

REVISTA ENERGETICA ENERGY MAGAZINE



ORGANIZACION LATINOAMERICANA DE ENERGIA - LATIN AMERICAN ENERGY ORGANIZATION

**ANALISIS DE LA SITUACION QUE GUARDA EL DESARROLLO
PETROQUIMICO EN LOS DIVERSOS PAISES DE LA REGION**

ANALYSIS OF THE OUTLOOK FOR PETROCHEMICAL DEVELOPMENT
IN THE DIFFERENT COUNTRIES OF THE REGION

Secretaria Permanente

**PRIMERA REUNION DE LA RED DE CENTROS DE INVESTIGACION
Y ENTRENAMIENTO EN ECONOMIA Y PLANIFICACION EN AMERICA
LATINA Y EL CARIBE**

FIRST MEETING OF THE NETWORK OF RESEARCH AND TRAINING
CENTERS FOR ENERGY ECONOMICS AND PLANNING IN LATIN
AMERICA AND THE CARIBBEAN

Secretaria Permanente

**RECIENTES PROGRESOS DE LA VULCANOLOGIA APLICADA A LA
EXPLORACION GEOTERMICA**

RECENT PROGRESS IN VOLCANOLOGY APPLIED TO GEOTHERMAL
EXPLORATION

F. Barberi, G. Marinelli

**EXPERIENCIAS APLICABLES AL ECUADOR SOBRE LOS PROBLEMAS Y
CONTROL DE CONTAMINACION POR ACTIVIDADES HIDROCARBURIFERAS**

EXPERIENCES WITH PETROLEUM-RELATED POLLUTION PROBLEMS
AND CONTROLS APPLICABLE TO ECUADOR

Secretaria Permanente

AÑO 11 No. 2 AGOSTO 1987

YEAR 11 No. 2 AUGUST 1987

RECIENTES PROGRESOS DE LA VULCANOLOGIA APLICADA A

LA EXPLORACION GEOTERMICA

Franco Barberi 1/
Giorgio Marinelli 1/

1. INTRODUCCION

En los últimos años, ha habido un interés cada vez mayor en los recursos geotérmicos de alta entalpía en relación con el vulcanismo y el magmatismo. Se prevé que tal tendencia se incrementará en el futuro, por cuanto la mayor parte del potencial geotérmico se encuentra en zonas volcánicas, particularmente (pero no únicamente) en los márgenes continentales activos y ambientes isleños, los cuales ya demuestran manifestaciones promisorias y atractivas oportunidades de desarrollo. Más del 50% de la capacidad instalada mundial de electricidad geotérmica se origina en contextos volcánicos. Por lo tanto, los profesionales en geotermia y los vulcanólogos, en especial, deben estar listos para satisfacer las actuales y futuras necesidades de exploración de recursos y desarrollo en esas áreas. Nuestro propósito es el de presentar un breve esbozo de algunos conceptos empleados, actualmente, en la vulcanología moderna y de ilustrar cómo estos modelos conceptuales influyen en la exploración geotérmica para identificar los sistemas geotérmicos de interés económico.

Al ocuparse de los sistemas geotérmicos de alta entalpía, la principal preocupación de la vulcanología será, naturalmente, la fuente de calor y el sistema hidrotérmico suprayacente. El calor requerido es suministrado por una masa magmática a alta temperatura, situada a poca profundidad dentro de la corteza terrestre, tal como una intrusión

1/ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Pisa, Italia.

enfriante, o una cámara magmática que alimenta un volcán. La evaluación de la profundidad, tamaño y características físicas de estos cuerpos magmáticos someros constituye el primer paso hacia la evaluación cuantitativa de la fuente de

El sistema hidrotermal supone la combinación de rocas de reservorio permeables saturadas de fluido y de rocas de cubierta aislantes e impermeables. La forma en la cual los fluidos hidrotermales interactúan con el magma que asciende, en condiciones eruptivas específicas, puede dar algunos indicios en cuanto a la presencia de un reservorio geotérmico y sobre sus condiciones termales.

A este respecto, son preguntas esenciales, que constituyen la clave para una exploración confiable de los prospectos volcánicos: cómo las rocas volcánicas pueden desarrollar una permeabilidad por fracturación o, al contrario, sellarse mediante procesos hidrotermales; y cómo tanto la permeabilidad como la impermeabilidad evolucionan, a lo largo del tiempo, según las diversas condiciones fisico-químicas, climáticas y de esfuerzos.

2. EVALUACION DE LA FUENTE DE CALOR

2.1 Evaluación cualitativa

Teóricamente, todas las zonas afectadas por una actividad volcánica reciente son sitios potencialmente geotérmicos. En realidad, las únicas áreas de interés práctico son aquellas en las cuales un gran volumen de magma ha estado almacenado a una profundidad relativamente somera (menos de 10 km) durante un tiempo suficientemente largo. Por consiguiente, las áreas en las cuales el magma básico ha subido directamente desde el manto a lo largo de fisuras angostas, tales como una meseta basáltica, se consideran de interés limitado; con excepción de las dorsales (rifts) oceánicas, solamente áreas con evidencia de grandes cuerpos magmáticos someros (como intrusiones someras o cámaras de almacenamiento de magma de volcanes centrales) se considera puedan tener perspectivas geotérmicas.

Los métodos vulcanológicos clásicos utilizan la edad y el volumen de las rocas volcánicas siálicas expulsadas (es decir, químicamente evolucionadas, ricas en sílice y álcalis) para evaluar la fuente térmica. Esta estimación cualitativa puede resumirse como sigue: cuanto mayor sea el volumen y menor la edad, mayor será la anomalía térmica (Fig. 1). Los productos volcánicos siálicos tiene dos posi-

bles orígenes: ya sea (i) la diferenciación del magma más básico; o, (ii) una fusión parcial de la corteza continental, proceso conocido como anatexia crustal (que predomina, por ejemplo, en la región geotérmica de Toscana; Marinelli, 1975). Evidentemente, en ambos casos, grandes volúmenes de depósitos de esta clase darían una anomalía térmica ubicada a poca profundidad (Smith and Shaw, 1975).

2.2 Evaluación cuantitativa

Muchos avances se han hecho en cuanto a la comprensión de los procesos que ocurren dentro de las cámaras magmáticas (véase, por ejemplo, Smith, 1979; Hildreth, 1981; Baker y McBirney, 1985a). En el modelo más general, un magma básico se aloja en una cámara donde sufre un proceso de diferenciación, principalmente por cristalización fraccionada en condiciones de enfriamiento (Baker y McBirney, 1985b). El grado de diferenciación al cual llega antes de la erupción, depende de la historia de enfriamiento y del tiempo durante el cual haya permanecido estacionado en la cámara, antes de que se produzca un nuevo ingreso del magma básico proveniente de la profundidad. Son parámetros que es importante cuantificar, el tamaño de la cámara y la temperatura de las rocas encajantes (Spera, 1980); esta última depende, a su vez, de la profundidad a la cual la cámara está emplazada y del gradiente geotérmico del área. Luego de voluminosas erupciones silíceas, a menudo ocurren colapsos de calderas como resultado de la inestabilidad del techo de la cámara somera vaciada (Fig. 2). Por tanto, una estructura caldérica de edad reciente constituye un sitio geotérmico privilegiado, al menos desde el punto de vista de la anomalía térmica. Sin embargo, la cuantificación de la fuente de calor de un sistema geotérmico requiere que el volumen, edad, temperatura y profundidad de la cámara de almacenamiento sean determinados.

Volumen

Además de la información que puede ser suministrada por las anomalías geofísicas (gravimétricas, magnéticas, sísmicas), el volumen mínimo de la cámara puede ser estimado a partir del volumen del líquido diferenciado erupcionado y del grado de fraccionamiento de ese líquido expresado como un porcentaje del sistema magmático inicial. El volumen de la parte colapsada de la caldera da una indicación lo suficientemente precisa del volumen del líquido eyectado. El grado de fraccionamiento puede estimarse con métodos geoquímicos (e.g. Barberi et al., 1975) o petrológicos (e.g. Stormer y Nicholls, 1978). Obviamente, la historia eruptiva, estructura y petrología del volcán deben estudiarse cuidadosamente, a fin de escoger los productos más representativos adecuados para suministrar una indicación confiable sobre la cámara.

Edad

La edad puede estimarse, fácilmente, mediante las mediciones radiométricas de la edad (K-Ar, ^{14}C , rastros de fisión).

Temperatura

Esta puede determinarse, experimentalmente, del estudio de inclusiones de vidrio en los fenocristales (Clocchiatti, 1975; Roedder, 1984) o estimando, en diagramas petrogenéticos adecuados, las temperaturas del equilibrio sólido-líquido reconstruido. Al tratarse de los productos siálico-voicánicos, el sistema de referencia más conveniente es, generalmente, el denominado Sistema Residual de la Petrogenia (véase Yoder, 1979).

Profundidad

Puede estimarse la profundidad determinando las condiciones de presión de la cristalización dentro de la cámara. Si los productos siálicos emitidos tienen conjuntos adecuados de equilibrio fenocristales-vidrio (e.g. feldespato alkali-cuarzo o leucita feldespato-alkali), el cálculo graficado de la composición del vidrio residual en el Sistema Residual de la Petrogenia permite una determinación relativamente precisa del PH_2O de cristalización, que puede emplearse para estimar la P total y, por tanto, la profundidad (Fig. 3). Se cuenta con métodos geotermométricos y geobarométricos, basados en el equilibrio entre las fases cristalina y la fusión (e.g. Kudo y Weil, 1970; Stormer, 1975; Leeman y Scheidegger, 1977): Mysen y Kushiro, 1979; Lindsley, 1983). Estos métodos requieren datos analíticos precisos (mediante microsonda de electrones) sobre los fenocristales totales en las rocas y el vidrio residual. En algunos casos, el conjunto termometamórfico en las eyecciones líticas llevadas a la superficie por explosiones volcánicas puede permitir la estimación de la presión en el contacto de la cámara (véase, por ejemplo, Barberi y Leoni, 1980). Pero, la estimación de la profundidad de la cámara puede ser una tarea difícil que exige una cuidadosa reconstrucción de todo el proceso de cristalización.

El ejemplo adjunto de la Figura 4, indica cómo en la misma región (los alrededores de Nápoles) dos áreas volcánicas activas pueden llevar a conclusiones totalmente opuestas, respecto de la exploración geotérmica. Ambos casos han sido verificados mediante una evaluación directa (perforación). Cabe añadir que, en el caso del Vesuvio, no se encontró ninguna cubierta gruesa (ni rocas flysch preexistentes ni cubiertas auto-selladas), de modo que el agua meteórica bien podría sacar la mayor parte del calor, aunque éste fuera limitado, suministrado por la fuente de calor. Es

interesante observar que, si bien el sistema del Vesuvio es menos profundo y más joven que el de los Campos Flegrean, el volumen limitado de la cámara de almacenamiento hace que no tenga ningún interés práctico, al menos a la profundidad económica actual.

2.3. Modelación

Los antecedentes históricos de transferencia de calor y condiciones termales pueden modelarse a partir de las características de la cámara magmática, y de las condiciones adecuadas iniciales y de frontera. El modelo más sencillo (e.g. Gasparini y Mantovani, 1981) presupone una transferencia de calor puramente conductiva y un medio conductivo más o menos homogéneo e isotrópico. Los parámetros para los datos básicos y las condiciones necesarias para las operaciones de modelación son los siguientes:

- i) profundidad y volumen de la cámara magmática, que se presupone será de forma prismática o esférica.
- ii) temperaturas: cámara magmática, temperatura superficial media, distribución inicial (pre-intrusión) del gradiente de temperatura (o de flujo térmico). Este último es bastante difícil de evaluar. Generalmente, se lo estima a partir de datos estadísticos relativos a ambientes geovolcánicos similares.
- iii) la conductividad y difusividad térmicas: estos parámetros se estiman basándose en las litologías conocidas o previstas.

El resultado de un modelo típico consta en la Figura 5. Para esas condiciones bastante idealizadas, la anomalía térmica causada por la cámara magmática, comparada con el medio regional, llega a 200 grados C, a una profundidad de 2 km encima de la cámara.

Está claro que un modelo conductivo-convectivo estaría más acorde con la realidad, pero es difícil realizarlo fidedignamente cuando sólo se cuenta con datos sobre la superficie, y no se tiene datos de lo profundo. Sin embargo, puesto que el modelo indica la distribución de la temperatura con la profundidad (y la diferencia entre la situación pre-intrusiva y actual) es posible estimar esas condiciones-- espesor mínimo de una capa permeable, si la hubiere, y la permeabilidad mínima de la roca--que permita la convección. Por lo tanto, la modelación podría aplicarse para evaluar la probabilidad de encontrar capas convectivas que contengan fluidos calientes en profundidad (e.g. un yacimiento geotérmico).

Estos modelos, utilizados ya sea como herramientas de predicción o para verificar la congruencia conceptual, pueden mejorarse al disponer de datos de perforación. Es barato realizar la modelación y es un ejercicio que resulta provechoso y que hace reflexionar.

3. PRUEBAS DE LA EXISTENCIA DE UN YACIMIENTO GEOTERMICO

El conocimiento de la existencia de un yacimiento suele ser el problema más difícil de la exploración geotérmica, puesto que la presencia de formaciones cercanas a la superficie, litológica e hidrogeológicamente complejas, de acuíferos someros y de zonas de alteración, frecuentemente impide que se hagan estudios sea geológicos o geofísicos del substrato más profundo. Se pueden obtener informaciones importantes del estudio de los depósitos volcánicos freatomagmáticos y de los xenolitos en rocas piroclásticas. Estas son muestras de los horizontes litológicos del subsuelo, llevadas a la superficie por explosiones volcánicas, y su estudio puede aportar pruebas sobre las alteraciones hidrotermales producidas por la circulación de fluidos hidrotermales.

3.1. Alteración hidrotermal y permeabilidad

Los sistemas geotérmicos se caracterizan por procesos complejos que entrañan, principalmente, una interacción entre las rocas y los fluidos hidrotermales. Consisten en la disolución y/o reacción de las fases sólidas preexistentes y en la precipitación de nuevas especies minerales, estables en nuevas condiciones hidrotermales. El estudio de estos procesos es de suma importancia.

Se ha llegado a conocer que la cubierta impermeable de muchos campos geotérmicos es el resultado de procesos de auto-sellado (Facca y Tonani, 1967), causados por la circulación hidrotermal y la interacción entre rocas y fluidos. Es un concepto relativamente reciente el hecho de que unos mismos procesos hidrotermales pueden actuar, en diferentes condiciones físicoquímicas, de manera diametralmente opuesta a la de la formación de una cubierta auto-sellada. Pueden transformar, efectivamente, rocas de baja permeabilidad primaria en rocas compactas, duras y friables, que pueden volverse permeables mediante la fracturación ("auto-desdellantes"; Marinelli, 1978). La existencia de permeabilidad en profundidad, y las condiciones físicoquímicas de un sistema geotérmico pueden evaluarse estudiando los conjuntos hidrotermales en los xenolitos volcánicos. Es posible determinar la presencia de zonas permeables mediante la observación de la microporosidad y microfracturación presentes en los xenolitos (la presencia de vetas, cavidades y minerales hidrotermales euédricos) indicativos de que existen

en profundidad canales abiertos con circulación de fluidos. La presencia de estos indicadores de permeabilidad, en cantidad relativa, puede dar una estimación de las condiciones de permeabilidad de la sub-superficie. El control petrográfico de las secuencias de las rocas de muchos pozos geotérmicos, en diversos ambientes geotérmicos (Steiner, 1977; Elders, 1977; Elders et al., 1981), ha demostrado que los campos geotérmicos de alta entalpía se caracterizan por una zonación vertical de los minerales hidrotermales asociados con conjuntos recurrentes tipo. Las principales zonas hidrotermales, con sus minerales característicos y fronteras termales aproximadas, se resumen en la Figura 6, la cual constituye un esquema necesariamente simplificado; la transición entre las zonas es, realmente, gradual. Está claro que las zonas arcillosas y filíticas, caracterizadas por una abundancia de láminas de silicatos, actúan como un sello impermeable y térmicamente aislante; es decir, como rocas típicas de recubrimiento del sistema geotérmico. La zona propilítica está compuesta por rocas duras y quebradizas, que pueden volverse permeables por fracturación. En realidad, la mayor parte de los yacimientos geotérmicos de alta entalpía conocidos pertenecen a la zona propilítica; esta zona es, por tanto, el punto de mira principal en la explotación geotérmica.

3.2. Información de los yacimientos freatomagmáticos

Las interacciones explosivas entre el agua externa y el magma se conocen, en la vulcanología, como erupciones hidro o freatomagmáticas. Estos procesos tienen obvias proyecciones geotérmicas, puesto que pueden revelar la presencia de un acuífero a gran profundidad. En la prospección geotérmica, es necesario examinar selectivamente los productos volcánicos a fin de:

- i) identificar aquellos materiales volcánicos que se originan en la interacción agua-magma;
- ii) caracterizar la fuente del fluido interactuante, la cual puede ser superficial--un lago, por ejemplo-- o de origen profundo (un acuífero).
- iii) estimar la temperatura de la fuente del agua; y,
- iv) conocer la fecha en la cual se produjo la erupción hidromagmática y evaluar si el ambiente hidrogeológico ha permanecido igual o no desde entonces.

Pueden contemplarse varios casos, dependiendo de:

- i) la profundidad (sea superficial o subterránea) a la cual interactúan el agua y el magma;

- ii) el volumen de agua que interviene en el proceso;
- iii) el nivel, poco profundo o profundo, de la superficie de fragmentación del magma explosivo primario (véase Barberi et al., 1985).

Debe recalcar que:

- i) los productos hidromagmáticos tienen una característica inconfundible y son, por tanto, fáciles de identificar (Sheridan y Wholetz, 1983; Fisher and Schmincke, 1984);
- ii) la naturaleza de los productos expelidos y su ordenamiento de emisión secuencial, permiten la reconstrucción de la dinámica eruptiva y la modelación del sistema hidrovolcánico (Barberi et al., 1985); y, por último, aunque no es menos importante,
- iii) la interacción agua-magma produce muchos fragmentos de rocas que alojan acuíferos. Estos fragmentos son emitidos a la superficie como xenolitos asociados con productos hidromagmáticos. La naturaleza de sus minerales de alteración hidrotermal permite estimar la temperatura del yacimiento geotérmico.

Lo que antecede está ilustrado en las Figuras 7 (interacción superficial) y 8 (interacción profunda) en función de los escenarios de erupción y las secuencias de deposición. Las Figuras 9 y 10 resumen un ejemplo práctico tomado de la Isla de Nisyros (Arco Egeo, Grecia). La principal formación piroclástica que aflora en la isla (formación Pali; Barberi et al., 1985) está constituida por capas de piedra pómez de la precipitación magmática inicial, seguida por depósitos freatomagmáticos (oleadas de piroclastos con flujos interstratos piroclásticos). La naturaleza de los xenolitos demuestra importantes cambios en el transcurso de la erupción. En el depósito magmático inicial, la lítica está compuesta por lavas frescas y tobas con conjuntos minerales hidrotermales de temperatura baja-moderada (rocas autoselladas de las zonas arcillíticas y filíticas). Los xenolitos de los productos freomagmáticos consisten, en cambio, en fragmentos lávicos con minerales hidrotermales de temperaturas mucho mayores (una zona propilítica típica); los surgimientos hidromagmáticos finales contienen abundantes fragmentos de skarns y rocas intrusivas. Del estudio de la secuencia de deposición eruptiva y de su distribución xenolítica, es evidente que el magma interactuó con un acuífero ubicado en profundidad dentro de la zona de contacto de un cuerpo intrusivo y las lavas suprayacentes. El conjunto mineralógico hidrotermal indica, además, que este acuífero es un yacimiento geotérmico potencial, con una temperatura que supera los 220 grados C. Esto se vio confirmado, plenamente, por los resultados de las perforaciones:

el pozo exploratorio Nisyros-2, efectivamente encontró un yacimiento geotérmico de 250 grados C, que se extendía desde 1.100 m hasta la profundidad total (1.547 m), precisamente dentro de esas lavas quebradizas de la zona propilítica y de los skarns de contacto, los cuales habían sido identificados por el estudio de los xenolitos volcánicos como probables rocas alojantes de acuíferos.

4. ENERGIA GEOTERMICA Y VOLCANES ACTIVOS

Sorprendentemente, la exploración geotérmica ha evitado, durante muchos años, las áreas de volcanismo activo, a pesar de que esas áreas deberían ser sitios preferenciales de anomalías térmicas, por cuanto sí alojan, con seguridad, masas magmáticas calientes a alguna profundidad. En los primeros años de la explotación de la energía geotérmica, cuando Larderello era el único campo de energía geotérmica explotado en el mundo, probablemente se creía, comúnmente, que el fluido de Larderello se originaba directamente en un cuerpo granítico en enfriamiento, para distraer la atención de los volcanes activos como una fuente potencial de energía geotérmica. Pero, es curioso que esa "desconfianza" persistió hasta hace pocos años, cuando el origen meteórico superficial del fluido geotérmico ya era un hecho establecido. Puede haber habido dos razones para ese interés postergado en los volcanes activos: Primero, la preocupación por efectuar importantes inversiones en áreas con gran riesgo de posibles erupciones. Segundo, la opinión-- muy corriente entre los hidrogeólogos--de que las rocas volcánicas, debido a la alta permeabilidad manifestada en la superficie tanto por las lavas fisuradas como los piroclásticos fragmentados, no podrían brindar una cubierta impermeable al sistema hidrotermal profundo.

Estos prejuicios deberían eliminarse, definitivamente, a fin de promover el desarrollo de áreas volcánicas activas-- el mayor potencial geotérmico del mundo. Los riesgos volcánicos pueden evaluarse cuidadosamente, en la actualidad (Crandell et al., 1984); entonces, las instalaciones industriales pueden ubicarse en sitios de bajo riesgo y diseñarse todo el proyecto específicamente, para minimizar el riesgo. La alta permeabilidad de las rocas volcánicas es un hecho real, pero sólo en los productos muy jóvenes que afloran o de poca profundidad. Debido a la frecuente abundancia de vidrios químicamente inestables, los productos volcánicos se convierten, muy fácilmente, en estratos impermeables mediante la alteración climática y/o hidrotermal (Marinelli, 1978). Paradójicamente, los procesos de auto-sellado son, a menudo, tan importantes que el verdadero problema de la exploración geotérmica en zonas volcánicas suele ser una falta de permeabilidad y no de una cubierta impermeable. Sin embargo, el mencionado proceso de "auto-des-sellado", i.e. el desarrollo de la permeabilidad por fracturación en las rocas volcánicas que se vuelven quebra-

dizas al producirse la alteración hidrotermal a alta temperatura, es afortunadamente frecuente en los posibles sitios volcánicos termalmente anómalos y tectónicamente activos.

5. CONCLUSIONES

Gracias a los últimos progresos en la vulcanología aplicada, la cual ya ha superado desde hace mucho tiempo la primitiva etapa descriptiva, y ha ingresado en las investigaciones cuantitativas de campo y de laboratorio, hay una justificación de la exploración de objetivos geovolcánicos aptos para el desarrollo industrial. Evidentemente, todavía queda una serie de cuestiones por solucionarse para mejorar la confiabilidad de las metodologías de exploración. En particular, el método de evaluación de la fuente de calor esbozado aquí, es aún una aproximación muy rudimentaria y simplista de la realidad, a menudo desconcertante y compleja, de los sistemas volcano-geotérmicos. La transferencia de calor mediante la convección de fluidos encima de la fuente de calor puede, en efecto, modificar totalmente la distribución de la temperatura calculada a partir de simples modelos conductivos. Igualmente, los productos freatomagmáticos pueden ser indicadores positivos de los yacimientos geotérmicos, sólo en condiciones eruptivas específicas (nivel de fragmentación magmática dentro del acuífero o a mayor profundidad que el acuífero). No cabe duda de que una comprensión más precisa de los mecanismos que rigen el emplazamiento de las cámaras magmáticas someras, y de los procesos que ocurren en ellas, y también de la dinámica eruptiva, mejorará la confiabilidad de los métodos vulcanológicos en la exploración geotérmica. Estas cuestiones ocuparán considerablemente a los vulcanólogos en el campo de la I y D, en los años por venir. No obstante, la vulcanología ya ofrece herramientas eficientes en sus costos, las cuales son muy valiosas en la exploración integrada de los lugares que ofrecen perspectivas volcano-geotérmicas de alta entalpía.

EXPLICACION DE LOS GRAFICOS

- Fig. 1 Tiempo teórico de enfriamiento versus el volumen de los cuerpos magmáticos: esquema utilizado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (Smith y Shaw, 1975) para la evaluación de reconocimiento de las áreas silíceas volcánicas. Las líneas 1 a 6 representan un espectro de modelos de enfriamiento.
- Fig. 2 Secciones idealizadas esquemáticas de las cámaras magmáticas composicionalmente zonificadas. Los diámetros representan los de las calderas asociadas. Se presupone que el magma emitido ocupaba la parte superior de la cámara. A Askja, B Crater Lake, C Bandelier Tuff, D Timber Mountain, E Yellowstone. Los subíndices denotan diferentes unidades eruptivas (según Smith, 1979).
- Fig. 3 Un ejemplo de estimación de la cristalización-PH₂O: la cámara magmática Somma-Vesuvio. El pequeño triángulo indica los cambios en las líneas de demarcación del sistema residual de la petrogenia bajo diferentes condiciones de presión. Grafico de los vidrios residuales en la piedra pómez emitida (1 y 2 en A) en equilibrio con la leucita y K-feldespató indicando un PH₂O=1 Kb. Véase Barberi et al. (1981) para detalles.
- Fig. 4 Tabla
- Fig. 5 Anomalia térmica provocada por una cámara magmática somera: resultante de un modelo puramente conductivo del complejo volcánico Chiles-Cerro Negro en el Ecuador (según Barberi, 1983).
- Fig. 6 Tabla
- Fig. 7 Secuencia deposicional idealizada de productos volcánicos, generada por la interacción explosiva del magma con agua superficial (e.g. un pequeño lago). Se supone que el agua se agota en el transcurso de la erupción (o que el respiradero se llega a aislar del agua), lo cual permite la transición de la actividad hidromagmática a la magmática.
- Fig. 8 Secuencia deposicional idealizada de productos volcánicos generados por la interacción explosiva entre el magma y aguas freáticas profundas (e.g. un acuífero). Se presupone que el agua se agota en el transcurso de la erupción. En caso de que esto no sucediera, como suele suceder, los productos freatomagmáticos obviamente serán emitidos hasta

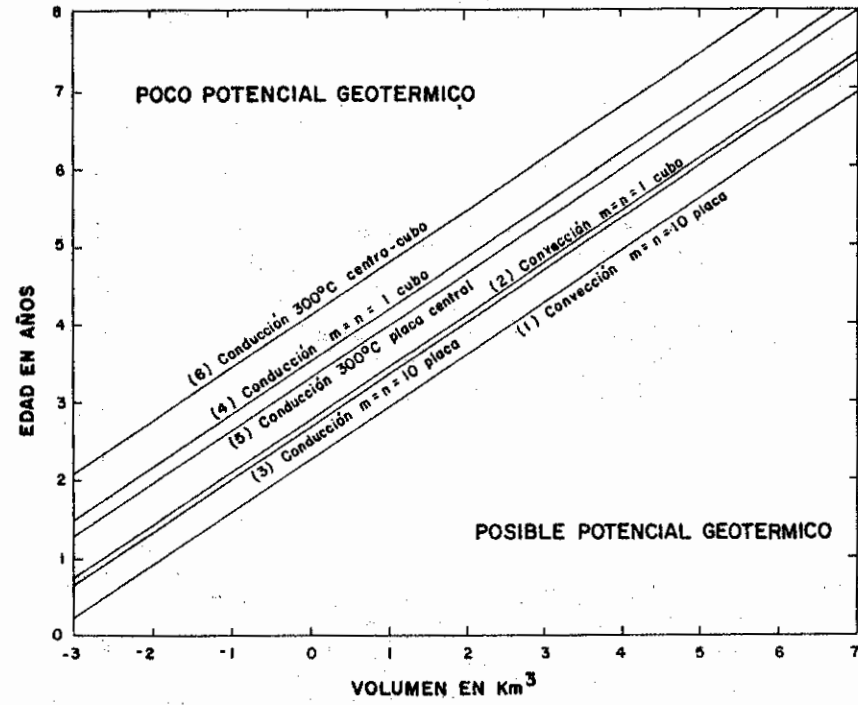
el final de la erupción.

Fig. 9 Las pruebas de la existencia de un yacimiento geotérmico extraídas de los depósitos freatomagmáticos: Isla Nisyros (Grecia) (según Barberi: et al., 1985):

- A) secuencia deposicional de los productos piroclásticos de Pali: F precipitación magmática inicial de piedra pómez: FF precipitación de piedra pómez de grano fino: S surgimientos freatomagmáticos; M flujos piroclásticos freatomagmáticos masivos.
- B) sección litológica y zonas hidrotermales del pozo geotérmico de Nisyros 2. Las flechas que conectan A con B indican la profundidad de la proveniencia de xenolitos.

Fig. 10 Interpretación de los depósitos freatomagmáticos de Nisyros (véase la Fig. 9): la profundidad creciente de la proveniencia xenolítica durante la erupción indica una migración descendiente del nivel de fragmentación magmática en el conducto. La interacción agua-magma comienza cuando este nivel llega al acuífero geotérmico.

FIG. 1



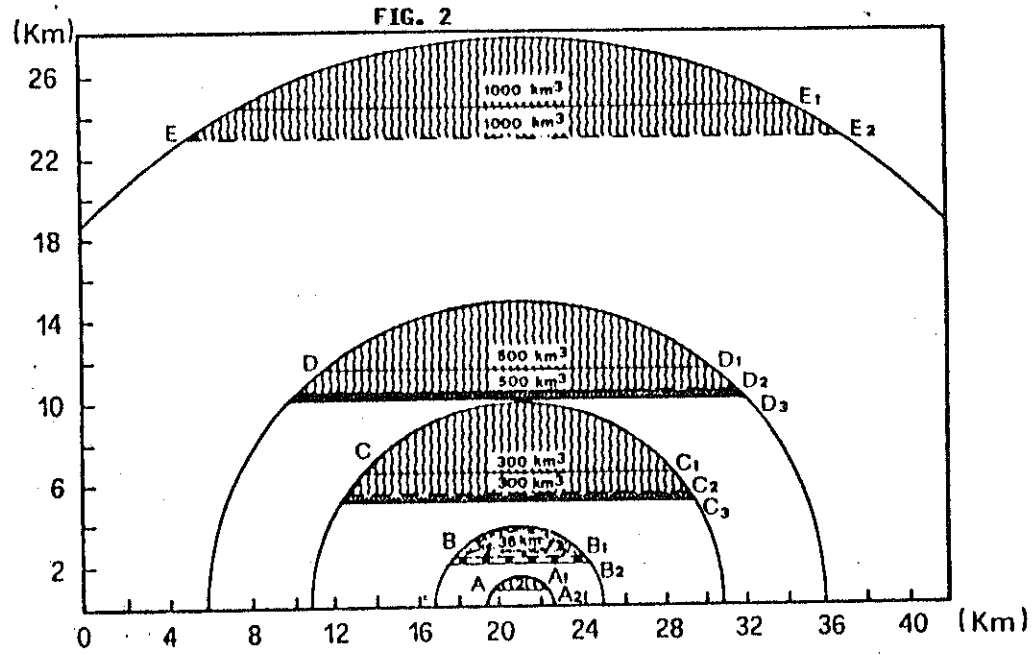


FIG. 3

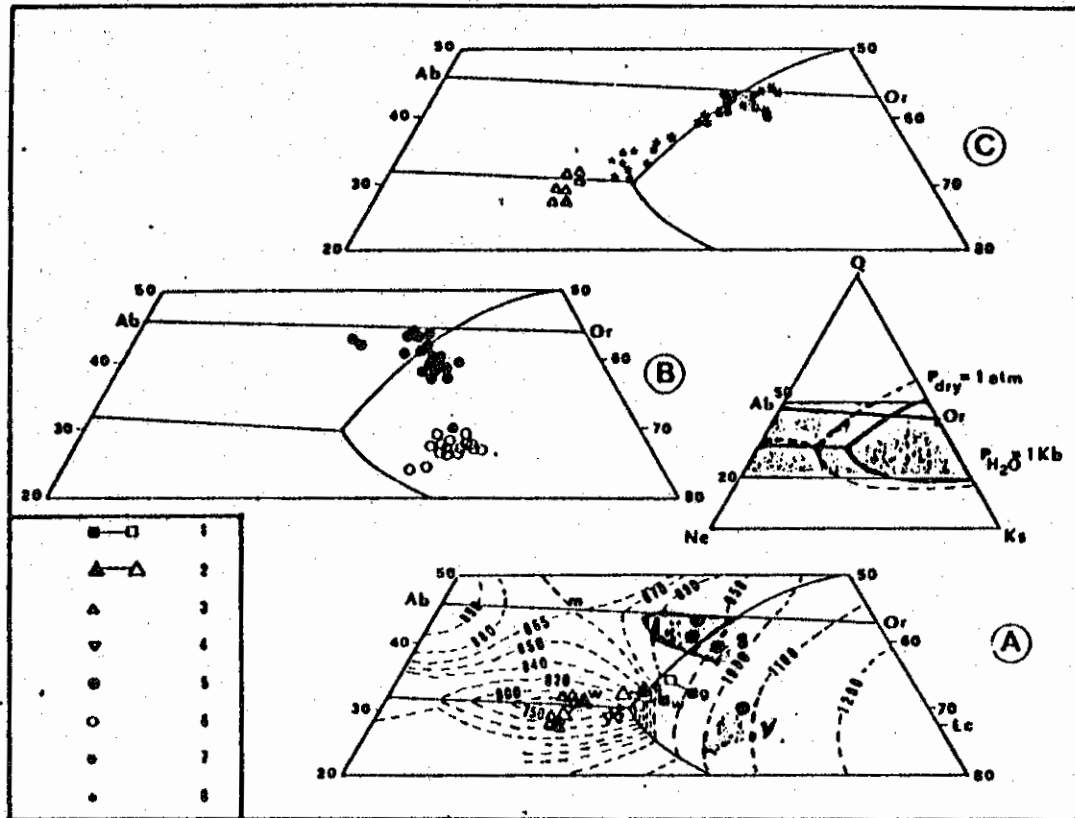


Fig. 4 - Estimación de la Fuente de calor de dos Volcanes Italianos Activos (Area de Nápoles)

Cámara Magmática	Somma - Vesuvio	Campos Flegrean
Volumen (km ³)	2	300
Profundidad hasta el techo de la cámara (km)	2	4-5
Edad de emplazamiento (años)	17.000	35.000
Temperatura inicial (C)	1.200	1.200
Recarga de magma	Sistema recargado	Sistema cerrado
Significación geotérmica	Fuente térmica demasiado pequeña para producir una anomalía térmica de interés práctico	Fuente térmica muy grande. Una T de 900-1000 C persiste en el centro de la cámara. Gran interés geotérmico.
Resultados de perforación	55 C a 2.000 m de profundidad	350 -420 C a 2.000-3.000 de profundidad
Referencias:		
- para la cámara de acumulación	Barberi et al., 1981	Armienti et al., 1983
- para los resultados de perforación	Balducci et al., 1985	Bruni et al., 1985

Fig. 5

107

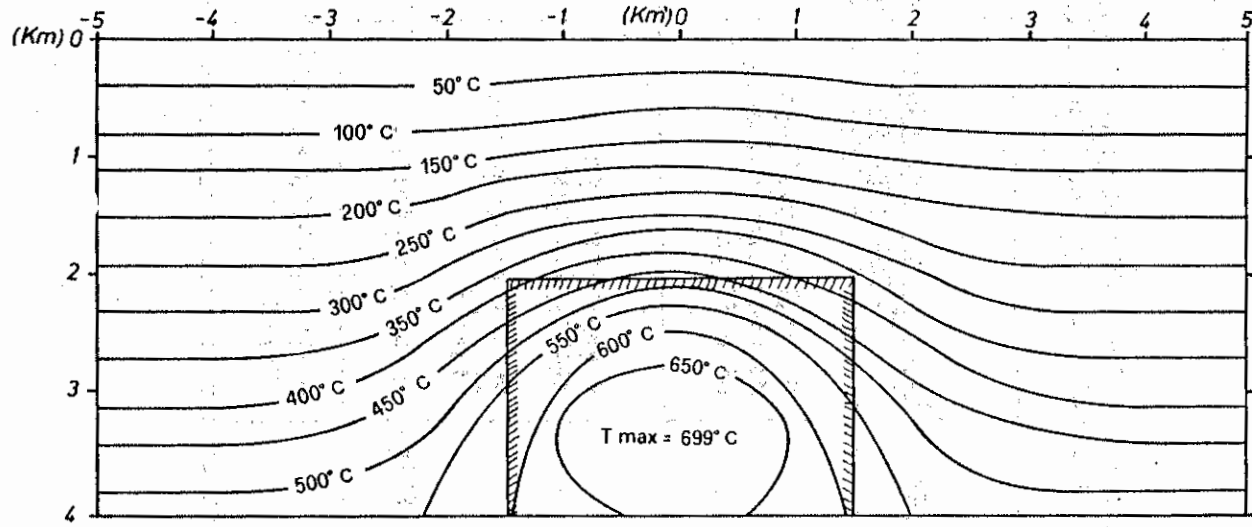


Fig. 6 - Principales Zonas Hidrotermales (según los Registros Mineralógicos en los Pozos Geotérmicos)

<u>Zona Hidrotermal</u>	<u>Principales Indicadores Mineralógicos</u>	<u>T Aproximada de Transición</u>
Arcillítica	Minerales Arcillosos Montmorillonita, Caolinita Ilita	---150 C
Filítica	Desaparición de Montmorillonita Sericita-Muscovita- Clorita	
Filítica-Zeolítica	Igual más zeolita	---220-250 C
Propilítica	Epidota, Albita, Adularia Cuarzo	

FIG. 7

INTERACCION EXPLOSIVA DEL MAGMA CON EL AGUA DE SUPERFICIE

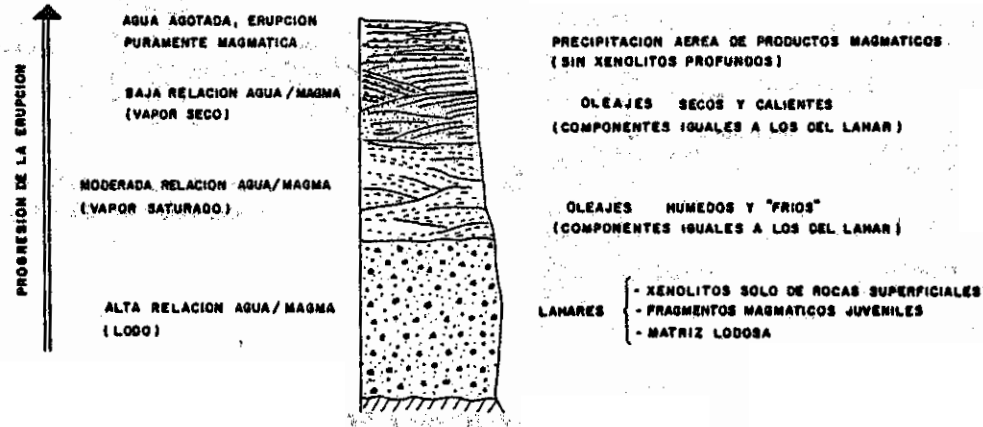
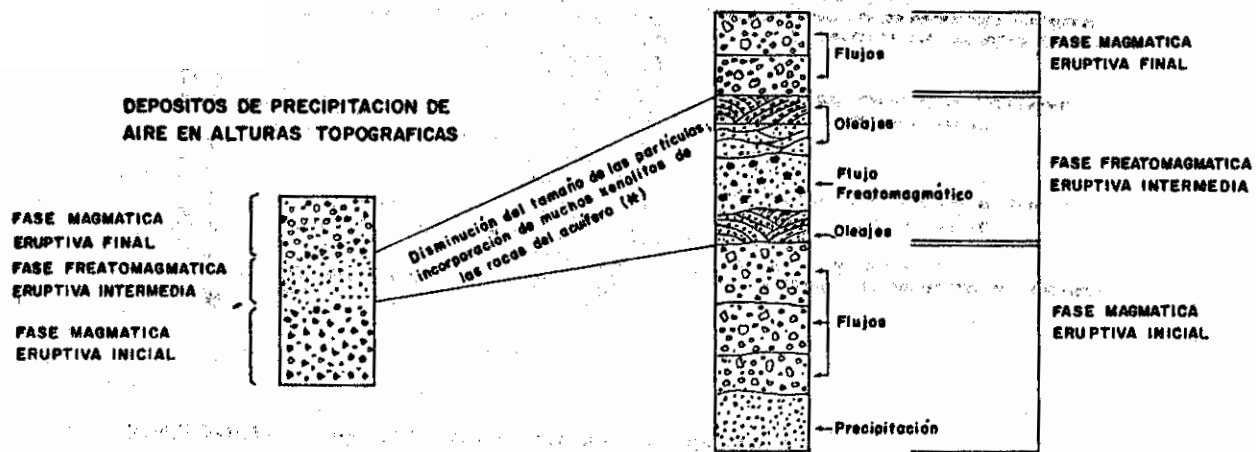


FIGURA 8

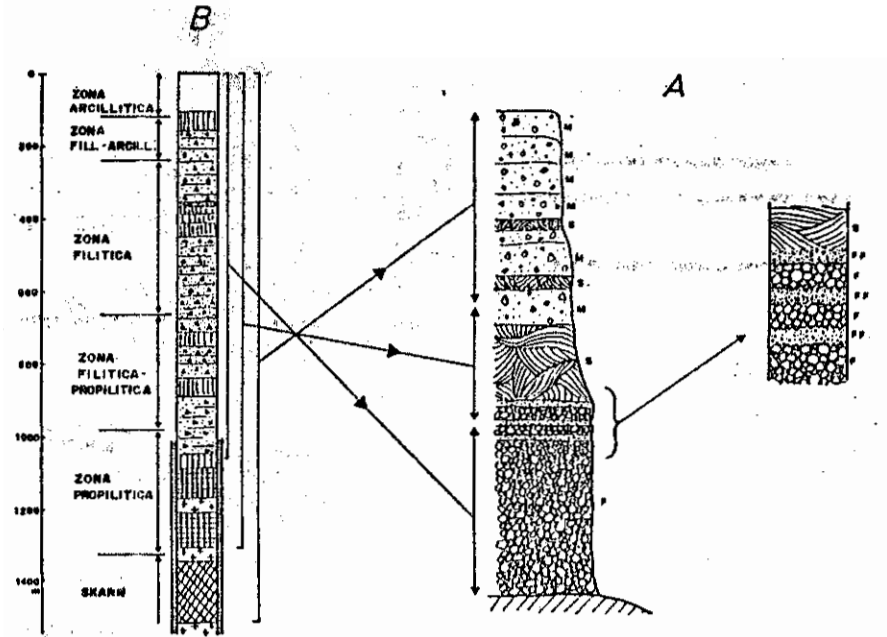
INTERACCION AGUAS PROFUNDAS - MAGMA

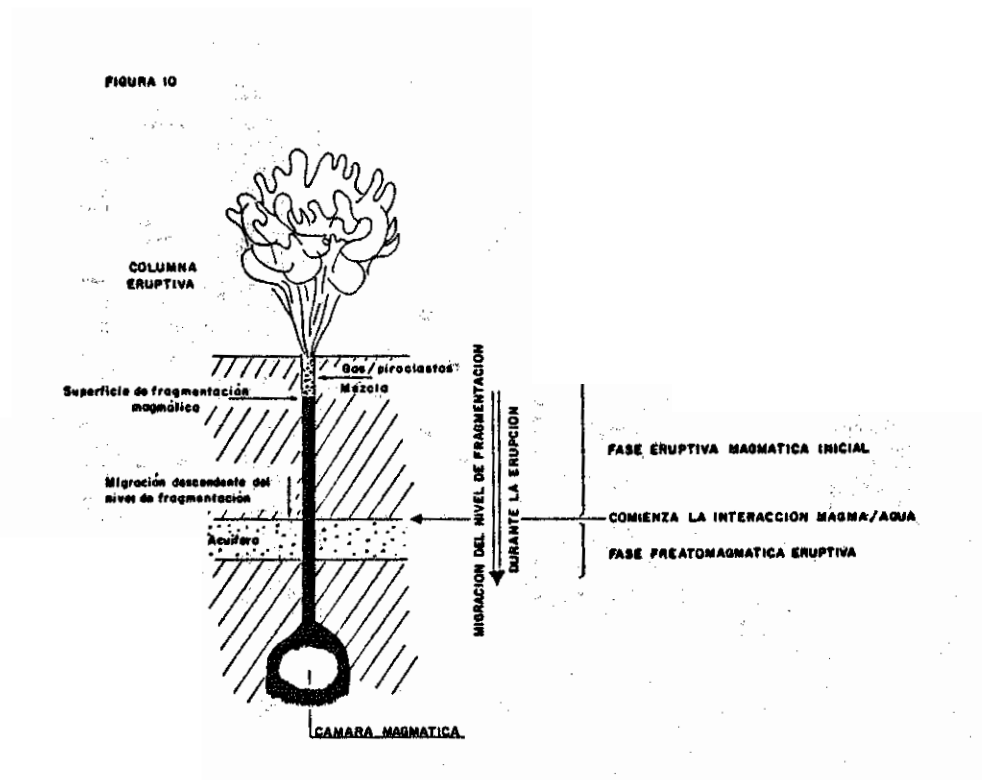
110



(*) El estudio de estos xenolitos permite identificar de las rocas del yacimiento y estimar su temperatura

FIGURA 9





REFERENCIAS

Armienti P., Barberi F., Bizoward H., Clocchiatti R., Innocenti F., Metrich N., Rosi M., Sbrana A., (1983): The Phlegrean Fields; magma evolution within a shallow magma chamber. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17, 289-311.

Baker B.H., Mc Birney A.R. (Eds) (1985a): Processes in magma chambers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 24, special issue 1/2, 204 p.

Baker B.H., Mc Birney A.R. (1985b): Liquid fractionation. Part III: Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 24, 1/2, 55-81.

Balducci S., Vaselli M., Verdiani G. (1985): Exploration well in the "Ottaviano" permit, Italy. In A.S. Strub and P. Ungemach (eds): European Geothermal Update, Proceedings of the 3rd International Seminar on the Results of the EC Geothermal Energy Research, Munich (1983) D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 407-418.

Barberi F. (1983): Geovulcanología en la exploración geotérmica - progresos alcanzados. In OLADE: Estado actual de la geotermia en América Latina. Quito, 169-182.

Barberi F., Leoni L. (1980): Metamorphic carbonate ejecta from Vesuvius plinian eruptions. Evidence of the occurrence of shallow magma chambers. *Bull. Vulcanol.* 43 (1), 107-120.

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. (1975): A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, The Boina Centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, 16, 22-56.

Barberi F., Navarro J.M., Rosi M., Santacroce R., Sbrana A. (1985): Explosive interaction of magma with ground water: insights from xenoliths and geothermal drillings. Submitted to *Bulletin of Volcanology*.

Bruni P., Chelini W., Sbrana A., Verdiani G. (1985): Deep exploration of the San Vito area (Pozzuoli - Na) - well

S. Vito I. in : European Geothermal Update. Proceedings of the 3rd International Seminar on the results of S Geothermal Energy Research, Munich, (1983) Reidel Publ. Co., Dordrecht: 390-406.

Clocchiatti R. (1975): Les inclusions vitreuses de quartz: donnees optiques, thermometrics et chimiques. Mem. Soc. Geol. Fr. 122, 1-96.

Crandell D.R., Booth B., Kusumadinata K., Shimozuru D., Walker G.P.L., Westercamp D. (1984): Source-book for volcanic-hazards zonation. UNESCO, Natural Hazards 4, Paris.

Elders W.A., (1977): Petrology as a practical tool in the geothermal studies. Geothermal Ressources Council, Transactions, 1, 85-86.

Elders W.A., Hoagland J.R., Williams A.E. (1981): The distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Geothermics, 10, 245-253.

Facca G., Tonani F. (1967): The self-sealing geothermal field. Bull. Volcan., 30, 271-273.

Fisher R.V., Schmincke H.U. (1984): Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 472 p.

Gasparini P., Mantovani M.S.M. (1981): Heat transfer in geothermal areas. In: Geophysics of Geothermal Fields, A. Rapolla, Ed., Plenum Press.

Hildreth W. (1981): Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. J. Geophys. Res., 86, 10153-10192.

Kudo A.M., Weill D.F. (1970): An igneous plagioclase geothermometer. Contr. Min. Petrol., 25, 52-65.

Leeman W.P., Scheidegger K.F. (1977): Olivine-liquid distribution coefficient and a test for crystal-liquid equilibrium. Earth Planet. Sci. Letters, 35, 247-257.

Lindsley D.H. (1983): Pyroxene thermometry. *Am. Miner.*, 68, 477-493.

Marinelli G. (1975): Magma evolution in Italy. In: *Italy Earth Sci. Soc. Libya*, 165-220.

Marinelli G. (1978): Le probleme de la permeabilite des roches d'origine volcanique dans la recherche d'un champ geothermique. *Memoire hors serie CERGH-USTL Montpellier*, 397-404.

Mysen B., Kushiro I. (1979): Pressure dependance of nickel partitioning between forsterite and aluminous silicate melts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 42, 383-388.

Roedder E. (1984): Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, *Min. Soc. America*, 644 p.

Sheridan M.F., Wohletz K.H. (1983): Hydrovolcanism: basic considerations and review. *J. Volcan. Geoth. Res.*, 17, 1-29.

Smith R.L. (1979): Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper* 180, 5-27.

Smith R.L., Shaw H.R. (1975): Igneous-related Geothermal Systems. In: *Assessment of Geothermal Resources of the United States. Geol. Survey Circular* 726, 58-83.

Steiner A. (1977): The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand. *N. Z. Geol. Survey Bull.*, 90, 1-136.

Spera F. (1980): Thermal evolution of plutons: a parameterized approach. *Science*, 207, 299-301.

Stormer J.C. (1975): A practical two feldspar geothermometer. *Am. Min.*, 60, 667-674.

Stormer J.C., Nicholls J. (1978): XLFRAC: a program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computer and Geosci.*, 4, 143-159.

Yoder H.S. Jr. (Ed.) (1979): *The evolution of the igneous rocks-fiftieth anniversary perspectives.* Princeton University Press, 588 p.

RECENT PROGRESS IN VOLCANOLOGY APPLIED
TO GEOTHERMAL EXPLORATION

Franco Barberi ^{1/}
Giorgio Marinelli ^{1/}

1. INTRODUCTION

There has been in the past years a growing interest in high-enthalpy geothermal resources in relation to volcanism and magmatism. It is expected that this trend will be strengthened in the future as most of the geothermal potential lies within volcanic areas, particularly (but not only) in active continental margin and island arc environments, which already display promising shows and attractive development opportunities. Over 50% of the world's installed capacity of geothermal electricity originates from volcanic settings. Hence, the geothermal community at large and volcanologists in particular must be prepared to meet present and future requirements in resource exploration and development in such areas. Our purpose is to outline briefly some concepts currently utilized in modern volcanology and illustrate how these conceptual models reflect on geothermal exploration in identifying geothermal systems of economic interest.

The prime concern of volcanology, when addressing high-enthalpy geothermal systems, will naturally be the heat source and the overlying hydrothermal system. The required heat is supplied by a mass of high-temperature magma, located at a shallow depth within the earth's crust, such as a cooling intrusion, or a magma chamber feeding a volcano. The evaluation of depth, size, and physical characteristics of such shallow magma bodies is the first step towards the quantitative assessment of the heat source.

^{1/} Department of Earth Science, University of Pisa, Italy

The hydrothermal system implies the combination of permeable, fluid-saturated reservoir rocks and of impervious, insulating cover rocks. The way hydrothermal fluids interact with uprising magma, under specific eruptive conditions, can give some clues to the presence of a geothermal reservoir and its thermal state.

How volcanic rocks may develop permeability by fracturing or, to the contrary, become sealed by hydrothermal processes, and how both permeability and impermeability evolve in time with varying physicochemical, climatic and stress conditions are essential questions since they are the key to reliable exploration of volcanic prospects.

2. ASSESSMENT OF THE HEAT SOURCE

2.1. Qualitative Assessment

Theoretically, all zones affected by recent volcanic activity are potential geothermal sites. In reality, the only areas of practical interest are those where a large volume of magma is stored at relatively shallow depth (less than 10 km) for a sufficiently long time. Thus, areas in which basic magma has risen directly from the mantle along narrow fissures, such as basaltic plateaux, are considered of limited interest; with the exception of oceanic rifts, only areas with evidences of large shallow magma bodies (such as shallow intrusions or central volcanoes' storage magma chambers) are considered to have geothermal perspectives.

Classical volcanological methods use both age and volume of erupted sialic (e.g. chemically evolved, silica- and alkali-rich) volcanic rocks to appraise the heat source. This qualitative assessment can be summarized as follows: the larger the volume and the younger the age, the greater the thermal anomaly (Fig. 1). Sialic volcanic products have two possible origins, either (i) differentiation of more basic magma, or (ii) partial melting of the continental crust, a process known as crustal anatexis (which dominates, for instance, in the geothermal region of Tuscany; Marinelli, 1975). Clearly, in both cases large volumes of young deposits of this type would result in a shallow-seated thermal anomaly (Smith and Shaw, 1975).

Temperature

Can be determined experimentally from the study of glass inclusions in the phenocrysts (Clocchiatti, 1975; Roedder, 1984) or by estimating, in appropriate petrogenetic diagrams, the temperatures of the reconstructed solid-liquid equilibria. Dealing with silicic volcanic products, the most suitable reference system is usually the so-called Petrogeny's Residual System (see Yoder, 1979).

Depth

Can be estimated by determining the pressure conditions of crystallization within the chamber. If the erupted silicic products have suitable phenocryst-glass equilibrium assemblages (e.g. quartz-alkali-feldspar or alkali-feldspar-leucite) the plot of the composition of the residual glass in the Petrogeny's Residual System allows a relatively precise determination of the crystallization of PH_2O which can be used to estimate total P and, hence, depth (Fig. 3). Geothermometric and geobarometric methods based on the equilibrium between coexisting crystal phases and the melt are available (e.g. Kudo and Weill, 1970; Stormer, 1975; Leeman and Scheidegger, 1977; Mysen and Kushiro, 1979; Lindsley, 1983). They require precise analytical data (by electron microprobe) of total rock phenocrysts and residual glass. In some cases, the thermometamorphic assemblage in lithic ejecta brought to the surface by volcanic explosions can permit an estimate of the pressure at the chamber contact (see, for example, Barberi and Leoni, 1980). The estimation of the chamber's depth, however, can prove to be a difficult exercise requiring a careful reconstruction of the entire crystallization process.

The example attached in Fig. 4 shows how, in the same region (Naples surroundings), two active volcanic areas can lead to totally opposite conclusions regarding geothermal exploration. Both cases have been checked by direct (drilling) assessment. It should be added that in the case of Vesuvius no thick cap rock (neither pre-existing flysch rocks nor self-sealed cover rocks) was found, so that cold meteoric water is likely to flush most of the heat, although limited, provided by the heat source. It is of interest to notice that although the Vesuvius system is shallower and younger than in the Phlegrean Fields, the limited volume of the storage chamber makes it of no practical interest, at least at present economic depth.

2.3. Modelling

Heat transfer and thermal histories can be modelled from the characteristics of the magma chamber, and adequate boundary and initial conditions. The simplest model (e.g. Gasparini and Mantovani, 1981) assumes purely conductive heat transfer and a more or less homogeneous and isotropic conductive medium. Input parameters and conditions necessary for model operations are the following:

- i) depth and volume of the magma chamber assumed prismatic or spherical in shape;
- ii) temperatures: magma chamber, mean surface temperature, initial (pre-intrusion) temperature gradient (or thermal flux) distribution. The latter is indeed difficult to assess. It is usually estimated from statistical data relevant to similar geovolcanic environments;
- iii) thermal conductivity and diffusivity: these parameters are estimated on the grounds of known or expected lithologies.

A typical model output is shown in Fig. 5. For those fairly idealized conditions, the thermal anomaly caused by the magma chamber, as compared to the regional environment, reaches 200degC at a depth of 2 km above the chamber.

Clearly a conductive-convective model would best match reality, but it is difficult to implement it reliably when only surface data are available and data at depth are lacking. However, as the model provides the distribution of temperature with depth (and the difference between preintrusion and present situation), it is possible to estimate those conditions - minimum thickness of a pervious layer, if any, and minimum rock permeability- allowing for convection. Therefore modelling may be applied to assess the likelihood of finding convective hot fluid-bearing layers - e.g. a geothermal reservoir - at depth.

Such models, used either as prediction tools or for checking conceptual consistency, can be improved when drilling data become available. Modelling is cheap to implement, but proves to be thought-provoking and rewarding as an exercise.

3. EVIDENCE OF A GEOTHERMAL RESERVOIR

The reservoir assessment is often the most difficult problem of geothermal exploration since the presence of lithologically and hydrogeologically complex near-surface formations, shallow aquifers and alteration zones, often prevents studying the deeper substratum either geologically or geophysically. Important information can be obtained from the study of phreatomagmatic volcanic deposits and of xenoliths in pyroclastic rocks. These are samples of subsurface lithological horizons brought to the surface by volcanic explosions, and their study can provide evidence for hydrothermal alteration produced by geothermal fluids circulation.

3.1. Hydrothermal Alteration and Permeability

Geothermal systems are characterized by complex processes involving mainly interaction between rocks and hydrothermal fluids. They consist of dissolution and/or reaction of the pre-existing solid phases and precipitation of new mineral species that are stable under new hydrothermal conditions. The study of these processes is of the utmost importance.

It is now a well-known fact that the impermeable cover of many geothermal fields is a result of self-sealing processes (Facca and Tonani, 1967), caused by hydrothermal circulation and rock-fluid interaction. It is a relatively recent concept that the same hydrothermal processes can act, under different physicochemical conditions, in a way just the opposite to the formation of a self-sealed cover. They can actually transform rocks of low primary permeability into compact, hard and brittle rocks that may become permeable by fracturing ("de-self-sealing"; Marinelli, 1978). The occurrence of permeability at depth and the physicochemical conditions of a geothermal system can be assessed by the study of the hydrothermal assemblages in volcanic xenoliths. The presence of permeable zones can be identified through the observation of microporosity and microfracturing present in xenoliths (presence of veins, cavities and of euhedral hydrothermal minerals) indicating that open channels with circulation of fluid exist at depth. The presence and relative amount of these permeability indicators can provide an estimate of the subsurface permeability conditions. Petrographic control of the rock sequences of many geothermal wells in various geothermal environments (Steiner, 1977; Elders, 1977; Elders et al., 1981) has shown that high-enthalpy geothermal fields are characterized by a vertical zoning of hydrothermal minerals associated with recurrent standard assemblages. The main hydrothermal zones, with their characteristic minerals and approximate thermal boun-

daries, are summarized in Fig. 6, which is necessarily a simplified scheme, the transition between zones being actually a gradual one. It is clear that the argillitic and phyllitic zones, being characterized by abundance of sheet silicates, act as an impervious and thermally insulating seal, i.e. as typical cover rocks of the geothermal system. The propylitic zone is composed by hard and brittle rocks which may become permeable by fracturing. Actually, most known high enthalpy geothermal reservoirs belong to the propylitic zone: this zone is therefore the main target in geothermal exploration.

3.2. Information from Phreatomagmatic Deposits

Explosive interactions between external water and magma are known in volcanology as hydro or phreatomagmatic eruptions. These processes have obvious geothermal implications, since they may reveal the presence of a deep-seated aquifer. In geothermal prospecting, it is necessary to screen the volcanic products in order to:

- i) identify those volcanic materials originating from water-magma interaction;
- ii) characterize the interacting fluid source, which can be either superficial, for instance a lake, or of deep (aquifer) origin;
- iii) estimate the temperature of the water source, and
- iv) assess the date at which the hydromagmatic eruption occurred and evaluate whether or not the hydrogeological setting has remained unchanged since then.

Various cases can be envisaged depending on:

- i) the depth at which water and magma interact (either at the surface or underground) ;
- ii) the volume of water involved in the process;
- iii) the level, shallow or deep, of the primary explosive magma fragmentation surface (see Barberi et al., 1985)

It should be emphasized here that:

- i) hydromagmatic products have a characteristic signature and are therefore easy to identify (Sheridan and Wholletz, 1983; Fisher and Schmincke, 1984);
- ii) the nature of erupted products, and their sequential emission ordering, allow the reconstruction of eruptive dynamics and the modelling of the hydrovolcanic system (Barberi et al., 1985); and, last but not least,
- iii) magma-water interaction produces many fragments of aquifer-hosting rocks. These fragments are emitted to surface as xenoliths associated with hydromagmatic products. The nature of their hydrothermal alteration minerals allows the temperature of the geothermal reservoir to be estimated.

The foregoing is illustrated in Figs. 7 (superficial interaction) and 8 (deep interaction) in terms of eruption scenarios and depositional sequences. A practical example from the island of Nisyros (Aegean arc, Greece) is summarized in Figs. 9 and 10. The main pyroclastic formation outcropping on the island (Pali formation; Barberi et al., 1985) is made by initial magmatic fallout pumice-layers, followed by phreatomagmatic deposits (pyroclastic surges, with pyroclastic flow interlayers). The nature of xenoliths shows important changes in the course of the eruption. In the initial magmatic deposit, the lithics are made of fresh lavas and of tuffs with low-moderate temperature hydrothermal mineral assemblages (self-sealed rocks of the argillitic and phyllitic zones). Xenoliths of the phreatomagmatic products consist instead mostly of lava fragments with hydrothermal minerals of much higher temperature (typical propylitic zone); the final hydromagmatic surges contain abundant fragments of skarn and intrusive rocks. From the study of the eruption depositional sequence, and of its xenolith distribution, it is clear that the magma interacted with a deep-seated aquifer located within the contact-zone of an intrusive body and the overlying lavas. The hydrothermal mineralogical assemblage further indicates that this aquifer is a potential geothermal reservoir, with a temperature in excess of 220degC. This was fully confirmed by drilling results: the Nisyros-2 exploratory well actually found a 250degC geothermal reservoir extending from 1,100 m to total depth (1,547 m) exactly within those brittle lavas of the propylitic zone and contact skarns, which had been identified from the volcanic xenoliths study as probable aquifer-hosting rocks.

4. GEOTHERMAL ENERGY AND ACTIVE VOLCANOES

Surprisingly enough, geothermal exploration has avoided for many years the areas of active volcanism, in spite of the fact that those areas should be preferential thermally anomalous sites, since they certainly host hot magmatic masses at some depth. In the early years of geothermal energy development, when Larderello was the only exploited geothermal field in the world, it was probably the current belief that Larderello fluid originated directly from a cooling granitic body, which took interest away from active volcanoes as a potential geothermal energy source. But, curiously, such a "mistrust" has persisted until recent years, also when the superficial meteoric origin of the geothermal fluid was a sound, well-established fact. There may have been two reasons for such a delayed geothermal interest in active volcanoes. Firstly, the concern about making important investments in areas of potentially high eruption hazard. Secondly, the opinion, popular among hydrogeologists, that volcanic rocks, because of the high permeability shown on the surface by both fissured lavas and fragmented pyroclasts, could not provide any impervious cover to the deep hydrothermal system.

Such prejudices should be definitely removed, in order to promote development of active volcanic areas, the world's largest geothermal potential. Volcanic hazards can nowadays be carefully assessed (Crandell et al., 1984); industrial facilities can then be located in low-hazard sites and the whole project can be specifically designed so as to minimize the risk. The high permeability of volcanic rocks is a real fact, but only in very young, outcropping or shallow products. Because of the frequent abundance of chemically unstable glass, volcanic products are in fact easily converted into impermeable layers by climatic and/or hydrothermal alteration (Marinelli, 1978). Paradoxically, self-sealing processes are frequently so important that the real problem of geothermal exploration in volcanic areas is often one of lack of permeability, rather than of impervious cover. However, the aforementioned "de-self-sealing" process, i.e. the development of permeability by fracturing in volcanic rocks which become brittle upon high-temperature hydrothermal alteration, is fortunately frequent in the tectonically active, thermally anomalous volcanic prospects.

5. CONCLUSIONS

Thanks to recent progress in applied volcanology, which has long passed the early descriptive stage to enter quantitatively oriented field and laboratory investigations, there is a rationale for exploring geovolcanic targets eligible for industrial development. Obviously, there are still a number of points which remain to be solved to improve the reliability of exploration methodologies. In particular, the heat source assessment method outlined here is still a very rough and simplistic approximation of the often puzzling and complex reality of volcano-geothermal systems. Heat transfer by fluid convection above the heat source can in fact modify entirely the temperature distribution calculated from simple conductive models. Equally, the phreato-magmatic products can be positive indicators of geothermal reservoirs only under specific eruptive conditions (magma fragmentation level within or deeper than the aquifer). A more precise understanding of the mechanisms governing the emplacement of shallow magma chambers, and of the processes occurring within them, as well as of the eruptive dynamics will certainly improve the reliability of volcanological methods in geothermal exploration. These matters will surely keep volcanologists busy in R&D for years ahead. However, volcanology already provides cost-effective tools which are precious in the integrated exploration of high-enthalpy volcano-geothermal prospects.

FIGURE CAPTIONS

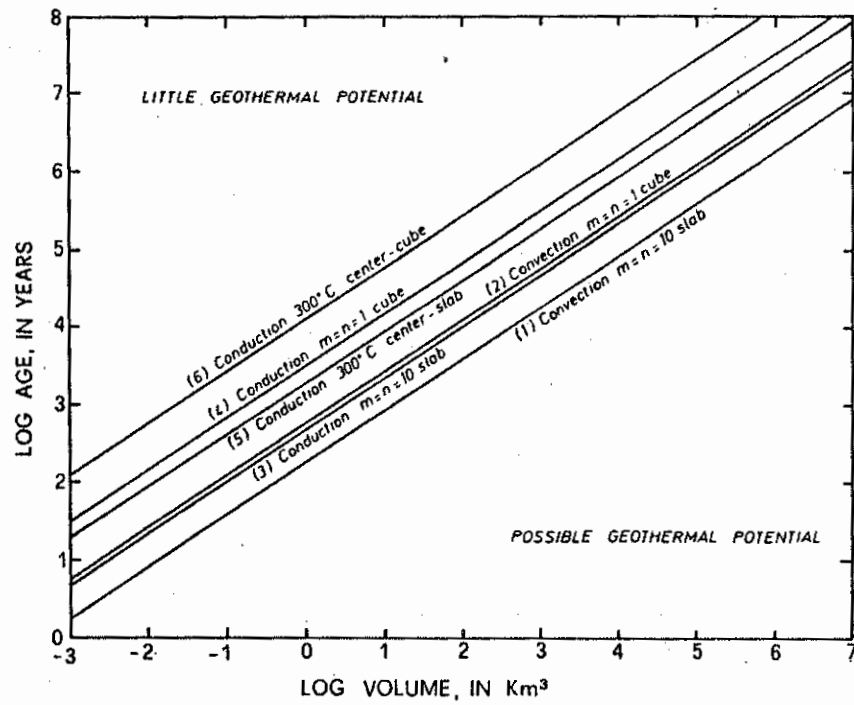
- Fig. 1 Theoretical cooling time versus volume for magma bodies: scheme used by U.S.G.S. (Smith and Shaw, 1975) for reconnaissance evaluation of silicic volcanic areas. Lines 1-6 represent a spectrum of cooling models.
- Fig. 2 Schematic idealized sections of compositionally zoned magma chambers. Diameters are those of associated calderas. Erupted magma is assumed to have occupied the upper part of the chamber. A Askja, B Crater Lake, C Bandelier Tuff, D Timber Mountain, E Yellowstone. Subscripts denote different eruptive units (after Smith, 1979).
- Fig. 3 An example of estimation of crystallization-PH₂O: the Somma-Vesuvius magma chamber. The small triangles show the changes in the boundary lines of the petrogeny's residual system under different pressure conditions. Plot of residual glasses from erupted pumice (1 and 2 in A) in equilibrium with leucite and K-feldspar indicates a PH₂O=1 Kb. See Barberi et al. (1981) for details.
- Fig. 4 Table
- Fig. 5 Thermal anomaly induced by a shallow magma chamber: output of a purely conductive model from Chiles-Cerro Negro volcanic complex in Ecuador (after Barberi, 1983)
- Fig. 6 Table
- Fig. 7 Idealized depositional sequence of volcanic products generated by explosive interaction of magma with surface water (e.g. a small lake). It is assumed that the water is exhausted in the course of the eruption (or the vent becomes insulated from the water), permitting the transition from hydromagmatic to magmatic activity.
- Fig. 8 Idealized depositional sequence of volcanic products generated by explosive interaction of magma with deep ground water (e.g. an aquifer). It is assumed that the water is exhausted in the course of the eruption. Should this not happen,

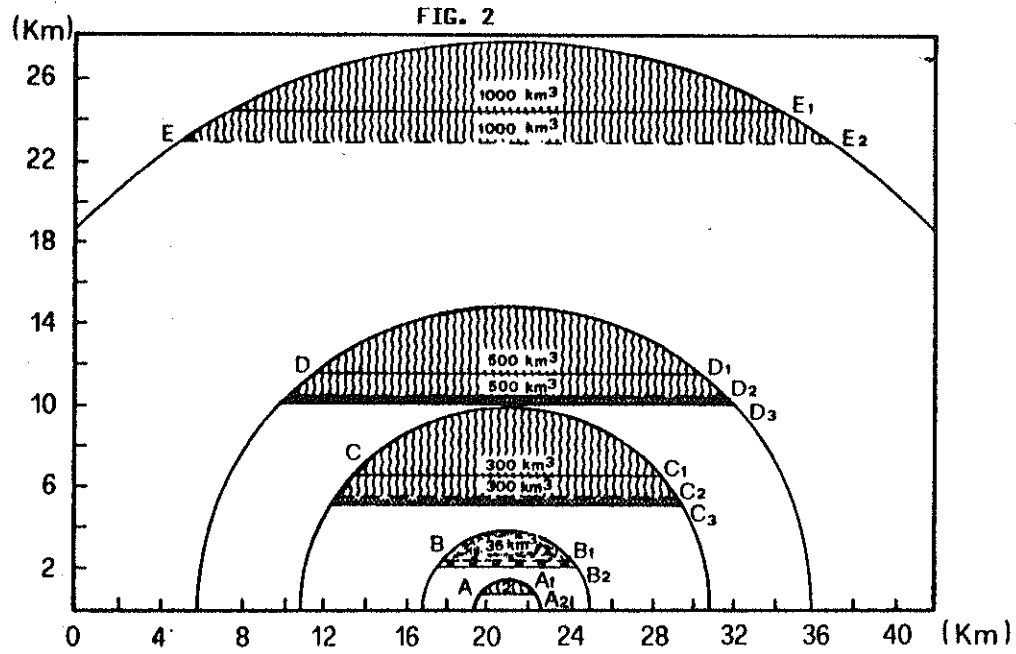
as is frequently the case, the phreatomagmatic products will obviously not be emitted until the end of the eruption.

FIG.9 Evidence of a geothermal reservoir from phreatomagmatic deposits: Nisyros island (Greece) (after Barberi et al., 1985): A) depositional sequence of the pyro-lastic products of Pali: F initial magmatic pumice fall; FF fine grained pumice fall; S phreatomagmatic surges; M phreatomagmatic massive pyroclastic flows. B) lithological section and hydrothermal zones of Nisyros 2 geothermal well. Arrows connecting A and B designate the depth of xenoliths provenance.

Fig. 10 Interpretation of Nisyros phreatomagmatic deposits (see Fig. 9): the increasing depth of xenoliths provenance during eruption indicates a downward migration of the magma fragmentation level in the conduit. Water-magma interaction begins when this level reaches the geothermal aquifer.

Fig. 1





 Rhyolite  Quartz Latite  Rhyodacite  Andesite  Basalt

FIG. 3

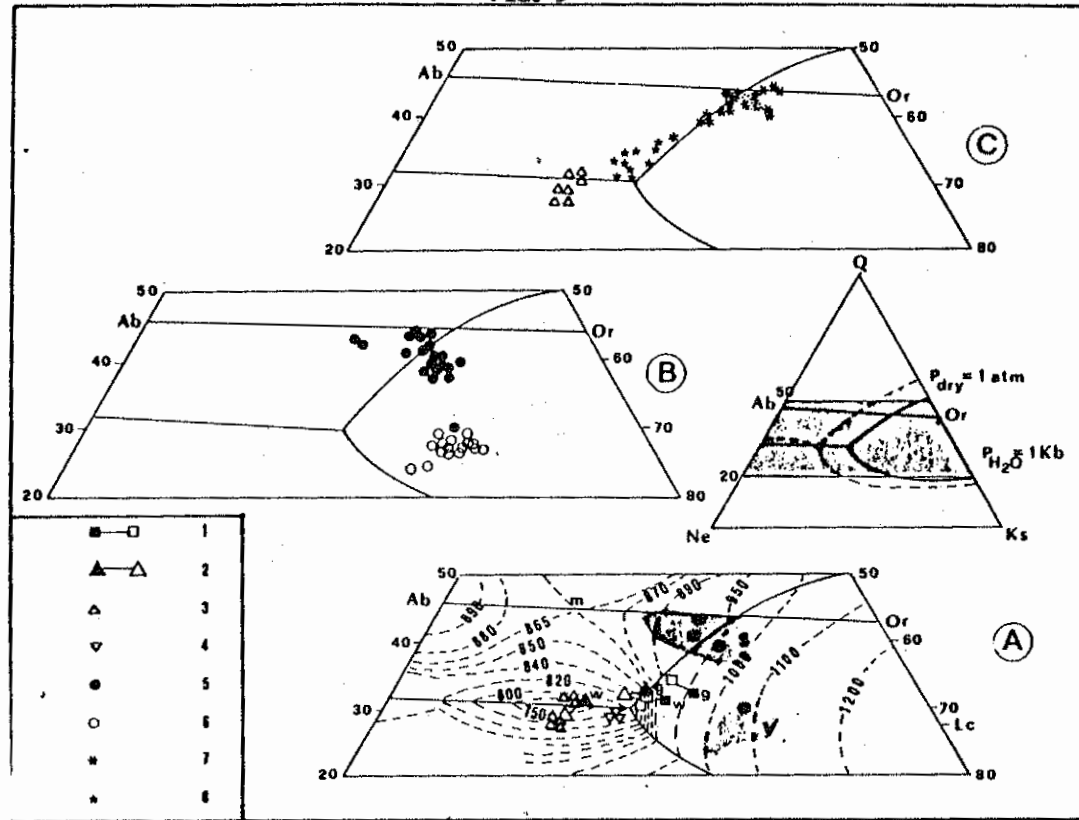
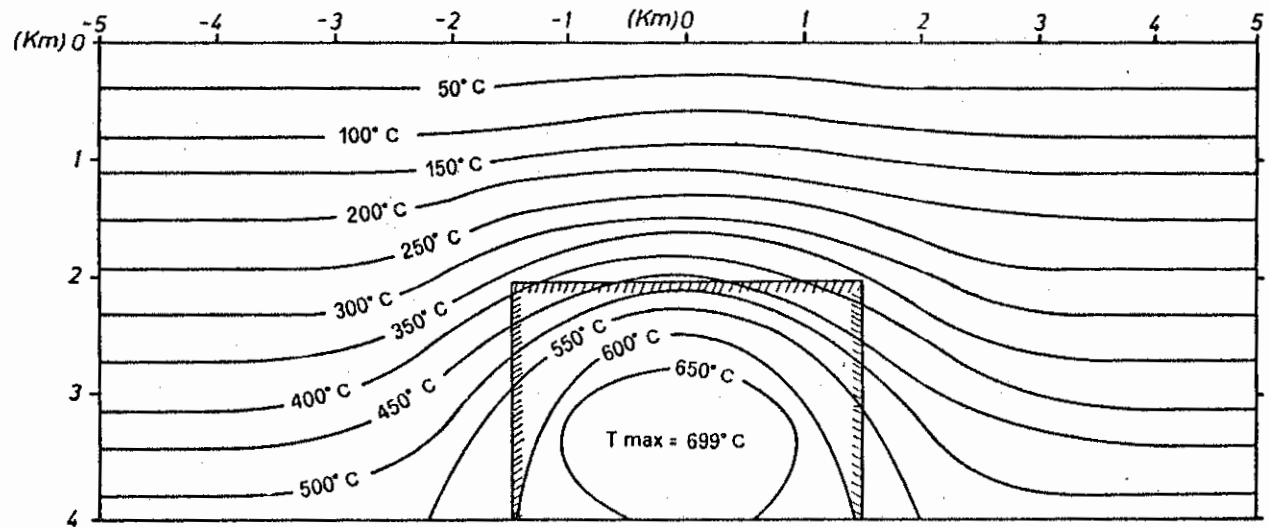


Fig. 4 - Heat Source Estimate on Two Italian Active Volcanoes (Naples Area)

Magma Chamber	Somma - Vesuvius	Phlegrean Fields
Volume (km ³)	2	300
Depth to the chamber top (km)	2	4-5
Age of emplacement (years)	17,000	35,000
Initial temperature (°C)	1,200	1,200
Magma refilling	Refilled system	Closed system
Geothermal implications	Too small heat source to produce a thermal anomaly of practical interest	Very large heat source. A T of 900-1000°C persists in the chamber core. High geothermal interest
Drilling results	55°C at 2,000 m depth	350°-420°C at 2,000-3,000 m depth
References:		
- for the storage chamber	Barberi et al., 1981	Armienti et al., 1983
- for the drilling results	Balducci et al., 1985	Bruni et al., 1985

Ftg. 5



239

Fig.6 - Main Hydrothermal Zones (from Mineralogical logs in Geothermal Wells)

<u>Hydrothermal zone</u>	<u>Main Mineralogical Indicators</u>	<u>Approximate Transition T</u>
Argillitic	Clay Minerals (Montmorillonite, Kaolinite, Illite)	150°C
Phyllitic	(Disappearance of Montmorillonite) Sericite-Muscovite, Chlorite	
Phyllitic-Zeolitic	Same plus zeolite	220-250°C
Propylitic	Epidote, Albite, Adularia, Quartz	

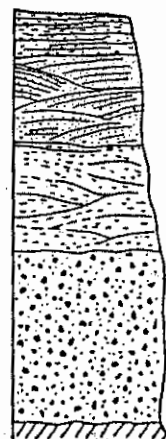
FIGURE 7

EXPLOSIVE INTERACTION OF MAGMA WITH SURFACE WATER

241

ERUPTION PROGRESSING ↑

water exhausted, purely magmatic eruption
Low water/magma ratio (dry steam)
Moderate water/magma ratio (saturated vapour)
High water/magma ratio (mud)



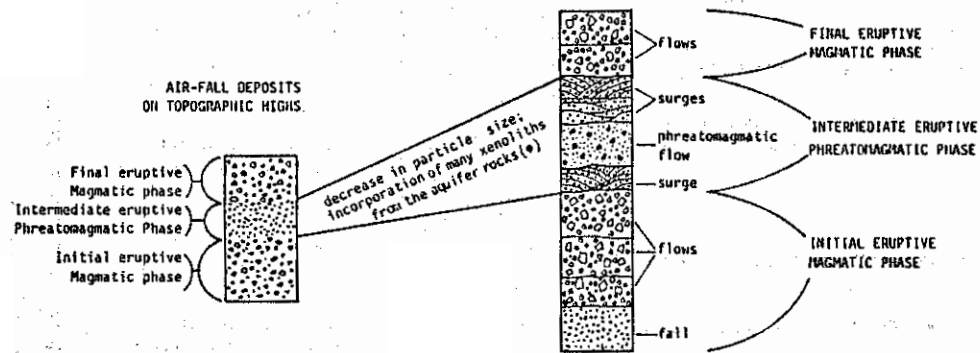
MAGMATIC AIR-FALL (without deep xenoliths)

DRY AND HOT SURGES (same components as in Lahars)

WET AND "COLD" SURGES (same components as in Lahars)

LAHARS { Xenoliths of only surface rocks
Juvenile magmatic fragments
Muddy matrix

FIGURE 6
DEEP WATER - MAGMA INTERACTION



(*) The study of these xenoliths allows the identification of reservoir's rocks and the estimation of its temperature.

FIGURE 9

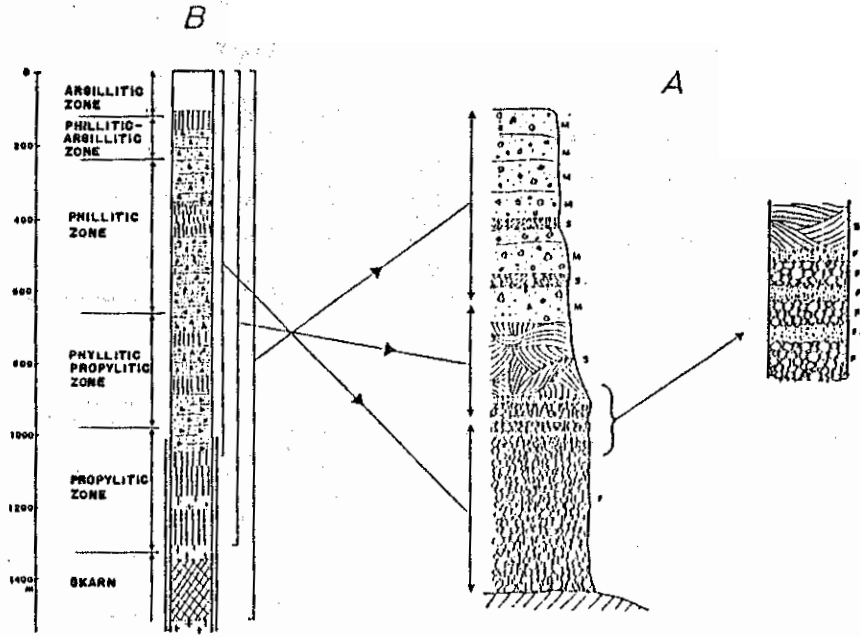
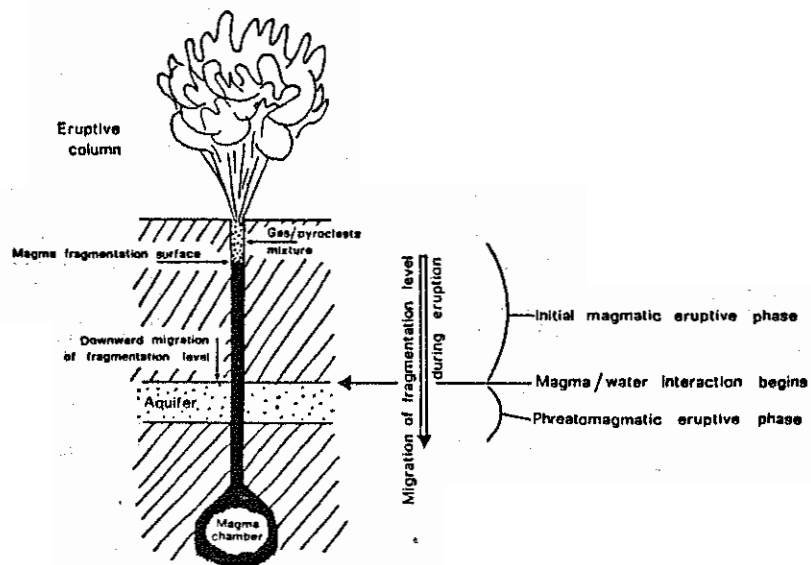


FIGURE 10



REFERENCES

- Armienti P., Barberi F., Bizoward H., Clocchiatti R., Innocenti F., Metrich N., Rosi M., Sbrana A., (1983): The Phlegrean Fields; magma evolution within a shallow magma chamber. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17, 289-311.
- Baker B.H., Mc Birney A.R. (Eds) (1985a): Processes in magma chambers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 24, special issue 1/2, 204 p.
- Baker B.H., Mc Birney A.R. (1985b): Liquid fractionation. Part III: Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 24, 1/2, 55-81.
- Balducci S., Vaselli M., Verdiani G. (1985): Exploration well in the "Ottaviano" permit, Italy. In A.S. Strub and P. Ungemach (eds): *European Geothermal Update, Proceedings of the 3rd International Seminar on the Results of the EC Geothermal Energy Research*, Munich (1983) D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 407-418.
- Barberi F. (1983): Geovulcanología en la exploración geotérmica - progresos alcanzados. In *OLADE: Estado actual de la geotermia en América Latina*. Quito, 169-182.
- Barberi F., Leoni L. (1980): Metamorphic carbonate ejecta from Vesuvius plinian eruptions. Evidence of the occurrence of shallow magma chambers. *Bull. Vulcanol.* 43 (1), 107-120.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. (1975): A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, The Boina Centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, 16, 22-56.
- Barberi F., Navarro J.M., Rosi M., Santacroce R., Sbrana A. (1985): Explosive interaction of magma with ground water: insights from xenoliths and geothermal drillings. Submitted to *Bulletin of Volcanology*.
- Bruni P., Chelini W., Sbrana A., Verdiani G. (1985): Deep exploration of the San Vito area (Pozzouli - Na) - well

S. Vito I. in : European Geothermal Update. Proceedings of the 3rd International Seminar on the results of S Geothermal Energy Research, Munich, (1983) Reidel Publ. Co., Dordrecht: 390-406.

Clocchiatti R. (1975): Les inclusions vitreuses de quartz: donnees optiques, thermometrics et chimiques. Mem. Soc. Geol. Fr. 122, 1-96.

Crandell D.R., Booth B., Kusumadinata K., Shimozuru D., Walker G.P.L., Westercamp D. (1984): Source-book for volcanic-hazards zonation. UNESCO, Natural Hazards 4, Paris.

Elders W.A., (1977): Petrology as a practical tool in the geothermal studies. Geothermal Resources Council, Transactions, 1, 85-86.

Elders W.A., Hoagland J.R., Williams A.E. (1981): The distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Geothermics, 10, 245-253.

Facca G., Tonani F. (1967): The self-sealing geothermal field. Bull. Volcan., 30, 271-273.

Fisher R.V., Schmincke H.U. (1984): Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 472 p.

Gasparini P., Mantovani M.S.M. (1981): Heat transfer in geothermal areas. In: Geophysics of Geothermal Fields, A. Rapolla, Ed., Plenum Press.

Hildreth W. (1981): Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. J. Geophys. Res., 86,10153-10192.

Kudo A.M., Weill D.F. (1970): An igneous plagioclase geothermometer. Contr. Min. Petrol., 25, 52-65.

Leeman W.P., Scheidegger K.F. (1977): Olivine-liquid distribution coefficient and a test for crystal-liquid equilibrium. Earth Planet. Sci. Letters, 35, 247-257.

- Lindsley D.H. (1983): Pyroxene thermometry. *Am. Miner.*, 68, 477-493.
- Marinelli G. (1975): Magma evolution in Italy. In: *Italy Earth Sci. Soc. Libya*, 165-220.
- Marinelli G. (1978): Le probleme de la permeabilite des roches d'origine volcanique dans la recherche d'un champ geothermique. *Memoire hors serie CERGH-USTL Montpellier*, 397-404.
- Mysen B., Kushiro I. (1979): Pressure dependance of nickel partitioning between forsterite and aluminous silicate melts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 42, 383-388.
- Roedder E. (1984): Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, *Min. Soc. America*, 644 p.
- Sheridan M.F., Wohletz K.H. (1983): Hydrovolcanism: basic considerations and review. *J. Volcan. Geoth. Res.*, 17, 1-29.
- Smith R.L. (1979): Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper* 180, 5-27.
- Smith R.L., Shaw H.R. (1975): Igneous-related Geothermal Systems. In: *Assessment of Geothermal Resources of the United States. Geol. Survey Circular* 726, 58-83.
- Steiner A. (1977): The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand. *N. Z. Geol. Survey Bull.*, 90, 1-136.
- Spera F. (1980): Thermal evolution of plutons: a parameterized approach. *Science*, 207, 299-301.
- Stormer J.C. (1975): A practical two feldspar geothermometer. *Am. Min.*, 60, 667-674.
- Stormer J.C., Nicholls J. (1978): XLFRAC: a program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computer and Geosci.*, 4, 143-159.
- Yoder H.S. Jr. (Ed.) (1979): *The evolution of the igneous rocks-fiftieth anniversary perspectives. Princeton University Press*, 588 p.