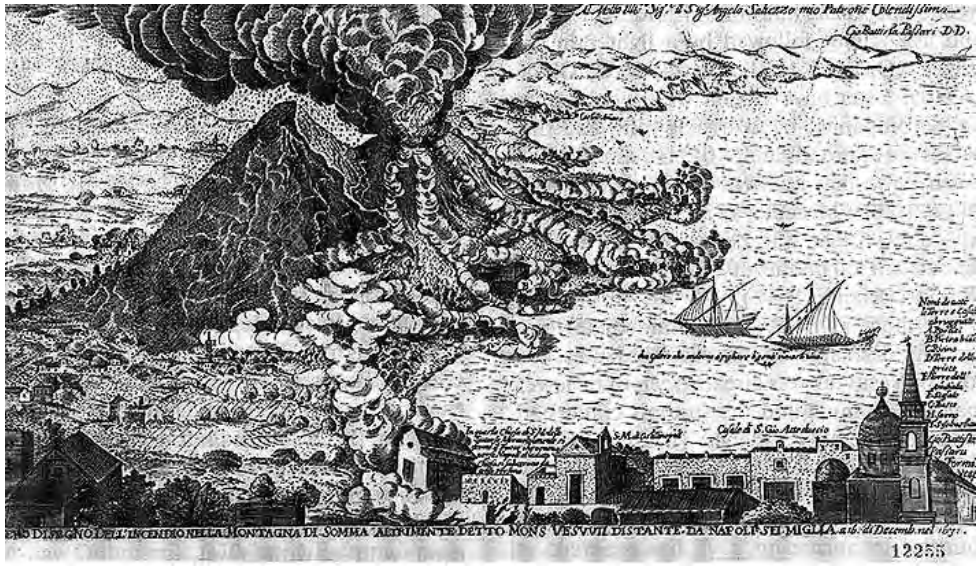
6.1.6.1. Relato de la erupción según textos de la época recogidos de la información de trstigos del evento.- Textos de Giulius Cesare Recupito (De Vesuvianus Incendio Nuntius) y de Giulius Cesare Branccin (Dell'Incendio fattiosi al Vesuvio a'XVI Diciembre 1631 e delle sue cause ed effetti). Recogen lo siguiente:

I Los Precursores. "Unas semanas antes los habitantes de Torre, massa, Polena y S. Sebastiano, escuchan ruidos internos en la montaña como la agitación de los espíritus subterráneos que casi impiden que se pueda dormir nada durante la noche"…"otros dcen que el agua de algunos manantiales brota sucia y que algunas fuentes se han secado" "Un ciudadano de prestigio y respeto de Ottaviano relata que había subido a la montaña hacía un mes, y que había bajado al cráter. Dice también que volvió a los 15 días y que el suelo se había elevado tanto y se había vuelto tan plano que se podía cruzar de un lado a otro sin tener que hacer ningún tipo de descenso"

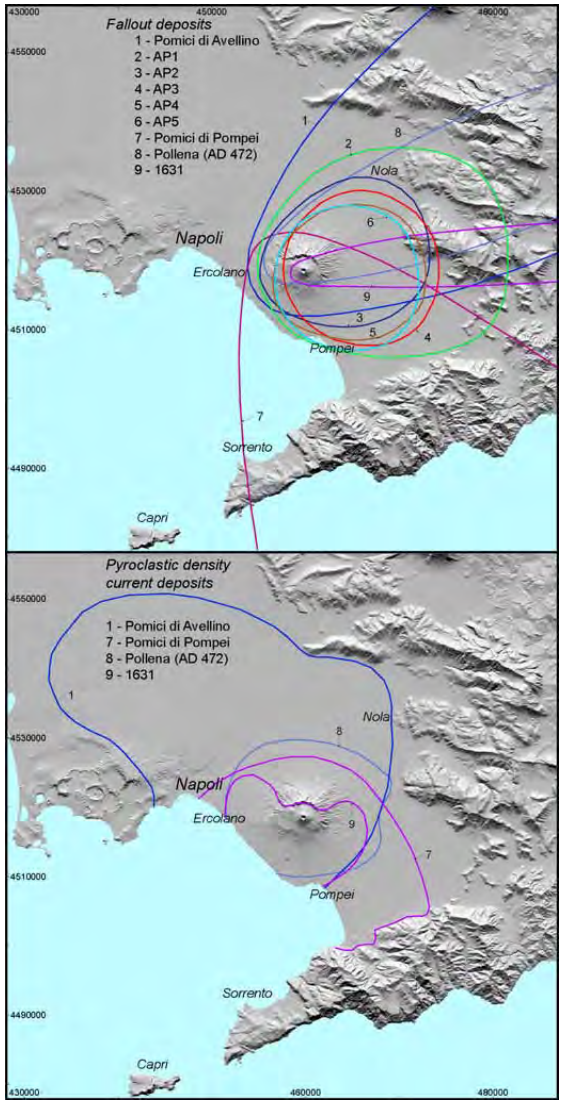
De lo ocurrido la noche del 15 al 16 de diciembre se narra lo siguiente: "Se producen grandes terremotos que parece que van a sacar a las ciudades de sus cimientos"…"Después de dos días de continuo movimiento y con crecientes sacudidas, en los siguientes cinco días los terremotos se calman aunque en Nápoles ninguna casa se hundió, muchas fueron dañadas, y en Herculano el palacio del arzobispo se

derrumbó parcialmente"..." el 15 de diciembre, sobre las cinco de la mañana, un sirviente del Marques de Arena dice que vio desde el puete de la Magdalena una barrera de fuego que subia desde Pozzuoli, camino adelante, hasta el Vesubio, y un habitante de Resina (cerca de Herculano) dice que ha visto l mismo fenómeno algunos días antes" También se dice que "en lugares cerca de la montaña se sienten terremotos, hasta 50 a lo largo de 12 horas".

El día 16 de diciembre entre las 6 y las 7 de la mañana "La montaña se abre en el Atrio (Fig. 138) y en poco tiempo toda la gente comienza a ver llamas y humo, y cenizas y piedras saliendo desde diferentes aberturas. Un tal Santolo de Simone que estaba muy cerca del cráter, dice que esa misma mañana ha visto humo y fuego saliendo desde diferentes bocas que se abrían con un sonido como de cohetes en día de fiesta. Estos respiraderos eran, en principio, tan anchos como una tinaja de vino, y se fueron haciendo más y más grandes, y la emisión de humo se volvió nube con relámpagos y piedras".



Fgura 138. Grabado anónimo de la erupción del Vesubio de 1631.



II La Erupción. La lluvia de ceniza. "Después, una densa y extraordinaria nube se observa desde Nápoles alzándose sobre la montaña como un alto y recto pino. El sol aún brillaba con sus cálidos rayos, pero a las seis de la tarde los vapores se hicieron tan fuertes que el aire se volvió negro y oscuro, y olía a azufre y a betún quemado, tan fétido que impedía respirar. Esa nube negra que venía desde el Vesubio como una montaña avanzando en medio de los fuegos, fue impulsada, en un primer momento, hacia la ciudad convirtiéndose en ceniza. A la mañana siguiente todo estaba cubierto de ceniza. Ese mismo día, en el que el monte ardió por primera vez, llovió ceniza en muchas ciudades del reino de Nápoles. Calló ceniza en Benevento, Bari y Taranto. Llevada por el viento cruzó el mar y llegó a Dalmacia, alcanza el Egeo y vuelve blanco el mar. Se ha oido decir que las cenizas alcanzaron las tierras al sur de Lucania y Stilo, e incluso que llegó a África (Fig. 139).

La princesa de Ottaviano envió un esclavo a Ottaviano para ver lo que había ocurrido allí. En su camino el esclavo vió como caían rocas enormes y comenzó a gritar: ¡¡¡escape, escape!!! A las 11 de la mañana también en Cacciabella comenzó la caída de las mismas piedras, por lo que incluso la

Figura 139. Dispersión de las cenizas y alcance de los flujos piroclásticos en las erupciones plinianas del vesubio. Di Vito *et al.* 2011

señora Principessa se vio obligado a abandonar la marcha. Aún cuando el cielo clareó ella siempre estuvo acompañada de esa caída de piedras, que duró todo el día, y desde las 7 de la tarde hasta las 11 de la noche se produjo una lluvia de lapilli grueso y arenas y después comenzó a llover hasta las 11 de la mañana del siguiente miércoles. Las piedras cayeron del cielo no sólo en Nola y en los pueblos cercanos a Nápoles, sino también en el entorno de Melfi en Puglia, que está a 100.000 pasos del Vesubio. Y no eran sólo pómez sino también de piedra tan grande que encontraron una que no pudo ser movida por diez pares de bueyes. Las piedras que caen hacia S. Gennaro) eran de diferente calidad, color y tamaño. Una cayó sobre la bodega de Marqués de Lauro a 12 millas de la montaña. Las cenizas y arenas llovieron en una cantidad tal que el camino de Puglia hasta Ariano fue levantado doce palmos. En Nápoles el espesor apenas llegó a una pulgada.

II La erupción. Los Flujos piroclásticos. Miércoles 17 de diciembre . A las 3 horas de haber aumentado el estruendo de la montaña, la materia líquida comenzó a ser emitida desde el abismo en el Atrio. A las nueve de la noche, los terremotos se hicieron más fuertes y las piedras empezaron a caer de nuevo en la llanura de Nola con arena y piedras lapilli. Y estaba tan oscuro, que la gente no podía verse entre sí, incluso con antorchas encendidas. Con un trueno que iba aumentando su sonido, una corriente de fuego salió de la parte superior de la montaña, y con azufre, alquitrán y cenizas descendió rápidamente por su flanco. Este torrente, antes de llegar a los campos, se dividió en diferentes corrientes como un río. Sentimos un terremoto muy grande aproximadamente a las once, y vimos una corriente muy grande y rápida, que se dirigía en primer lugar hacia Ottaviano (Fig. 139), a continuación, se dividió en tres canales profundos que se vertieron en la llanura de Nola, hundiendo a S. Elmo, Saviano, y todo lo que había sobre la tierra, ahogando a muchas personas, elevando en algunos lugares el terreno tanto como 12 y 14 palmos, como en Marigliano, Cicciano y Cisterna. Otra corriente enguyó a Santa maría della Vetrana y arruinó Massa y lo que quedaba de Trocchia, la mitad de Pollena, y causó daños importantes en S. Sebastiano. Más tarde, las mismas corrientes fluyeron hacia el mar, y se dividieron en tres canales, uno hacia Bosco, el otro entre Torre della Annuntiata y Torre del Greco, y la tercera

y más pequeña corriente sobre Resina (Fig.140); un poco más tarde hubo otra hacia Somma. Estas corrientes causaron los mayores daños. Y eran tan rápidas que, además de ser muy grandes, fueron cada vez mayores mediante el transporte de todo lo que encontraron en su camino. También el mar se retiró alrededor de una milla, y así siguió siendo un octavo de una hora, y el retiro fue tan rápido que los barcos se quedaron en seco sobre la arena. Al mismo tiempo la parte superior de la montaña estaba despejada y tenía una circunferencia de tres kilómetros, y todo el mundo pensaba que había perdido un tercio de la altura que tenía el día anterior.

III La erupción. Lahares e inundaciones. ¿Quién podría creer que Vesuvio que está en frente del mar podría emitir una corriente de fuego y un chorro de agua?. Así, mientras que emitía llamas desde el cráter, por otro lado hacia los campos de Palma y Nola, comenzó a verter una gran cantidad de agua como con una fuerza increíble. Un poco más tarde, vimos durante un largo periodo de tiempo, como las mismas corrientes se se vuelven también más grande. En su camino hacia el mar destruyeron completamente Bosco, Torre della Nunziata, Torre del Greco, Granatello y parte de Resina y continuaron fluyendo hasta la tarde, y fueron vistos también desde Napoli como ríos muy altas y anchas. El agua destruyó todo y sumergió los campos bajo ella. Al principio se eleva hasta una altura de 15 palmos y después disminuyó. Las aguas con el mismo ímpetu de los fuegos fluían de la montaña y transportaban árboles, aldeas, casas, rocas y arruinaron no sólo los edificios pobres, sino también palacios, llegando a la altura de los techos y en las bodegas causó de la destrucción de los barriles de preciado vino. Jueves 18 de diciembre 1631 Alrededor de medio día, fueron vistas en la montaña, nubes parecidas a las que se vieron el y tal vez más alto hasta 35 kilómetros, pero a esa altura eran blancos y se dispersaban en el aire. Al mismo tiempo, un jinete cerca del Palacio del Príncipe de Caserta en Barra fue engullido y muerto por un río de cenizas calientes y piedras.

IV La erupción. El Final. El Viernes 19 Diciembre, viendo que la erupcion disminuía, ll cardenal envió sacerdote a las tierras arruinadas, habiendo sabido que podían llegar sin peligro.

6.1.6.2. Fenómenos precursores.- De los textos anteriores se hn extraido las siguientes coinsecuencias para establecer los precursoles de la erupción, extrapolables a otros eventos en el Vesubiov(Bertagnini et al, 2006) .

Fenómenos acústicos.- Ruidos calificados como "rumores" se perciben desde octubre a diciembre, fundamentalmente en el sur de la montaña (Pórtici) y que se incrementan hasta parecer truenos. Otros sonidos procedentes del cráter son identificados como "caída de rocas" o como "un continuado galopar" o como "el ruido de una piedra de molino"

Deformación y deslizamientos.- Los deslizamientos se producen de forma repetida tanto en el cráter como en las vertientes del cono, desde algunos meses antes de la erupción. El más importante tiene lugar en Ottaviano. La deformación se produde notoriamente en el cráter y en las laderas occidentales que se comportan "elevándose como una gran joroba". También se producen elevacione del terreno en la línea de costa, desde la desemboadura del Sarno hasta Pozzuoli, y en el litoral de Cuma con la retirada del mar.

Emisión difusa de gases.- Se pone de manifiesto por el abandono de animales salvaje de la cima del Vesubio, meses antes de la erupción. Así mismo, en determinadas áreas se produce un agostamiento de la vegetación. Esta salida de gas se incrementa en los días inmediatos a la erupción con la apertura de fisuras por las que se emiten gases calientes produciéndose fenómenos de luminiscencia nocturna.

Alteraciones en los acuíeros.- Las aguas de fuentes y manantiales tienen aspecto fangoso, están sucias y huelen mal, "teniendo el sabor amargo del agua del mar"

Actividad sísmica.- Se inicia en la segunda mitad de noviembre y se mantiene hasta el inicio de la erupción

Figura 140. Pintura de la erupción del Vesubio de 1631 (Atlas Blaeu 1662), conservada en la Österreich Nationalbibliotek de Viena

6.1.7 *Erupción de 1906.*

Tiene lugar del día 4 al 21 de abril. Es una erupción que causa gran repercusión en el entorno vesubiano por el número de víctimas mortales (216), heridos (112) y desplazados (34.000) que produce. Con anterioridad al inicio del evento eruptivo se habían manifestado los precursores típicos en las erupciones del Vesubio: terremotos y deformaciones en el suelo, así como un incremento en la actividad fumarólica. Se inicia la erupción con la apertura de una boca eruptiva a 1.200 metros de altitud, sobre la ladera meridional, de la que se derrama una pequeña colada de lava. Posteriormente se abren fisuras radiales y nuevas bocas a cotas más bajas 800 y 600 metros, en la vertiente del Atrio dell Cavallo. A medida que avanza el proceso eruptivo se va incrementando la actividad del cráter central, llegando en la noche del 7 al 8 de abril a producirse el colapso de la cima mientras las coladas comiezan a descender de forma rápida hacia los núcleos habitados de Boscotrecase y Torre Annunziata que quedan parcialmente destruidos. La abundante emisión de cenizas propicia la intensa caída sobre Ottaviano y San Giuseppe con el colapso de numerosos tejados

Reproducimos a continuación el estracto traducido de las características de la erupción y de los daños producidos, confeccionado por el Observatorio Vesubiano, en el año 2006, con motivo del centenario del evento.

La erupción.- En la mañana del 4 de abril de 1906, a las 5,30 horas, de una boca en la cota 1.200, sobre la vertiente meridional del Vesubio, comienza a emitirse una pequeña colada de lava. Giuseppe Mercalli se encontraba en la cima del volcán y observa con preocupación la fractura radial afectada por una fumarola que se ha generado un poco por encima de la boca. La actividad estromboliana del Vesubio había aumentado sensiblemente a partir de la mitad de marzoy las sacudidas sísmicas eran cada vez más frecuentes e intensas. El cientifico sospecha que todas estas señales son premonitorias de una erupción explosiva ya inminente. Y sus sospechas se revelan fundadas.

Estamos ante el inicio de la mayor erupción del vesibio en el siglo XX. En los dos días siguientes se activaron otras bocas laterales en la cota 800 m, en la misma vertiente meridional en la cota 600 m. Poco más al este, en la cota 800 m sobre la vertinte sureste y por último en el Atrio del Cavallo. A la vez, la actividad explosiva en el cráter somital se hace más intensa, alcanzando su ápice en la noche entre el 7 y el 8 de abril.

Dos fuertes sacudidas que son sentidas aquella noche, con temor, en todo el entorno vesubiano, señalaron el colapso de la parte somital del Gran Cono, mientras la lava se desplazava velozmente al sureste, devastando el núcleo de Boscotrecase. La nube eruptiva que ya se mostraba imponente, comenzaba a depositar ceniza y lapilli en el entorno del Vesubio, al este del volcán donde se encuentran Ottaviano y San Giuseppe Vesuviano.

TERZA EDIZIONE

IL GIORNO

politico letterario illustrato del mattino

SPAVENTOSA ESPLOSIONE DEL VESUVIO - 150 MILA PERSONE FUGGITE

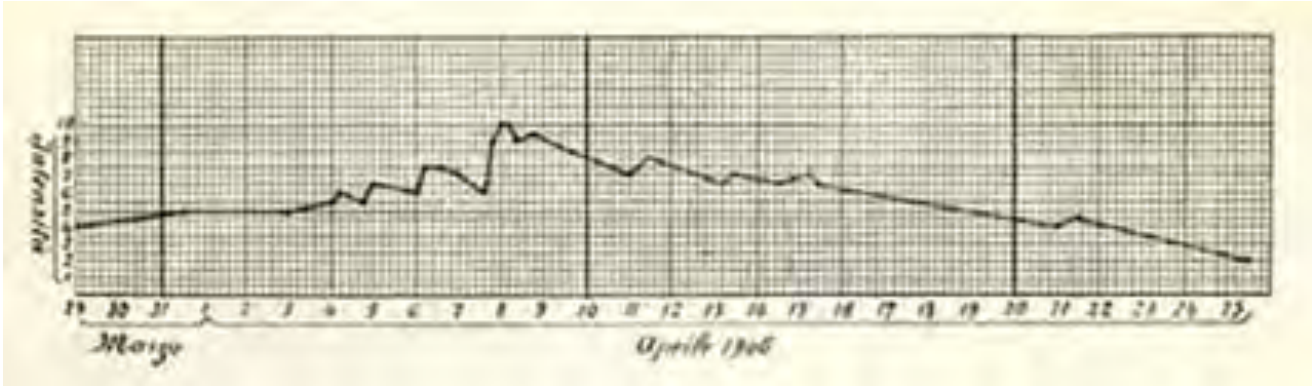
La lava invade Torre Annunziata - Un nuovo cratere nel centro di Boscotrecase - L'arrivo del Re - Napoli non ha nulla da temere

Una preghiera

Emeroteca-Biblioteca Tucci

El día 8 la actividad explosiva continúa violenta: la caída de ceniza ya afecta sensiblemente a Nápoles, alcanza también Apulia (alrededor de 1 cm). En la tarde del 9 de abril se pararon las coladas principales y la actividad sísmica ceso casi totalmente mientras la nube eruptiva continuaba depositando ceniza en el área vesubiana.

En la noche del 10 se mantiene la única colada significativa de la boca de Bosco-Cognoli que se detiene un poco antes de llegar a Boscotrecase. En los días sucesivos la actividad fue disminuyendo poco a poco (con excepción de esporádicos episodios explosivos más intensos los días 13 y 15) cesando completamente el 21 de abril dándose por terminada la erupción.



Representación gráfica de la intensidad de la erupción del Vesubio durante los meses de marzo-abril de 1906. Mercali, 1906

Cronología Ilustrada

4 de abril. El vesubio inicia su actividad con una modesta colada de lava. Desde Nápoles nada hacía presagiar el inicio de una erupción que afectaría tan tristemente al área vesubiana.

5 de abril. Una nueva colada lávica se inicia en una boca a cota 800 m. Pequeños desprendimientos en el cráter central señalan un incremento de la actividad explosiva somital

6 de abril. Una nueva boca se activa en Bosco Cognoli, sobre la vertiente SE del volcán y en el Atrio del Cavallo. Las coladas lávicas son ya copiosas pero todavía no amenazan al país vesubiano

7 de abril. Una nueva boca se abre en Terzigno. En la tarde se observa un aumento de la actividad explosiva que culminará en la noche. Se inicia la primera evacuación.

8 de abril. Con las primeras horas del día llega el colapso del cráter somital y la colada alcanza Boscotrecase y la periferia de Torre Annunziata. Se alcanza el ápice de la actividad explosiva. Colapsan tejados en Ottaviano por la acumulación de ceniza: se producen numerosos muertos

9 de abril. Las coladas principales se detienen, la sismicidad disminuye hasta casi desaparecer, la atmósfera entorno al volcán está impregnada por una delgada nube de ceniza. La fase paroxísmica de la erupción ha cesado.

10 de abril. A causa del peso de la ceniza se hunde la techumbre del mercado del barrio de Monteoliveto en Nápoles. 11 muertos y 30 heridos. La erupción continúa disminuyendo en intensidad a lo largo de los días siguientes hasta finalizar el 21 de abril

El Observatorio Vesubiano

En el curso de la erupción de 1906, el director del Real Observatorio Vesubiano era Raffaele Vittorio Matteucci, que se mantuvo en el cargo desde 1903 hasta 1909, año de su muerte. El direcctor mantiene una información diaria con las autoridades y la población sobre la

evolución de la erupción, utilizando para ello el telégrafo del vecino puesto de Carabineros. En fuerte contraste con algunos órganos de prensa de la época, por el excesivo alarmismo que transmitían, no abandonó el Observatorio ni aún durante las fases más peligrosas de la erupción.

Matteucci en un laboratorio del Obervatorio en 1906

Los héroes del deber durante la erupción. Brig. Migliacci, Prof. Matteucci, Ing. Perret, Capo Staz. Mormile

Matteucci posa junto a un bloque lanzado por el Vesuvio durante la erupción de 1906

Los daños de la erupción

Cortile di Boscotrecase
invaso dalla lava

Case di Boscotrecase
sepolte dalla lava

L'abitato di Boscotrecase
invaso dalla lava

I cadaveri estratti dalle macerie della
chiesa di S.Giuseppe Vesuviano

Gli scavi nella chiesa
di S.Giuseppe V.

Abitanti di S.Giuseppe V. nelle
vie ricoperte di cenere

6.1.8. Erupción de 1944.

La erupción del Vesubio de 1944 se considera el último evento eruptivo de un período de actividad que se inicia en 1913. Antes de 1944, en el interior del cráter del volcán, colmatado de flujos lávicos, la actividad estromboliana había levantado un cono de piroclastos que mantenía una fumarola permanente en su cima (Fig. 141). La erupción se inicia el 18 de marzo. Una semana antes se producen los primeros precursores con pequeños sismos y deformación del suelo. Giuseppe Imbò, director del Observatorio Vesubiano, observa la erupción en directo desde el observatorio y la divide en las sifguientes fases: efusiva (18-21 de marzo), de fuentes de lava (21-22 de marzo), de explosiones mistas (22-23 de marzo), sismo-explosiva (23-26 de marzo), final (26-30 de marzo)

Figura 141. El cráter del Vesubio antes de la erupción de 1944. Postal de la época

El inicio de la erupción es simultaneo al colapso del cráter de piroclastos (Fig. 142) levantado en el interior del cráter. Se inicia una típica actividad estromboliana con emisión de piroclastos y coladas en la vertiente este, sur y hacia el Atrio del Cavallo. Las coladas pronto desbordan el área de la caldera (Fig. 143 a y b) y se dirigen hacia los núcleos habitados de San Sebastiano y Massa Somma, que son parcialmente destruidos, para detenerse finalmente a un kilómetro de Cercola.

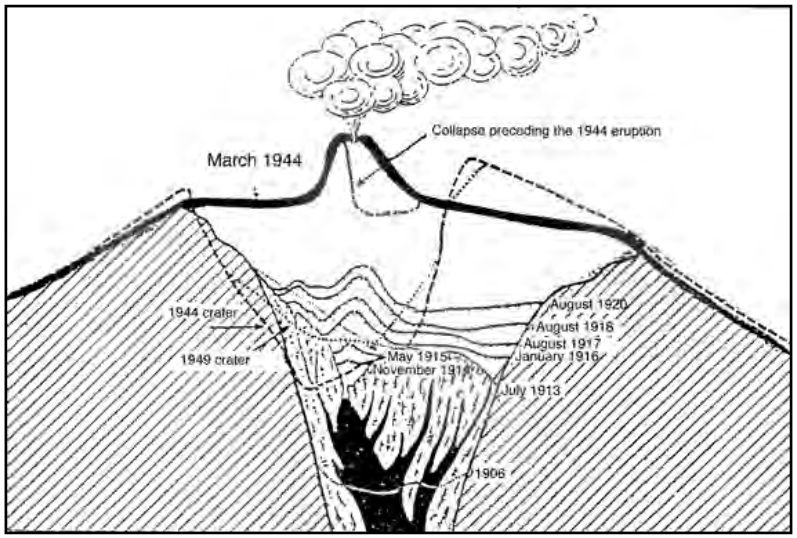


Figura 142. Evolución del perfil del Vesubio 1914-1949. Según G.Imbó, 1945

A partir del 21 de marzo la erupción se hace eminentemente efusiva con desarrollo de fuentes de lava que llegan a alcanzar la asombrosa altura de 2.000 metros (Fig. 144) generan grandes acumulaciones de spatter que desciende por las laderas internas y externas del cráter formando avalanchas ardientes de lavas clastogénicas.

Figura 143 a y b. Coladas de la erupción de 1944 en el Atrio del Cavallo, en las que se observan pequeños túneles de lava

Sigue una fase explosiva con emisión de columnas de 5 kilómetros de altura (Fig. 145) y eventos freatomagmáticos finales con formación de flujos piroclásticos (Fig. 146 a y b) e incremento de la sismicidad. La erupción finaliza el día 29, cambiando la morfología y la apariencia del volcán que pierde su habitual fumarola (Fig. 147). En la siguiente tabla se recogen las fases y dinámicas de la erupción

Figura 144. Actividad de fuentes de lava. Cortesía de USAF

18 de marzo, 1944	
16.30	Comienzo de la erupcion con una colada de lava
22.30	Velocidad de la colada en el Valle del Gigante 10m/h
23.00	Extensión de la colada hacia el W, El funicular es interrumpido entre las estaciones de Eremo y Funcular inferior. Un nuevo flujo de lava se dirigehacia el SW.
19 de marzo	
11.00	TLa colada N. Rebasa el límite del Fosso della Vetrana. Se incrementa la actividad explosiva con emisión de lapilli y escoria hasta 150 m
20 de marzo	
Tarde	Volumen de emisión de la colada norte: ~200.000 m3/h
Noche	Incremento de la actividad efusiva, un nuevo flujo se sobrepone a la colada norte a las 6.30 la nueva colada alcanza el Fosso della Vetrana
21 de marzo	
01-02 am	San Sebastiano y Massa son alcanzadas por la colada de lava. Velocidad del frente ~50-100 m/h
II Fase	
21 17 h	Al comienzo de la seguda fase (fuentes de lava) escoria y lapilli son lanzados a una altura entre 500-2000 m. Decrece el avance de la lava lava. La rápida y abundante caída de escorias genera avalanchas calientes. I fuente 17.15-17.35 , II fuente 20.10-20.30 , III fuente 22.00-22.25
22 de marzo	
01.40-02.10 03.45-04.03 05.35-06.15 06.30-07.05	IV fuente V fuente VI fuente VII fuente
III Fase	
07.31, a 17.50	VIII fuente con la formación de una columna eruptiva sostenida. Desde 500-1000 m caen sobre Poggiomarino. Desde 10.000 m escoria sobre S.Giuseppe (máximo diámetro 5 -15 cm). Desde las 12.48 las fuentes de lava transformadas en columna de ceniza that alcanzan una altura de ~5-6 Km sobre el borde del cráter. La actividad se acompaña de la formación de pequeños flujos piroclásticos sobre las laderas del cono. Esta actividad termina a las 17.50
IV Fase	
20.00	Nueva caída de cenizas sobre S. Giuseppe
21.00	Varias explosiones con la emisión de dos columnas diferenciadas sobre el margen S y N del cráter.
23 de marzo	Caída de cenizas y fragmentos líticos sobre Torre del Greco; en S.Giuseppe tiene lugar la caída de lapilli incrustado dentro de una capa de hielo. Una crisis sísmica tiene lugar ente las 11 y las 12h. Caída de lapilli rojo, cristales y pumita de pequeño tamaño sobre Poggiomarino. Este tipo de actividad contnúa con pérdida de intensidad hasta el 29This kind of activity continue with a decreasing intensity until the 29. A lo largo de la erupción el cráter se ha modificado habiendo perdido un volumen 25x106 m3 y adquirido una profundidad de 300 m.

TABLA 2. Fases y características dela erupción de 1944. Fuente: Santacroce y Sbrana, 2003

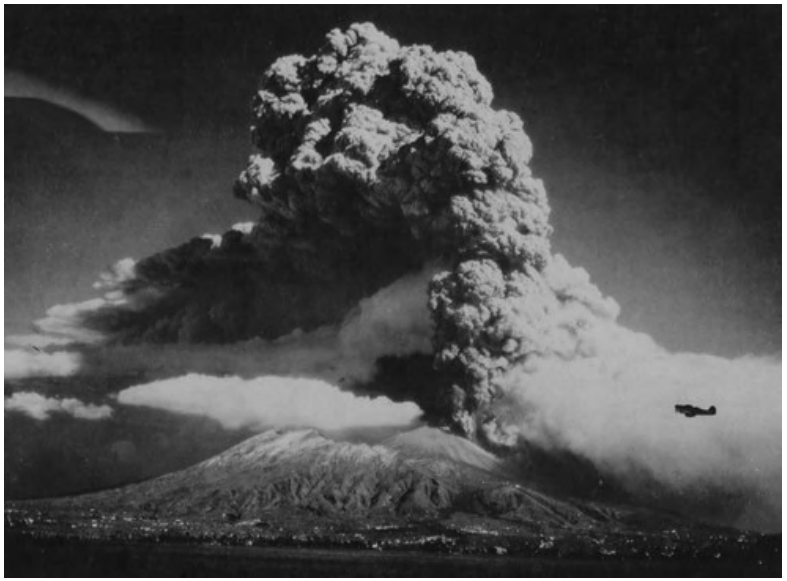


Figura 145 a. Columna eruptiva desplazándose hacia el NE.
Cortesía de meteoweb.eu

Figura 145 a. Columna eruptiva desplazándose hacia el NW.
Cortesía de meteoweb.eu

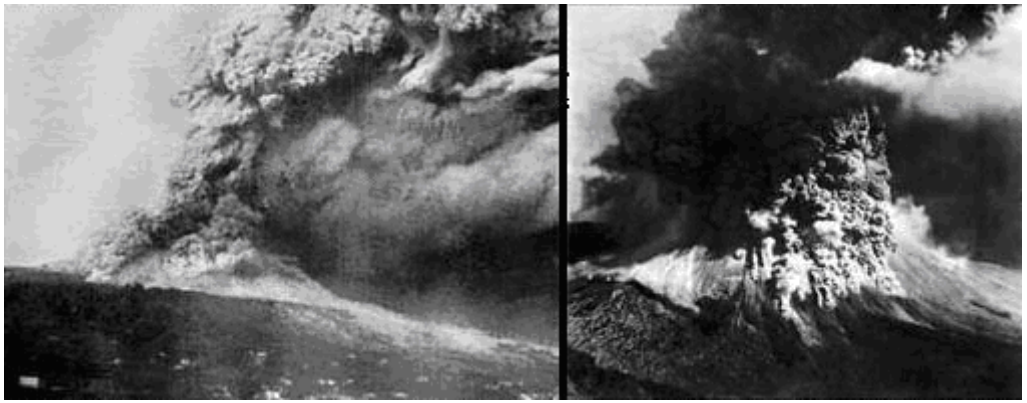


Figura 146 a y b. Formación de flujos piroclásticos
Cortesía del INGV

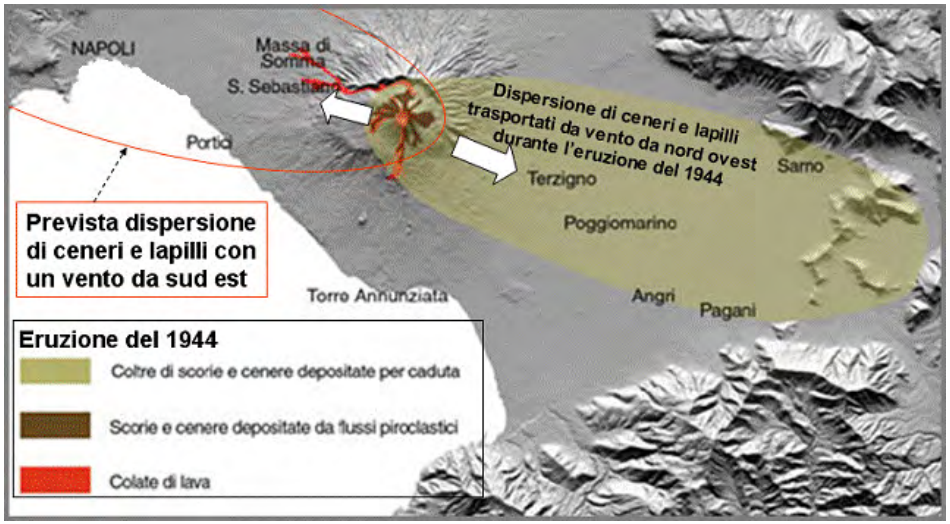
6.1.8.1.- Efectos de la erupción.- La erupción del Vesubio de 1944 tiene un especial impacto en la población napolitana que asume una nueva catástrofe que se añade a los sufrimientos provocados por la guerra (Malaparte, C. *"La pelle"* 1949). Tiene lugar poco tiempo después de la llegada a Nápoles de las fuerzas aliadas. Las ciudades de San Sebastiano y Massa Somma son parcialmente destruidas (Fig. 147 a y b). La base aliada de Terzigno sufre importantes daños con pérdida de 88 aviones de combate (Fig.148), claves en el avance aliado hacia Roma, como consecuencia de la vaporización y explosión de depósitos de agua afectados por las lavas.

Figura 147 a. Colada de lava en el duomo de Massa. vesuvioinrete.it

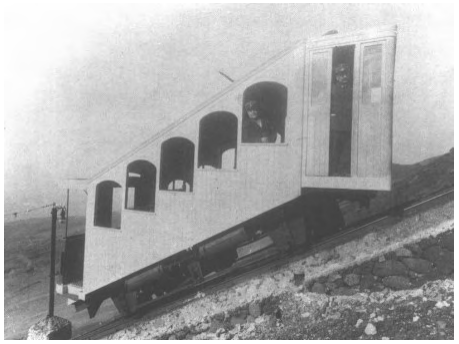
Figura 147 b. Massa parcialmente engullida por las coladas. vesubioinrete.it

Numerosas personas mueren o quedan heridas por efecto del hundimiento de techumbres. La ceniza invade el entorno del volcán, con desplazamiento hacia el W-NW (Fig. 149 a y b). Durante tres años los campos de cultivo, especialmente los viñedos, quedan arruinados o con dificultades para producir nuevas cosechas. Como suceso anecdótico se debe comentar la destrucción del Funicular del Vesubio (Fig. 150 a y b)

Figura 148 a y b. Soldados americanos limpiando la ceniza de los aviones de combate. vesuvioinrete.i



Figuras 149 a y b. Limpieza de la ceniza en una ciudad del entorno del Vesubio y dispersión de la ceniza de la erupción de 1944. Cortesía del INGV



Figuras 150 a y b. Estación del Funicular y vagón empleado en los años 30. Cortesía de vesuvioinrete.it

6.1.8.2.- Cambios geomorfológicos.- Tras la erupción del año 1944 s prducen importantes cambios en la morfología del volcán. La cima se modifica sustancialmente (Fig. 151 a y b) produciéndose un desfondamiento del cráter anterior a la erupción, de alrededor de 300 m. Otro hecho relevante es el cese de la actividad fumarólica.

Figuras 151 a y b. Cráter del Vesubio antes y después de la erupción de 1944

Otas modificaciones geomorfológicas de menor impacto son los rellenos que se producen en el Atrio del Cavallo (Fig.152 a) por las coladas emitidas y las avalanchas de spatter que se acumulan en las laderas y en la base del cono (Fig. 152b y 153). En el borde del cráter se puede seguir la secuencia eruptiva de 1944 en función de los materiales emitios y acumulados (Fig. 154).

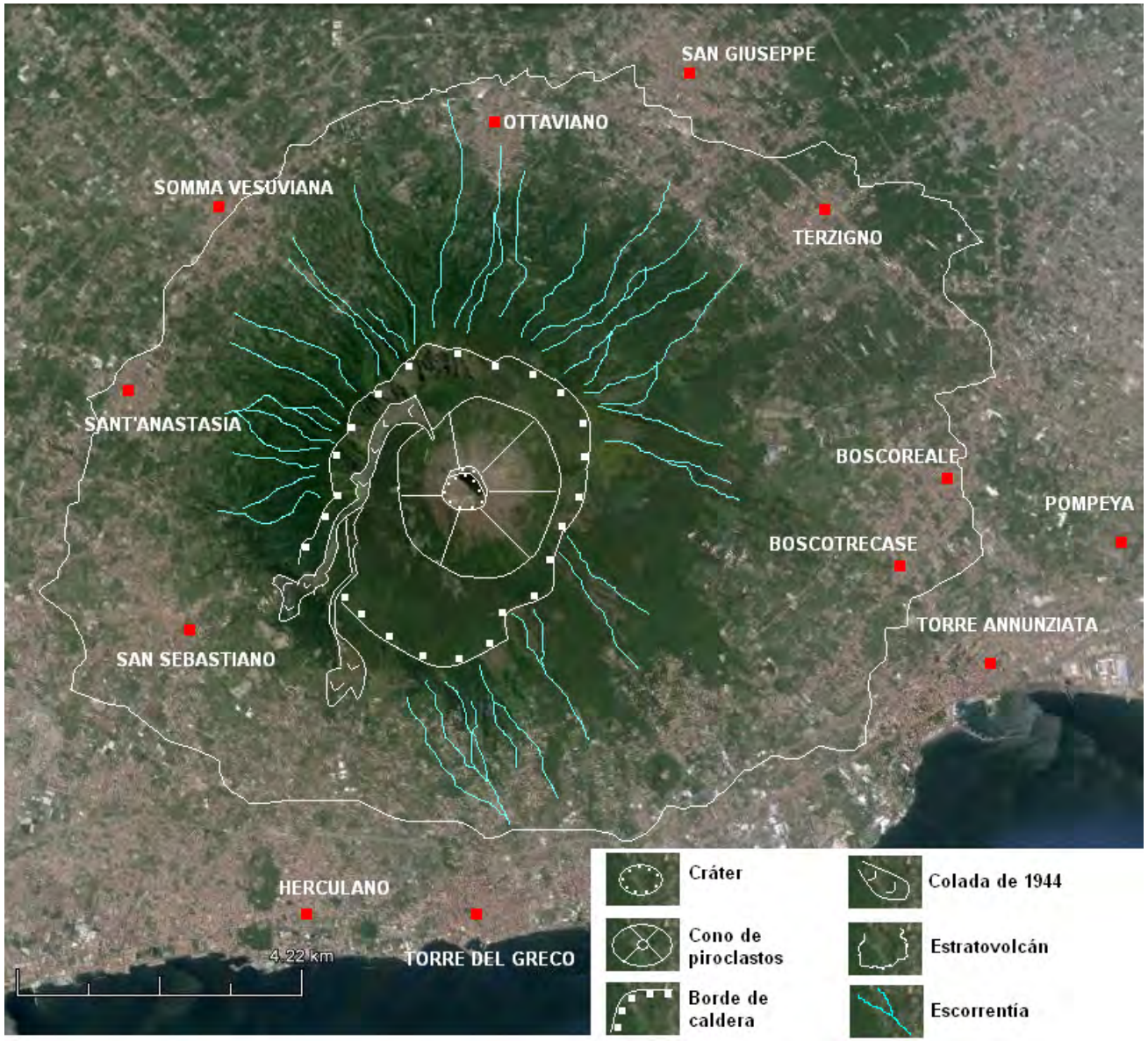


Figura 152 a. Modificaciones geomorfológicas e caldera del Somma. Orsi *et al*. 2004

Figura 152 b. Esquema geomorfológico del Som Vesubio con los núcleos de población

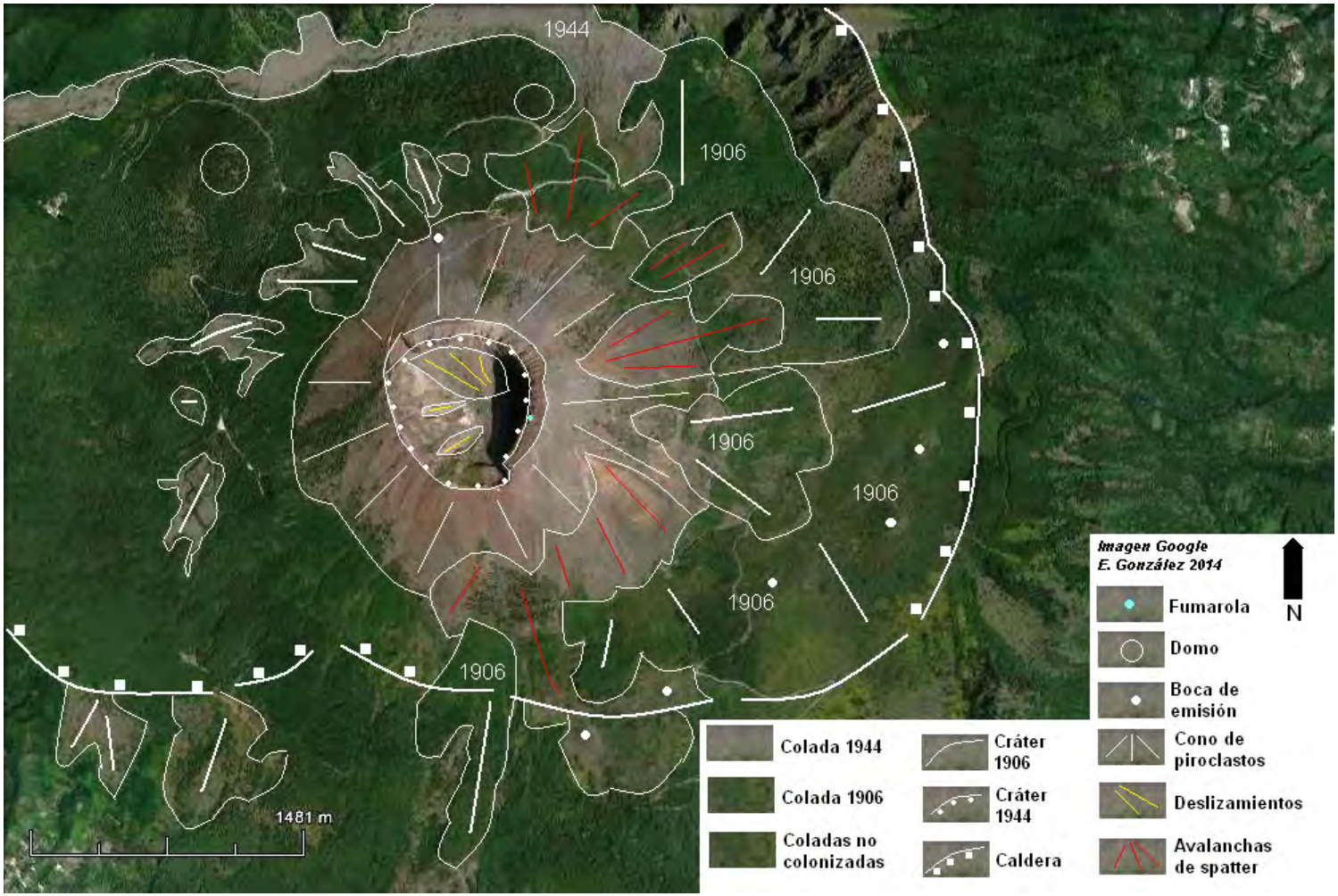


Figura 153. Esquema geomorfológico el cono actual del Vesubio.

Figura 154. Depósitos de la erupción de 1944 en el borde del cráter

Figura 155. Detalle de los depósitos freatomagmáticos de 1944

Figura 156. Dique anti erosión en las laderas del cono

Los depósitos de 1944 que se observan en el cráter se inician con una lava masiva, de color grisáceo a la que siguen capas de escorias soldadas y spatter estratificado con formación de lavas clastogénicas. Este paquete de escorias y spatter se emite en la fase inicial de fuentes de lava.La capa más potente, emitida el 22 de marzo es la que desencadena las avalanchas de spatter que se pueden observar en las vertientes del cono (Fig. 153). Sobre este spatter se deposita lapilli vesiculado negro y gris que se intercala con capas de ceniza y bombas. La parte superior está formada por capas de lapilli violáceo (Fig.155), bombas y gruesas capas de cenizas grisis que contienen bombas y fragmentos líticos. Estas capas se corresponden con la fase final freatomagmática de la erupción.

El Vesubio presenta un importante problema de erosión en las laderas que se trata de mitigar con la construcción de barreras que no alteren la fisonomía del cono, pero que no dan resultados positivos (Fig. 156).

6.1.8.3. El Vesubio en la actualidad.- En la actualidad el Vesubio es un volcán activo en estado de reposo. Hace 70 ños de su última erupción (1944) y las condiciones de "conducto cerrado" implican que se haya en proceso de presurización que puede terminar en una potente erupcion subpliniana. Esta situación, teniendo e cuenta la gran cantidad de polación que vive en el entorno del volcán hacen necesaria una minuciosa monitorización de los tres elementos básicos para conocer la situación del volcán en cada momento: sismicidad, deformación, gases.

La sismicidad.- En el Vesubio se registran unos 100 terremotos al año (Fig. 157 a), con magnitudes débiles que sólo en raras ocasiones superan los 3 grados y son percibidos por la población. Se localizan bajo el cráter con focos superficiales que no llegan a situarse por debajo de los 5 km (Fig. 57 b). Se trata de sismo volcano-tectónicos asociados a fracturación de las rocas y no a movimiento de magma (INGV).

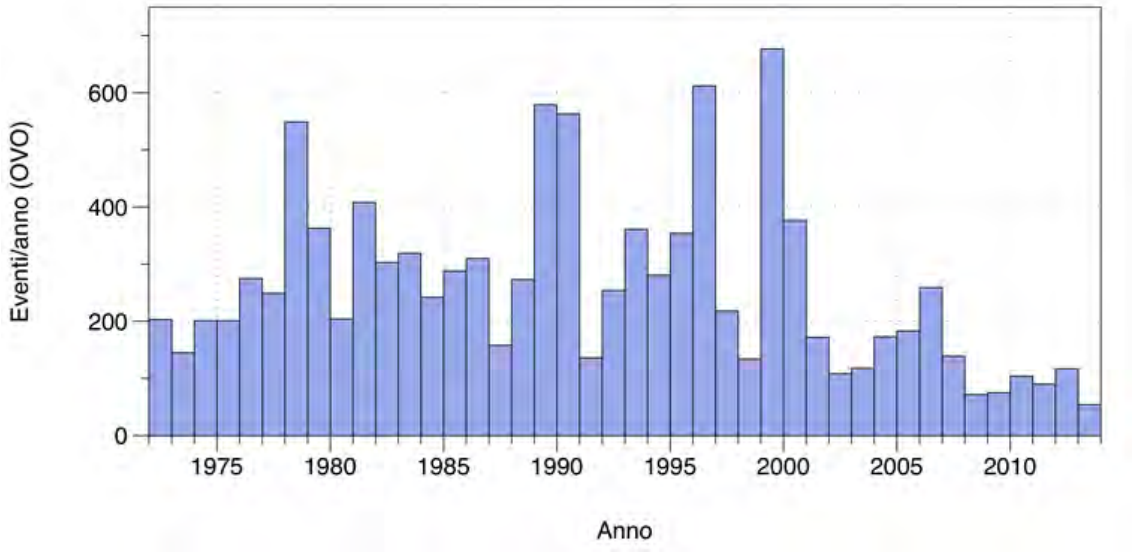


Figura 157 a. Eventos sísmicos en el Vesubio. INGV

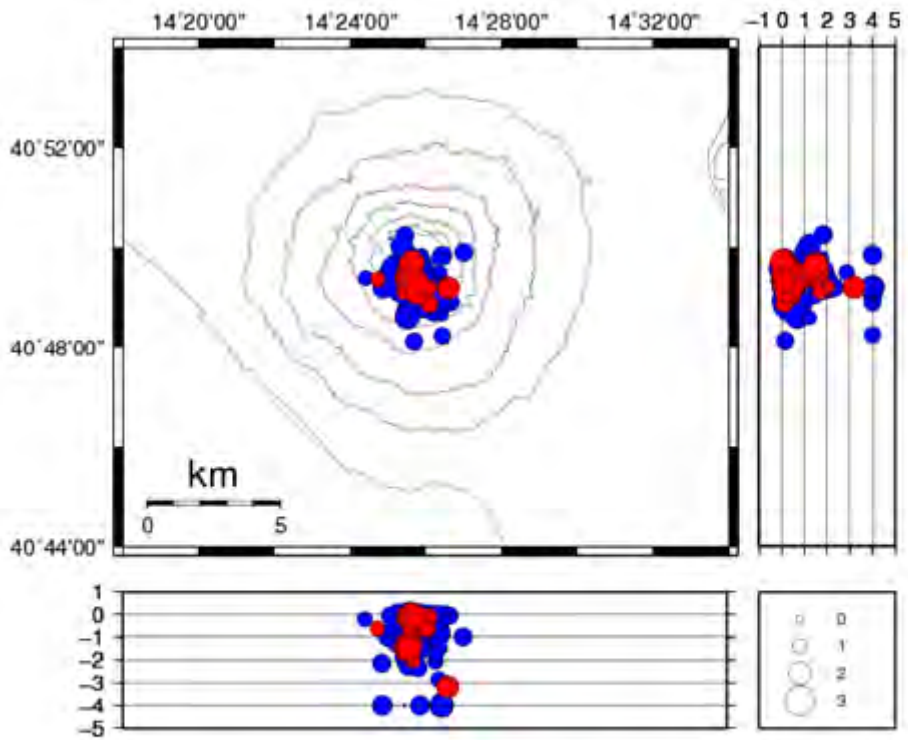


Figura 157 b. Hipocentros en el Vesubio. En azul, 2008-2012. En rojo, enero-junio 2013. INGV

La deformación. - Para detectar las posibles deformaciones en el Vesubio, la red de monitoreo (Fig. 158) está integrada por una red de GPS y una red tilmétrica en registro continuo, así como mareógrafos. Los datos obtenidos se complementan con campañas periódicas de nivelación y gravimétricas. Las medidas registradas sólo muestran débiles procesos de subsidencia asociados a compactaciones del terreno o a deslizamientos en materiales poco consolidados o sueltos sobre las vertientes del cono y del cráter (Fig. 159).

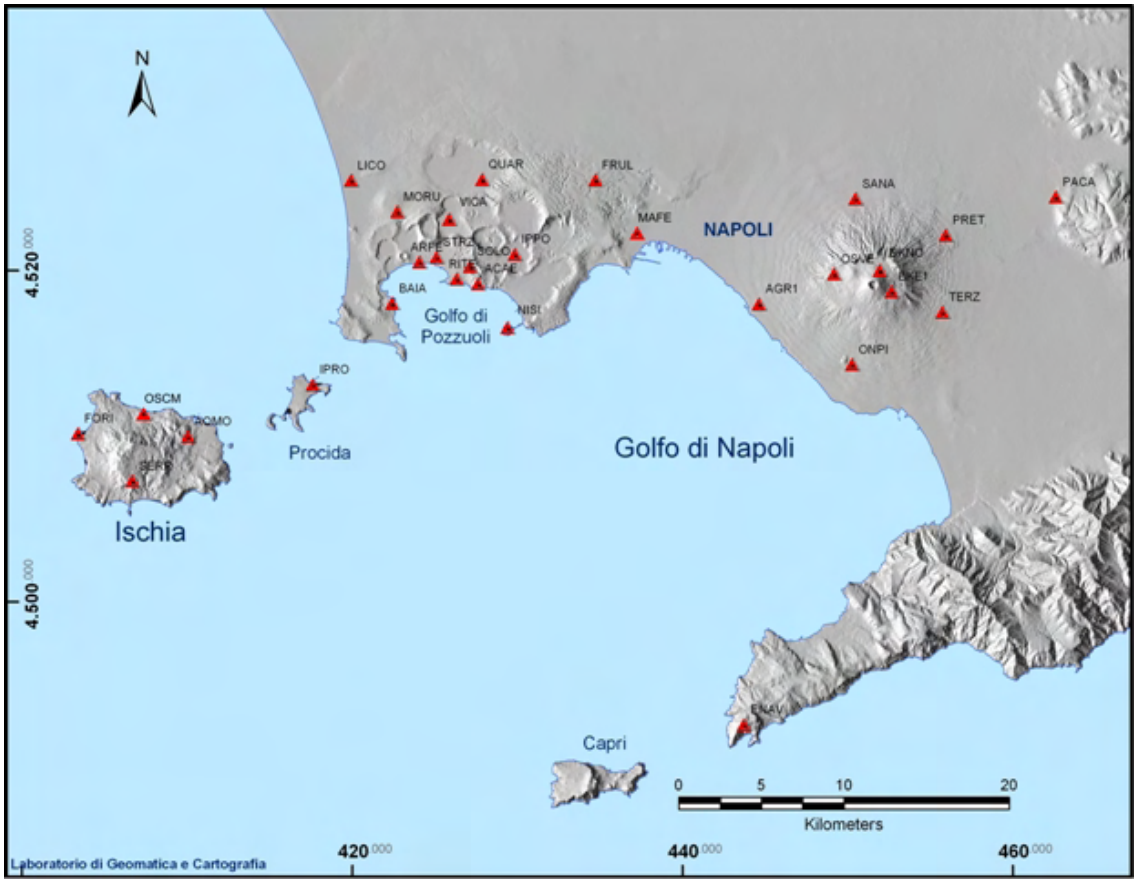


Figura 158. Red de GPS en el Vesubio, Campos Flégreos e Ischia. INGV

Los gases.- Las fumarolas del Vesubio se localizan en el fondo del cráter y en los bordes del mismo (Fig. 160). Están formadas por fluidos ricos en gases atmosféricos y tienen una temperatura comprendida entre 60 y 70ºC. Los fluidos varacterísticos son: H_2O, CO_2, H_2, H_2S N_2, CH_4 y CO. El agua es fundamentalmente meteórca y el CO_2 es fundamentalmente magmático aunque tiene un componente derivado

de la interacción del sistema hidrotermal con el sustrato carbonatado. La emisión de CO_2 por el Vesubio se estima en 100 Tm/d. La temperatura se mide mediante el uso de telecamaras infrarrojas fijas o portátil

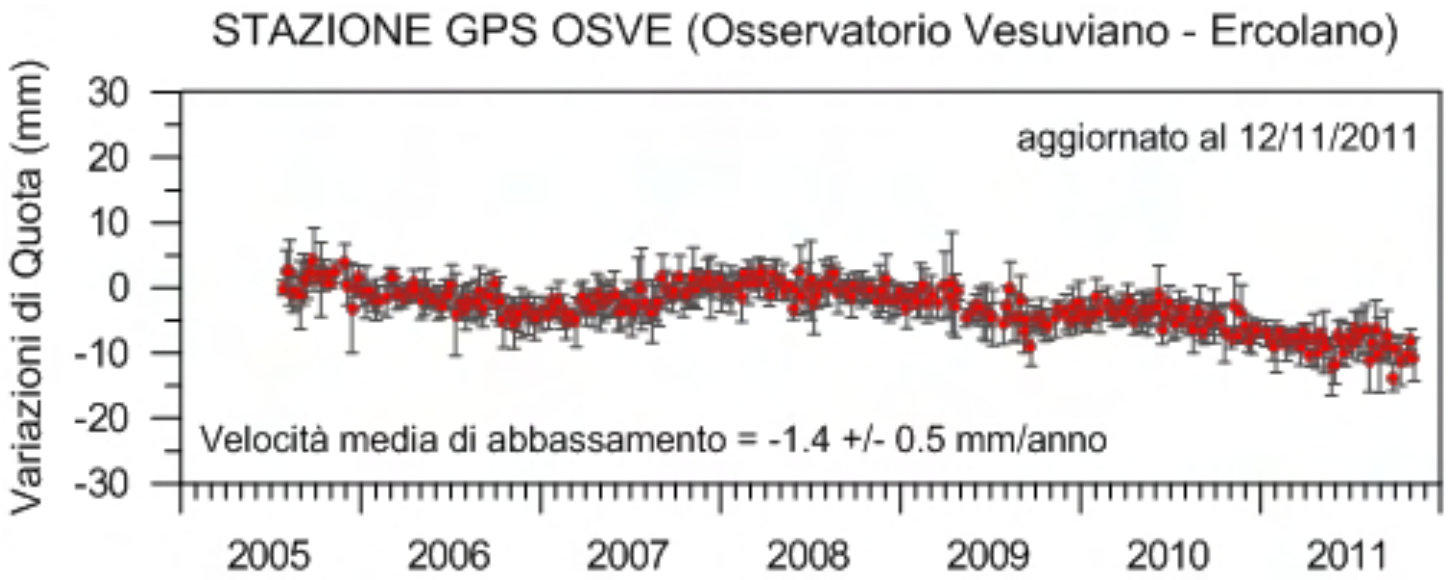


Figura 159. Deformación en el Vesubio 2005-2011. INGV

Figura 160. Fumarola en el borde del cráter del Vesubio

El riesgo volcánico.- El Vesubio es uno de los volcanes más peligrosos del mundo tanto por la violencia de sus erupciones plinianas y subplinianas como por el elevado número de población que vive en su entorno. La Protezione Civile Italiana tiene establecido un plan para gstionar el riesgo dividiendo el entorno del volcán en zonas de riesgo de cara a evacuaciones (Fig. 161).

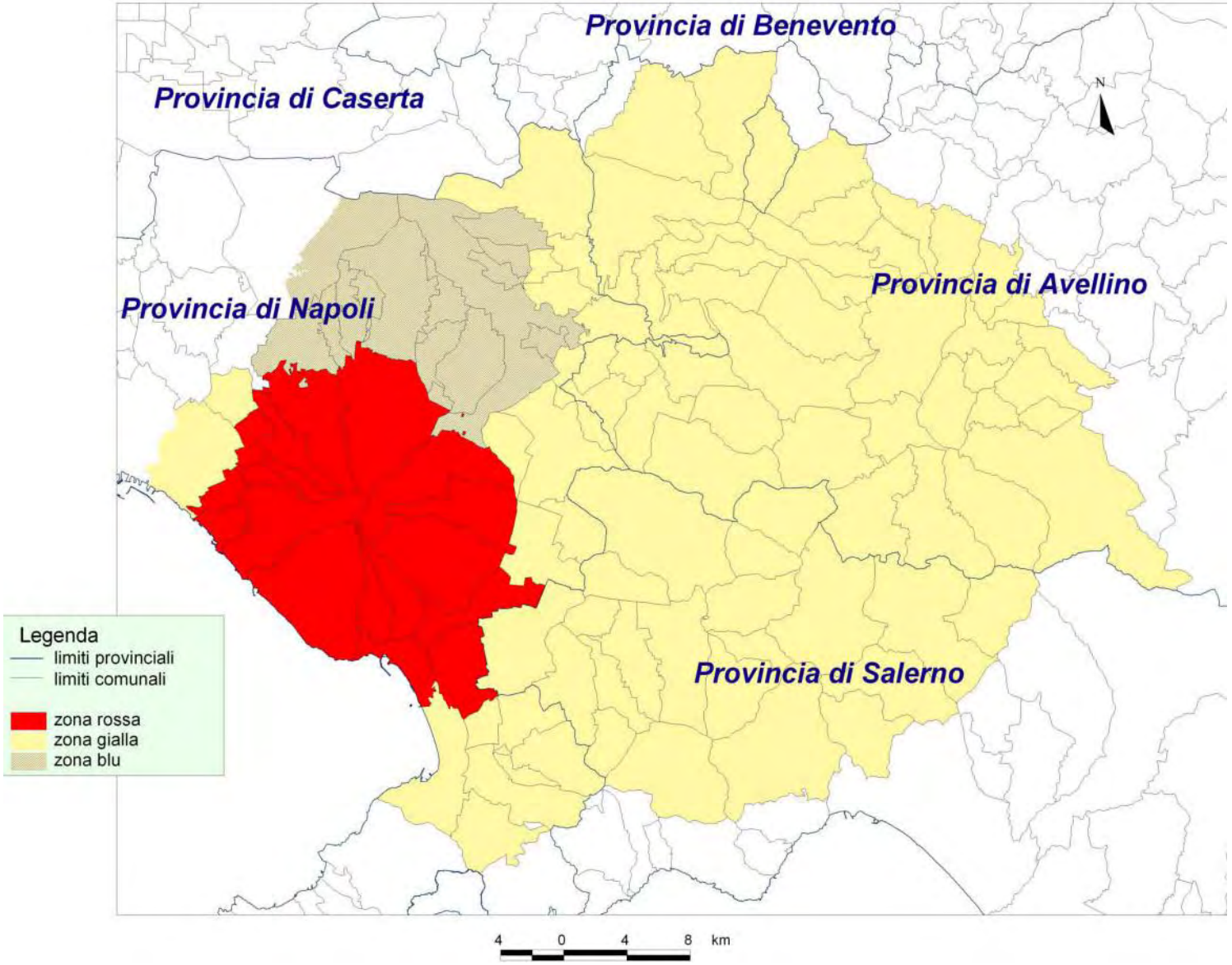


Figura 161. Zonas de riesgo volcánico en el Vesubio. Protezione Civile.

El gran número de habitantes (Dobrand, F. 2007) forzados a una evacuación en el área vesubiana en caso de una erupción subpliniana o pliniana ha dado lugar a una organización estricta de las áreas receptoras de desplazados (Fig 162) a lo largo de toda la Península Italiana

Figura 162. Provincias de recepción de los posibles evacuados. Protezione Civile.

La **zona roja** es la que se encuentra el el entorno inmediato del volcán. La peligrosidad estriba en el alto riesgo de afectación por flujos piroclásticos. Esta zona es la que sería inmediatamente evacuada al inicio de la erupción. Tiene una extensión de 200 km2 y una población de 550.000 habiantes. La **zona amarilla** es la que se encontraría afectada por caída de piroclastos, la cual estará en función de las características de las columnas eruptivas y de las condiciones climatológicas del momento en que se produzca la erupción. El riesgo se asocia al posible colapso de las techumbres por el peso de la ceniza. Se verían muy afectadas las comunicaciones de todo tipo, las infraestructuras y la agricultura y ganadería. La **zona azul** se localiza dentro de la anterior. Está afectada de riesgos de inundación y de aluvionamiento al estar circunscrita a la cuenca de Nola que tiene unas características hidrogeológicas que la hacen proclive a sufrir este tipo de peligros. Tambien puede verse afectada por la caída de liroclásticos, lapilli y ceniza.

7. LAS CIUDADES SEPULTADAS EN LA ERUPCIÓN DEL AÑO 79

En las ciudades sepultadas por la erupción del año 79 se puede observar como era la vida en la roma imperial y también unos perfectoscortes de los depósitos de la misma. Deben visitarse en conjunto de las cuatro enclaves por las características de cada núcleo y por la afectación que la erupción les infirió. Sería recomendable la lectura de "Pompeya" de Robert Harris (2004) y Pompeya. La ciudad viva de Alex Butterworth y Ray Laurence (2007).

Pompeya.- Es en su origen una colonia que pronto se desarrolla en función de la actividad comercial que le confuere su proximidad al mar (Pompeya se encontraba muy próxima al litoral, en la desembocadura del río Sarno. Contaba con la Puerta Marina que ponía en comunicación a la ciudad con su puerto. La erupción modifica sustancialmente la topografía y la morfología del entorno pompeyano, cambiando el trazado del litoral y modificando el trazado del Sarno. Pompeya es una ciudad portuaria, comercial e industrial y eso le confiere una expansión urbana muy notable, acompañada de un cosmopolitismo único en las ciudades e la bahía.. También condiciona el trazado urbano y el tipo de vivienda. No encontramos en la ciudad las expléndidas villas residenciales de la costa o de Miseno, sino en contadas ocasiones. Hay que tener en cuenta la destrucción de la ciudad con el terremoto del año 62 y la reconstrucción posterior que el

año 79 aún no había finalizado. Esto puede observarse en la actualidad en algunas de las casas y monumentos exhumados. Pompeya es una ciudad de tiendas, comercios e industrias y serviciosdoada de una vitalidad y pujanza económica exultante que se reconoce en la monumentalidad de los edificios públicos, templos, foro, escuela de gladiadores, mercado…

Pompeya es afectada tanto por la intensa caída de piroclastos que provoca el hundimiento de muchos tejados, y posteriormente por flujos piroclásticos que son los que han permitido que el grado de conservación haya sido muy aceptable al "sellar" la ciudad y evitar el deterioro por humedades y el contactodirecto con la atmósfera (Fig. 163) . También ha permitido la obtención de los moldes de los muertos en la erupción lo que también nos permite lanzar hipótesis sobre las características y el impacto de las corrientes piroclásticas sobre la ciudad.

Pompeya se empieza a excavar en 1748, bajo el reinado de Carlos de Borbón, rey de las Dos Sicilias. En un principo las excavaciones se llevan a cabo de forma desordenada lo que supuso destrucción y "perdida" de obras de arte y objetos preciosos. Con la dominación francesa, a comienzos del XIX las ecavaciones se intensifican, continuándose la "perdida" de obras de valor incalculable. Se excaban entre mediados del XVIII y el inicio del XIX la necrópolis de la puerta de Herculano, el templo de Isis (deidad de origen egípcio) y parte del entorno del teatro, así como el foro y el anfiteatro y la primera gran villa llamada Casa del Fauno. Posteriormente, tras la unificación de Italia, Se sistematiza el proceso de excavación al encargarse de la misma Giuseppe Fiorelli. Se traza un plan para proteger las zonas ya excavadas y se envían los objetos de más valor al museo de Nápoles.Es en esta época cuando se emplea la técnida de llenar con yeso los huecos dejados por ls cadáveres de los abitantes muertos en la erupción. Ya en el siglo XX aumenta considerablementeel área excavada, orientándose los trabajos hacia el este de la ciudad (Fig.164). En la primera mitad del siglo se excava la necrópolis de la puerta de Nocera y las gandes residencias. Recientemente se excava en el sustrato inferior (zona afectada por el terremoto del año 62). La crisis económica ha supuesto una ralentización en las excavaciones, así como un importante deterioro en zonas ya excavadas. Para corregir el peligro que se cierne sobre la ciudad se ha establecido en 1011 el llamado "Gran Proyecto Pompeya". Consultar: http://www.pompeiisites.org/Sezione.jsp?titolo=Storia+degli+scavi&idSezione=56

Figura 163. Templo excavado en Pompeya. Se advierte el falso boato con columnas de ladrillo recubiertas de delgadas láminas de marmol

Figura 164. Plano de las excavaciones de pompeya. treccanit.it

Herculano.- La ciudad de Ercolano llamada Resina y posteriormente Herculano en recuerdo de la antigua ciudad, se sitúa sobre un pomontorio entre las laderas del Vesubio y el mar(Fig. 165). Administrativamente era un núcleo dependiente de Nápoles que tenía un uso residencial. Herculano se ha conservado mejor que Pompeya ya que no es afectada directamente por la caída de ceniza sino por flujos piroclásticos lo que ha permitido la conservación de techumbres con sus aparejos de vigas y cornisas.

Figura 165. Casa con la techumbre conservada en Herculano

Herculano se empieza a excavar en 1738 en una zona en la que ya se habían encontrado restos en 1709. Se localizan el teatro, la basílica y la extraordinaria "Villa de Los Papiros". Sin embargo los peligrosos derrumbes y las emanaciones de gas hacen que se abandonen las excavaciones. Estas se reanudan en siglos posteriores con bastante irregularidad. En la actualidad el 75% de la ciudad permance sepultada (Fig. 166).

Oplonti. Las excavaciones arqueológicas de Oplonti se encuentran dentro del casco urbano de Torre Annunziata, anteriormente la zona suburvial de Pompeya. Los dos centros excavados son la llamada "Villa de Popea" y la "villa de Cassius Tertius". En este área sepultada por los iroclastos de caída y las corrientes piroclásticas de la erupción del Vesubio, se han encontrado numerosos cuerpos, así como monedas de oro y plata y numerosas y valiosas piezas de orfebrería.

Figura 166. Excavaciones en Herculano. aenaria.com

También se reconocen los mejores y más completos cortes con la sucesión de depósitos de la erupción (Fig. 132 y siguientes). La villa de Popea es un lujoso palacio del que se pueden apreciar las estancias decoradas con frescos del más genuino "estilo pompeyano", los jardines en los que se reconocen los tocones de árboles segados por los flujos piroclásticos (Fig. 167) y la piscina. En la villa, la violencia de las corrientes piroclásticas se oberva en las puertas arrancadas y desplazadas hacia el interior de la mansión (Fig. 168)

Figura 167. Tocones de árboles en los jardines de la Villa de Popea

Figura 168. Puertas arrancadas y englobadas en flujos piroclásticos

Stabia. - Este enclave jugaba un papel estratégico en la economía del área de la bahía. Era un espacio muy poblado con numerosas villas residenciales de veraneo (Fig. 169), situadas sobre una colina. Stabia contaba con numerosos barrios muy poblados, termas y monumentos edificados y decorados con gran ornato.

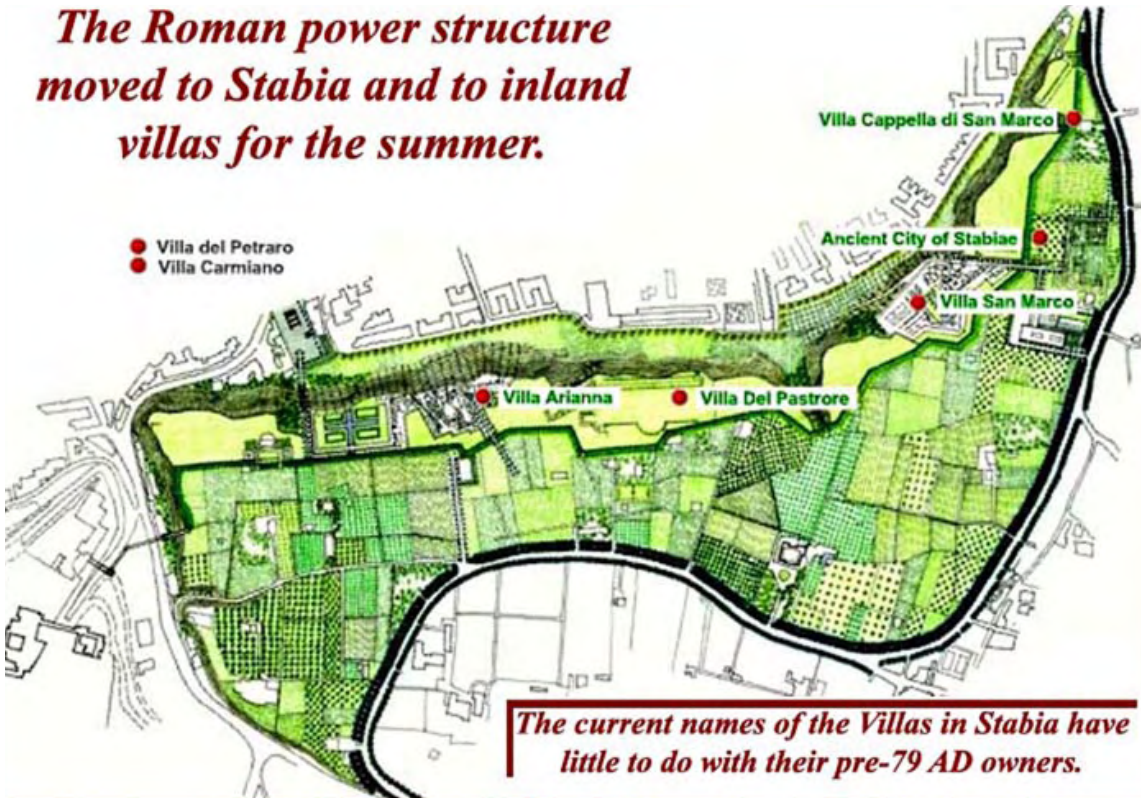


Figura 169. Villas de veraneo en la colina de Stabia

REFERENCIAS

AUGER, M.; GASPARINI P.; VIRIEUX J. & ZOLLO A. (2001): "Seismic evidence of an extended magmatic sill under Mt. Vesuvius", *Science,* 294, 1510-1512.

AULINAS, M.; CIVETTA, L.; DI VITO, M.A.; ORSI, G.; GIMENO, G. & FERNÁNDEZ-TURIEL, J.L. (2008): "The "Pomici di mercato" Plinian eruption of Somma-Vesuvius: magma chamber processes and eruption dynamics". *Bull Volcanol* 70:825–840

BARBERI, F. & LEONI L. (1980): "Metamorphic carbonate ejecta from Vesuvius Plinian eruptions: Evidence of the occurrence of shallow magma chambers", *Bull. Volcanol*., 43, 108-120.

CIONI, R. (2000): "Volatile content and degassing processes in the A.D. 79 magma chamber at Vesuvius (Italy)", *Contrib. Mineral. Petrol*., 140, 40-54.

BRACCINI, G.C. (1632): *Dell'incendio fattosi nel Vesuvio a XVI di dicembre MDCXXXI e delle sue cause ed effetti*, Roncagliolo, Napoli

CIONI, R.; LONGO A.; MACEDONIO G.; SANTACROCE R.; SBRANA A.; SULPIZIO R.; ANDRONICO D.; (2003): "Assessing pyroclastic fall hazard through field data and numerical simulations: Example from Vesuvius". *J. Geophys. Res*. 108 (B2),

CIONI, R.; SANTACROCE R. & SBRANA A. (1999): "Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius caldera*". Bull. Volcanol*., 60, 207-222.

CIONI, R. MARIANELLI, P. & SANTACROCE, R. (1998): "Thermal and compositional evolution of the shallow magma chambers of Vesuvius: Evidence from pyroxene phenocrysts and melt inclusions" *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, 277-294,

CIVETTA, L.; SANTACROCE R. (1992): "Steady state magma supply in the last 3400 years of Vesuvius activity". *Acta Vulcanologica,* Pisa 2, 147-159.

CHESTER, D.K.; DUNCAM, A. M. ; WETTON, P. & WETTON, R. (2007): "Responses of the Anglo-American military authorities to the eruption of Vesuvius, March 1944", *Journal of Historical Geography* 33 168-196

DOBRAN, F.(2007): "Urban Habitat Constructions Around Vesuvius: Environmental Risk and Engineering Challenges" En: *Urban Habitat Constructions under Catastrophic Events*, Prague, Pp. 30-31,

DI RENZO, V.; DI VITO M.A.; ARIENZO I.; CARANDENTE A.; CIVETTA L.; D'ANTONIO M.; GIORDANO F.; ORSI G. & TONARINI, S. (2007): "Magmatic history of Somma-Vesuvius on the basis of new geochemical and isotopic data from a deep borehole (Camaldoli della Torre)". **J. Petrol**., 48, 753-784,

DI VITO, M.A.; SULPIZIO, R.; ZANCHETTA, G. & D'ORAZIO, M. (2008); "The late Pleistocene pyroclastic deposits of the Campanian Plain: New insights into the explosive activity of Neapolitan volcanoes". *J. Volcanol. Geotherm. Res*., 177, 19-48.

DI VITO, M.A.; ZANELLA, E.; GURIOLI, L.; LANZA, R.; SULPIZIO, R.,; BISHOP, B.; TEMA, E.; BOENZI. B, & LAFORGIA E. (2009): "The Afragola settlement near Vesuvius, Italy: The destruction and abandonment of a Bronze Age village revealed by archaeology, volcanology". *Earth Planet. Sci. Lett*., 277, 408-421.

GURIOLI, L.; CIONI, R.; SBRANA, A. & ZANELLA E. (2002): "Transport and deposition from pyroclastic flows over densely inhabited areas: Herculaneum (Italy)". *Sedimentology*, 46, 1-26.

GURIOLI, L.; ZANELLA, E.; PARESCHI, M.T. & LANZA, R. (2007): "Influences of urban fabric on pyroclastic density currents at Pompeii (Italy): 1. Flow direction and deposition", *J. Geophys. Res*., 112,

GURIOLI, L.; SULPIZIO, R.; CIONI, R.; SBRANA, A.; SANTACROCE, R.; LUPERINI, W. & ANDRONICO D. (2010): "Pyroclastic flow hazard assessment at Somma-Vesuvius based on the geological record". *Bull Volcano.l* 72: 1021-1038

IMBÒ G. (1945): "Il parossismo vesuviano del Marzo 1944", *Rend. Acc. Sc. Fis. Mat*. IV, XIII, 309-325

IMBÒ G. (1949): "L'attività eruttiva vesuviana e relative osservazioni nel corso dell'intervallo 1906-1944 ed in particolare del parossismo del Marzo 1944", *Ann. Oss. Ves., Ser*. V, 185-380

LIMA, A.; DANYUSHEVSKY; L.V.; DE VIVO, B. & FEDELE L. (2003): "A model for the evolution of the Mt. Somma-Vesuvius magmatic system based on fluid and melt inclusion investigations", En. De Vivo y Bodnar, Edit. *Melt Inclusions in Volcanic Systems: Methods, Applications and Problems*. Elsevier, New York. pp. 227-249

MELE, D.; SULPIZIO, R.; DELLINO, P. & LA VOLPE, L. (2011): "Stratigraphy and eruptive dynamics of a pulsating Plinian eruption of Somma-Vesuvius: the Pomici di Mercato (8900 years B.P.)". *Bull. Volcanol*. 73, 257-278.

MERCALLI G. (1906): "La grande eruzione vesuviana cominciata il 4 aprile 1906", *Mem. Pont. Acc. Rom. Naz. Lincei*, XXIV, 307-338

ORSI, G.VITA, S. DI VITO, M.A. & ISAIA, R.(2004): "The neapolitan active volcanoes (Vesuvius, C. Flegrey and Ischia) Science and impact os human life" 32 Congress International, Geológical.

PIOCHI, M.; AYUSO, R. A.; DE VIVO, B. & SOMMA, R. (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.

QUARENI, F.; MORETTI, R.; PIOCHI, M. & CHIODINI, G. (2007): "Modeling of the thermal state of Mount Vesuvius from 1631 A.D. to present and the role of CO_2 degassing on the volcanic conduit closure after the 1944 A.D. eruption", *J. Geophys. Res.*, 112,

ROLANDI, G.; BARRELLA, A.M. & BORRELLI, A. (1993): "The 1631 eruption of Vesuvius", *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 58, 183-201.

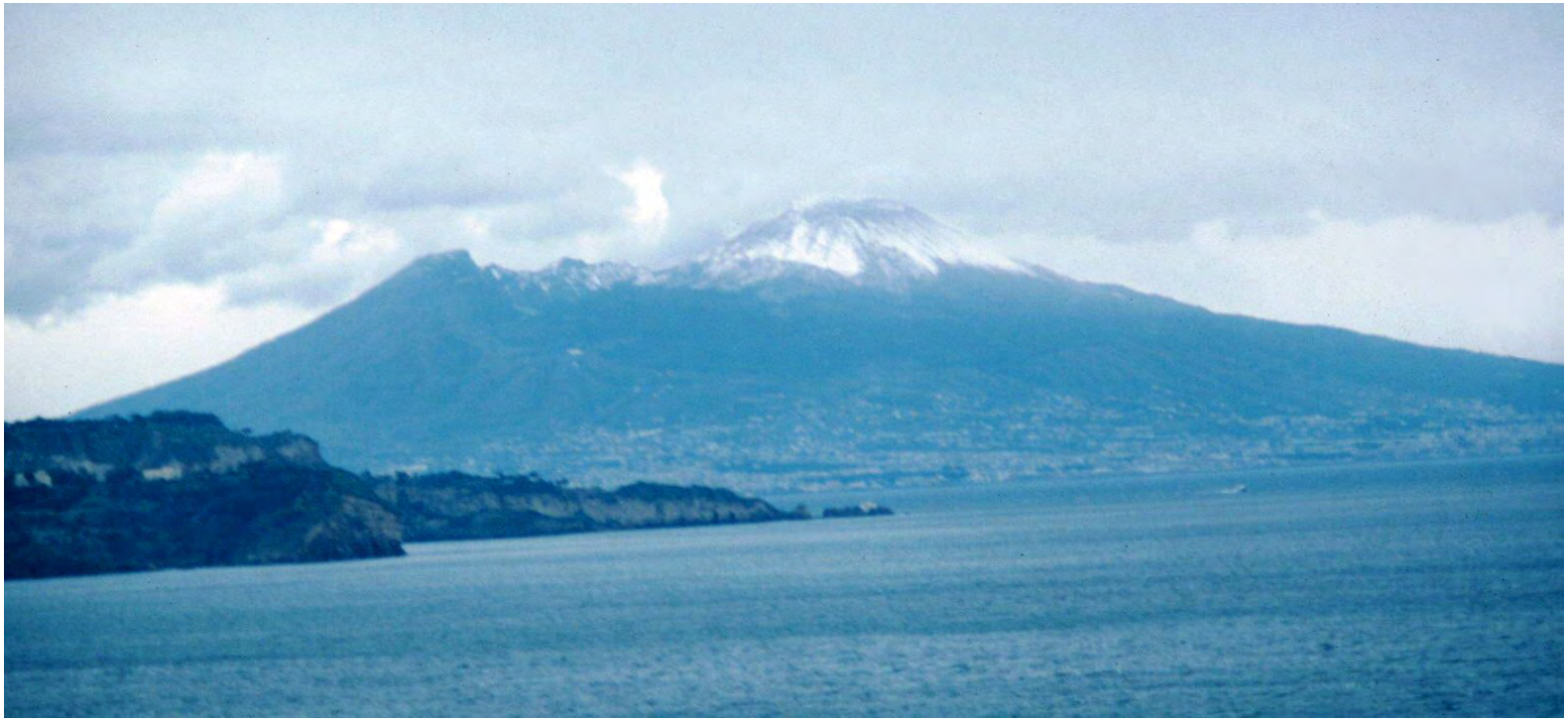
ROSI M. & SANTACROCE R. (1983),: T"he AD 472 Pollena eruption: volcanological and petrological data for this poorly-known, plinian-type event at Vesuvius". *J. Volcanol. Geotherm. Res*. 17, 249-271.

ROSI, M., PRINCIPE, C. & VECCI, R (1993): "The 1631 Vesuvius eruption. A reconstruction based on historical and stratigraphical data". J. Volcanol. Geotherm. 58, 101-132

RUSSO, G. GIBERTO, G. & SARTORIS, G. (1997): "Numerical modeling of surface deformation and mechanical stability of Vesuvius volcano, Italy" JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 102, 785-800

SULPIZIO, R.; CIONI, R.; DI VITO, M.A.; MELE, D.; BONASIA, R. & DELLINO, P. (2010): "The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP) part I: stratigraphy, compositional variability and eruptive dynamics". *Bull. Volcanol*. 72, 539-558.

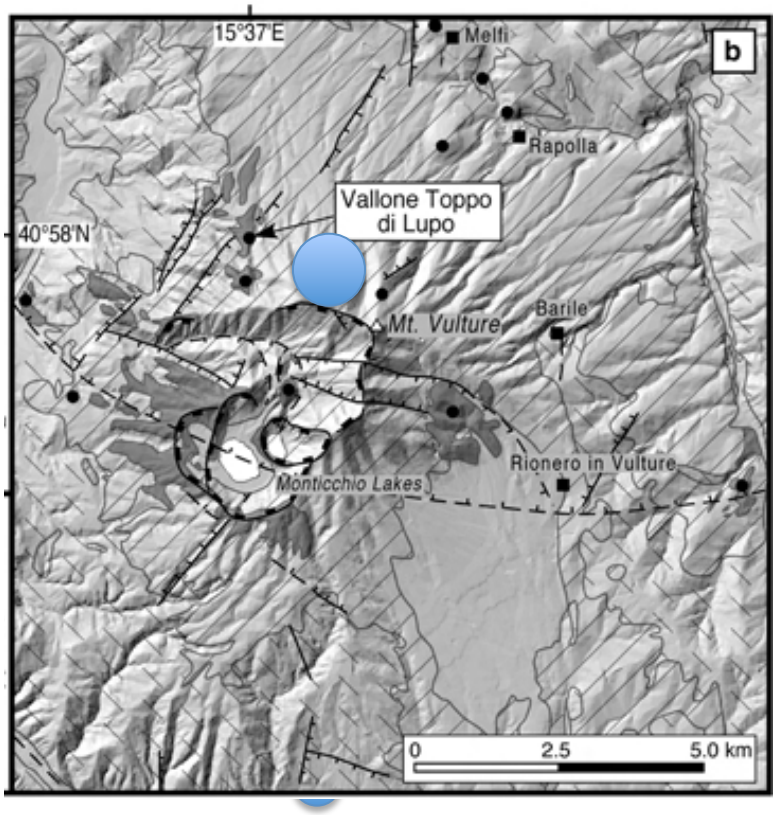
VOGUEL, M.; MARKER, M. &SEILER, F. (2011): "Revised modelling of the post-AD 79 volcanic deposits of Somma-Vesuvius to reconstruct the pre-AD 79 topography of the Sarno River plain (Italy)". *Geologica Carpathica*, 62, 5—16



EL VESUBIO DESDE MISENO

ITINERARIOS POR LA PROVINCIA MAGMÁTICA LUCANA:

ESTRATOVOLCÁN VULTURE



PARADAS DE TRABAJO

1. Cantera de San Antonio, en Rionero. Reconocimiento de depósitos volcánicos de Vulture

2. Cantera de San Giovani en Barile. Reconocimiento de depósitos de avalancha tipo "Saint Helens" de Vulture

3. Melfi. Reconocimiento de las foiditas con Hauyna del Domo de Melfi. Reconocimiento de la utilización del material volcánico en la construcción

4. Gaudianello. Reconocimiento de depósitos de ignimbritas del sistema de Foggianelo

5. Montichio. Reconocimiento de los maares de la última fase eruptiva en Vulture. Valor turístico y recreativo de los lagos

En todas las paradas se valorará el uso de los recursos volcánicos

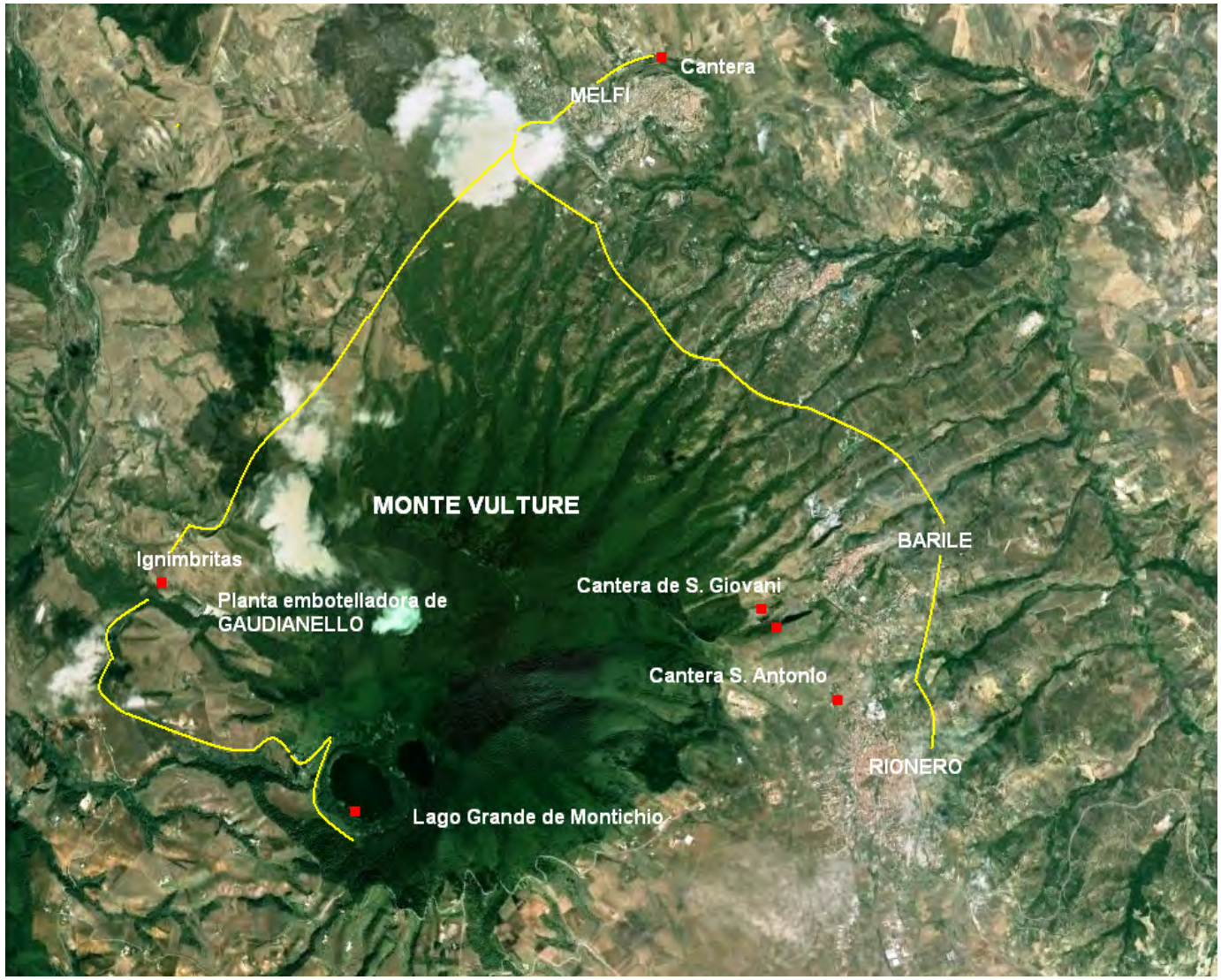


Figura 170. Itinerarios de trabajo IX y X

Figura 171. Detalle de los itinerarios en el entorno del Monte Vulture

1. EL ESTRATOVOLCÁN VULTURE

El Monte Vulture es un conplejo volcánico, de edad pleistocena, que se levanta al sur de Los Apeninos, y pertenece a la llamada "Provincia Magmática Lucana". Se sitúa en una fosa tectónica, emplazándose entre los valles del río Ofanto y Arcidiaconata (Fig. 172). El volcán se edifica sobre una falla transformante llamada "Línea de Vulture" (Giannandrea et al, 2006), y morfológica y estructuralmente se divide en: Monte Vulture y Montichio. El límite entre ambas estructuras se encuentra en el llamado "Sistema de Melfi" y viene marcado por la presencia de un paleosuelo relacionado con el colapso de parte del sector suroeste del volcán (Fiori et al, 1992). El edificio volcánico comprende los sistemas de Foggianelo, de Barile, de Melfi, de Montichio y del Valle del Grigi (Fig. 173 a y b). El Vulture se eleva a 1.327 m, representando el relieve más elevado del sus de Los Apeninos. Los materiales emitidos en sus fases de actividad afloran en una superficie de 180 km2.

1.1. Las rocas del complejo de Vulture

Tradicionalmente sus magmas se han asociado a la Provincia Magmática Romana, si bien sus características mineralógicas son completamente diferentes. Posteriormente se incluyen dentro de la Provincia Magmática Intraapenina, junto a los compejos de San Venanzo, Pian de Celle, Pollino y Cupaello. (Lavequia et al, 1996 y Stoppa et al, 1997). Los productos de Vulture guardan semejanza con los de la Provinca Magmática Campana por la presencia de lavas de la serie potásica y ultrapotásica subsaturadas en sílice, por lo que también se le ha asociado con zonas de subdicción. Las características geoquímicas de Vulture incluyen la abundante presencia de feldespato sódico (Haüyna) en contraposición al feldespato potásico que aparece mayoritariamente en el magmatismo de otras provincias magmáticas italianas (Stoppa et al, 2004). Las rocas van desde las basanitas a la traquifonolita con ausencias de olivino y plagioclasa (Peccerillo, 2005) habiendo pasado por diferentes estados de evolución magmática, desde foidita nefelínica y melilitita a tefrita foidítica y tefrita fonolítica (Matarrese et al, 2008).

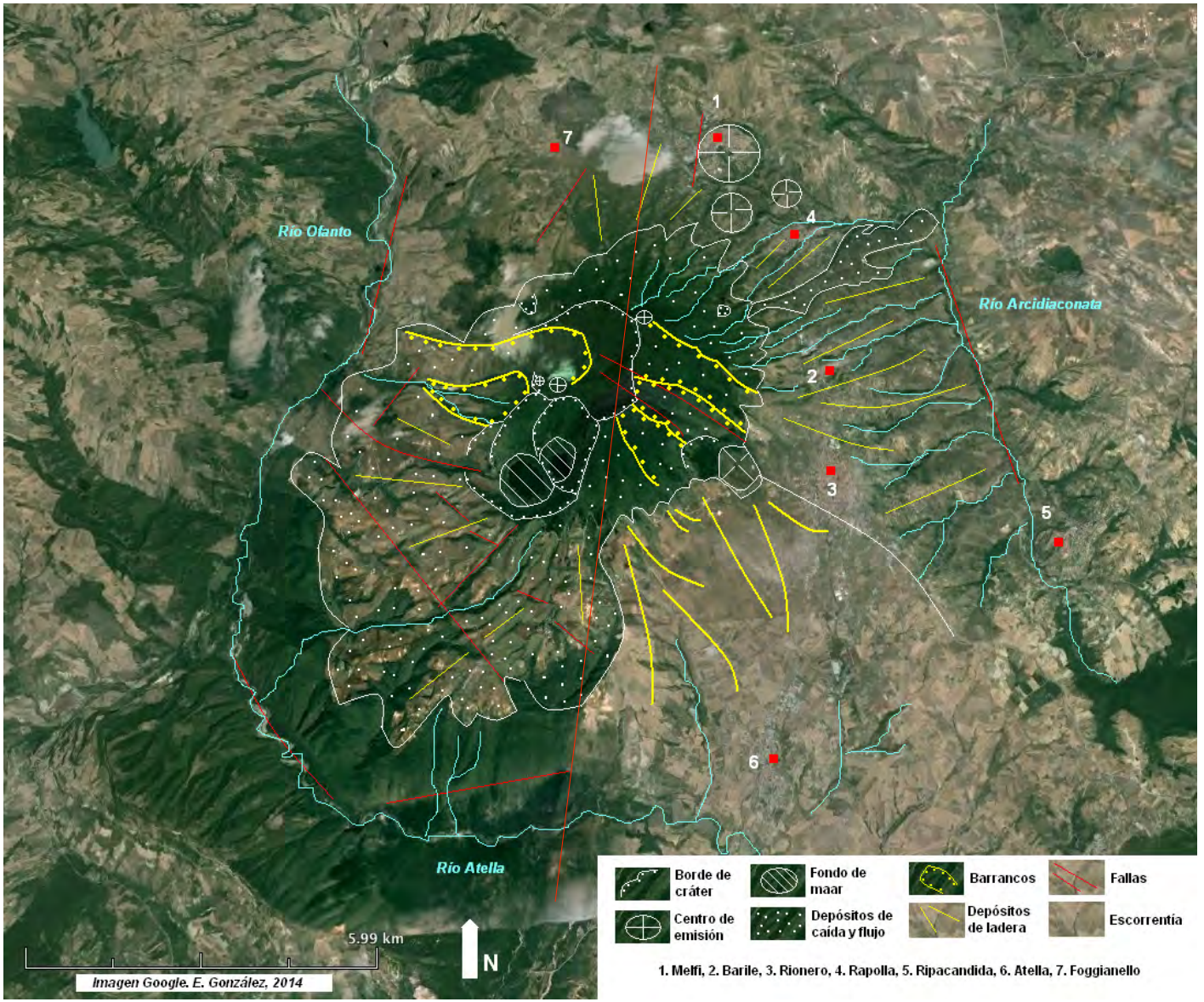


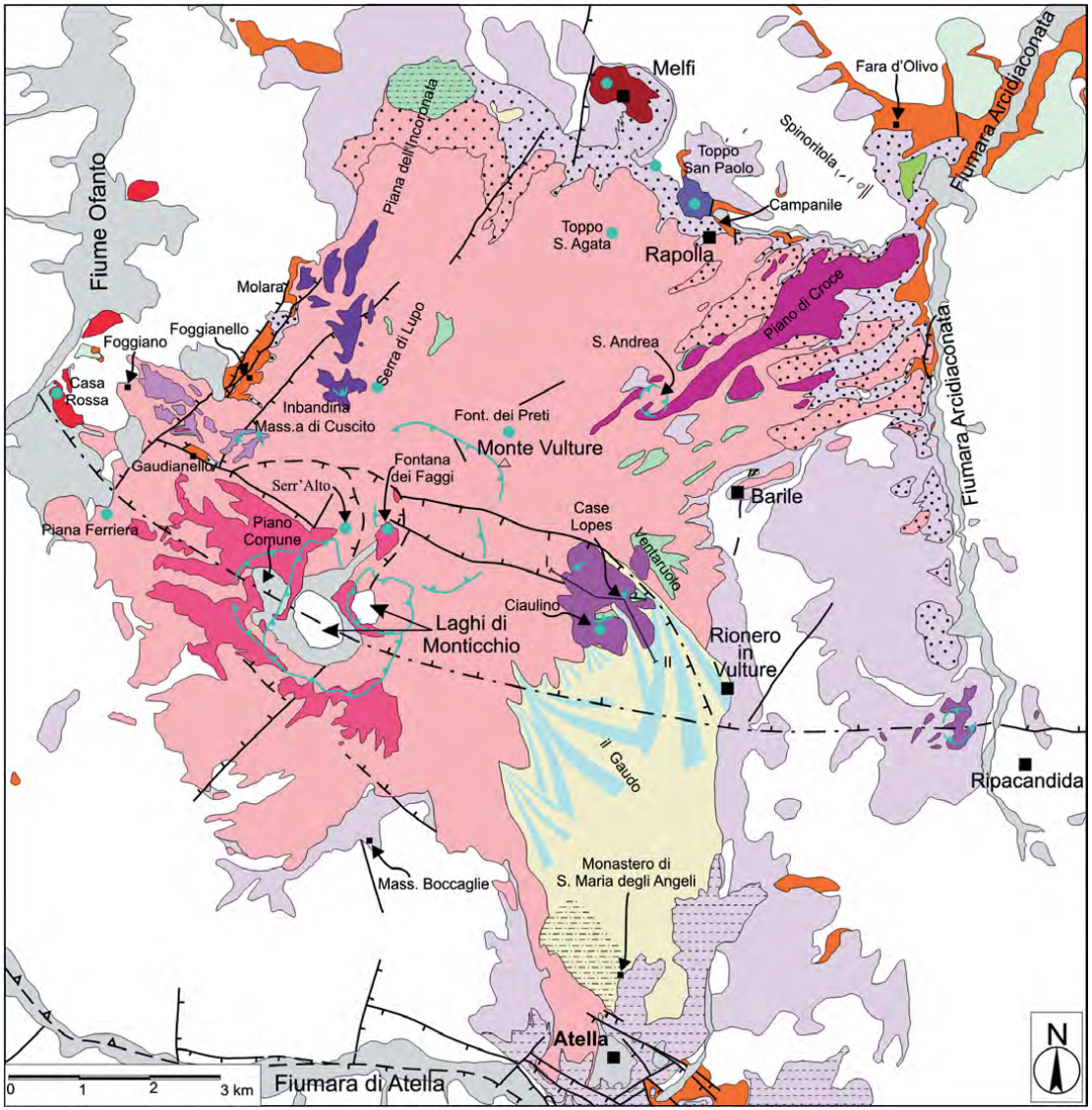
Figura 172. Geomorfología del Vulture.

El origen de los magmas de Vulture es controvertido y aún se encuentra en proceso de discusión (Stoppa et al, 2008 y D'Orazio et al, 2008) la presencia de carbonatitas (Fig. 174). Para algunos autores (Bell et al, 2004) el origen estaría en la presencia de una pluma mantélica, mientras que otros (Peccerillo et al, 2005) lo vinculan directamente a un proceso de subducción. Otros investigadores (De Astis, et al. 2006) plantean la hipótesis de que en la Placa de Apulia existe una discontinuidad que permite el ascenso y la entrada de los magmas desde el manto. D'Orazio, et al (2007) aceptan esta hipótesis y la relacionan con los procesos de subducción (Fig. 175 a, b y c)) Estudios de tomografía sísmica han confirmado este hecho (Panza et al, 2007).

1.2. **Evolución y etapas eruptivas**

El estratovolcán Vulture es íntegramente Pleistoceno. Las primeras manifestaciones tienen una edad de 740.000 años y son básicamente emplazamiento de diques de fonolita. Esta fase intrusiva es seguida por otra de características totalmente diferentes. Potentes erupciones subplinianas dan lugar a la formación de la caldera de Foggianelo (Stoppa et al, 2004 y Giannandrea et al 2006) con depósitos de caída y de ignimbritas (Fig. 176 a, b y c). Las erupciones en el complejo finalizan hace 140.000 años con el desarrollo de eventos freatomagmáticos que dan lugar a la formación de los maares de Montichio. En Vulture se han desarrollado tres etapas eruptivas:

1.2.1 Etapa inicial.- Tiene un carácter explosivo y efusivo. Se incia hace 740.000 años. Las actividad explosiva abre la caldera de Foggianello y emite una ignimbrita traquitico-fonolítica. Hace 673.000 años se producen nuevas erupcones explosivas y se emiten nuevas ignimbritas. También, en la etapa efisuva se emiten diques y domos fonolíticos como el Topo de San Paolo



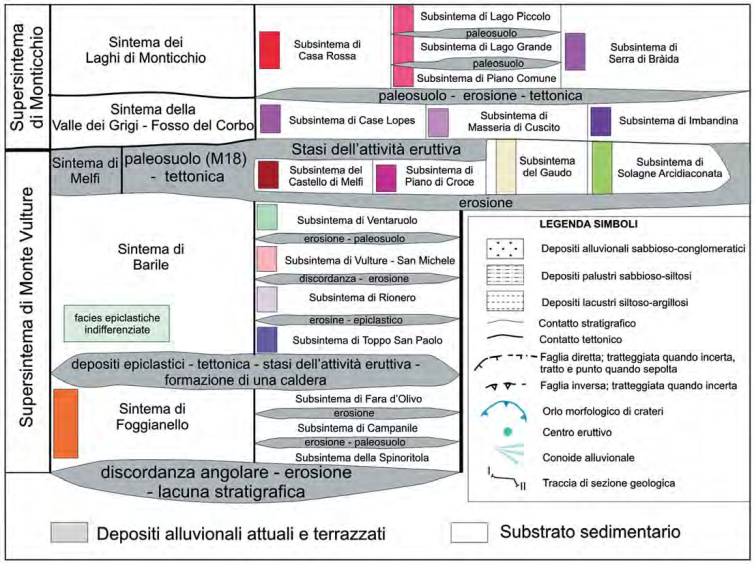


Figura 173 a . Mapa geológico simplificado del Monte Vulture. Giannandrea *et al.* 2006)

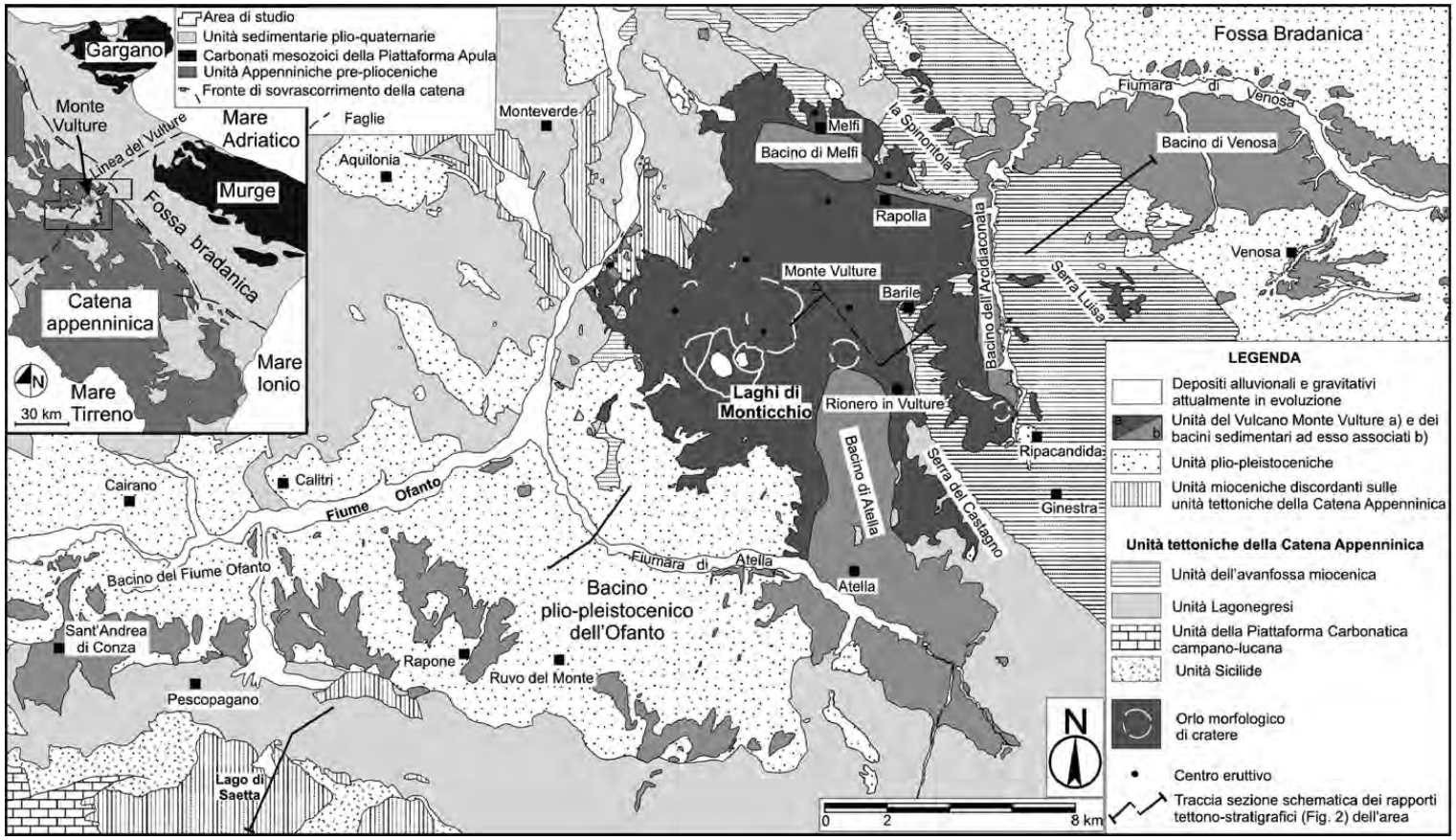


Figura 173 b . Mapa geológico del Monte Vulture y su entorno. Giannandrea *et al.* 2006

1.2.2. Etapa intermedia.- La actividad se lleva a cabo desde un punto central desde el que se emiten tefritas, fonolitas y basanitas. Se construye el edificio principal, formado por piroclastos de caída y flujo. La fase efusiva está marcada por la emisión de coladas y domos de considerable tamaño como el de Melfi con una edad de 573.000 años (Fig. 177 a, b, c y d)

Figura 174. Carbonatitas en el cráter de Imbadina

1.2.3. Etapa final.- En esta etapa se produce el colapso de la parte occidental del edificio volcánico con la formación del Valle del Grigi (La Volpe et al, 1994 y Barberi et al, 2003). La última etapa eruptiva termina con los procesos freatomagmátios que dan lugar a los maares de Montichio y la emisión de melelititas y carbonatitas.

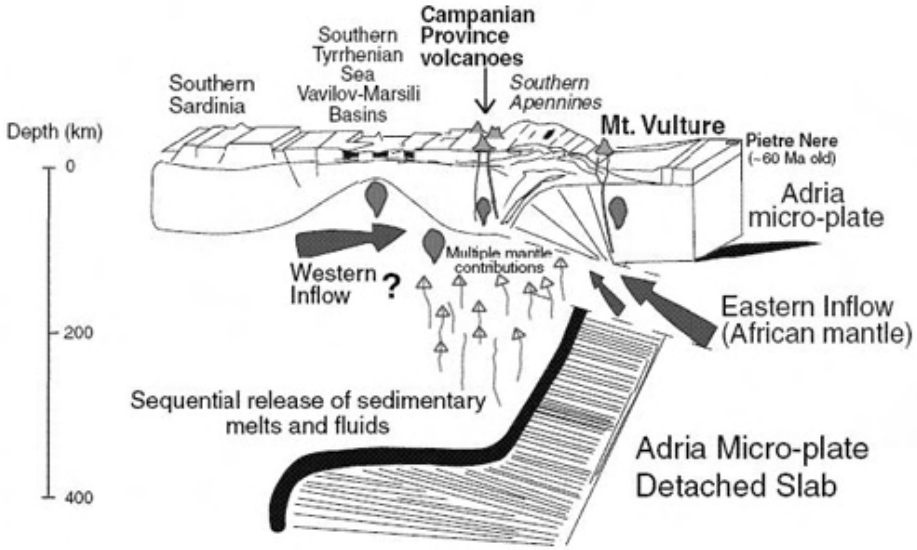
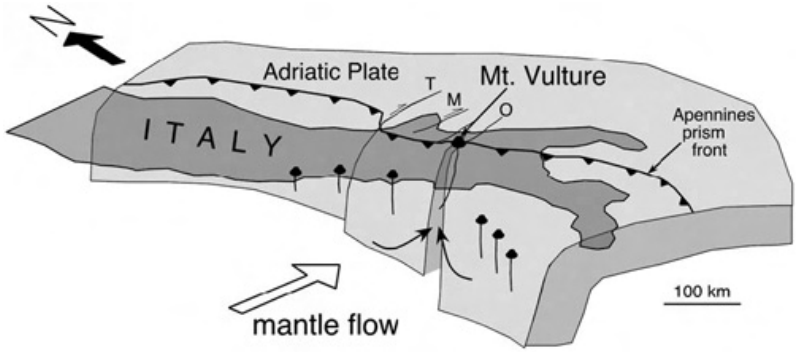


Figura 175 a. Resultado de tomografía sísmica del sur de Itália y la situación del Vulture. De Astis *et al.* 2006



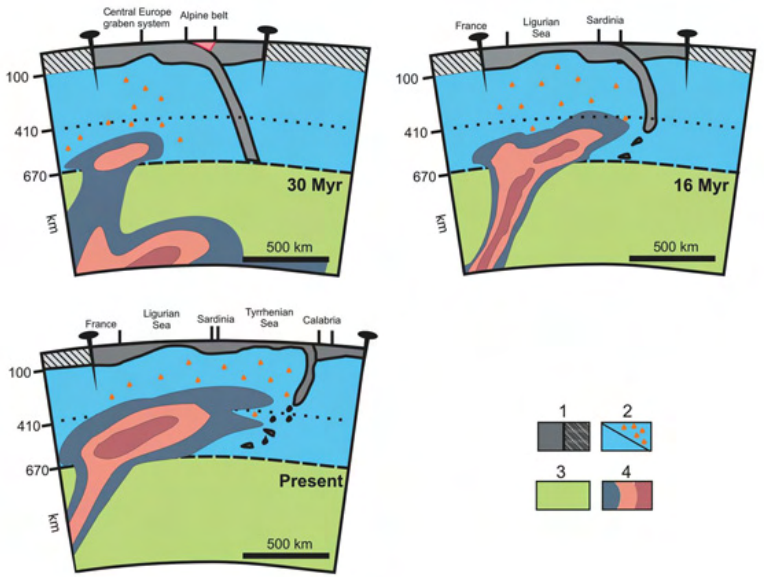
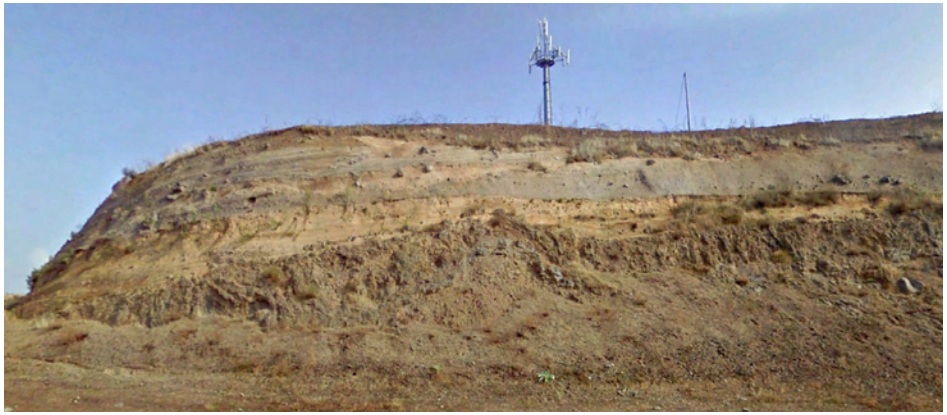


Figura 175 b. Modelo de la pluma mantélica. Lavecchia *et al*, 2006

Figura 175 c. Esquema de la "ventana vertical bajo Los Apeninos y el magmatismo del Vulture. D'Orazio *et al*, 2007)

En las etapas intermedia y final, el Vulture emite magmas máficos (Stoppa et al, 1997) cuya procedencia es interpretada por diferentes autores como se observa en las figuras 175 a, b y c. La evolución de los sistemas y subsistemas que forman el complejo volcánico de Vulture se puede seguir en los cortes de las diferentes canteras que se abren en las faldas del volcán. Así en la Cava de San Antonio, (Rionero) donde se observa una secuencia de 30 m (Fiore et al, 1992) de los materiales que forman el subsistema de Rionero (Fig. 178 a, b y c). La secuencia está formada por alternancia de ceniza fina, piroclastos de caída y flujos piroclásticos que recubren un paleosuelo que marca la transición entre las fases inicial e intermedia en la evolución del Vulture. Depósitos de ignimbritas de edad posterior se localizan en la Cava de San Giovani, en Barile (Fig. 179 a y b)



Figuras 176 a y b. Ignimbrita basal, y depósitos epiclásticos en Foggianello. Posición de los afloramientos junto a la planta de agua mineral de Gaudianello

Figuras 176 c. Ignimbrita basal en el entorno del hotel “Albergo Farese”

Figura 177 a. Domo de Melfi. En las figuras b y c se muestran las lavas (foiditas) que forman el domo y los cristales de haüyna muy comunes en esta localización. En la d, la ubcación de la cantera “Cava Normana”

1.3. Naturaleza de los depósitos emitidos en las etapas eruptivas de Vulture

Se ha comentado más arriba la singularidad de los magmas emitidos por el Vulture a lo largo de su evolución. Se analizan brevemente las características de los depositos y las localizaciones donde son observables.

1.3.1. Ignimbrita basal.- La ignimbrita basal es el resultado de la erupción explosiva que da lugar al sistma de Foggianello. Los depósitos se encauzan y se localizan en la actualidad en paleovalles. Los flujos piroclásticos se intercalan con depósitos lacustres y brechas. Así la ignimbrita está formada por flujos de pómez y ceniza y de oleadas piroclásticas procedentes de diferentes erupciones. (Stoppa et al, 2004). La potencia media es de 30 m, observables en los cortes de la carretera de la planta emotelladora de agua mineral de Gaudianello (Fig. 176 a y b). Está formada por pumitas blancas (fonolita) muy vesiculadas. Junto a la pumita aparecen bloques de lava relacionados con el colapso de domos, así como bloques del sustrato sedimentario. Sobre la ignimbrita se situan coladas lávicas escoriáceas, y sobre ellas depósitos de oleadas piroclásticas, algunas muy húmedas, relacionadas con erupciones freatomagmáticas.

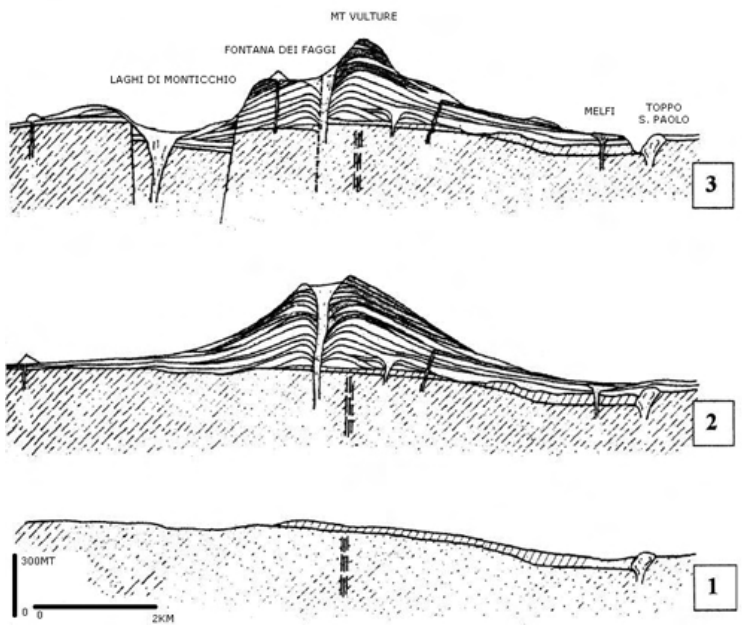
1.3.2. Depósitos asociados al sistma Vulture.- El Vulture se construye como un perfecto cono formado por coladas, largas y delgadas, y capas de piroclastos (Fig. 180 a y b). En su periferia la actividad efusiva da lugar a la formación de Encharcamientos y domos de lava como el de Melfi, magnífico ejemplo de relieve invertido por procesos erosivos, en el que se pueden observar las lavas almohadilladas formadas por el contacto de la lava con el agua contenida en la cuenca lacustre (Cava Normana). En la fase de formación del cono del Vulture tienen lugar erupciones plinianas, con depósitos de caída que pueden observarse en los cortes de la Cava San Antonio en Rionero (Fig. 178 a y b). Estos depósitos tienen diferente composición (Stoppa et al, 2004). Las fonolitas dan lugar a una pomez blanca, mientras que las foiditas generan depósitos oscuros. Esos depósitos están relacionados con una cámara magmática zonada.

Figura 178 a y b. Secuencia de Cava San Antonio. Pumítas blancas y cenizas con delgados niveles de sigmitas (parte inferior de la fotografía) sobre las que se disponen pumitas oscuras. Entre las pumitas se alternan depósitos de oleadas pirclásticas, caliches y paleosuelos, con magníficos canales de erosión rellenos de epiclastitas. Figura c. Localización de las canteras.

1.3.3. Depósitos de colapso de flanco en el Monte Vulture.- Al igual que en otros volcanes italianos, los procesos tectónicos han jugado un papel muy importante en la evolución del Monte Vulture. En la tercera etapa de su evolución el edificio volcánico se ve inmerso en procesos tectónicos que rompen la estabilidad del edificio propiciando el colapso de un importante sector del volcán dando lugar a unos depósitos de avalancha tipo "Saint Helens" (Fig. 179 a y b). La alteración del sistena hidrotermal por esta intensa actividad tectónica dio lugar a la generación de erupciones hidromagmáticas.

Figura 179 a y b. Avalancha de flanco en Vulture. Se observan los bloques orientados

1.3.4. Depósitos asociados a la formación de los maares de Montichio.- El último evento eruptivo en Vulture es la formación de los maares de Montichio Fig. 181 a y b). La explosión se produce al nivel del sustrato sedimentario. Se emiten materiales que dan lugar al desarrollo de anillos de tobas y flujos de alta energía con buenos ejemplos de dunas (Fig. 182 a y b). En los depósitos de Montichio se encuentran nódulos de Peridotita formados por procesos de acreción en los conductos que forman el diatrema de los maares.



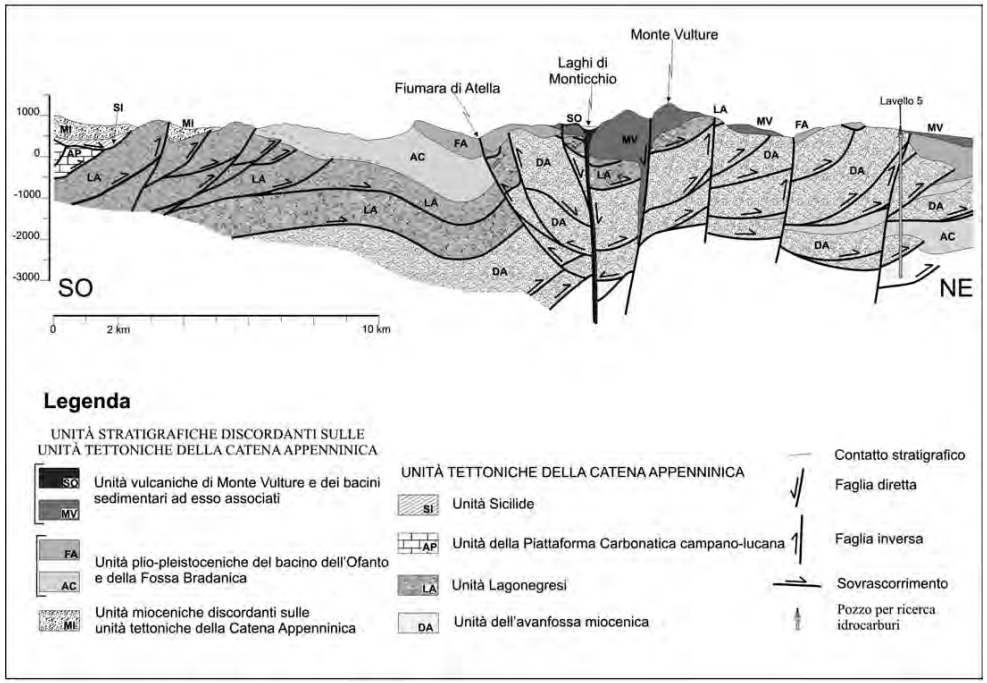


Figura 180 a. Etapas en Vulture. 1. Emisión de la ignimbrita basal, 2. Construcción del edificio Vulture, 3. Fracturación, colapso de flanco y erupcion de Montichio. Figura 180 b. Corte geológico del Vulture y su basamento. De Giannandrea *et al.* 2006

Figura 181 a. Maares y lagos de Montichio. Cortesía de Panoramio.

Figura 181 b. Lago Grande en otoño con la abadía de San Miguel.

Figuras 182 a y b. Dunas en los depósitos de Montichio en Case Agostinelli

1.4. Riesgo volcánico en Vulture

El riesgo volcánico en Vulture está ligado a la presencia de abundantes cantidades de CO_2 en los lagos de Montichio. Las explosiones freatomagmática que dan lugar a la formación de los maares que albergan al Lago Grande y Lago Picolo, se producen hace 140.000 años y constituyen el último proceso eruptivo del complejo volcánico. Se encuentran situados, respectivamente, en las cotas 656 y 658 m. Ambos lagos están separados por un reborde de 215 m de longitud. El Lago Picolo ocupa una superficie de 16 ha y el Lago Grande de 38 ha. Los perímetros respectivos son de 1.800 y 2.700 m. La profundidad en ambos es de 36 m. La principal características de estos lagos cratéricos en la abundante presencia de CO_2 disuelto en el agua, junto a otros gases magáticos como el ^{3}He y el ^{4}He (Caracausi et al, 2008). El riesgo se acrecienta cuando se tiene en cuenta el flujo de visitantes (30.000 personas/año).

En la literatura científica de los siglos XVIII y XIX se recojen episodios de emisión puntual y súbita de columnas de agua y gas. Aí en 1810 (1 de junio) se constata, en el Lago Grande, una columna de 6 m de altura que se repite dos meses después (31 de julio) con la formación de una nueva columna a la que se le estima una altura de 3 m sobre el nivel del lago. En 1813 se repite el proceso, esta vez en el Lago Picolo. Estas emisiones que no causan daño a la población del entorno, si generan la muerte de multitud de peces (Ciarallo, 1995).

Las aguas de estos lagos, sobre todo en el Lago Picolo, se encuentran estratificadas, no llegándose a producir en ellas la mezcla estacional asociada al calentamiento diferencial. Al contrario, lo que se observa es un amento de la temperatura con la profundidad en el Lago Picolo, lo que hace pensar en una fuente térmica en profundidad que afeta al fondo del lago y transmite la temperatura a las capas bajas del agua. La abundante presencia de gas hace necesario una monitorización que evite-gestione posibles y peligrosas emanaciones. (Caracausi et al, 2013)

1.5. Aprovechamiento de los recursos hídricos del Vulture

El complejo volcánico del Vulture alimenta a una de las más importantes etructuras hídricas de la Basilicata (Parisi et al, 2008). El

acuífero ocupa un área de 230 km_2. Se caracteriza por la presencia de dos lagos volcánicos, y numerosos manantiales y pozos. Las aguas son explotadas para, una vez embotelladas destinarlas al consumo de boca (Fig. 183), también se emplean en el abastecimiento urbano y para regadío. Este importante acuífero se asocia a la permeabilidad de los depósitos volcánicos, a los de las áreas lacustres y a los sedimentos de flysch del Oligoceno-mioceno que constituyen el basamento sedimentario pre volcánico. Una pare del acuífero se caracteriza por presentar una elvada salinidad y un alto contenido en CO_2 disuelto, de origen magmático profundo. Los procesos tectónicos que han fracturado el basameno, junto a otras discontiuidades sedimentarias y estructurales son los vehículos que regulan los flujos del acuífero, a la vez que son causa de los procesos de mineralización.

Las propiedades del agua son las siguientes: a) Rangos de temperatura de 10 a 19,8 ºC, b) pH entre 5,4 y 7,5, siendo los pH bajos responsabilidad de CO_2 disuelto, c) Conductividad ente 0,19 y 17,97 mS/cm. Según estos parámetros (Parisi et al, 2008) las aguas se clasifican en Alcalino-Térreas-Bicarbonatadas y Alcalino-Térreas. Los acuíferos de menor tamaño, colgados en la estructura del edificio volcánico, son ricas en bicarbonato de calcio, tienen baja salinidad y pH neutro. Las surgencias localizadas en el contacto con los sedimentos prevolánicos del sustrato se caracterizan por tener pH alto, temperaturas ligeramente más elevadas y alta salinidad. Son aguas ricas en bicarbonaos de sodio y cálcico e incluso en bicarbonato sódico con altas conentraciones de sulfatos y nitratos encontrándse, ocasionalmente, en el límite establecido para el consumo de boca, planteando algunos autores (Mongelli et al, 2013) un alto riesgo para la salud por el importante contenido en nitratos.

Figura 183. Planta embotelladora de aguas en Gaudianello. Valle del Grigi

2. EMANACIONES DE CO_2 EN MEFITE

La zona de emanaciones de CO2 de La Mefite, se sitúan en el apenino meridional (Valle de Ansanto), próximas a la ciudad de Rocca de San Felice, y junto al yacimiento arqueológico de Mefite. Se trata de una impresionante y continuada salida de gas natural, no magmático, a baja temperatura. La emisión se produce a partir de un reservorio formado por calizas impermeables, recubierto de arcillas sedimentarias (Chiodini et al, 2010). El flujo estimado es de 2.000 Tm/d. El gas, más pesado que el aire, en ausencia de viento fuerte se desplaza a ras de tierra (altura máxima ntorno a 50 cm) encauzándose en un vallejo cuyo fondo se encuentra totalmente desprovisto de vegetación, estando la que aparece en las vertientes completamente quemada y sofocada. Este gas ha llegado a matar animales y personas, siendo habitual la presencia de animales domésticos muertos en el entorno de los salideros. La salida, a presión, se hace através de bocas (Fig. 184) emitiendo agudos sonidos. En época de lluvias se forman charcas en ebullición (Fig. 185 a y b) y pequeños volcanes de barro. Al contrario de lo que ocurre en otros salideros, aquí, por la presencia de compuestos de azufre orgánico, el olor a “huevos podridos” es notable. La presencia de O_2 puede llegar a ser prácticamente nula a un palmo del suelo.

Figura 184. Canal de circulación de los gases

Figura 185 a. Fangos en La Mefite

Figura 185 b. Charcas burbujeantes y boca de emisión

REFERENCIAS

BARBIERI, M. & MOROTTI, M. (2003): "Hydrogeochemistry and strontium isotopes of spring and mineral waters from Monte Vulture volcano, Italy" Applied Geochemistry 18, 117–125

BOENZI, F.; LA VOLPE, L. & RAPISARDI, L. (1987): "Evoluzione geomorfologica del complesso vulcanico del M. Vulture (Basilicata)" *Boll Soc.Geol. It.* 106, 673-682

CARACAUSI, A,; NICOLOSI, M.; NUCCIO, P.M.; FAVARA, R.; PATERNOSTER, M. & ROSCIGLIONE, A. (2013): "Geochemical insight into differences in the physical structures and dynamics of two adjacent maar lakes at Mt. Vulture volcano (southern Italy)". *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 03

CARACAUSI, A.; NUCCIO, P.M.; FAVARA, R.; NICOLOSI, M. & PATERNOSTER, M. (2009): "Gas hazard assessment at the Monticchio crater lakes of Mt. Vulture, a volcano in Southern Italy" *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia*

CIARALLO, A. & CAPALDO, L., (1995): . "Journey to Vulture; comments on Tenore and Giussones Travel Diary (1838)". OSANNA VENOSA Eds. Venosa (Italian).

CRISCI, G,; DE FINO, M,; LA VOLPE, L. & RAPISARDI, L. (1983): "Pleistocene ignimbrites of Monte Vulture (Basilicata, Southern Italy)". *Neues Jahrbuch füer Geologie und Paläontologie Monatshefte* 12: 731-746.

CHIODINI, G.; GRANIERI, D.; AVINO, R.; CALIROS, S.: COSTA, A.; MINOPOL, C. & VILARDO, C. (2010): "Non-volcanic CO2 Earth degassing: case of Mefite d?Asanto (Southern Apennines) Italy" *Geophysical, Res. Letters.*

D'ORAZIO, M.; INNOCENTI, F.; TONARINI, S. & DOGLIONI,C. (2007): "Carbonatites in a subduction system: The Pleistocene alvikites from Mt. Vulture (southern Italy)". *Lithos* 98, 313-334

D' ORAZIO, INNOCENTIM, F.; TONARINI, S. & DOGLIONI, C. (2008): "Reply to the discussion of: "Carbonatites in a subduction system: The Pleistocene alvikites from Mt. Vulture (Southern Italy) by M. D'Orazio, F. Innocenti, S. Tonarini and C. Doglioni (Lithos 98, 313-334) F. Stoppa, C. Principe and P. Giannandrea", *Lithos* 103, 557–561

FIORE, S.; HUERTAS, F. & LINARES, J. (1992): "Mineralogy and geochemistry of some "so-called" paleosols from Mt. Vulture volcano (southern Italy)" Chemical Geology, 99, 237-252

GIANNANDREA, P.; LA VOLPE, L.; PRINCIPE, C. & SCHIATTARELLA, M. (2006): "Unità stratigrafiche a limiti inconformi e storia evolutiva del vulcano medio-pleistocenico di Monte Vulture (Appennino meridionale, Italia)" *Boll. Soc. Geol. It.*, 125, 67-92

GUEST, J.E.; DUNCAN, A.M. & CHESTER, D.K. (1988): "Monte Vulture Volcano (Basilicata, Italy): an analysis of morphology and volcaniclastic facies". *Bulletin of Volcanology* 50: 244-257.

LAURENZI, M.A.; BROCCHINI, D.; PRINCIPE, C., & FERRARA, G. (1993): "Mt. Vulture Volcano Chronostratigraphy and the Effectiveness of Dating Young Phlogopites" *EUG VII*. Stasbourg, April 1993.

LA VOLPE, L.; PATELLA, D.; RAPISARDI, L. & TRAMACERE, A. (1984): "The evolution of the Monte Vulture volcano (Southern Italy): inferences from volcanological, geological and deep dipole electrical soundins data". *Journal of Volcanology an Geothermal Research* 22: 147-162.

MATARRESE, S.; SCHINGARO, E.; SCORDARI,F.; STOPPA, F.; ROSATELLI, G.; PEDRAZZI, G. & OTTOLINI L. (2008): "Crystal chemistry of phlogopite from Vulture-S. Michele Subsynthem volcanic rocks (Mt. Vulture, Italy) and volcanological implications**".** *American Mineralogist,* Volume 93, 426–437

MONGELLI, G.; PATERNOSTRE, R, & SINISI, R. (2013): "Assessing nitrate origin in a volcanic aquifer using a dual isotope approach", 10:1149–1156,

PARISI, S.; MONGELLI, G. & PATERNOSTER, M. (2008): "Geochemical groundwaters quality of a volcanic area: Mount Vulture (Southern Italy)", *Geophysical Res. Abstractd.* 10

STOPPA, F. & WOOLLEY, A.R. (1997): "The Italian carbonatites: field occurrence, petrology and regional significance", *Mineral. Petrol.*, 59, 43-67.

STOPPA, F.; WOLLEY, A.R. & BAILEY, K. (2004): "Extrusive carbonatites and their meaning: The case of Italy". *International Geological Congress. Fiel Tip Guide Book.* Florenze, Italy.

STOPPA, F.; ROSSATELLI, G. & PRINCIPE, C. (2006): "Classificazione modale delle vulcaiti del Monte Vulture " En PRINCIPE, C. *La Geología del Monte Vulture, Regione Basilicata.* 87-103. Potenza, Italy

STOPPA, F.; PRINCIPE, C. & GIANNANDREA, P. (2008): "Comments on: carbonatites in a subduction system: the Pleistocene alvikites from Mt. Vulture (southern Italy)" *Lithos*, 103, 550–556

STOPPA, F.; PRINCIPE, C. AND GIANNANDREA, P. (2008): "Comments on: Carbonatites in a subduction system: The Pleistocene alvikites from Mt. Vulture (southern Italy) by d'Orazio et al., (2007)". *Lithos* 103, 557–561

COMPLEJO VOLCÁNICO DE VULTURE

ESPACIOS NATURALES PROTEGIDOS EN LAS ÁREAS DE TRABAJO DE CAMPO

Incluimos a continuación un listado con enlaces web, de los espacios naturales protegidos que se encuentran en las proximidades o dentro de las áreas de los trabajos de campo y que ponen de relieve la imprtancia de los procesos volánicos en la creación de paisajes, así como la relación de estos con otros espacios no volcánicos a la hora de establecer recorridos geopatrimoniales integrados

ENLACE A LA WEB DE LOS ESPACIOS PROTEGIDOS ITALIANOS: http://www.parks.it

PARQUES NACIONALES

http://www.parks.it/parco.nazionale.abruzzo/index.php

Parco Nazionale d'Abruzzo, Lazio e Molise

http://www.parks.it/parco.nazionale.val.agri/index.php

Parco Nazionale dell'Appennino Lucano Val d'Agri – Lagonegrese

http://www.parks.it/parco.nazionale.gran.sasso/index.php

Parco Nazionale del Gran Sasso e Monti della Laga

http://www.parks.it/parco.nazionale.majella/index.php

Parco Nazionale della Majella

http://www.parks.it/parco.nazionale.monti.sibillini/index.php

Parco Nazionale dei Monti Sibillini

http://www.parks.it/parco.nazionale.vesuvio/index.php

Parco Nazionale del Vesuvio

PARQUES REGIONALES Y NATURALES REGIONALES

http://www.parks.it/parco.appia.antica/index.php

Parco Regionale dell'Appia Antica

http://www.parks.it/parco.bracciano.martignano/index.php

Parco Naturale Regionale di Bracciano – Martignano

http://www.parks.it/parco.campi.flegrei/index.php

Parco regionale dei Campi Flegrei

http://www.parks.it/parco.castelli.romani/index.php

Parco Naturale Castelli Romani

http://www.parks.it/parco.colfiorito/index.php

Parco di Colfiorito

http://www.parks.it/parco.gallipoli.cognato/index.php

Parco Regionale Gallipoli Cognato e Piccole Dolomiti Lucane

http://www.parks.it/parco.matese/index.php

Parco regionale del Matese

http://www.parks.it/parco.monte.cucco/index.php

Parco del Monte Cucco

http://www.parks.it/parco.monte.orlando/index.php

Parco Regionale Urbano Monte Orlando

http://www.parks.it/parco.monte.subasio/index.php

Parco del Monte Subasio

http://www.parks.it/parco.monti.aurunci/index.php

Parco Naturale dei Monti Aurunci

http://www.parks.it/parco.monti.lucretili/index.php

Parco Naturale Regionale dei Monti Lucretili

http://www.parks.it/parco.monti.simbruini/index.php

Parco Naturale Regionale Monti Simbruini

http://www.parks.it/parco.partenio/index.php

Parco regionale del Partenio

http://www.parks.it/parco.riviera.ulisse/index.php

Parco Regionale Riviera di Ulisse

http://www.parks.it/parco.sirente.velino/index.php

Parco Naturale Regionale Sirente-Velino

http://www.parks.it/parco.sutri/index.php

Parco Naturale Regionale dell'Antichissima Città di Sutri

http://www.parks.it/parco.fiume.sarno/index.php

Parco Regionale Fiume Sarno

http://www.parks.it/parco.inviolata/index.php

Parco Naturale Regionale Inviolata

http://www.parks.it/parco.marturanum/index.php

Parco Suburbano Marturanum

http://www.parks.it/parco.monti.ausoni/index.php

Parco Regionale Monti Ausoni e Lago di Fondi

http://www.parks.it/parco.monti.lattari/index.php

Parco Regionale Monti Lattari

http://www.parks.it/parco.monti.picentini/index.php

Parco Regionale Monti Picentini

http://www.parks.it/parco.roccamonfina/index.php

Parco Regionale Roccamonfina e Foce Garigliano

http://www.parks.it/parco.taburno.camposauro/index.php

Parco Regionale Taburno - Camposauro

RESERVAS NATURALES ESTATALES Y REGIONALES

http://www.parks.it/riserva.statale.orbetello.pon/index.php

Riserva Statale Laguna di Orbetello di Ponente

http://www.parks.it/riserva.statale.castelvolturno/index.php

Riserva Statale Castelvolturno

http://www.parks.it/riserva.statale.tirone.vesuvio/index.php

Riserva Statale Tirone Alto Vesuvio

http://www.parks.it/riserva.statale.valle.ferriere/index.php

Riserva Statale Valle delle Ferriere

http://www.parks.it/riserva.statale.cratere.astroni/index.php

Riserva Naturale Oasi WWF Cratere degli Astroni

http://www.parks.it/riserva.statale.spacciaboschi/index.php

Riserva Statale Agromonte Spacciaboschi

http://www.parks.it/riserva.statale.grotticelle/index.php

Riserva Statale Grotticelle

http://www.parks.it/riserva.statale.pisconi/index.php

Riserva Statale I Pisconi

http://www.parks.it/riserva.valle.aniene/index.php

Riserva Naturale della Valle dell'Aniene

http://www.parks.it/riserva.lago.vico/index.php

Riserva Naturale Lago di Vico

http://www.parks.it/riserva.monte.casoli.bomarzo/index.php

Riserva Naturale Monte Casoli di Bomarzo

http://www.parks.it/riserva.selva.lamone/index.php

Riserva Naturale Selva del Lamone

http://www.parks.it/riserva.foce.volturno.licola/index.php

Riserva Naturale Foce Volturno Costa di Licola

http://www.parks.it/riserva.lago.falciano/index.php

Riserva Naturale Lago Falciano

http://www.parks.it/riserva.lago.piccolo.monticchio/index.php

Riserva Regionale Lago Piccolo di Monticchio e Patrimonio Forestale Regionale

http://www.parks.it/oasi.persano/index.php

Oasi WWF di Persano

http://www.parks.it/riserva.lago.pantano.pignola/index.php

Riserva Regionale Lago Pantano di Pignola

MONUMENTOS NATURALES

http://www.parks.it/mn.galeria.antica/index.php

Monumento Naturale di Galeria Antica

http://www.parks.it/mn.caldara.manziana/index.php

Monumento Naturale Caldara di Manziana

http://www.parks.it/mn.pantane.lagusiello/index.php

Monumento Naturale Pantane e Lagusiello

ANEXO I

ETRUSCOS Y SU INFLUENCIA EN LA CIVILIZACIÓN ROMANA

INTRODUCCIÓN:

El origen del pueblo etrusco ha suscitado en la historiografía moderna un apasionado debate, debido a varias cuestiones. En primer lugar, el interés por esta cultura tan helenizada y diferente, que se alejaba del mundo más civilizado, y que en las épocas arcaica y clásica se situó entre el Próximo Oriente y la cuenca del Egeo. En segundo lugar, esa incuestionable diversidad étnica, lingüística y cultural, respecto de las demás poblaciones de lengua indoeuropea de la Italia antigua, llamó la atención de la historiografía burguesa del siglo XIX.

Los orígenes de una *pólis*, según la mentalidad griega, se planteaban en términos de *Ktísis* (de fundación) por parte de un *oikistés* (fundador) mítico, como por ejemplo Teseo en el caso de Atenas. De forma similar, los orígenes de un pueblo se consideraban a menudo fruto imaginario de una migración dirigida por un caudillo mítico o *archegétes*[1].

Para Heródoto, los etruscos habrían llegado a Italia procedentes de Lidia dirigidos por un rey (epónimo[2]), Tirreno. Para Helánico, los tirrenos de Etruria deberían identificarse con los pelasgos, misterioso pueblo emigrante que tras vagar por el Egeo, habría acabado arribando en Italia. Para Anticlides, el pueblo que llegó a Italia al mando de Tirreno sería pelásgico, sí, pero de la misma estirpe que colonizara las islas de Lemnos e Imbros, en el Egeo.

Pero frente a estas teorías, la arqueología revela una continuidad entre las edades del Bronce y del Hierro. Como señala Torelli, en el segundo milenio no hubo desplazamientos masivos de pueblos hacia Italia, sino la llegada de núcleos reducidos y culturalmente muy homogéneos, con una superioridad técnica y militar, capaces de imponer una lengua sin la necesidad de trastornar el gradual desarrollo cultural de la Península Itálica. Por tanto, habría que hablar de la formación lenta de una cultura y de una estructura socioeconómica articulada.

---

[1] TORELLI, Mario. *Historia de los etruscos*. Barcelona, Ed. Crítica, 1996, p. 28.

[2] Epónimo es aquel que da nombre a un lugar o cultura, como el rey Tirreno, que dará nombre a los tirrenos o etruscos.

1. DESARROLLO HISTÓRICO DE ETRURIA:

Los etruscos fueron llamados de varias formas por diversos pueblos como *tyrsenoi* y *thyrrhenoi* por los griegos, *tusci* y *etrusci* por los latinos, aunque ellos mismos se denominaron *rasna*. Pero en torno a los etruscos surgen dos problemas: el desciframiento de su lengua y el origen geográfico. Si se resolviera el problema de la lengua, se desvelaría el origen del pueblo etrusco, que se constituyó históricamente de manera plena en Italia solo a partir del siglo VIII a. C., llegando a ser una civilización mucho más evolucionada que la de todos sus vecinos itálicos.

En la fase final de la Edad del Bronce se encuentra el germen del desarrollo socioeconómico propio del siguiente milenio, como será la extensión geográfica del fenómeno protovillanoviano.

En los comienzos de la Edad del Hierro, entre los siglos X-IX a. C., se asiste a un fenómeno de extraordinario alcance en toda la Península Itálica, la aparición de culturas locales que adelantan y reproducen las divisiones étnicas de la Italia antigua de época histórica. En este contexto, destaca la expansión de la cultura villanoviana, semejante a la expansión que conocerá luego la cultura etrusca. Esta cultura villanoviana estará sólidamente implantada en toda Etruria, con la significativa excepción de un pequeño cantón del valle del Treia.

Las fuentes antiguas, aparte de describir la llegada de los pelasgos-tirrenos en la época heroica, hablan expresamente de colonizaciones míticas dentro de la Etruria propiamente dicha y de sus extensiones padana y campana. La fundación de las tradicionales doce ciudades de Etruria se consideraba obra del hijo (o hermano) del rey lidio Tirreno, Tarconte, héroe epónimo de Tarquinia.

La expansión villanoviana en la Etruria propiamente dicha, se dirige hacia donde se abren grandes extensiones de tierra llana y fértil. El principal desencadenante de todos estos movimientos fue la sed de tierras, pero también su afán por aproximarse a las grandes rutas marítimas. La primera etapa de la cultura villanoviana, coincide con el siglo IX a.C., muestra una uniformidad tanto en tipos de asentamiento como en elementos integrantes de la cultura material y de las formas ideales, lo que supone la existencia de un enorme y fuerte movimiento colonizador. La célula fundamental será la familia nuclear en sentido amplio, en la que el *pater familias* es el jefe de un

grupo social patriarcal de tamaño medio, guerrero y sacerdote de los cultos familiares. El poblado está constituido por el conjunto de unas pocas células similares.

El nacimiento de Etruria como pueblo conecta con la civilización villanoviana, que se manifestó en las zonas agrícolas más fértiles y ricas en recursos metalíferos del centro de Italia (entre los ríos Arno y Tíber), en las zonas de Emilia (Bolonia) y proyecciones sobre la Campania y sobre la norteña llanura padana.

Diferenciamos 4 grandes períodos en el desarrollo histórico de Etruria[3], precedidos por la civilización villanoviana (900-770 a. C.) de la que se han dado breves apuntes, y que finalizaron con la conquista romana. Estos 4 períodos históricos de Etruria son:

1) *Período orientalizante*: del 770 al 535 a. C., fecha última en la que se produce la batalla naval de Alalia.

2) *Período arcaico*: del 535 al 474 a. C., año en el que los etruscos pierden el control del mar Tirreno tras la derrota sufrida en Cumas.

3) *Período de crisis* o *facies clásica*: del 474 al 311 a. C., año en que Roma conquistó Etruria interior.

4) *Período de decadencia* o *facies helenística*: del 311 al 265 a. C., momento en el que los etruscos entran dentro de la estructura política romana disolviendo con ellos su civilización.

En el periodo orientalizante (770-535 a. C.), una de las primeras zonas en recibir las nuevas corrientes orientalizantes (por los griegos) fue la zona costera italiana, entre la desembocadura de los ríos Arno y Tíber. Traerían consigo la creación del *nomen etruscum* y la identidad de un nuevo pueblo histórico. En esta etapa se produce un despegue demográfico, los primeros contactos comerciales exigidos por la aristocracia gentilicia etrusca, a cambio de recursos naturales que eran deseados por eubeos, sirios y fenicios.

La vida urbana experimentó un profundo cambio, que se notó sobre todo en arquitectura, desechando las formas villanovianas por construcciones más sólidas, con cimientos de piedra, paredes de adobe y techumbres de teja.

[3] LARA PEINADO, Federico. *Los etruscos. Pórtico de la Historia de Roma*. Madrid, Ed. Cátedra, 2007, p. 45.

La aristocracia iría controlando cada vez más los núcleos urbanos villanovianos, creando estructuras políticas, ciudades-Estado independientes (poleis / *póleis*) y haciendo dependientes suyos a los más desfavorecidos, que pasaron a la semiesclavitud. Tres cosas caracterizaron a las ciudades en esta etapa, la diversificación del trabajo, el control de los artesanos extranjeros (griegos y fenicios) y su posterior aculturación.

Es indudable que Roma, ya a finales del siglo VII a. C. contara con la presencia de etruscos. De cualquier modo, Roma deseó, una y otra vez, vincular su pasado al mundo griego y desetrusquizar su propia historia. El período regio en Roma se extendió cronológicamente desde el año 753-509 a. C. y estuvo gobernado por 7 reyes, 4 de origen latino-sabino (Rómulo, Numa Pompilio, Tulo Hostilio y Anco Marcio) y 3 de origen etrusco (Lucio Tarquinio Prisco, Servio Tulio y Lucio Tarquinio el Soberbio).

Las fuentes escritas y los datos arqueológicos señalan que la presencia etrusca en Roma fue favorable por las numerosas aportaciones que recibieron. Aportaciones urbanísticas, religiosas (templos, calendario, *idus*, divinidades), económicas (práctica de un sistema premonetal por Servio Tulio), sociales (*ludi romani* y *ludi Taurei*, símbolos de poder, equipamiento militar, construcción del Circo Máximo) e intelectuales (introducción de la escritura).

En el período arcaico (535-474 a. C.) Etruria lograría su apogeo histórico, estableciendo su Confederación. Aunque no pudo dominar a Roma, que fue configurándose en un Estado militar. La Confederación etrusca estaba formada por 12 ciudades que se reunían en el *Fanum Voltumnae*. Había un magistrado supremo elegido, el *zilath mechl rasnal*.

¿Cómo explicar el apogeo histórico etrusco si no existía un Estado unitario y centralizado? Pues bien, como señala Lara Peinado, ese apogeo era más bien propio y específico de las principales ciudades, estrechamente en contacto con los planteamientos políticos que les habían llegado a través de los jonios y no producto de la conciencia de una "nación etrusca", al parecer solo unida por vínculos lingüísticos y religiosos supraciudadanos[4].

Un hecho constatable fue que las grandes ciudades de Etruria meridional y algunas ciudades costeras de la septentrional evolucionaron hacia un urbanismo mucho más ruralizado y receptoras siempre de los productos y excedentes de las ciudades más ricas.

[4] LARA PEINADO, Federico. *op. cit*. p.58-59.

Entre los años 500 y el 474 a. C. el mapa político de Etruria estaba totalmente dibujado. Las grandes ciudades absorbieron grandes zonas de sus alrededores, restringiendo el territorio de otros enclaves secundarios o haciendo desaparecer a otros. En este desarrollo se produjeron tensiones políticas y sociales constantes, pues fueron apartando del poder a los reyes para sustituirlos por magistrados con poderes limitados en el tiempo.

Las relaciones con los griegos fueron cada vez más tensas, provocadas por el enfrentamiento entre Capua y Cumas, y por la fuerza económica de sus colonias dispersadas por la parte meridional de Italia.

Los etruscos también pudieron controlar a los cartagineses, instalados en la parte occidental de Sicilia, en las costas de Cerdeña, y en lugares del litoral continental. No tuvieron inconveniente en pactar con Cartago por segunda vez, renovando el pacto del año 550 a. C., mediante el que se dividían el Mediterráneo occidental en zonas de intereses propios y en hacer causa común si alguien fuese contra sus intereses.

Pero la falta de unidad política etrusca no pudo hacer frente a los dos grandes obstáculos que surgieron al final de este período, Roma y Cumas. En lo que respecta a Cumas, los etruscos se enfrentaron a los griegos al querer desalojarlos de la costa campana y asegurarse el comercio de esa zona, pero se enfrentaron en el mar la flota de Cumas y Siracusa contra la flota etrusca, produciéndose, de este modo, en el año 474 a. C. la gran derrota etrusca.

En el periodo de crisis (474-311 a. C.) Etruria vivió una larga época de crisis y tensiones, aunque las ciudades más importantes y oligárquicas continuaron con su desarrollo histórico, pero a un nivel mucho menor. Se produjo un retroceso económico en ciudades del litoral como Tarquinia y Caere, Vulci y Roma. En el interior de Etruria, la crisis del siglo V a. C. llegó más tardíamente y de forma más atenuada.

En este período los etruscos sufrieron ataques de nuevo, por parte de siracusanos hacia el 454 a. C.; también nuevos ataques por parte de los romanos hacia el 438 a. C., debido a su afán expansionista y sus ansias de control de las rutas comerciales; se produjeron, además, penetraciones samnitas que avanzaron en diferentes enclaves y acabaron por tomar la Capua etrusca en el año 423 a. C. y la Cumas calcidia en el 421 a. C., de modo que se pondría fin al dominio etrusco en Campania.

Ciudades del interior como Vulci, Falerii, Veyes, Volsinii, entre otras, pudieron hacer frente a la decadencia de este período de crisis. Etruria fue recuperándose de su recesión a mitad del siglo IV a. C., quizá por una reactivación demográfica y también por la influencia de Roma. Tarquinia sería la que iniciaría el resurgir económico a través de su puerto.

Pero entre el año 358 y el 351 a. C. se generalizó el enfrentamiento entre Roma y diferentes ciudades etruscas, aliadas de Falerii y de Tarquinia. En el 351 a. C., por petición etrusca, se firmó una tregua de 40 años, a partir de la cual se inició la decadencia definitiva de Etruria.

En el período de decadencia (311-265 a. C.) se extendió en Etruria un sentimiento antirromano por la política que estaba llevando a cabo de total conquista de Italia. La tregua de 40 años que firmaron Roma y Tarquinia, se rompió por ésta última y en el 311 a. C. los etruscos asediaron la colonia latina de Sutrium (Sutri). Tras 4 años de luchas, la ciudad del Tíber venció e impuso duras condiciones a los tarquinienses.

Tras la batalla de Sentino, en el 295 a. C., los más perjudicados fueron los etruscos, pues tuvieron que pagar rescate por sus prisioneros y además, ver cómo sus ciudades iban siendo controladas por los romanos. Los enfrentamientos no acabaron aquí, Ruselas fue sometida por Roma en el 294 a. C. y Volsinii, Perugia y Arezzo tuvieron que pactar con Roma.

En el año 265 a. C. Etruria recibiría el golpe final, pues Volsinii fue saqueada y destruida por M. Fulvio Flaco, que obtendría del *Fanum Voltumnae* un gran botín, también 2.000 estatuas de bronce que serían fundidas para acuñar moneda, numerario para llevar a cabo la campaña contra Cartago.

1.1. La Romanización y el "*finis etruriae*":

Tras la conquista de Volsinii y la transferencia de sus habitantes a un nuevo enclave en el año 264 a. C., Bolsena, Etruria desaparecía de la Historia como entidad política.

Pocos años después, Etruria, integrada a Roma, se vio envuelta en un gran conflicto militar motivado por los cartagineses. Las presiones políticas de Roma y su presencia militar hicieron que las principales ciudades de Etruria, antes del 204 a. C., participasen

ayudando en la expedición africana de P. Cornelio Escipión contra Cartago, ya que años antes los etruscos habían ayudado al enemigo de Roma. Tarquinia, Caere, Populonia, Volterra, Ruselas, Perugia, Arezzo y Chiusi ayudaron con suministros, armas y materias primas, lo que confirma que ya, a comienzos del siglo III a. C., la Confederación de las 12 ciudades etruscas había dejado de existir y que la romanización era un hecho evidente.

Como señala Lara Peinado, finalizada la guerra contra Aníbal, la romanización de Etruria se fue acentuando, hecho al que favoreció la sumisión de la Etruria circumpadana, la fundación de colonias en diferentes enclaves etruscos y la paulatina descapitalización, así como el abandono de las principales ciudades etruscas, que no se habían recuperado de los desastres de la conquista militar[5].

Etruria se convirtió casi en su totalidad y a la fuerza en *ager publicus*, y se fue integrando cada vez más en el aparato económico y político de Roma. Muchas familias etruscas no dudaron en colaborar con los romanos. Prueba de esta integración es la presencia de un elevado número de colonos y esclavos romanos y extranjeros en multitud de ciudades etruscas. Mano de obra servil que abriría el camino para el mantenimiento, a bajo costo, de los enormes latifundios que por la conquista se habían creado en Etruria.

Tras fracasar las reformas agrarias (*Lex Sempronia*) de Tiberio Sempronio Graco y de su hermano Cayo, años más tarde se produjo una gran revuelta de los pueblos itálicos en la que Etruria no participaría. Esta gran revuelta, Guerra Social o *bellum sociale* del 91-88 a. C., se debió a la concesión de la ciudadanía romana. Las grandes familias oligárquicas etruscas ya se habían preocupado de obtener la ciudadanía romana con anterioridad.

A partir de C. Julio César, preocupado por la difícil situación agrícola y social de Etruria, y tras su asesinato en el año 44 d. C., lo etrusco se fue disolviendo poco a poco, pues se produjo un gran proceso de transformación demográfica, la lengua empezó a hablarse menos, al lado de inscripciones etruscas en los hipogeos empezaron a aparecer inscripciones latinas, el arte copió los parámetros estéticos romanos y las grandes necrópolis fueron abandonadas.

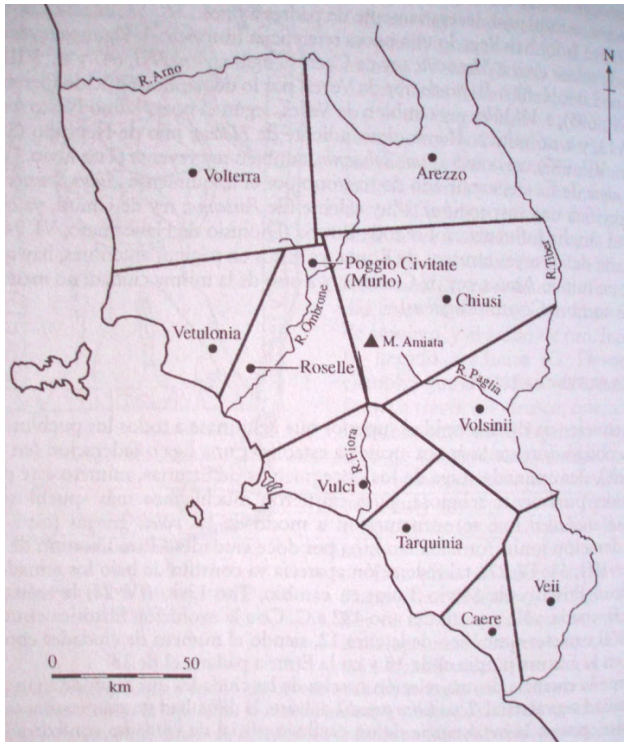
[5] LARA PEINADO, Federico. *op. cit.*, p. 72.

1.2. El entorno de Etruria y su cultura:

Etruria. (Extraído de Torelli, 1996)

En medio de tanta fragmentación del entorno geográfico, pueden distinguirse algunas áreas caracterizadas por su relativa homogeneidad. Los límites históricos de Etruria se encuentran marcados por el recorrido de los dos ríos principales de la Italia peninsular, el Arno (que marca los límites septentrionales de Etruria) y el Tíber (que marca sus límites por oriente y mediodía). El mar, tomó el nombre de Tirreno por los etruscos, dibuja el cuarto lado de esa extensa región tusco-lacial en la que coexisten al menos tres tipos distintos de paisaje. A continuación un mapa de Etruria (según Weeber):

Una primera zona, que será centro de los territorios de las principales ciudades etruscas del sur, Veio, Caere, Tarquinia, Vulci y Volsinii, así como del enclave étnico falisco, y que se encuentra salpicada de antiguos cráteres volcánicos, convertidos en lagos grandes o pequeños como los de Bracciano, Bolsena, algunos convertidos en valles, es descrita así por Torelli *"…al sur hay una primera zona dominada por la realidad geológica de los antiguos volcanes de los conjuntos sabatino-cimino y volsiniense. El suelo de toba, producto de erupciones prehistóricas, se extiende de manera bastante uniforme a lo largo de todo el curso del Tíber por una anchísima franja de terreno, hasta más o menos la altura de Orvieto,*



llega casi hasta el mar, hasta el macizo de los montes de la Tolfa, los antiguos montes Cérites, más allá de los cuales el terreno volcánico se aleja de la costa con bastante claridad" [6]. La mayor o menor amplitud de los valles y las alturas, con la consiguiente posibilidad de cultivos de vega o de colina, y la disponibilidad de manantiales lacustres y fluviales, proporciona alternativas diferentes al asentamiento humano en las faldas o en la cima de las colinas de tufo. Las ciudades y aldeas de esta parte de Etruria suelen ocupar alturas bien defendidas, islas de tufo situadas en la coincidencia de dos cursos de agua con paredes escarpadas a uno y otro lado. Se explotaron los recursos volcánicos para realizar construcciones.

Una segunda zona, al oeste de la que se acaba de describir, en la que se observa un paisaje opuesto al "paisaje del tufo", el de la Maremma, que se desarrolla por llanuras de extensión diversa que se suceden a lo largo de la costa. Es un ambiente homogéneo debido a su situación costera y a las características de su clima, de su flora y de su fauna, y debido también a la presencia de terrenos de aluvión, formados por la desembocadura de diversos ríos.

Áreas territoriales etruscas (Extraído de Lara Peinado, 2007)

La tercera zona se da en la actual Toscana, cuyo terreno ofrece un perfil de colinas, con un gran lago de origen tectónico (el Trasimeno) y amplios valles fluviales en su interior (los del Tíber, el Arno, el Chiana, el Elsa, el Era y el Cecina). El terreno es escabroso y áspero, con cultivos variados y dificultosos. Las áreas más favorables para el cultivo extensivo del grano son las costeras. A continuación un mapa con las áreas territoriales etruscas (según G. Barker y R. Ramussen):

[6] TORELLI, Mario. *op. cit.* p.13.

La difusión de las actividades arborícolas y los cultivos arbustivos a partir del siglo VI a. C. trajeron consigo un nuevo equilibrio de la situación inicial. Hubo una gran especialización en la cultura vinícola, característica de las áreas etruscas septentrionales.

El suelo etrusco ofrecía grandes posibilidades de explotación de los recursos forestales. Los macizos montañosos y las colinas de la Etruria central y septentrional se encontraban cubiertos de grandes bosques, con árboles de tronco alto, idóneos para los trabajos de carpintería y arquitectura y para la construcción de naves.

En Etruria se practicaba la caza y la pesca.

Pero el principal recurso vendría del suelo: la explotación de metales como el cobre, la plata, el plomo y sobre todo, el hierro (minas de hierro de la isla de Elba). Las piritas argentíferas del Monte Argentario también suministraron hierro, plata y plomo. El bronce etrusco también era muy apreciado en época antigua.

1.3. Las ciudades:

La ciudad se originó en Etruria tras un largo proceso de formación que se desconoce y que se identificó con el mismo proceso de la cultura y del *éthnos* etrusco. El siglo VIII a. C. fue un momento fundamental en el que lo urbano sería la expresión del modo de producción basado en la clientela, controlada por *lucumones* (reyes) y príncipes, pero que se materializará como tal cuando se formen las grandes familias (*gentes*).

Al mismo tiempo que el nacimiento de la ciudad se crearon las insignias reales, símbolo de la autoridad pública, que acabaron por derribar el prestigio gentilicio, que se basaba en el control de los bienes materiales. Al dotar a las insignias reales de un carácter sagrado, la función de los *lucumones* perdió importancia y fue sustituida por la de los magistrados. Por tanto, se darían privilegios a los lugares religiosos (*templa*) y públicos (*arx*, foro) en detrimento de los lugares privados (*regiae*, tumbas).

Las ciudades fueron el lugar en donde los etruscos concentraron el poder político y social (gobierno y palacios), manifestaron sus creencias religiosas (templos y santuarios) y rindieron homenaje a sus antepasados (necrópolis y tumbas). Al lado de ciudades de planta

rectangular o cuadrada (como Marzabotto, Capua, Falerii, Ruselas, Spina…) atravesadas por dos calles principales, el *decumanus* y el *cardo*, sistema que adoptarían más tarde los romanos, existieron otras; con planta oval (como Populonia, Cortona…); triangular (Sutri) e incluso irregular (como Volterra, Perugia, Tarquinia o Veyes).

La fundación de cualquier ciudad en Etruria llevaba aparejada una serie de ceremonias, pues el *augur*, tras examinar los signos y presagios determinaba la ubicación y la orientación de la nueva ciudad con relación al sol a través de un instrumento especial de mira y distribuía el espacio en 4 sectores. Después, con un arado de bronce, tirado por un toro y una vaca, marcaba la *limitatio* o surco fundacional que se interrumpía en correspondencia con las puertas y que delimitaría el perímetro de la ciudad, que estaría rodeado por una muralla.

1.4. Sociedad:

La gente de Etruria nunca fue capaz de formar un Estado unitario o "nación", pero articularon sus instituciones de manera parecida al de las antiguas ciudades-Estado sumerias y al de las póleis griegas. En cuanto a la organización política, durante la etapa formativa del pueblo etrusco (siglos IX-VIII a. C.) la población estuvo controlada por una poderosa clase social, las *gentes maiores*, quizá repartidas en diferentes tribus, que tenían del poder político y económico. Al frente estaría un monarca, *lucumón* (en etrusco, *luchme* o *lauchme*), con poder real. En el siglo VI a. C., la misma evolución social y con la presencia de *gentes minores*, como contrapunto a las tradicionales estructuras gentilicias monárquicas, conoció algunos episodios de tiranías, instauradas por lanzados *condottieri* o "señores", que obligaron a aceptar su candidatura a la monarquía de la ciudad con su ejército personal, imponiéndose de ese modo a las grandes familias aristocráticas.

Las magistraturas fueron conocidas por los *cursus honorum*, es decir, los cargos sucesivos o "carreras", que aparecen en las inscripciones funerarias. Las magistraturas tendrían una duración de un año y se podían desempeñar más de una vez. La edad mínima para acceder a ellas era de veinticuatro años. El *cursus* se iniciaba con el "*maronato*" (*marunuch*), magistratura, con una amplia gama de competencias. Le seguía la magistratura *cepen* y la *eisnevc*, de carácter sacral las dos.

En cuanto a la organización social, la célula básica de la sociedad fue la *familia* (en etrusco, *lautun*). Desde finales del siglo VIII a. C., la familia dio paso a las *gens maior*, grupo suprafamiliar controlado por un *paterfamilias* que actuaba a modo de *princeps* y unido por un nombre gentilicio. Este grupo poseía grandes extensiones de tierra, de cuya propiedad y explotación dependía todo el ordenamiento social y político del mismo. Era la clase dominante etrusca al identificarse por entonces la riqueza privada con el poder. El conjunto de todas las *gentes* (*methlum*), que a su vez se subdividían en clases según su riqueza, formaba el *pueblo etrusco* de personas libres, todas en pie de igualdad, pero con diferentes responsabilidades en la paz y en la guerra, determinadas por su poder económico, proporcionado por la posesión de tierras, por el comercio, la mercadería o la artesanía. Junto a ellas, ya a mediados del siglo VII a. C., se encontraban las *gentes minores* o plebeyas, ajenas al sistema gentilicio y carentes por lo tanto de un *nomen*.

La vida militar o actividad militar sufrió sucesivos cambios en su organización para adaptarse al devenir de los tiempos. El ejército de cada ciudad y el constituido por determinados grupos gentilicios fue invencible, dado el superior armamento de que dispuso respecto al resto de pueblos itálicos (armas defensivas: cascos, corazas, escudos, grebas o canilleras; armas ofensivas: arcos, flechas, lanzas, jabalinas, espadas, puñales y hachas). Siguiendo la escala, debajo del ejército de la ciudad existieron otros a nivel de clan o *génos*, es decir, ejércitos armados a expensas de grupos sociales más restringidos de lo que significaba una ciudad.

Los etruscos también sobresalieron en las actividades del mar, tanto en actividades mercantes como guerreras y también practicaron la piratería. Conocieron dos tipos de nave: las comerciales (las más numerosas, de vela y redondeadas) y las de guerra.

1.5. Vida cotidiana:

La vida cotidiana del pueblo etrusco se ha podido reconstruir debido a los restos arqueológicos y artísticos que han llegado a nuestros días. Las fuentes escritas se reducen a textos religiosos e inscripciones funerarias, que apenas han facilitado información para conocer a fondo la vida familiar, social, afectiva o intelectual de los etruscos.

La familia se componía de los esposos (*tusurthi*). A la cabeza se encontraba el paterfamilias y la descendencia de los hijos era patrilineal. La mujer, entraba a formar parte de la familia del marido cuando se casaba. Los hijos serían *clan* y las hijas *sec*, a veces se incorporaban los abuelos (abuela: *ali nacna*; abuelo: *papa*), los nietos (*nefts*) y los esclavos (*lethe*) y aun los libertos (l*autni*). El destino de

la mujer era el de procrear y educar a sus hijos, también participaba en numerosas ocupaciones manuales como el hilado de la lana; el hombre ocupó su tiempo en la confección de armas de guerra, en los trabajos agrícolas y el artesanado. La preparación de la comida en Etruria, era una tarea tanto de mujeres como de hombres.

Etruria conocería dos tipos de matrimonio: el legal, parecido a lo que entre los romanos era la *conventio in manun*, o la entrada de la mujer en la familia del marido; y el libre o *sine manu*, de duración determinada, mientras lo acordasen los dos esposos y con disolución ante la separación personal de ambos. El amor conyugal etrusco quedó atestiguado en las representaciones plásticas de las parejas en pinturas murales, en tapaderas de sarcófagos y urnas cinerarias (piezas de terracota o en diferentes tipos de piedra) y en espejos: A continuación dos ejemplos de sarcófagos:

Sarcófago etrusco de los esposos. (Extraído de Fernández, Barnechea, Haro y González, 2005)

Tapa del sarcófago de *Ramtha Visnai*, Vulci. (Extraído de Lara Peinado, 2007)

Las condiciones climáticas influyeron en el vestido, con lo cual, era común el uso de parasoles entre hombres y mujeres. Llevaban túnicas y mantos de colores vivos, al igual pasaría con el calzado (sandalias, zapatos y botines). Las mujeres de clase social elevada se ayudaron de criadas. El vestido del hombre se reducía a una prenda interior a modo de *short*, sobre la que se colocaba una túnica corta que llegaba a las rodillas sujeta por un ceñidor. El peinado fue variando a lo largo de los siglos, de modo que, hasta el siglo VI a. C. se recogían el pelo en una trenza anudada a la nuca; a partir del siglo V a. C. o bien se hacían trenzas protegidas con espirales, o lo dejaban caer hacia atrás o lo recogían en forma de corona sobre la cabeza o bien lo rizaban. Solían usar velos, redes, cofias o bonetes.

Se preocuparon mucho del adorno personal, fundamentalmente las clases altas. Se adornaban con fíbulas de oro y plata, anillos, collares, diademas, pendientes, colgantes, pectorales, brazaletes y pulseras.

En cuanto a la alimentación se refiere, como señala Lara Peinado, comían dos veces al día (las clases elevadas) y les era servida por numerosos esclavos, en mesas rectangulares con manteles y ramos de flores[7]. La carne se comía en días señalados y se solía conservar en salazón o ahumada. Era apreciada la carne de caza (ciervos, liebres, cabras, jabalíes y pájaros). Consumían pescado tanto de agua dulce como de mar. Posiblemente consumieron *garum*, una salmuera que se obtenía por la fermentación de los peces. Los postres consistían en frutas y pasteles edulcorados. Bebían vino, hidromiel, agua y leche.

Los etruscos practicaron la medicina y la farmacopea. Tuvieron un especial cuidado por la higiene pública, por ello trataron de hacer habitables las zonas pantanosas. Prestaron también un verdadero interés a la cultura literaria y la adivinación. Los conocimientos médicos se movieron en parámetros ciertamente rudimentarios, conectados con creencias teúrgicas.

1.6. Economía:

La base económica en Etruria era la agricultura, seguida en importancia por la ganadería, la industria y el comercio. Conocieron la propiedad privada de la tierra, como ya se ha dicho en líneas anteriores. Existieron zonas pantanosas que las hacía inhabitables, pero con

[7] LARA PEINADO, Federico. *op. cit.* p. 211.

los conocimientos técnicos hidráulicos y agrícolas les permitieron afrontar los problemas derivados de ello, como el drenaje de los campos, como en el caso de Roma (sus valles fueron desaguados con Tarquinio Prisco), o como la canalización de grandes corrientes de agua a través de una red de canales secundarios.

Los etruscos también emplearon el regadío a media y larga distancia (su obra más llamativa fue el canal subterráneo de 1.350 m, enviado del lago Albano, en las proximidades del actual Castel Gandolfo). Además, fueron capaces de recuperar para la agricultura grandes áreas de terreno, desecándolas mediante un sistema de pozos y canales secundarios que permitían eliminar las aguas acumuladas en las capas superficiales de toba y convertirlas en tierras fértiles.

La agricultura que se practicó en la Etruria meridional fue muy distinta de la del norte. En el norte hubo grandes zonas boscosas que permitieron la producción de madera (coníferas, encinas, hayas, olmos, castaños) de la que obtendrían materiales para la construcción, para navíos y para carbón vegetal. En el sur, hubo cultivos intensivos como el cereal y la vid. También cultivaron árboles frutales como los limoneros (importados de África); en las excavaciones se han encontrado restos de cáscara de avellana y de nuez. En las pinturas se observan granados, palmeras y laureles. Cultivaron la viña y el olivo para el aceite, también cultivaron lino, legumbres y verduras.

Como se ha mencionado en líneas anteriores, consumieron carne de caza y practicaron también la pesca.

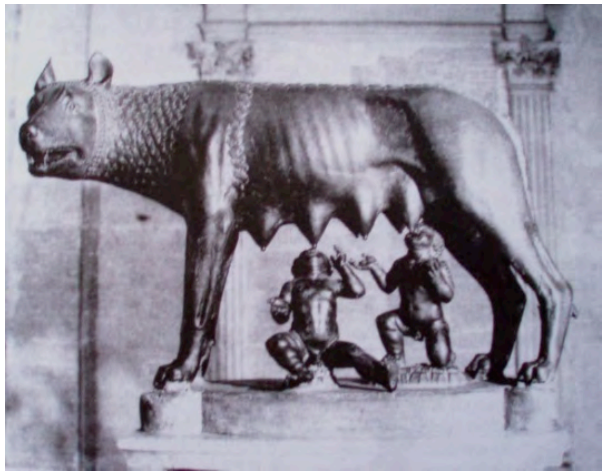
Etruria fue uno de los lugares más ricos de todo el Mediterráneo en recursos mineros, como el hierro, plata, plomo, cobre, galena argentífera, estaño, bronce, arsénico y antimonio. La producción atendería las necesidades internas y facilitaría la salida de un alto porcentaje de excedentes metálicos que exportaron en bruto, en lingotes y manufacturados.

Al principio, el comercio fue de interior, reduciéndose al intercambio de materias primas y de manufacturas, sin regulaciones comerciales de ningún tipo y en el que los acuerdos y las rapiñas eran la mecánica habitual para la provisión de bienes específicos que les interesaban. El comercio exterior se llevó a cabo, al principio por las vías terrestres, por caminos practicados a través de pasos montañosos o bordeando las numerosas rutas fluviales o a lo largo de las costas tirrenas (con navegación de pequeño cabotaje).

1.7. Arte:

Los etruscos orientaron su arte "*a la perpetuación de las apariencias*" de su presente histórico[8]. El arte evolucionó en varias etapas: *etapa de formación*, sin tradiciones propias y elementos primitivos; *fase orientalizante* (700-535 a. C.), la estética se orientó hacia los bienes de lujo, hacia la escultura y hacia las tumbas principescas; *fase arcaica* (535-475 a. C.), la edad de oro del arte etrusco, con gran actividad coroplástica, centrada en la escultura religiosa y funeraria, en la pintura mural y en la broncística. Fue la fase plenamente influida por la serie de artistas griegos asentados en Etruria. En esta fase el arte etrusco llegó a su apogeo, en gran parte, gracias al escultor *Vulca* de Veyes. En cerámica destaca el "*bucchero*", típica cerámica etrusca, que sobresalió por el color de su arcilla y por las peculiaridades de sus decoraciones y la tipología de sus formas; el *período clásico* (475-310 a. C.) dio origen a producciones de cierto "provincialismo", a pesar de la influencia en Etruria de los cánones de la escultura griega; *fase decadente* (310-265 a. C.), la influencia del helenismo se impondría en las líneas artísticas etruscas, con producciones abundantes, pero de diversa calidad.

A continuación la escultura en bronce de la *Loba Capitolina*, obra de finales del siglo V a. C.:



Loba Capitolina. (Extraído de Lara Peinado, 2007)

[8] LARA PEINADO, Federico. *op. cit*. p. 291.

1.8. Religión

La religión en Etruria fue una de las expresiones más conocidas de la vida cotidiana de los etruscos, regulada por la voluntad de sus dioses. Etruria estaba muy aferrada a los ritos religiosos. Realizaron sacrificios tanto de animales como de seres humanos (éstos fueron eventuales y en muy pocas ocasiones). Los etruscos consideraron que su vida y la de su pueblo era algo que controlaban los dioses, quienes se preocupaban por los humanos y por sus ciudades, imponiéndoles un destino. Los dioses recibieron su "servicio divino" en templos y santuarios en las ciudades etruscas. Los sacerdotes (*cepen*) se encargarían de invocarlos, ofrecerles alimentos y entregarles presentes.

La religión etrusca fue revelada, a diferencia de la griega y la romana. El profeta más conocido fue Tages (pensaban que era nieto de Júpiter), que un día se apareció a Tarconte (fundador de Tarquinia) mientras araba la tierra. Realizaban rituales dentro de las prácticas religiosas para contentar a los dioses. Otra característica a destacar fue el carácter agrario de muchos de sus elementos religiosos, que descansaban en deidades con capacidades creadoras.

Como señala Lara Peinado, los etruscos tuvieron al principio una concepción de la divinidad como algo misterioso, superior, algo construido por una única entidad enigmática, secreta y abstracta, que dominaba el mundo a través de manifestaciones tanto esporádicas como múltiples, concretadas en divinidades, grupos de divinidades y espíritus[9].

En las centurias siguientes y a través de las influencias orientales y griegas, vieron a aquellos seres superiores como entidades ya totalmente individualizadas, bajo formas antropomorfas. Por tanto, se asiste al nacimiento de un abultado panteón de seres divinos que concentraron de modo jerárquico, sin formar tríadas, y que describieron como los dioses celestes, de la tierra, del agua, del nacimiento, de la guerra, de los servicios cotidianos, de la curación y del Más Allá.

Destacan 3 divinidades propias, tríada principal: *Tinia*, *Uni* y *Menrva*, que se correspondería con la Tríada Capitolina romana (Júpiter, Juno y Minerva). Los romanos fueron conscientes de que su religión y otras muchas actividades e instituciones debían mucho al

[9] LARA PEINADO, Federico. *op. cit.* p. 373.

quehacer de los etruscos. Etruria les marcaría para siempre muchas pautas de comportamiento, sobre todo, en lo relativo al campo de la religión.

2. APUNTE FINAL:

El pueblo etrusco construyó las primeras ciudades de Europa Occidental y fue el impulsor (durante casi siete siglos) de una civilización de gran poder, tanto económico como cultural. Dominó el norte de Italia, siendo su época de mayor esplendor la etapa que se desarrolla entre el siglo VII y el IV a. C.

El verdadero debate en torno a esta cultura se centra en su origen. La mayoría de arqueólogos e historiadores sostienen que los etruscos son una evolución de la cultura villanoviana, una civilización local de la que se ha hablado brevemente en líneas anteriores, que floreció en el norte de Italia. Pero también es cierto que su lenguaje está muy conectado con un idioma que se habló en la zona de la que Heródoto dice que provenían, Lidia.

Su riqueza surgió de su capacidad para procesar los recursos mineros (en el momento en que nació la moneda), de su habilidad agrícola e hidrológica y de su capacidad militar. A pesar de ello, nunca llegaron a ser una nación unida, sino un conjunto de ciudades-Estado que luchaban y se traicionaban entre sí.

REFERENCIAS

FERNÁNDEZ, A.; BARNECHEA, E.; HARO, J. R. & GONZÁLEZ, A. (2005): *Artis. Historia del Arte*. Barcelona, Ed. Vicens Vives, LARA PEINADO, F. (2007): *Los etruscos. Pórtico de la Historia de Roma*. Madrid, Ed. Cátedra
TORELLI, M. (1996): *Historia de los etruscos*. Barcelona, Ed. Crítica