

NUEVAS
TENDENCIAS

LA VOLCANOLOGIA ACTUAL

JOAN MARTI-VICENTE ARAÑA



Consejo Superior de Investigaciones Científicas

3. Hidrovolcanismo

K. H. Wohletz

Los Alamos National Laboratory

Los Alamos, New Mexico 87545

Estados Unidos

1. Introducción

El hidrovolcanismo abarca todos aquellos aspectos que hacen referencia al papel del agua meteórica (no magmática) en el volcanismo. Aunque este tema ya ha recibido la atención de los científicos durante más de un siglo, habiéndose usado las más diversas y variadas terminologías, ha constituido un foco de especial atención para los vulcanólogos durante la pasada década (Sheridan y Wohletz, 1983a). El presente capítulo resume mi perspectiva sobre el hidrovolcanismo e incluye gran parte de la información contenida en el libro *Volcanology and Geothermal Energy* (Wohletz y Heiken, 1991).

En mi exposición sobre el hidrovolcanismo se da una revisión sobre aproximaciones de campo, experimentales y teóricas usadas en el estudio de este aspecto de la Volcanología, las cuales son a su vez utilizadas en la modelización de algunas observaciones de campo geológicas y geofísicas. Los principales aspectos sociológicos del hidrovolcanismo han sido: 1) la identificación de riesgos volcánicos causados por explosiones de vapor y la devastación asociada debida a deflagración (*blast*) y a las coladas de fango (*mudflows*); 2) la aplicación de depósitos y morfologías hidrovolcánicas para la exploración de energía geotérmica; y 3) el desarrollo de ciertos yacimientos minerales en áreas volcánicas en las que el agua meteórica juega un importante papel en el sistema hidrotermal.

1.1. Una perspectiva global de la interacción del magma con rocas corticales saturadas

El término hidrovolcanismo, usado para designar la actividad volcánica influenciada por la presencia de agua meteórica sobre un cuerpo de magma o lava, es tan general que su significado adquiere un sinnúmero de connotaciones específicas. Algunos aspectos relacionados con los fenómenos eruptivos, las características químicas y petrológicas de depósitos piroclásticos y lavas, la fracturación de rocas y sismicidad, y los sistemas hidrotermales son típicos campos que entran en la consideración del hidrovolcanismo. La figura 1 es una representación esquemática de una porción de la Tierra en que se muestra de una forma muy generalizada los distintos ambientes volcánicos e hidrológicos.

En una consideración global de los aspectos que confluyen en el hidrovolcanismo, ha de tenerse en cuenta los procesos profundos relacionados con la migración del

magma a través de rocas con distinto grado de saturación. Los isótopos del oxígeno y del hidrógeno (Taylor, 1971) se usan generalmente para distinguir el agua de origen magmático de aquella añadida a los magmas procedente de rocas externas. Debido a que la adición de agua externa a los magmas se ha considerado tradicionalmente como un fenómeno próximo a la superficie, que sucede inmediatamente antes o durante la erupción, se supone que este agua debería retener su composición isotópica meteórica. Sin embargo, cuando el agua tiene acceso de forma gradual a los cuerpos de magma a profundidades de varios kilómetros o más, la destilación de los isótopos del oxígeno complica la identificación geoquímica del agua externa. Esta complicación, que constituye uno de los tópicos que ha sido estudiado repetidamente en geología económica, centra también la atención de los volcanólogos, los cuales desean predecir el comportamiento volcánico como una función de los ambientes corticales. A pesar de esto, la gran variedad de fenómenos eruptivos hidrovulcánicos aún requiere de los volcanólogos las respuestas a algunas cuestiones muy básicas acerca de la actividad potencial cuando el magma entra en contacto con agua meteórica superficial o subterránea.

Quizás la pregunta más básica que debe plantearse con respecto a los factores que controlan el hidrovulcanismo es la «paradoja explosiva»: la interacción del magma (o lava) con agua puede ser tranquila o explosiva en situaciones donde todas las otras condiciones aparentemente son las mismas. Esta paradoja viene ilustrada en zonas costeras por la entrada de flujos de lava en el mar, como ocurre a lo largo de la costa sur de Hawái (e.g. Fisher, 1968). En este lugar, observaciones directas han documentado casos en los que la lava se enfría bruscamente, aunque de forma tranquila, para dar lugar a lavas almohadilladas (*pillow lavas*), y otros casos en que este enfriamiento brusco por contacto con el agua causa la fragmentación explosiva de la lava, formando conos de tefra a lo largo de la playa. La explicación de esta paradoja se puede realizar en gran manera considerando situaciones análogas de explosiones de vapor, tales como accidentes industriales en los que una sustancia fundida, como es el caso del hierro, causa una explosión cuando es introducida rápidamente en agua, algo que también constituye un problema potencial para la seguridad en los reactores nucleares (Witte y Cox, 1978). El nombre que se da a este análogo industrial es el de *fuel-coolant interaction* (FCI) y este término puede aplicarse a todos los procesos volcánicos en los que el magma entra en contacto con un fluido cuya temperatura de vaporización es inferior a la temperatura del magma. En general, el FCI incluye todos los procesos desde el enfriamiento pasivo o tranquilo a aquellos de carácter explosivo en que los dos materiales se mezclan e intercambian calor a velocidades catastróficas.

1.2. Breve historia del concepto

Es posible que el hidrovulcanismo tenga sus raíces en la teoría Neptunista que desarrolló Abraham Werner en el siglo XVIII y que consideraba el océano como origen de las rocas basálticas, pero con la erupción del volcán Krakatau en 1883 la atención mundial se dirigió hacia el potencial dinámico del volcanismo oceánico (Verbeek, 1885). Las primeras ideas relacionadas con el papel del agua subterránea o superficial en el volcanismo se desarrollaron durante el siglo pasado y de forma

especial a partir de observaciones de inusuales episodios explosivos en el volcanismo hawaiano, durante los que agua subterránea entraba en las grandes fisuras a lo largo de las cuales se formaban normalmente fuentes de lava (Jaggard, 1941), y de la observación de basaltos brechificados que aparecían cuando la lava había entrado en el mar (Fuller, 1931). Tres erupciones bien documentadas, ocurridas a finales de los 50 y principio de los 60 fijaron el escenario para el creciente conocimiento del hidrovulcanismo: Capelinhos (Tazieff, 1958; Servicios Geológicos de Portugal, 1959), Surtsey (Thorarinsson, 1964) y Taal (Moore *et al.*, 1966). Fisher y Waters (1970), Waters y Fisher (1971), y Heiken (1971) desarrollaron la idea de las erupciones freatomagmáticas (hidrovulcanismo) caracterizadas por columnas eruptivas ricas en vapor, desarrollo de oleadas piroclásticas basales (*base surges*), y formación de morfologías típicas, incluyendo mares, anillos de tobos (*tuff rings*) y conos de tobos (*tuff cones*). A partir de estos trabajos, se han identificado numerosas erupciones freatomagmáticas ocurridas durante este siglo, la mayoría de las cuales han originado cráteres de tipo maar. Después de los conos de cinder (*cinder cones*), los centros eruptivos freatomagmáticos (mares, anillos de tobos y conos de tobos) son las morfologías volcánicas más abundantes.

1.3. Terminología

Hidromagmatismo e hidrovulcanismo son dos términos generales que describen los procesos físicos y químicos que se producen cuando un magma o un foco de calor magmático son suministrados a una acumulación de agua subterránea o superficial en ambientes magmáticos y volcánicos, respectivamente. Existen numerosos términos que describen diferentes aspectos de estos procesos y, por ejemplo, el texto de Fisher y Schmincke (1984) incluye la definición de gran parte de los términos que relacionan la interacción de magma, calor magmático y lava con agua. El dióxido de carbono es también un constituyente volátil importante en los focos de calor volcánicos; sin embargo, sus cambios de fase son tales que no puede ser considerado como un gas condensable en un medio natural, por lo que sus cualidades en la transferencia de calor han de ser tratadas separadamente, aun cuando se conoce que su presencia puede alterar significativamente la interacción agua-magma y la convección de calor hacia la superficie terrestre.

Tradicionalmente, los volcanólogos han utilizado los términos «freatomagmática» y «freática» para distinguir las erupciones en que agua y magma interactúan directamente (primer caso) o indirectamente (segundo caso). En el caso de las erupciones freáticas no hay erupción de magma, pero el agua vaporizada por un foco de calor magmático, como ocurren en las áreas geotérmicas, es extruida explosivamente para formar cráteres y depósitos de roca pulverizada. En este capítulo, el término hidrovulcánico se usa de forma general para cubrir un amplio rango de fenómenos entre dos procesos extremos, uno magmático (ausencia de agua extrema) y otro freático (ausencia de magma). El término hidromagmatismo es apropiado para describir aquellas situaciones donde el magma intrusivo interactúa con agua externa o rocas profundas empapadas en agua sin que exista una actividad hidrovulcánica asociada.

Debido a que «piroclástico» significa fragmentado por el fuego, Fisher y Schmincke (1984) utilizan el término «hidroclástica» para la tefra de origen hidrovolcánico. Sin embargo, ya que puede existir tefra originada simultáneamente por mecanismos de fragmentación magmáticos e hidrovolcánicos, el término piroclástico se considera mucho más general.

2. Interacción agua-magma: observaciones de campo y de laboratorio

2.1. Ambientes hidrovolcánicos

Los ambientes geológicos en los que el magma puede encontrar agua son numerosos. Esto es debido a que la presencia de agua es abundante en la corteza terrestre, tanto formando acumulaciones de agua subterránea como superficial, así como dentro de los poros y las fracturas de las rocas o incluso en la estructura de los minerales hidratados. Como ambientes específicos en los que la presencia de agua es abundante podemos citar los ambientes submarinos profundos o superficiales, ambientes litorales, lacustres, acuíferos, zonas de subducción, etc. (figs. 1 y 2). Una tesis básica para el hidrovolcanismo, desarrollada por Heiken (1971) y Wohletz y Sheridan (1983) es la de que el ambiente hidrogeológico de la interacción agua-magma es uno de los controles más importantes sobre la naturaleza físico-química de dicha interacción.

El magma, en su camino hacia la superficie, generalmente encuentra agua subterránea, ya sea formando acuíferos o empapando sedimentos, agua marina, fluvial o lacustre, hielo o agua de lluvia. El ambiente subacuático incluye toda la actividad que se desarrolla bajo un cuerpo de agua superficial (Kokelaar, 1986); los productos de este tipo de actividad han sido denominados subacuáticos (Sigvaldason, 1968), acuagénicos (*aquagene*) (Carlisle, 1963), hialoclastitas (Bonatti, 1976; ambiente marino profundo), tobas hialinas (*hyalotuffs*) (Honnorez y Kirst, 1975; ambiente marino somero) y litorales (Wentworth, 1938). El volcanismo que causa el calentamiento de agua subterránea produciendo explosiones que no proyectan al exterior fragmentos de magma juvenil, se denomina freático (Ollier, 1974) o hidrotermal (Muffler *et al.*, 1971; Nairn y Solia, 1980). El volcanismo subglacial (Noe-Nygaard, 1940) se caracteriza por sus productos, que incluyen inundaciones masivas (*jokul-laups*), mesetas (*stapi*) y crestas (*mobergs*).

La gran diversidad de ambientes en que aparecen los fenómenos hidrovolcánicos refuerza la idea de que la interacción de magma o de un foco de calor magmático debería esperarse en cualquier área volcánica. Una de las creencias más arraigadas ha sido el pensar que la interacción agua-magma está limitada a la profundidad de la presión crítica del agua o de los fluidos ricos en agua; este razonamiento considera que por encima de esta presión el cambio de fase de líquido a gas producido por un calentamiento del agua no implica grandes volúmenes (Lorenz, 1986). De acuerdo con esto, profundidades del orden de 2 a 3 km han sido típicamente consideradas como el límite de la interacción explosiva agua-magma. Sin embargo, el punto crítico no necesita ser una limitación para la interacción dinámica, de forma que la expansión del agua a través de su campo de dos fases no es necesaria para producir cambios rápidos de volumen (Wohletz, 1986).

HIDROVOLCANISMO: UNA PERSPECTIVA GLOBAL

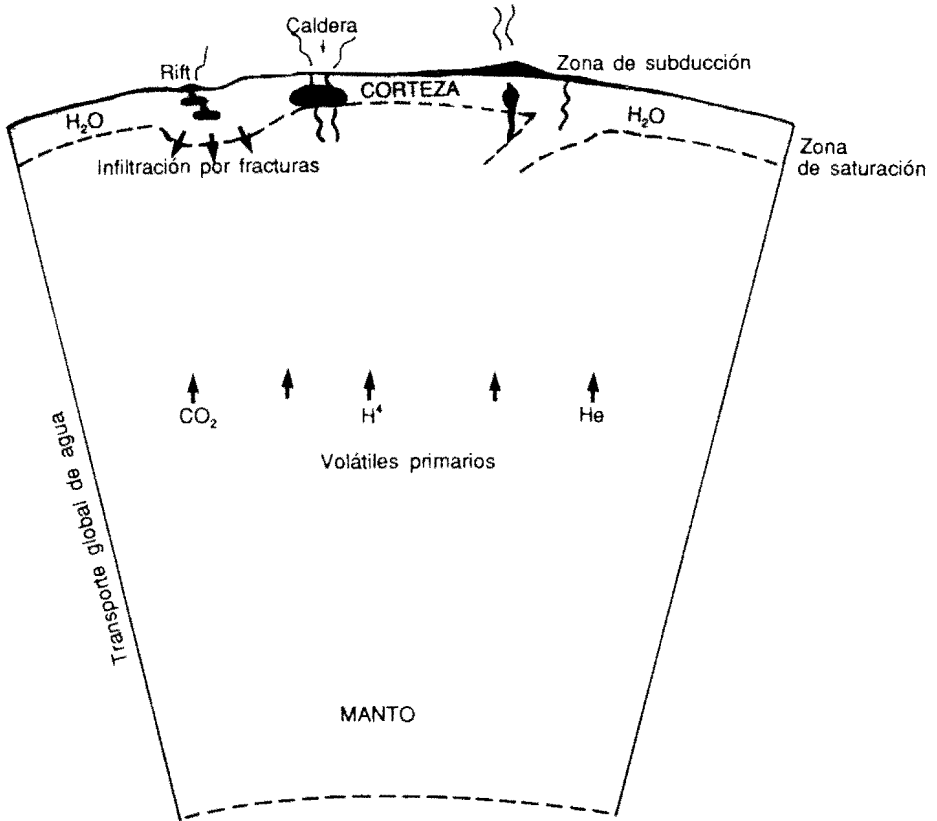


Fig. 1. Ilustración esquemática de una sección de la Tierra en la que se muestran las influencias del agua cortical sobre el magmatismo. La diferenciación global de la Tierra ha producido, por lo general, un corteza saturada en agua. El transporte de magma a través de la corteza hace fluir agua hacia la atmósfera, siendo éste uno de los aspectos generales del hidromagmatismo/hidrovolcanismo. Tales procesos son especialmente factibles en las zonas de subducción, donde la corteza oceánica saturada es transportada hacia el lugar donde se genera la fusión parcial, lo que conlleva la formación de magmas hidratados. En las áreas de rift, las fracturas extensivas en la corteza pueden permitir la circulación de agua a profundidades donde se segregan cuerpos de magma; sin embargo, donde la tectónica es compresiva el movimiento del agua en la corteza puede estar limitado a fracturas cerradas, de forma que el magma tiene pocas posibilidades de encontrar agua.

2.2. Naturaleza del fenómeno físico

La interacción de un magma o un foco de calor magmático con agua externa es la causa de un gran número de fenómenos naturales. Debido a que la corteza terrestre está, por lo general, saturada en agua, la mayoría de los campos volcánicos

Ambientes hidrovulcánicos

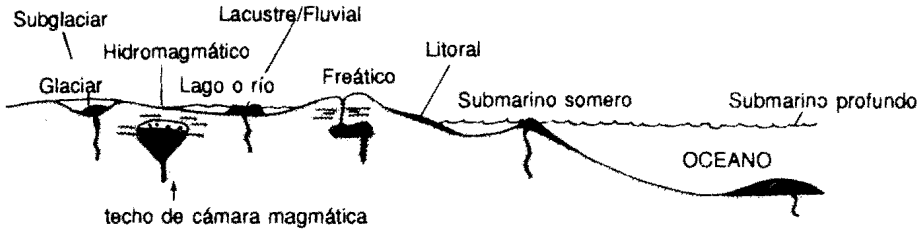


Fig. 2. Esquema sobre algunos de los ambientes hidrovulcánicos más característicos de la superficie terrestre. La actividad freática se da generalmente por encima de un cuerpo magmático donde sólo el calor producido por el magma interactúa con el agua subterránea, mientras que para el hidromagmatismo existe un contacto directo de agua con magma. Los aspectos característicos del hidrovulcanismo están asociados con la extrusión de magma a través de cuerpos de agua superficiales.

tienen uno o varios de los aspectos del fenómeno hidrovulcánico. Los más reconocidos son las explosiones freatomagmáticas y freáticas. Sin embargo, igualmente frecuentes son los fenómenos hidrovulcánicos no explosivos y, por tanto, no inmediatamente observables, tales como la fracturación gradual de la roca encajante alrededor de las intrusiones magmáticas y de los conductos volcánicos, así como la alteración de las rocas en los sistemas hidrotermales. En una revisión del hidrovulcanismo, Sheridan y Wohletz (1983a) comentan varios aspectos de la investigación sobre dicho fenómeno volcánico, incluyendo: 1) ambientes geológicos en que se presenta; 2) rango de fenómenos físicos; 3) amplia variedad de tipos de erupciones clásicas y morfologías resultantes; 4) modelización experimental; 5) petrografía de los productos hidrovulcánicos; 6) análisis textural e indicadores de la abundancia de agua en los depósitos, y 7) ciclos hidrovulcánicos. Durante los últimos años, el hidrovulcanismo ha evolucionado como una teoría de campo que se aplica al estudio de un amplio rango de procesos físicos y químicos, como, por ejemplo, la diferenciación magmática por transporte de fluidos y vapor, dinámica de la alteración de la tefra durante las erupciones, o la contaminación de cuerpos magmáticos por agua externa.

El fenómeno físico del hidrovulcanismo pertenece a una clase de procesos físicos que están muy bien estudiados y que se conocen con el nombre de «Fuel-Coolant Interactions» (FCI). La figura 3 presenta un sistema geológico hipotético en el cual el magma (combustible) interactúa explosivamente con sedimentos saturados en agua (refrigerante). Un aspecto importante de FCI es que este proceso ocurre en estadios de contacto inicial y desarrollo de una fina capa de vapor, mezcla grosera de magma y agua, expansión y flujo del vapor, y finalmente explosión y fragmentación fina del magma. El proceso no debe evolucionar necesariamente a través de todos estos estadios y puede detenerse antes de la mezcla o de la explosión.

2.3. Morfologías hidrovulcánicas y depósitos de tefra

Heiken (1971) estudió diversos ejemplos de volcanes freatomagmáticos en el SE de Oregón y estableció una correlación entre las morfologías de los volcanes y la

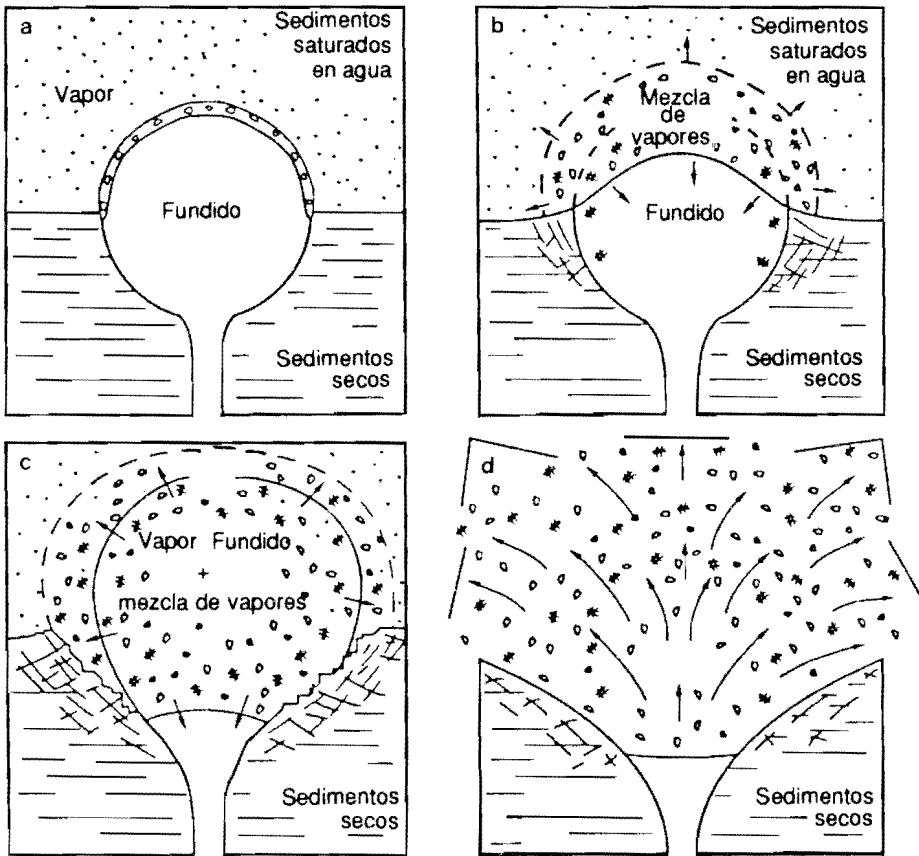


Fig. 3. Situación hipotética de actividad hidrovulcánica somera (según Sheridan y Wohletz, 1983a), en la que se muestran los estadios del contacto inicial del magma con sedimentos saturados en agua, crecimiento de la película de vapor, mezcla de magma con los sedimentos y expansión del vapor a alta presión en una explosión.

profundidad del agua subterránea. Tal como se muestra en la tabla 1, los centros monogenéticos varían desde anillos de tefra con un perfil muy poco acusado que rodean un amplio cráter, a conos de tefra de pendientes muy acusadas y con cráteres relativamente pequeños. Los primeros se denominan anillos de tobas o mares cuando el cráter se extiende por debajo de la superficie prevulcánica. Los segundos reciben el nombre de conos de tobas (fig. 4). Sheridan y Wohletz (1981, 1983a) amplían la identificación de las morfologías hidrovulcánicas a los volcanes poligenéticos en los que se pueden encontrar acumulaciones de tefra características de hidrovulcanismo (fig. 5).

De todos los tipos diferentes de depósitos de tefra que se pueden generar por hidrovulcanismo (tefra hidroclástica), los depósitos de oleadas piroclásticas basales (*pyroclastic base surge*) son los más distintivos (Fisher y Waters, 1970; Wohletz y Sheridan, 1979). En la figura 6 se muestran cuatro tipos texturales de depósitos hidrovulcánicos, incluyendo brechas formadas en el centro emisor por explosiones

TABLA 1

Características de los anillos de tobas y de los conos de tobas (según Heiken, 1971)

Carácter	Anillos de tobas	Conos de tobas	Conos de cinder
Relación entre altura y anchura	1:10 - 1:30	1:9 - 1:11	1:5 - 1:6
Litología	Compuesto mayoritariamente por fragmentos de sideromelana y lapilli con cantidades importantes de brecha palagónica, con bloques de lava y sedimentos. Algo de lapilli acrecional	Tobas palagónicas y sideromelana, brechas tobáceas, posible escoria y lavas dentro de la boca de emisión, abundante lapilli acrecional	Cinders <i>tachylíticos</i> y escoria, trazas de ceniza siderolomelánica, coladas de lava
Estratificación	Bien definida, capas relativamente delgadas, estratificación masiva donde la base estaba por debajo del nivel de agua.	Mal definida, capas relativamente gruesas, algunas capas delgadas a la base y el techo.	Estratificación masiva, mal definida
Estructuras sedimentarias	Gradaciones granulométricas bien desarrolladas con dunas, capas masivas y planares, estructuras de impacto alrededor de los fragmentos balísticos, deformaciones por carga.	Gradaciones granulométricas en la base y techo, estando formado el grueso del cono por capas masivas sin gradaciones, deformaciones por carga.	Gradaciones inversas incipientes en estructuras de avalancha
Origen del agua	Agua procedente de un acuífero o lago somero.	Agua procedente de un acuífero profundo, lago profundo o ambiente marino.	No agua o muy poca (magmática)
Mecanismo de dispersión de los fragmentos	Oleadas piroclásticas, caída y deslizamientos.	Oleadas y coladas piroclásticas, caída y lahares.	Caída balística y avalanchas

o en zonas distales por removilización lahárica, depósitos de *sandwave* que muestran una amplia variedad de laminación cruzada (*dune-like bedding*) de escala centimétrica, depósitos masivos de características superficiales similares a las coladas piroclásticas (*pyroclastic flows*), y depósitos con laminación paralela (*plane beds*). En general, las oleadas piroclásticas depositan este tipo de tefra, aunque también pueden aparecer asociados mecanismos de emplazamiento por caída o por coladas piroclásticas, de forma que la identificación de los depósitos requiere un cuidadoso examen de una amplia variedad de criterios, tal como se muestra en la tabla 2.

Debido a la amplia variedad de aspectos texturales que un depósito puede presentarse hidrovulcánico dado en diferentes localidades, sería conveniente para posteriores revisiones caracterizar las distintas facies de tefra, tal como se muestra en la tabla 3. Las relaciones de facies también dependen del tipo de estructura que presenta el centro emisor. Por ejemplo, la sucesión de facies que presentan los depósitos de oleadas piroclásticas alrededor de los anillos de tobas, tal como son descritas por Sheridan y Wohletz (1983), incluye un predominio de facies *sandwave* en las zonas próximas al centro emisor, facies masivas en las zonas intermedias, y

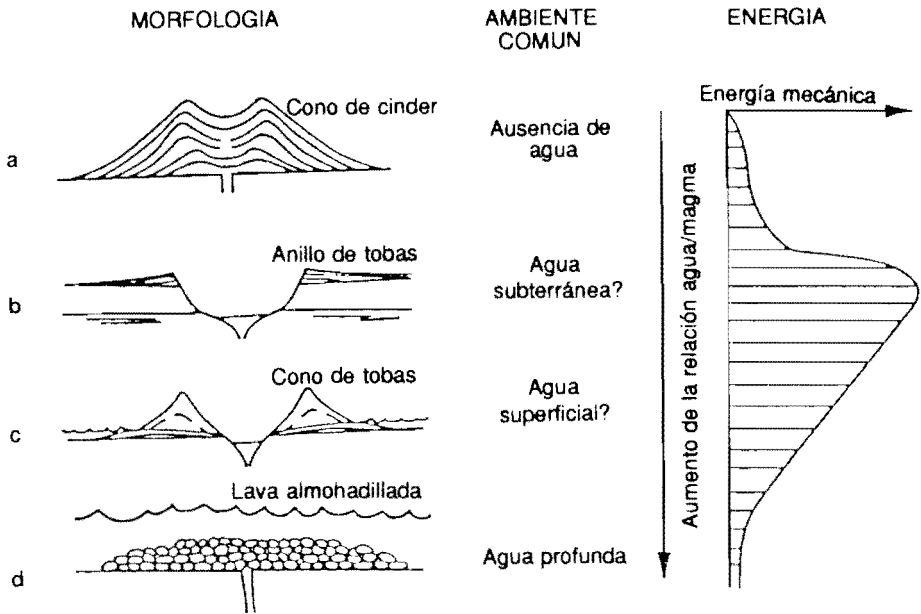


Fig. 4. Morfologías hidrovolcánicas respecto del ambiente hidrológico, según Wohletz y Sheridan (1983). En ambientes subsaturados, el volcanismo basáltico produce generalmente conos de cinder (escoria) en erupciones de relativa baja energía. Al aumentar la abundancia de agua, las erupciones vaporizan agua, dando lugar a una mayor energía explosiva y la formación de anillos y conos de tobas. En aguas profundas, la extrusión de basalto está acompañada por un enfriamiento rápido del mismo (*quenching*) para formar lavas almohadilladas.

facies planares en las zonas distales del depósito (la definición de cada facies se encuentra en la tabla 3). La identificación de las sucesiones de facies puede ayudar en la localización de centros emisores enterrados o erosionados (Crisci *et al.*, 1981). Sin embargo, otros tipos de volcanes pueden mostrar otros tipos de asociaciones de facies. Por ejemplo, los conos compuestos pueden mostrar facies planares cerca del centro emisor, facies masivas en las pendientes del cono y facies *sandwave* en las porciones distales del depósito en la base del cono (Frazzetta *et al.*, 1983). En la mayoría de los casos, la identificación de una facies de tefra en los depósitos hidrovolcánicos requiere una descripción detallada de las proporciones texturales de una forma estadística (fig. 7).

2.4. Facies de tefra húmedas y secas

Un concepto importante nacido de las observaciones de campo se refiere a las relaciones texturales de diversos depósitos hidrovolcánicos. Wohletz y Sheridan (1983) reconocen la existencia de dos tipos fundamentales de depósitos de tefra hidrovolcánicos, secos y húmedos. Esta designación refleja el estado físico del agua emplazada con la tefra: los depósitos secos presentan pocas evidencias texturales de la presencia de humedad durante el emplazamiento, mientras que los húmedos

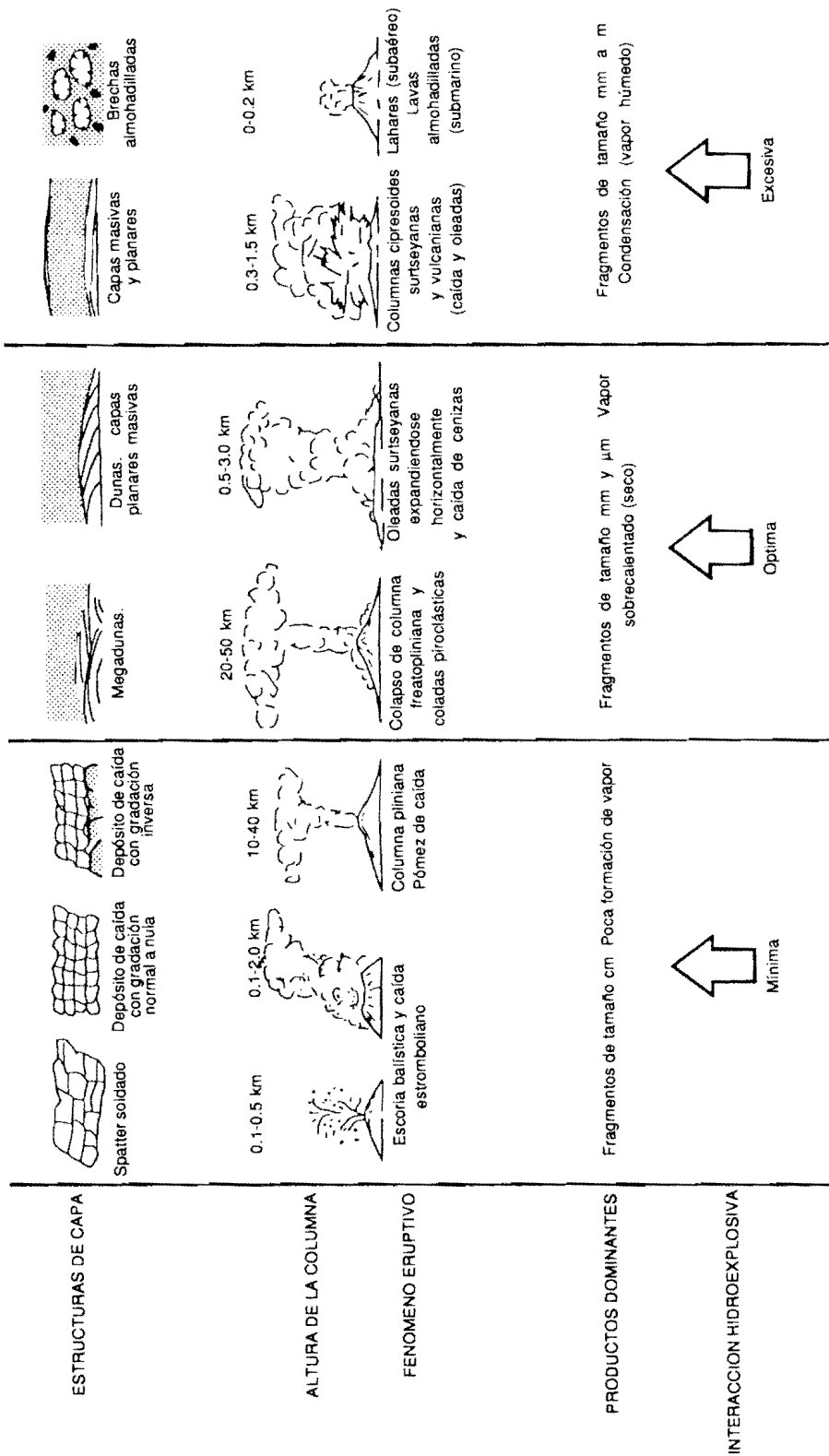


Fig. 5. Relación entre los fenómenos eruptivos, tipos de depósitos y morfologías resultantes con la relación de interacción agua/magma (según Sheridan y Wohletz, 1983a).

DEPOSITOS HIDROMAGMATICOS

Brecha de explosión

"Sandwave"

Masivo

Planar

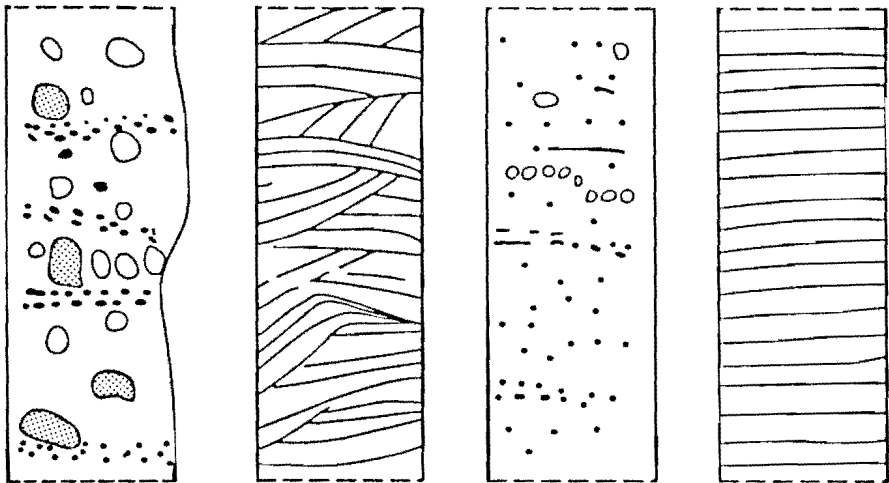


Fig. 6. Tipos principales de depósitos hidroclásticos generados en erupciones hidrovulcánicas explosivas. La brecha de explosión es típica de los depósitos de tefra cercanos a la boca de emisión, mientras que los depósitos con *sandwaves* (dunas), capas masivas y planares son frecuentes en los depósitos de oleadas y coladas piroclásticas (Wohletz y Sheridan, 1979). Además de estos cuatro tipos texturales existen las brechas laháricas que se forman por licuefacción de estos depósitos si existe abundante vapor condensado o agua de lluvia.

TABLA 2

Características de las formas de fondo (*bed forms*) comunes en la tefra hidrovulcánica

Caida	Sandwave	Masiva	Planar
Gradación normal	Estructuras laminares	Estructura interna débil o inexistente	Marcada estratificación plano-paralela
Fragmentos angulares	Capas en general de espesor milimétrico	Mala granoselección	Tamaños de grano gruesos (0 a -3 ϕ)
Moderadamente bien clasificado	Tamaño de grano fino (~2 ϕ)	Estructuras de erosión en la base	Espesor medio de las capas de 2 cm
Estructura interna bien definida	Laminación cruzada	Capas de más de 20 cm de espesor	Frecuente gradación inversa
	Estratificación festoneada	Estructuras de desinchamiento	Ondulaciones de gran longitud de onda (> 10 m)
	Ripples	Tamaños de grano medios (0 a 20 ϕ)	
	Estructuras de tipo <i>shoot-and-pool</i>	Alineaciones de cantos	
	Antidunas		
	Estratificación en <i>sets</i>		

TABLA 3

Facies comunes de tefra hidrovolcánica

Facies	Características
Centro emisor	Brecha de explosión formada por grandes bloques y bombas que pueden estar en contacto y/o presentar matriz intersticial, matriz de ceniza gruesa, intercalaciones de lapilli de caída y capas de oleadas.
<i>Sandwave</i>	Predominio de transiciones de capas <i>sandwave</i> a masivas, buzamientos primarios suaves, poca alteración, granulometrías finas.
Masiva	Estructuras de tipo <i>sandwave</i> , masiva y planar todas ellas presentes, predominio de capas masivas con algo de alteración, inclinaciones de más de 25° cerca del centro emisor.
Planar	Predominio de capas planas, algunas capas masivas, tamaños de grano gruesos, pueden presentar buzamientos acusados cerca del centro emisor.
Oleada húmeda	Evidencias claras de un emplazamiento húmedo, incluyendo abundante lapilli acrecional, buzamientos primarios importantes con deformaciones plásticas de los sedimentos, estratificación poco desarrollada, palagonitización, litificación, apariencia de toba brechosa, y vesiculación intergranular. La estratificación está formada mayoritariamente por texturas masivas, planares y laháricas.
Oleada seca	Depósitos frescos poco litificados con poca palagonitización, capas delgadas con facies <i>sandwave</i> que cambian a masivas y después a facies planares con la distancia al centro emisor, buzamientos primarios suaves.
Cono de tobas	Brecha de explosión proximal en la base, seguida de unas pocas oleadas secas y un importante espesor de oleadas húmedas y lahares.
Anillo de tobas	Mayoritariamente formado por capas de oleadas secas que cubren una brecha de explosión y capas de caída cerca del centro emisor.
Cono compuesto	Alternancia de facies secas y húmedas, las oleadas secas muestran una gradación desde facies planares a masivas y a <i>sandwave</i> con la distancia al centro emisor, las oleadas húmedas cambian a lahares con la distancia al centro emisor.
Caldera	Oleadas secas a la base de depósitos de caída, transformándose en húmedas hacia arriba en la secuencia piroclástica formadora de la caldera, las coladas piroclásticas pueden ser masivas, o con una apariencia tipo oleada si las erupciones caldéricas permanecen hidrovolcánicas con el tiempo.

muestran evidencias texturales, sedimentológicas y diagenéticas de la presencia humedad durante el emplazamiento. En la tabla 4 se resumen aquellas características que permiten la identificación de estos depósitos.

La importancia de la caracterización de los depósitos de tefra hidrovolcánicos secos y húmedos, se demuestra con las siguientes consideraciones sobre las relaciones de campo, modelos teóricos de erupciones y mecanismos de emplazamiento, y sobre el desarrollo de sistemas hidrotermales en las rocas encajantes próximas al centro emisor.

Esencialmente, las erupciones hidrovolcánicas dispersan tefra mediante nubes de vapor. Si el agua está presente en abundante cantidad en la mezcla de gases y piroclastos, la expansión del vapor tiene lugar dentro del campo de estabilidad de las dos fases, vapor y líquido, de manera que una apreciable cantidad de agua de

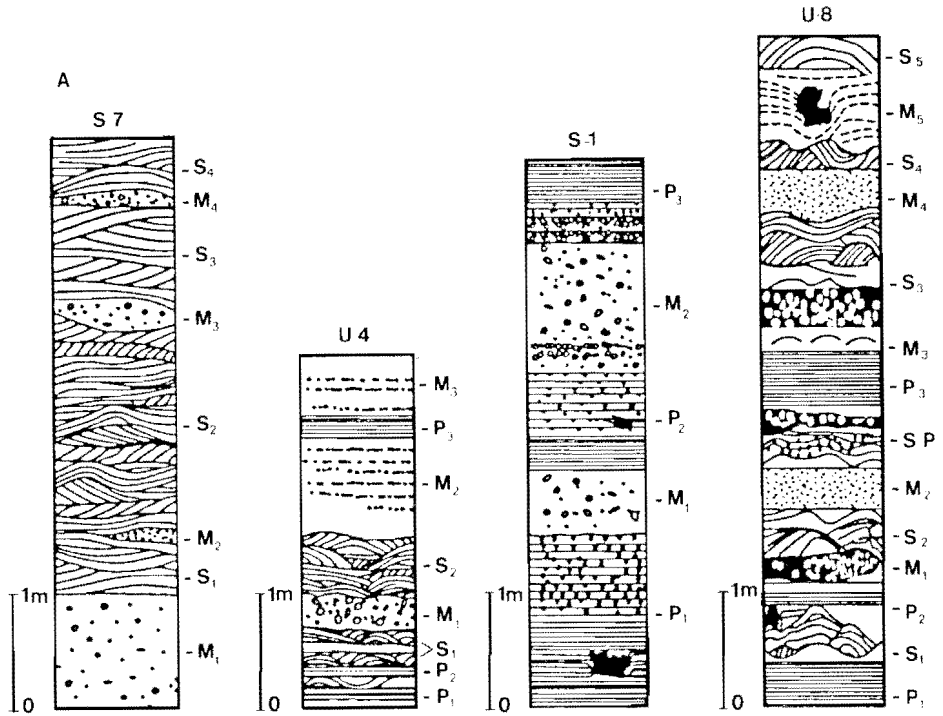


Fig. 7. Identificación de facies de oleadas piroclásticas mediante estadística de las formas de fondo (*bed forms*), según Wohletz y Sheridan (1979). La secuencia S-7 representa la facies *sandwave* con abundantes dunas; U-4 es un ejemplo de facies masiva, mostrando dunas y capas planares y masivas; S-1 es un ejemplo de facies planar con formas mayoritariamente masivas y planares. La secuencia U-8 es ambigua respecto a su identificación de facies, la cual después de un detallado análisis de las transiciones de formas de fondo mediante análisis de Markov puede clasificarse como una facies de tipo *sandwave*.

TABLA 4

Características de los depósitos de tefra hidrovulcánica secos y húmedos

Secos	Húmedos
Estructuras <i>sandwave</i> abundantes	Abundantes capas masivas de brecha tobácea
Estratificación fina (1 a 5 cm de espesor) bien desarrollada	Estratificación poco desarrollada, espesor de los estratos de 10 cm a potencias importantes
Buzamientos iniciales suaves (< 12°)	Buzamientos iniciales superiores a los 25° son comunes
Depósitos jóvenes poco litificados	Los depósitos jóvenes están ya fuertemente litificados
Poca palagonitización	Elevado grado de palagonitización
Algo de lapilli acrecional	Abundante lapilli acrecional
Poco espesor respecto de la extensión areal	Deformaciones en los sedimentos húmedos
	Espesores importantes respecto de la extensión areal

condensación es emplazada junto con la tefra. Si por el contrario la cantidad de agua es pequeña, el vapor se expande dentro del campo del vapor sobrecalentado y puede separarse con mucha mayor facilidad de la tefra durante el emplazamiento, de forma que los depósitos permanecen relativamente secos. Las observaciones de las erupciones de la isla de Surtsey (Islandia) (Thorarinsson *et al.*, 1964) permiten tener un buen ejemplo de este proceso de descompresión. Nubes ondulantes de vapor aparecían con los chorros de tefra que eran expelidos por el volcán hasta varios segundos después de haber iniciado su recorrido, lo que indicaba que la condensación del vapor de agua sucedía dentro de la zona de coexistencia de las dos fases (líquido y vapor). El vapor sobrecalentado permanecía ópticamente transparente en los chorros de tefra y se separaba de la misma durante su trayectoria alejándose del centro emisor.

Otras observaciones mencionadas por Wohletz y Sheridan (1983) apoyan la hipótesis de que el estado físico del agua/vapor durante la erupción viene determinado por la relación de masas entre el magma y el agua que interactúan. Un estudio detallado de diferentes centros hidrovulcánicos alrededor del mundo ha desarrollado en mayor grado esta hipótesis, de forma que identifica el nivel de dependencia de la energía eruptiva, la dispersión de la tefra y la morfología de los edificios resultantes respecto de la relación de masas agua/magma. La figura 8 muestra un conjunto de típicas formas de fondo (*bed forms*) hidrovulcánicas y la relación de masas agua/magma deducida para cada una de ellas.

2.5. Petrografía de la tefra hidroclástica

Los productos sólidos hidrovulcánicos son por lo general fragmentarios y son denominados hidroclastos por Fisher y Schmincke (1984), en oposición al término piroclastos que se aplica únicamente a los productos fragmentarios de las erupciones magmáticas. Estos productos incluyen tefra, brechas de explosión, lavas almohadilladas, tobas palagonitizadas y zeolitizadas, lahares, bloques y bombas, costras silíceas y travertinos, y brechas y tobas intrusivas. Algunos de estos términos implican la existencia de procesos posteruptivos (hidrotermales) en los que el agua interactúa con los productos volcánicos.

La petrografía de los productos hidrovulcánicos incluye la caracterización granulométrica de la tefra, la estimación del contenido de los distintos constituyentes, microscopía electrónica de las texturas a nivel de grano, y las evidencias químicas de los procesos de alteración rápidos y lentos. Estos factores pueden ser interpretados como indicadores del tipo y grado de la interacción del agua. Por ejemplo, el tamaño de grano de los hidroclastos es función de la relación de masas de agua y magma que han interactuado; las texturas a nivel de grano son indicativas del tipo de interacción, es decir si ésta fue pasiva, explosiva, extensiva o transitoria. La caracterización de campo de los productos hidrovulcánicos se basa en el análisis de diversas características de los depósitos, tales como el análisis textural de las formas de fondo (*bed forms*), litificación del depósito, relación entre el espesor del depósito y la distancia al centro emisor, y la correlación entre estas observaciones y el tipo de centro emisor (cono compuesto, anillo de tobas, caldera, etc.). En general, las observaciones de campo sobre la distribución y textura del depósito muestran una

**ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS
EN DEPOSITOS PIROCLASTICOS**

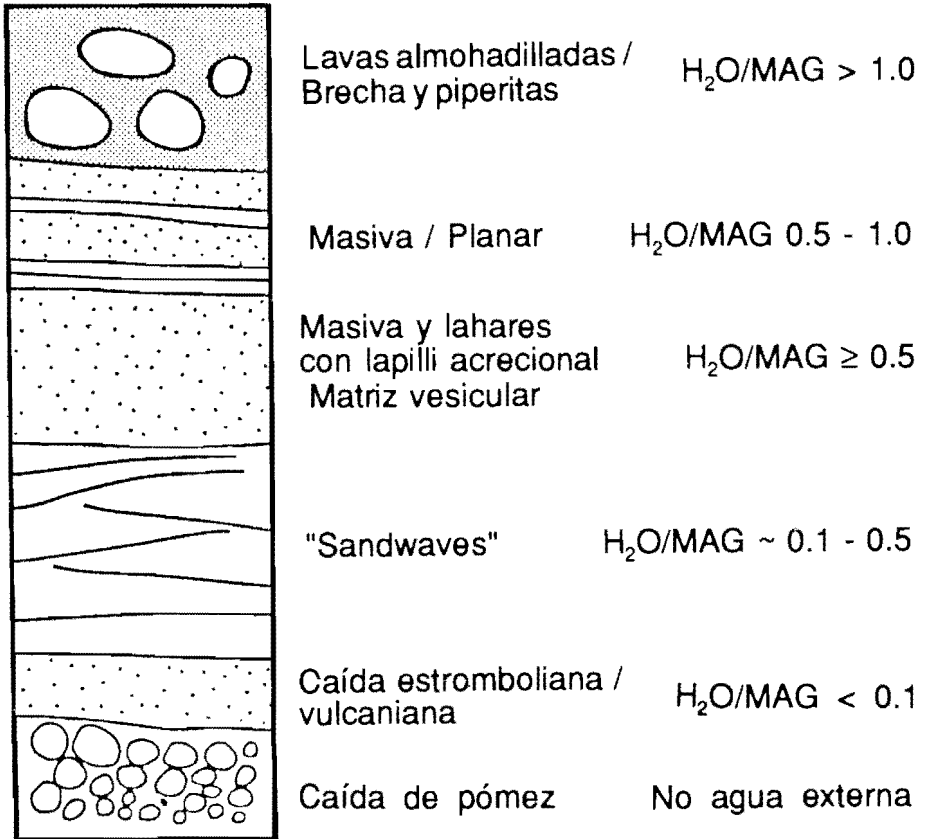


Fig. 8. Secuencia estratigráfica idealizada de un depósito hidrovolcánico en la que se muestran diversas texturas y formas de capa típicas junto a las relaciones de masas entre agua y magma deducidas. Las erupciones iniciales, representadas por los depósitos pumíticos de caída basales, implicaron la presencia de muy poca (o nula) agua externa, pero para las erupciones posteriores la secuencia estratigráfica registra estructuras sedimentarias que indican un incremento de la relación agua-magma. Para relaciones agua-magma superiores a 1,0, provocadas por erupciones en un cuerpo de agua estable, son comunes las lavas y brechas almohadilladas y las piperitas, así como los lahares, los cuales aparecen frecuentemente en erupciones continentales con una relación agua-magma elevada (según Wohletz y Heiken, 1991).

correlación entre las formas de fondo con el tipo de erupción y la abundancia de agua (fig. 9).

La caracterización sistemática en el laboratorio de los tamaños de grano, formas y texturas de los granos, así como de su alteración química ayuda de forma significativa a la interpretación de los sistemas y erupciones hidrovolcánicas. La figura 9 muestra asimismo una distribución de los tamaños de grano medios observados en

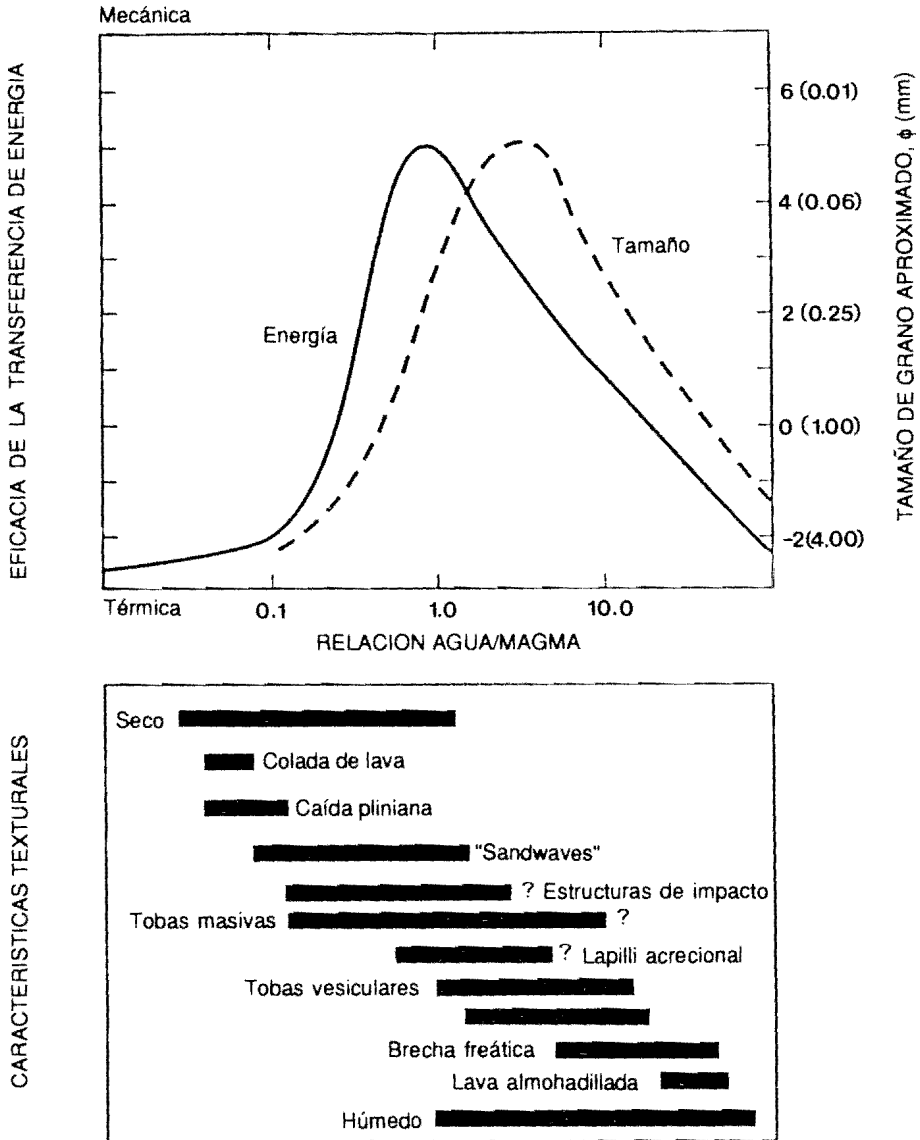


Fig. 9. Correlación de la granulometría y textura del depósito con la relación agua-magma (según Frazzetta *et al.*, 1983; Sheridan y Wohletz, 1983a).

los productos hidrovolcánicos en función de la relación de masas agua/magma, la cual ha sido desarrollada a partir de datos de campo y experimentales. En todos los casos, la tefra hidrovolcánica se distingue de la magmática por presentar un tamaño de grano mucho más fino. Microscópicamente, las formas y texturas de los granos también revelan características distintivas del hidrovolcanismo (fig. 10). La estimación de la importancia de estos factores puede documentar la importancia de los mecanismos hidrovolcánicos (húmedos) y magmáticos (secos) en muestras procedentes

mente aspectos de actividad magmática e hidrovulcánica, la inspección petrográfica puede revelar las proporciones relativas de ambos procesos. En la tabla 5 se describen los aspectos más significativos de los productos hidrovulcánicos.

TABLA 5

Aspectos petrográficos y de campo de la tefra hidroclástica (según Fisher y Schmincke, 1984, y Heiken, 1972)

Composición	Basáltica	Basáltica (litoral)	Riolítica
Aspectos voicánicos	Maares, anillos y conos de tobas, <i>explosion pits</i>	Cono litoral	Anillo de tobas con domo central
Petrografía	Ceniza vítrea; fragmentos de sideromelana angulares, en general libres de cristales excepto fenocristales; los componentes líticos de algunas cenizas dependen de la composición de las rocas del basamento	Ceniza vítrea a vítrico-lítica; gotas de sideromelana; tranquilita, y fragmentos de basalto afanítico	La mayoría de las partículas de ceniza son <i>equant</i> o vidrio elongado incoloro; trazas de fragmentos líticos riolíticos; vidrio sin o con muy pocos microlitos
Morfología de los vitroclastos	Vitroclastos <i>blocky</i> y <i>equant</i> con pocas vesículas; superficies de fractura planas o concoides cuando las fracturas intersectan vesículas	Basalto cristalino; fragmentos líticos <i>equant</i> ; granos de sideromelana <i>blocky</i> o <i>crescent-shaped</i> con pocas vesículas; las formas de los granos pueden estar controladas por las vesículas; fragmentos de vidrio piramidales no vesiculares	Vitroclastos alargados y puntiagudos y fragmentos de póderomelana alargados y planos; superficies de fractura concoides a irregulares; paredes de vesículas lisas

La tefra hidroclástica se distingue generalmente en el laboratorio por su tamaño de grano más fino en relación con el de los piroclastos magmáticos. Sin embargo, esta distinción no es siempre aparente, en especial cuando se trata de muestras de tefra hidroclástica sacadas de las zonas próximas al centro emisor donde las fracciones más finas no se depositan. La figura 11 muestra algunos diagramas representando el grado de clasificación respecto del diámetro medio de los granos para cuatro formas de fondo características de tefras hidrovulcánicas. Aunque esta estadística es a menudo suficiente para la caracterización de la tefra hidroclástica, sugerimos también la realización de posteriores análisis granulométricos usando las técnicas descritas por Sheridan *et al.* (1987) y Wohletz *et al.* (1989), las cuales proponen la separación de subpoblaciones a partir de la distribución total de la muestra.

Los componentes característicos de la tefra hidrovulcánica incluyen vidrio, cristales y fragmentos líticos en proporciones diversas que dependerán fundamentalmente de los mecanismos de emplazamiento y de la composición del magma. En la figura 12 se muestran las variaciones en la composición de la tefra típica de anillos de tobas y conos de tobas. Uno de los aspectos más distintivos de los componentes de la tefra es el grado de alteración del vidrio encontrado en muestras

COMPONENTES FREATOMAGMATICOS

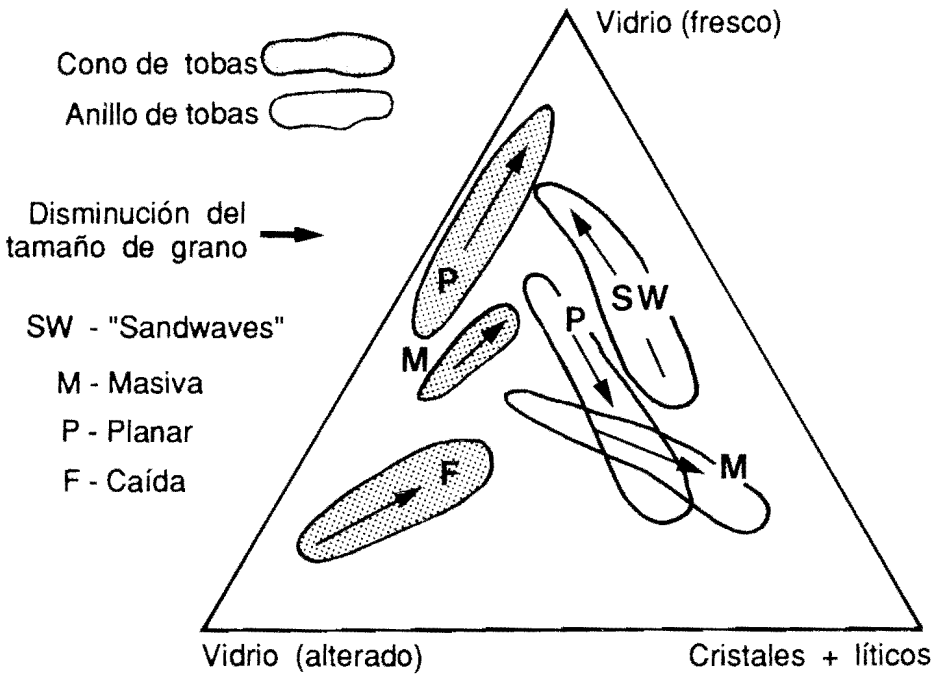


Fig. 12. Diagrama triangular de los constituyentes de la tefra hidrovulcánica, en el que se muestran la contribución relativa de vidrio fresco, vidrio alterado, cristales y líticos. Los campos correspondientes a los conos y anillos de tobas muestran los cambios en las proporciones relativas de estos constituyentes para diferentes formas de fondo. Nótese la mayor proporción relativa de vidrio alterado correspondiente a los conos de tobas, la cual indica una mayor abundancia de agua en el sistema eruptivo (según Wohletz y Heiken, 1991).

generalmente en todo tipo de tefra a causa de los procesos meteóricos y diagenéticos, la información estratigráfica apoya la conclusión de que la alteración de la tefra hidrovulcánica puede ser en gran parte el resultado de la presencia de abundante vapor de agua caliente durante la deposición de la misma.

Ya que los efectos diagenéticos y meteóricos, incluyendo la saturación posteruptiva de los depósitos de tefra por agua de lluvia o subterránea, hacen que la estimación del tiempo que ha durado la palagonitización e hidratación sea ambigua, es necesario tener en cuenta la información estratigráfica (fig. 13). En los casos en que hay una alternancia de capas de tefra alterada y fresca por encima del nivel freático, se puede suponer que dicha alternancia se produce durante el emplazamiento de la tefra. La presencia de tefra alterada en las proximidades del centro emisor o de fracturas indica la existencia de procesos de alteración tardíos causados por circulación de fluidos hidrotermales, mientras que la presencia de diagénesis por debajo del nivel freático puede ser interpretada como una extensión lateral de la tefra alterada y de las zonas de alteración que atraviesan las superficies de estratificación.

ALTERACION DE LA TEFRA

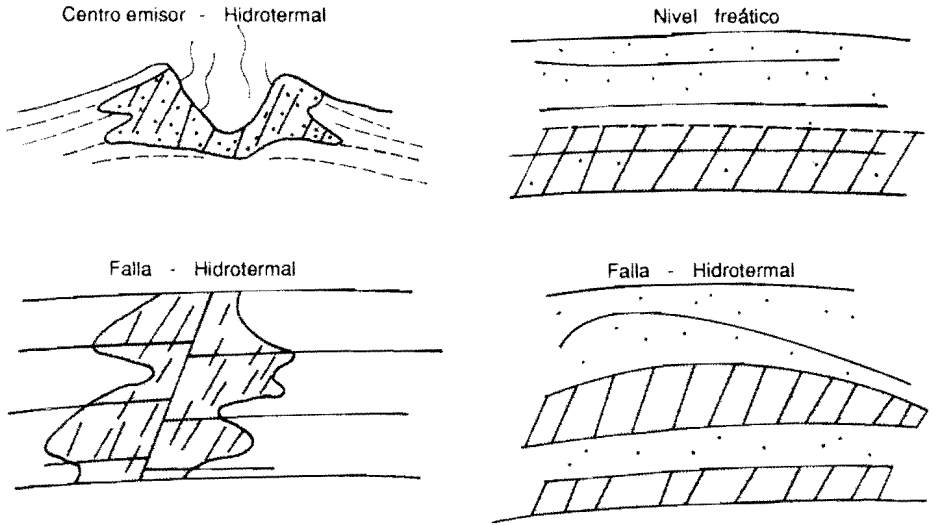


Fig. 13. Ejemplos sobre la estratigrafía y marco estructural para depósitos de tefra alterados (palagonitizados). La tefra alterada (zona sombreada) puede existir alrededor del centro emisor debido a circulación hidrotermal, siendo relativamente insensible a los planos de estratificación de la tefra, aunque no muestre una continuidad lateral lejos de esta zona. La palagonitización y zeolitización por debajo de un nivel freático muestra continuidad lateral y puede cruzar las superficies de estratificación entre tefra de caracteres deposicionales diferentes. La alteración puede estar controlada estructuralmente a lo largo de fallas a través de las cuales han migrado fluidos hidrotermales. En contraposición con estos ejemplos de alteración existe la alteración de tefra que se produce rápidamente durante la erupción y emplazamiento, antes del enfriamiento. En este caso se puede encontrar capas de tefra alterada intercaladas con capas de tefra fresca. Este tipo de alteración es relativamente insensible al nivel freático y a la inclinación inicial de los estratos (según Wohletz y Heiken, 1991).

Los depósitos húmedos se pueden distinguir de los secos por el grado de alteración del vidrio. En la figura 14 se aprecia cómo la palagonitización del vidrio basáltico es siempre una función de la granulometría de la tefra, siendo para tamaños inferiores a 0,1 mm la palagonitización más intensa en muestras correspondientes a facies de formas de fondo húmedas. Este resultado no es sorprendente si se considera los resultados experimentales de la formación de palagonita, los cuales demuestran que su evolución (velocidad de desarrollo y abundancia) es función de la temperatura (fig. 15a). Sin embargo, es importante tener en cuenta el efecto significativo que la palagonitización tiene sobre la composición química del vidrio, aumentando las ganancias y pérdidas de los distintos elementos mayores con el grado de palagonitización. Un análisis químico de roca total de una tefra parcialmente palagonitizada puede indicar cómo la composición química de la misma difiere sustancialmente de la composición original del vidrio (figs. 15b y 15c).

El estudio de las morfologías de los granos mediante microscopía óptica y electrónica representa también una importante fuente de datos a la hora de clasificar

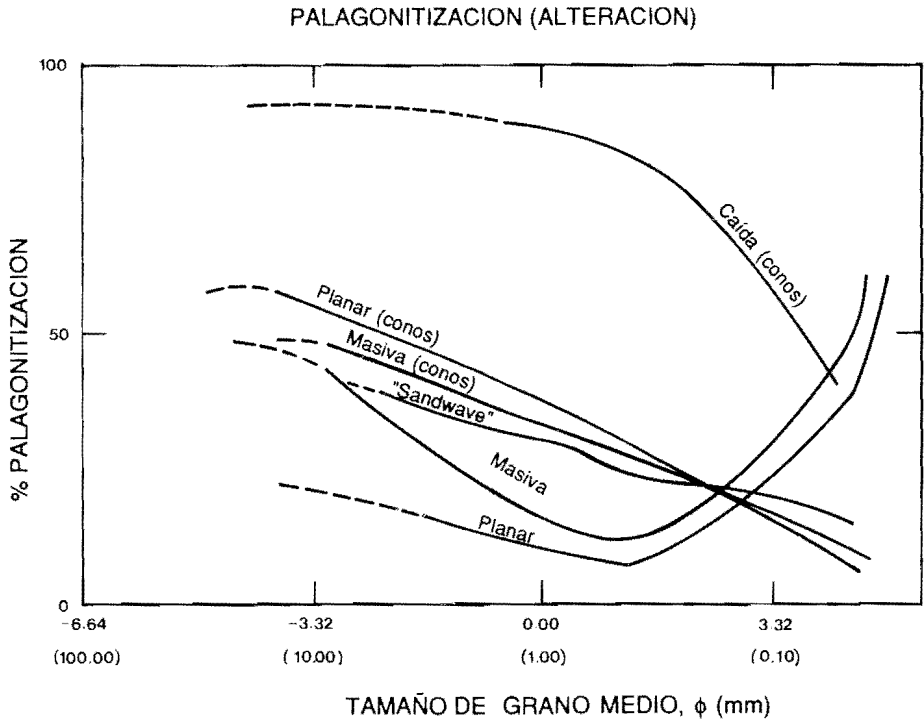


Fig. 14. Diagrama en el que se muestra el porcentaje de vidrio que ha sido palagonitizado respecto del tamaño de grano medio para tefra hidroclástica. En general existe una disminución en la palagonitización con la disminución del tamaño de grano con la excepción de las capas planares y masivas de los anillos de tobas. Esta tendencia refleja la disminución en la porosidad del depósito respecto al movimiento del agua como una función del tamaño de grano; sin embargo, las excepciones para las muestras de los anillos de tobas indican la probabilidad de que las capas masivas y planares sean típicas de erupciones más húmedas (según Wohletz y Hieken, 1991).

las tefras como piroclásticas o hidroclásticas, tal como se desprende de los trabajos de Hieken (1971) y Hieken y Wohletz (1985). En la tabla 6 se resumen algunas de las morfologías de grano útiles para la interpretación de los mecanismos eruptivos, procesos de transporte o emplazamiento, y procesos de alteración. Wohletz (1987) describe estas características para varias asociaciones hidrovolcánicas.

2.6. Ciclos hidrovolcánicos en volcanes poligenéticos y calderas

A través de la interpretación de los depósitos es posible indicar que muchos volcanes siguen comportamientos eruptivos cíclicos en los que la relación de masas entre agua y magma varía con el tiempo. Dos tendencias básicas son las más comunes en la mayoría de los volcanes (Sheridan y Wohletz, 1983a). La mayoría de las estructuras de anillos de tobas están caracterizadas por una tendencia seca (fig. 16), la cual viene indicada por el hecho de que los depósitos muestran un

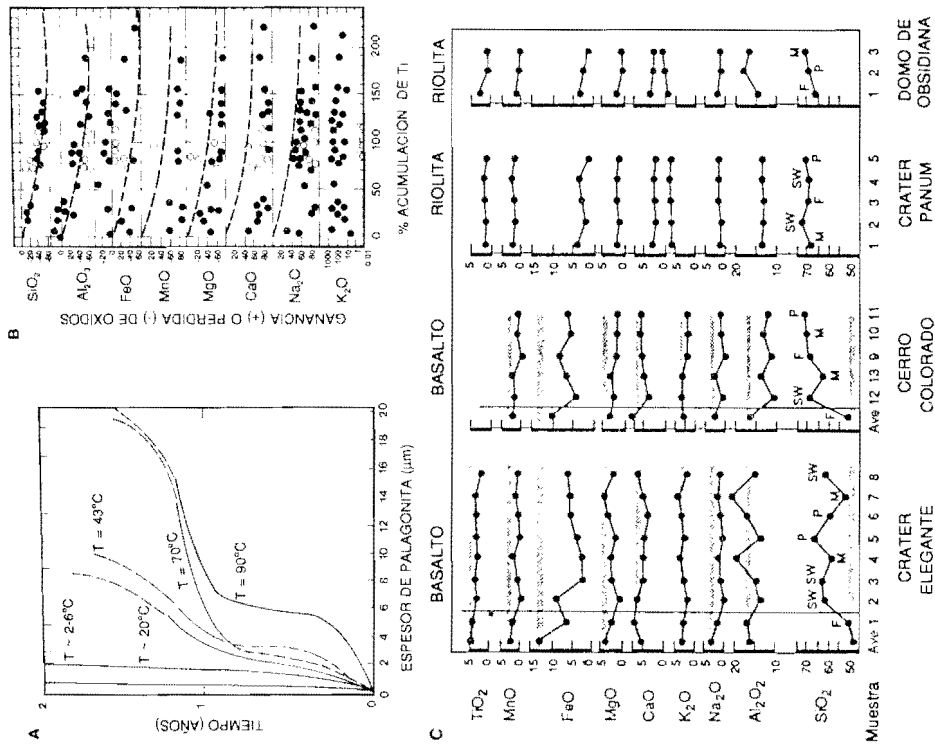


Fig. 15. (A) Espesor de la envuelta palagónica en muestras basálticas como una función del tiempo de alteración para diferentes temperaturas (según Furnes, 1975). El área sombreada es de Moore (1966). Nótese el rápido incremento en la tasa de alteración aparente con la temperatura, lo que indica la probabilidad de que a temperaturas de varios centenares de grados pueda producirse la alteración del vidrio a espesores de varias micras en minutos o menos. (B) Variación en el contenido de elementos mayores entre muestras de vidrio basáltico y palagonita, normalizados respecto a la acumulación de titanio (según Staudigel y Hart, 1983). Las líneas discontinuas indican las pérdidas químicas idealizadas que se espera ocurran a partir de una ganancia pasiva de TiO_2 , la cual aumenta con la maduración de la palagonita. Los datos correspondientes a los pares vidrio: palagonita para alteración submarina están representados por puntos negros, mientras que los blancos representan a aquellos de condiciones subaéreas. Los datos indican un intercambio casi isomolar de los óxidos de elementos mayores con el H_2O y el K_2O , mientras que el TiO_2 muestra una relativa acumulación pasiva. (C) Variación en la composición química de la superficie de los fragmentos vítreos procedentes de cuatro volcanes: Cráter Elegante y Cerro Colorado (Sonora, México), y «Panum Crater» y «Obsidian Dome» (campo volcánico de Inyo-Mono, California) (según Wohletz, 1987). Las muestras corresponden a depósitos de caída (F), oleadas con estructuras *sandwave* (SW), masivas (M) y planares (P). Las muestras procedentes de los depósitos de caída son las más representativas de las composiciones magmáticas (trama sombreada), mientras que las muestras correspondientes a las oleadas piroclásticas muestran las composiciones resultantes de la tetra hidrovolcánica, producto de la rápida alteración del magma por su interacción con agua. La línea vertical sobre los puntos para el Cráter Elegante y el Cerro Colorado separa muestras esencialmente magmáticas (lado izquierdo) de muestras hidrovolcánicas (lado derecho).

TABLA 6

Morfología de los clastos de la tefra hidrovolcánica como diagnóstico de su origen		
Mecanismo eruptivo (Forma de los granos)	Transporte (Modificación de los bordes)	Alteración (Palagonitización)
Superficies <i>blocky</i> y curvoplanares	Redondeamiento de los granos	Reileno de vesículas
Vesicularidad	Raspaduras y surcos	Grietas en la superficie
Escorias soldadas en forma de goterones	Fracturas escalonadas	Solución y precipitación
Planos de deformación	Fracturas	Incrustaciones microcristalinas
Partículas adheridas	Bordes astillados	
<i>Platy</i>	Grietas	
<i>Mosslike</i>	Bordes doblados depresiones en forma de v	

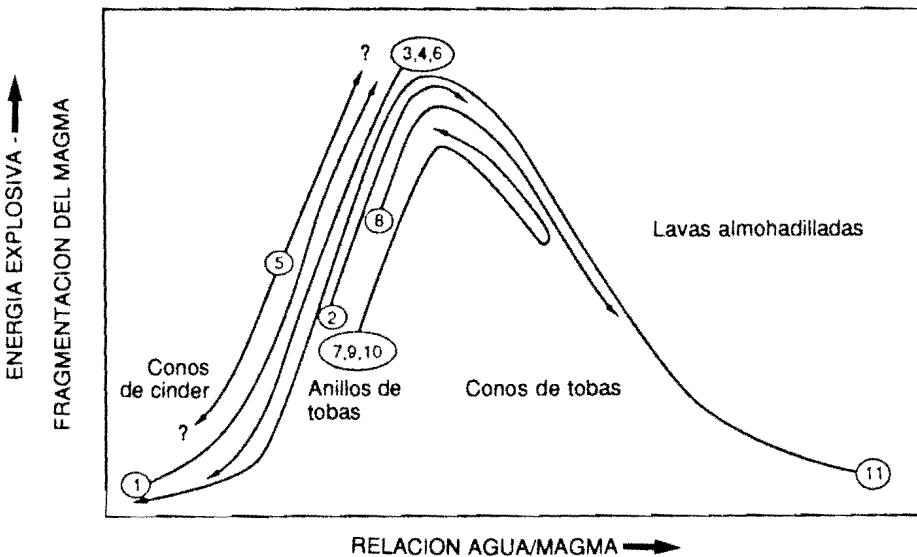


Fig. 16. Ciclos hidrovolcánicos correspondientes a distintos volcanes (según Wohletz y Sheridan, 1983). Se indica la variación temporal en la relación agua-magma para: 1) Cráter Elegante (México); 2) «Kilbourne Hole» (New Mexico); 3) «Peridot Mesa» (Arizona); 4) Volcán Taal (Filipinas); 5) «Ubehebe crater», California; 6) «Zuni Salt Lake», New Mexico. 7) Cerro Colorado, México; 8) «Diamond Head», Hawaii; 9) «Koko Crater», Hawaii; 10) Pavant Butte, Utah; 11) Surtsey, Islandia. Estos ciclos ilustran tendencias generales (Sheridan y Wohletz, 1983a), incluyendo el paso de húmedo a seco (bien demostrado por Volcano en las islas Eolias, Italia) y de seco a húmedo (actividad característica del Vesubio). Algunos volcanes muestran inversiones en la actividad cíclica (7, 9 y 10 son conos de tobos), mientras que en otros (5) se observa una repetición de ciclos entre seco (estromboliano) y húmedo (surtseyano).

contenido en agua decreciente con el tiempo, de forma que las erupciones finales pueden ser enteramente magmáticas. Por el contrario, los conos de tobas siguen una tendencia húmeda, con erupciones iniciales magmáticas que pasan a erupciones hidrovulcánicas con un incremento progresivo en el contenido en agua, llegando a estadios finales tan húmedos que la tefra puede formar lahares durante el emplazamiento. Con estas observaciones se puede caracterizar las condiciones impuestas para que se produzca la interacción del agua con el magma a medida que la erupción progresa.

Los procesos hidrovulcánicos no están restringidos solamente a pequeños volcanes monogenéticos, sino que es un fenómeno común también en calderas silíceas, estratovolcanes, conos compuestos, así como en domos de magmas intermedios a riolíticos, tal como indican Heiken y Wohletz (1987) en su análisis de los depósitos de tefra asociados a la formación de domos silíceos. Los siguientes ejemplos sirven para ilustrar la importancia de los fenómenos hidrovulcánicos en todo tipo de edificios volcánicos.

Taupo.—La zona volcánica de Taupo, situada en la Isla Norte de Nueva Zelanda, es una de las áreas volcánicas con volcanismo silíceo mejor estudiadas. Uno de los aspectos más característicos del hidrovulcanismo en esta región es la existencia de depósitos de tefra silíceo de grano muy fino y que presentan una dispersión extrema, en especial aquellos que proceden del centro volcánico de Taupo (Healy, 1962, 1964).

Self (1983) describe extensamente la erupción de Wairakei ocurrida hace unos 20.000 años, la cual produjo la Formación Pumítica de Oruanui (Vucetich y Pullar, 1964) y la brecha Wairakei, siendo ambas parte de la Formación Wairekei. Self (1983) pone de manifiesto el tamaño de grano extremadamente fino del depósito y su amplia dispersión, así como su alto contenido en lapilli acrecional (por encima del 33 por 100 en peso) y la irregular distribución de espesores, factores todos que son interpretados por Self y Sparks (1978) como indicadores del volcanismo freatomagmático (freatopliniano) en magmas silíceos. La figura 17 ilustra la estratigrafía de la Formación Wairekei que está compuesta por intercalaciones de depósitos de coladas piroclásticas y de caída finamente estratificados y dos fases freatoplinianas principales seguidas por fases ignimbríticas. El miembro 1 tiene un tamaño de grano de $4,0 \phi$ (0,063 mm) incluso cerca del centro emisor, siendo representativo de los materiales freatomagmáticos cuyas distribuciones de tamaños de grano son comparadas con las de la tefra magmática en la sección de la figura 18. Heiken y Wohletz (1985) resumen las características texturales de las muestras de ceniza volcánicas de esta secuencia estratigráfica. A través de la interpretación de los depósitos de tefra, Self (1983) deduce la secuencia eruptiva y los controles freatomagmáticos de la erupción de Taupo (fig. 19).

Volcano.—Un ejemplo clásico de actividad hidrovulcánica lo constituye la isla de Vulcano en el archipiélago de las Eolias en Italia. El cono de la Fossa (Keller, 1980) de Vulcano ha sido activo históricamente y representa un continuo riesgo. Mercalli y Silvestri (1891) observaron el episodio eruptivo más reciente y describieron el fenómeno eruptivo que actualmente se denomina vulcaniano. Frazzetta *et al.* (1983) interpretan la estratigrafía detallada del cono, basándose en el trabajo previo de Sheridan *et al.* (1981), a partir de la cual deducen la importancia de la contribución hidrovulcánica en los cinco últimos episodios volcánicos, resumidos en la estratigrafía de los depósitos de tefra (fig. 20). Estos autores proponen que cada episodio

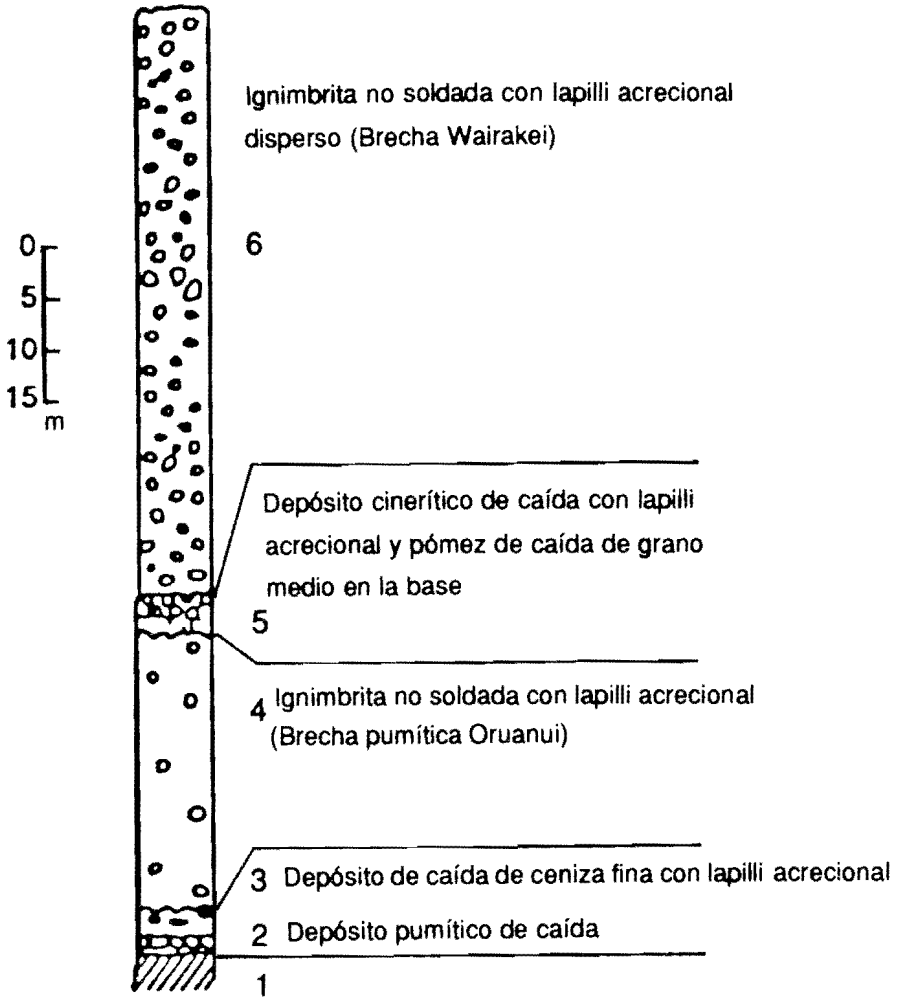


Fig. 17. Estratigrafía de la Formación Wairakei (Self, 1983) para localidades entre los 20 km del centro emisor en el lago Taupo, Nueva Zelanda. Los miembros 4 y 6 fueron denominados previamente «Oruanui Pumice Breccia» y «Wairakei Breccia», respectivamente.

volcánico estuvo caracterizado por una secuencia eruptiva cíclica. La figura 21 muestra cuatro estadios de actividad en cada ciclo: 1) actividad fumarólica inicial tranquila estimulada por la transferencia de calor probablemente a partir de dos tipos de magma de diferente composición que están ascendiendo debajo del volcán; 2) algún suceso desencadena la mezcla de los dos magmas, lo que comporta el ascenso de un magma intermedio hacia la superficie donde interacciona con agua subterránea, dando lugar a erupciones hidrovulcánicas de oleadas piroclásticas de tefra rápidamente enfriada y no vesiculada que evoluciona desde húmeda a seca a medida que avanza la erupción; 3) cuando el agua subterránea se separa del magma por la formación de una envoltura de vapor, la erupción muestra un carácter

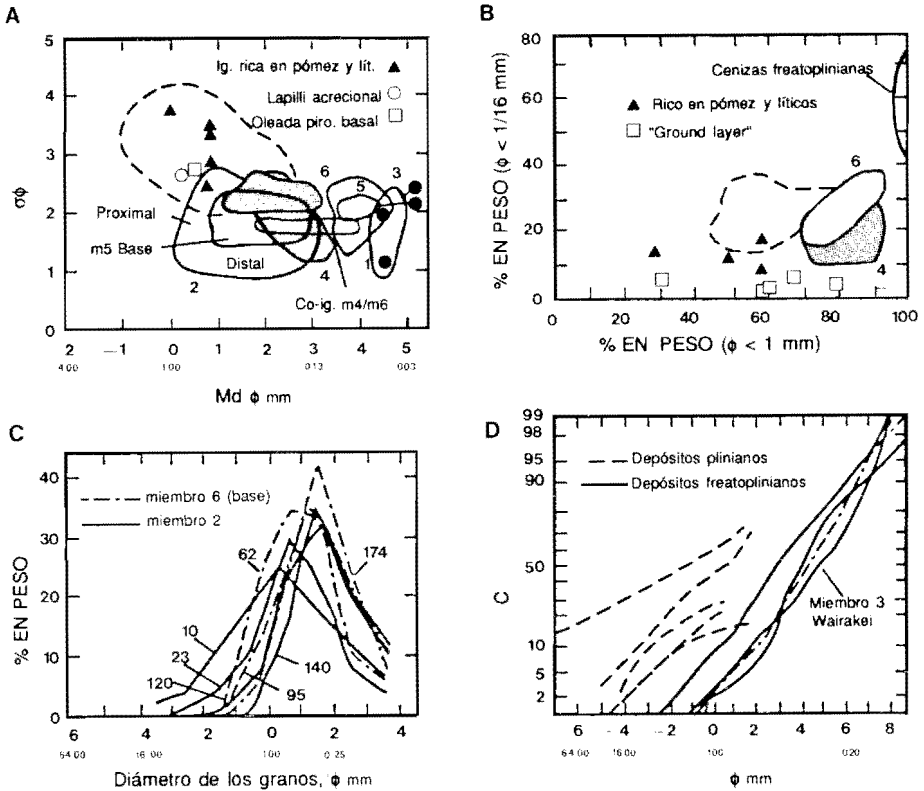


Fig. 18. Características granulométricas de la Formación Wairakei (según Self, 1983): *a*) Se representan para los diversos miembros (m1, m2,.....) indicados en la figura 17 y para diferentes tipos texturales (símbolos) el diámetro medio (*Md*) respecto al grado de clasificación (σ). El campo limitado por la línea discontinua representa las coladas piroclásticas de Wright *et al* (1981). *b*) Fracciones granulométricas para los miembros m4 y m6 junto a las coladas piroclásticas (línea discontinua) de Walker *et al.* (1980) y las variedades de grano grueso indicadas por los símbolos. *c*) Curvas de frecuencia del diámetro de los granos para los productos de caída de los miembros 2 y 5, mostrándose la pérdida gradual de productos de grano grueso al aumentar la distancia respecto del origen (números de las curvas en km). *d*) Distribución de la probabilidad acumulada de las fracciones granulométricas (ϕ) para depósitos plinianos y freatoplinianos de Carey y Sigurdsson (1982) y Walker (1981) comparados con los de la muestra representativa del miembro 3.

magmático con la extrusión de tefra vesicular junto con tefra que se ha enfriado rápidamente; 4) el estadio final del ciclo viene marcado por la erupción de la porción pumítica del magma y el emplazamiento de un flujo de lava con el interior obsidiánico. Los productos volcánicos de este ciclo pueden interpretarse en función de las relaciones agua/magma, tal como se indicó en el apartado precedente (fig. 8).

Vesubio.—Otro volcán largamente activo y estudiado que también muestra depósitos piroclásticos que indican la importancia de la actividad hidrovulcánica a lo largo de sus ciclos eruptivos (Barberi *et al.*, 1981; Rosi y Santacroce, 1983). La erupción del año 79 del Vesubio es una de las mejor documentadas tanto en términos referentes a la observación de la actividad eruptiva (Plinio el Joven;

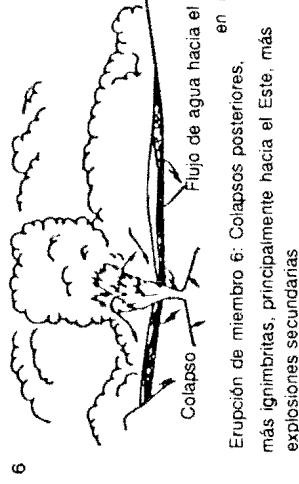
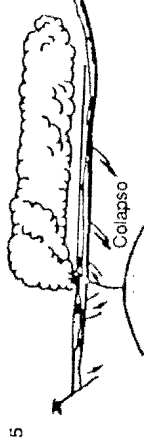
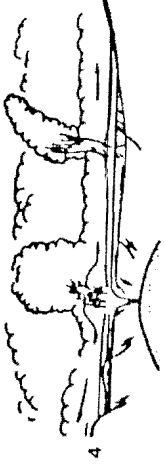
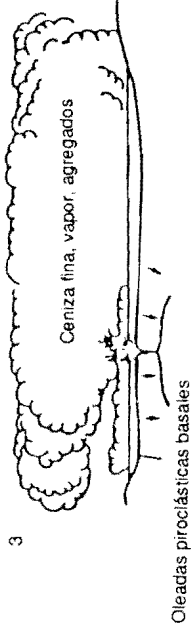
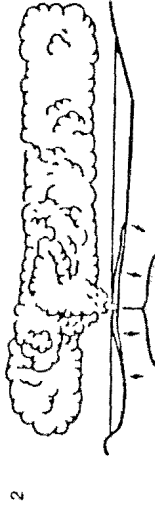
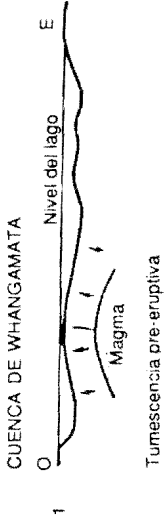


Fig. 19. Modelo de la erupción de Wairakei, según Self (1983), en el que se muestran la secuencia de estadios o erupción de los distintos miembros, discutida en el texto, y los periodos de interacción entre el agua del lago y el magma.

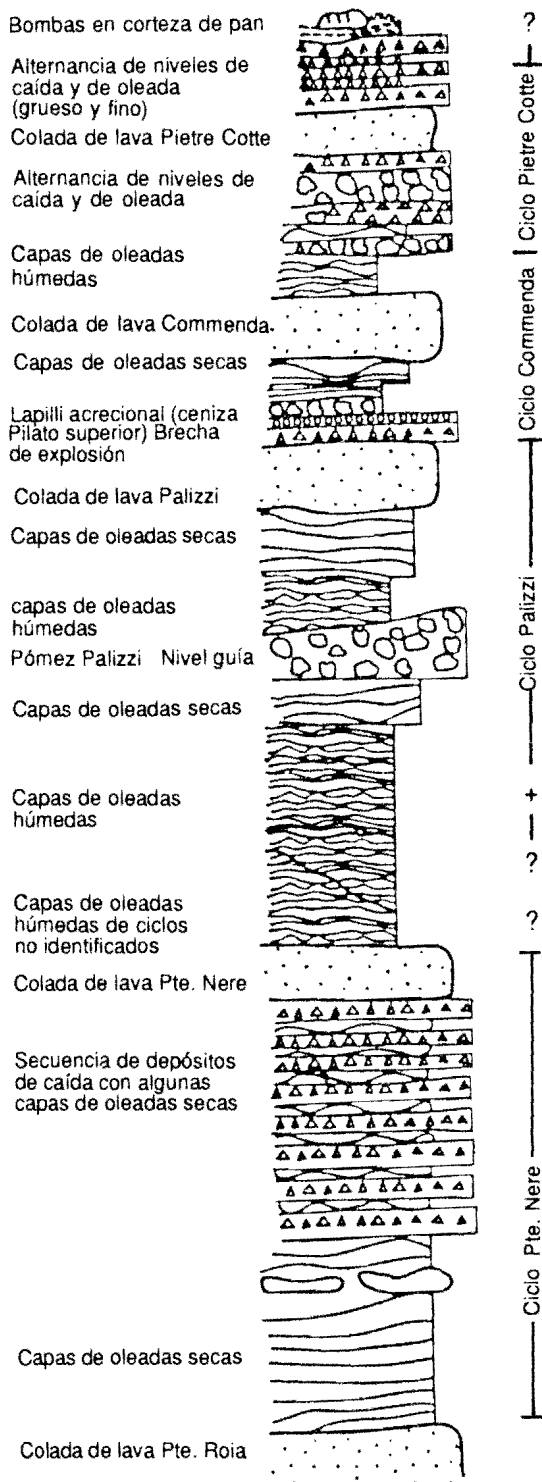


Fig. 20. Secuencia estratigráfica compuesta, según Frazzetta *et al* (1983), que ilustra los ciclos hidrovulcánicos del volcán de la Fossa en Vulcano, Italia. Todos los ciclos muestran una progresión desde erupciones hidrovulcánicas al emplazamiento de coladas de lava.

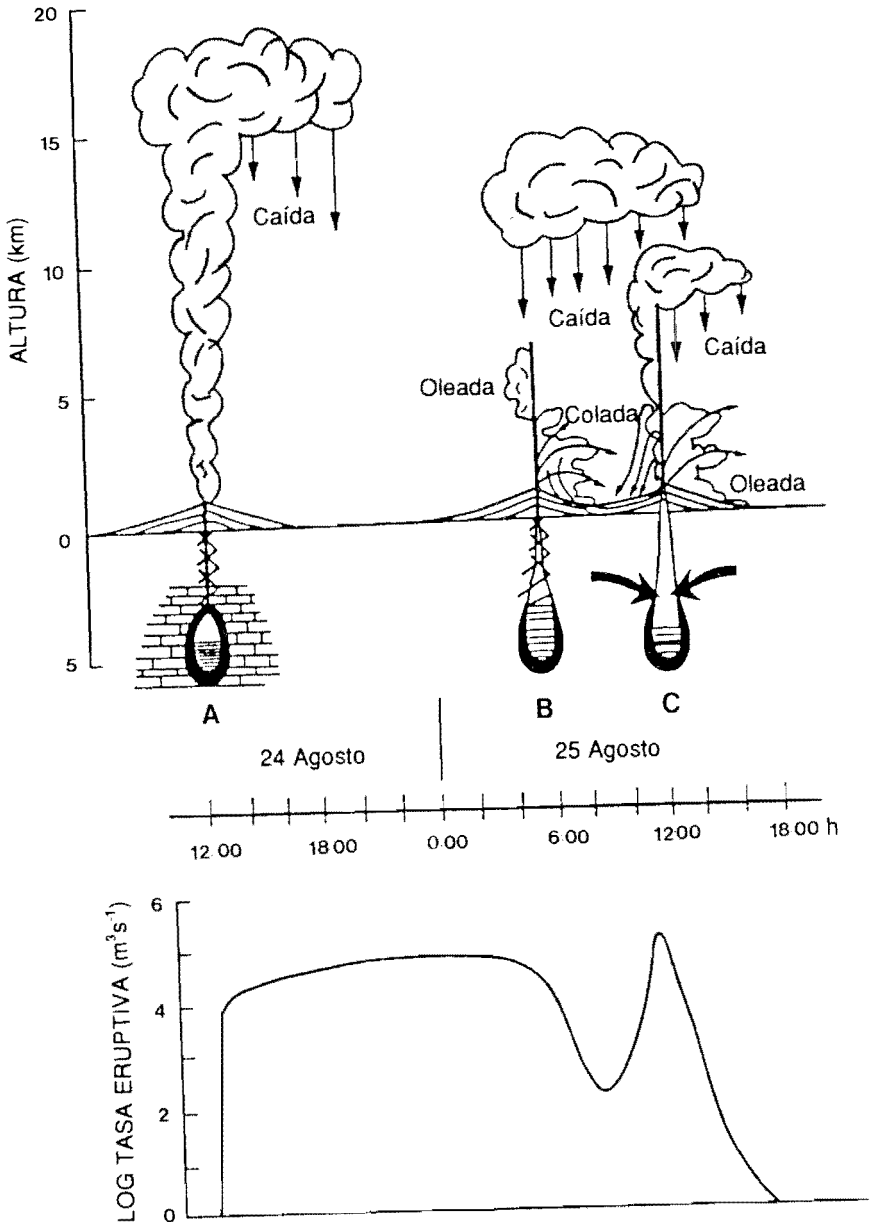


Fig. 23. Modelo de la erupción pliniana del Vesubio del año 1979, según Sheridan *et al.* (1979). Este modelo, elaborado en base a las observaciones de Plinio el Joven (Radice, 1972), muestra la columna pliniana inicial (a), la transición de la tasa eruptiva hacia explosiones magmáticas intermitentes e hidromagmáticas (b), y la fase hidromagmática terminal, que generó las coladas y oleadas piroclásticas húmedas (c). El inicio del hidromagmatismo durante el estadio intermedio de la erupción se asocia con el desmoronamiento de las paredes de la cámara magmática, produciéndose la adición a la tefra de una gran cantidad de constituyentes líticos metamorizados térmicamente y permitiendo el flujo de aguas subterráneas hacia el interior de la cámara.

forman las paredes del conducto volcánico y de la cámara magmática debido a la expansión de los gases magmáticos al principio durante los episodios eruptivos plinianos, el agua subterránea tiene acceso al magma, especialmente después de que disminuya la sobrepresión del conducto volcánico y del cuerpo magmático por debajo de la presión hidrostática que ha sido perturbada térmicamente en algunos puntos. Estos dos comportamientos en general se denominan erupciones hidrovolcánicas someras y profundas, respectivamente.

3. Fundamentos experimentales y teóricos

La mayor parte del conocimiento teórico que se tiene sobre el hidrovolcanismo se ha desarrollado a partir de experimentos de laboratorio sobre FCI donde la *thermite* (marca registrada que corresponde a una mezcla de aluminio y hierro que actúa como combustible) se hace interaccionar con agua, a menudo produciendo resultados explosivos cualitativamente similares a las erupciones hidrovolcánicas (Wohletz y McQueen, 1984; Morrissey y Wohletz, 1990; Berman, 1986). Esta aproximación ha permitido algunas calificaciones sobre los parámetros que controlan los procesos hidrovolcánicos a partir de mediciones de campo y de laboratorio realizadas sobre los productos de este tipo de actividad eruptiva. A pesar de que el análogo del basalto (*thermite*) usado en estos experimentos tiene propiedades físicas y químicas diferentes de las del basalto, la semejanza de dichas propiedades se consideró que permitía elaborar predicciones concernientes al tiempo real y a las transferencias de energías posibles en sistemas volcánicos.

Nuestros experimentos (Morrissey y Wohletz, 1990), desarrollados en el «National Laboratory» de Los Alamos (EE.UU), han generado resultados que están corroborados por años de experimentación similar en los «National Laboratories» de Sandia (p.e., Corradini, 1981). Los experimentos realizados en Sandia comprenden numerosos test destinados a investigar la existencia de explosiones de vapor posibles asociadas a la fusión del núcleo en reactores nucleares y otros ambientes industriales donde los FCI pueden producir explosiones peligrosas. Diversos simuladores de fundido (fuel), desde sales fundidas a fundidos generados por *thermite* han sido examinados para investigar el control de las composiciones del fuel. El diseño de estos experimentos ha ido encaminado a determinar las condiciones iniciales necesarias para la formación de explosiones de vapor y su magnitud.

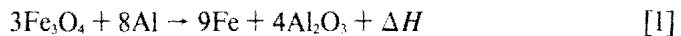
En una reciente revisión de los experimentos de Sandia (p.e., Mitchel y Evans, 1986) las explosiones fundido-vapor, registradas en películas de alta velocidad y correlacionadas con medidas sobre variaciones en la presión, mostraron que existe una compleja propagación de ondas de presión desde las interfases entre el fundido y el agua. Estas interfases evolucionan rápidamente hacia mezclas de agua y fragmentos de fundido antes de culminar en explosiones de vapor. Se reconocieron tres tipos de comportamientos de interacción, que incluyen: 1) explosiones simples, caracterizadas por tiempos de aumento de presión rápidos (< 100 ms) y fragmentos con diámetros de $200 \mu\text{m}$; 2) explosiones dobles, producidas por una vaporización inicial, implicando una pequeña porción de fundido, seguidas por una gran explosión producida como culminación de la mezcla vigorosa de la mayoría (~ 75 por 100)

del fundido remanente con agua; y 3) generación masiva de vapor donde la variación de presión alcanza un valor constante y el enfriamiento súbito del fundido no es explosivo. Algo más de de un 10 por 100 de la entalpía de la *thermite* se convirtió en energía mecánica por las explosiones dobles. En conclusión, se observó que las explosiones de vapor iniciales suministran la energía necesaria para favorecer la intensa mezcla observadas en las grandes explosiones dobles.

3.1. Revisión de las simulaciones experimentales

3.1.1. Diseño de los experimentos

Los experimentos (Wohletz y McQueen, 1984; Sheridan y Wohletz, 1983a; Morrissey y Wohletz, 1990) usan *thermite* como un análogo del magma basáltico, ya que cumple verdaderamente los requisitos experimentales. La *thermite* usada en estos experimentos es una mezcla granular de magnetita y aluminio que cuando se caliente reacciona exotérmicamente para formar una mezcla fundida de hierro y óxido de aluminio:



El calor liberado por la reacción, ΔH , es aproximadamente de 1.112 kJ/mol, lo que es suficiente para producir una mezcla fundida de cristales y líquido a una temperatura superior a los 1.000°C y con una viscosidad y densidad similar a las del magma basáltico. Mediante este método se pueden formar fácilmente grandes bolsadas de *thermite* fundida, y las otras propiedades (tabla 7) del fundido se consideran análogos adecuados para el magma basáltico, especialmente cuando se añade arena rica en cuarzo y ésta funde con la *thermite*.

TABLA 7

Propiedades físicas de la *thermite*

Propiedad	<i>Thermite</i>	Basalto
T.° de <i>liquidus</i>	1.000-2.000 K	1.370-1.520 K
Entalpía	3.665 MJ/kg	1.149 MJ/kg *
Densidad	~ 4,0 Mg/m ³	~2,6 Mg/m ³
Viscosidad	10 ² Pa s	10 ² -10 ³ Pa s
Tensión superficial	0,5 N/m	0,35 N/m

* Basalto a 1.400 K.

Respecto a la similaridad de los resultados experimentales con las erupciones hidrovulcánicas, se puede adimensionalizar la conversión de energía térmica a trabajo termodinámico, que es la energía potencial explosiva. El trabajo desarrollado sobre el ambiente geológico mediante la interacción de agua externa con el magma

incluye la fragmentación del magma y de la roca regional, la excavación de un cráter, la dispersión de tefra, perturbaciones sísmicas y acústicas y procesos químicos tales como disolución y precipitación, difusión de masa y enfriamiento súbito del magma y cristalización. Este trabajo, ΔW_{st} , es, pues, la suma de los cambios en energía cinética (ΔKE), energía potencial (ΔPE), y trabajo implicado en el cambio de volumen ($p_o \Delta V_{st}$) expresado como

$$\Delta W_{st} = \Delta KE + \Delta PE + p_o \Delta V_{st} \quad [2]$$

Un método directo para evaluar esta expresión es estimar el cambio en la energía interna de la mezcla agua-magma, ΔU_{mez} , ya que por definición $\Delta W_{st} \equiv \Delta U_{mez}$, donde

$$\Delta U_{mez} = \Delta (m_a U_a + m_m U_m) \quad [3]$$

siendo m masa y U energía interna, correspondiendo los subíndices a y m a agua y magma, respectivamente. Wohletz (1986) describe un método para evaluar la ecuación [3] que necesita de los datos disponibles en extensas tablas sobre vapor de agua (p.e., Burnaham *et al.*, 1969; Haar *et al.*, 1984).

Asimismo se han desarrollado diversos experimentos para simular la interacción agua/magma en diferentes ambientes de acceso del agua al magma (fig. 24). Los últimos diseños se han usado específicamente para cuantificar la cantidad de energía térmica que se convierte en trabajo mecánico. En la fig. 24 no se muestran los experimentos donde se permitió a la *thermite* interactuar con arena saturada en agua.

3.1.2. Resultados experimentales

El análisis de más de 50 simulaciones experimentales de interacciones agua-magma demuestran la existencia de una gran variedad de comportamientos explosivos y no explosivos que son análogos a la actividad volcánica natural. Estos resultados reafirman las observaciones sobre erupciones hidrovolcánicas donde se ha observado cómo una amplia variedad de estilos eruptivos clásicos (p.e., estromboliano, surtseyano, vulcaniano, pliniano, etc.) comportan cierta relación con agua externa. De la misma forma que la actividad eruptiva se puede atribuir a la actividad hidrovolcánica, una gran variedad de morfologías, desde pequeños maares y anillos de tobas hasta grandes calderas, incluyendo aspectos tales como las peperitas, volcanes de fango, conductos de explosiones hidrotermales, lavas almohadilladas y brechas, y también partes de conos compuestos.

La producción pulsante de fragmentos expulsados desde el recipiente de experimentación en formas que van desde pasivas a explosivas, se ha estudiado dentro de un rango determinado para la relación de masas agua-*thermite*, presiones de interacción y geometrías del contacto. La figura 25 resume las observaciones generales de los experimentos, las cuales pueden interpretarse como análogas de la actividad volcánica. Un descubrimiento importante es que la relación de masas entre agua y magma es el factor dominante en el control del fenómeno de interacción. En los experimentos que incorporan arena saturada en agua, es frecuente la existencia de explosiones de vapor. El análisis de los fragmentos generados en estos experimentos

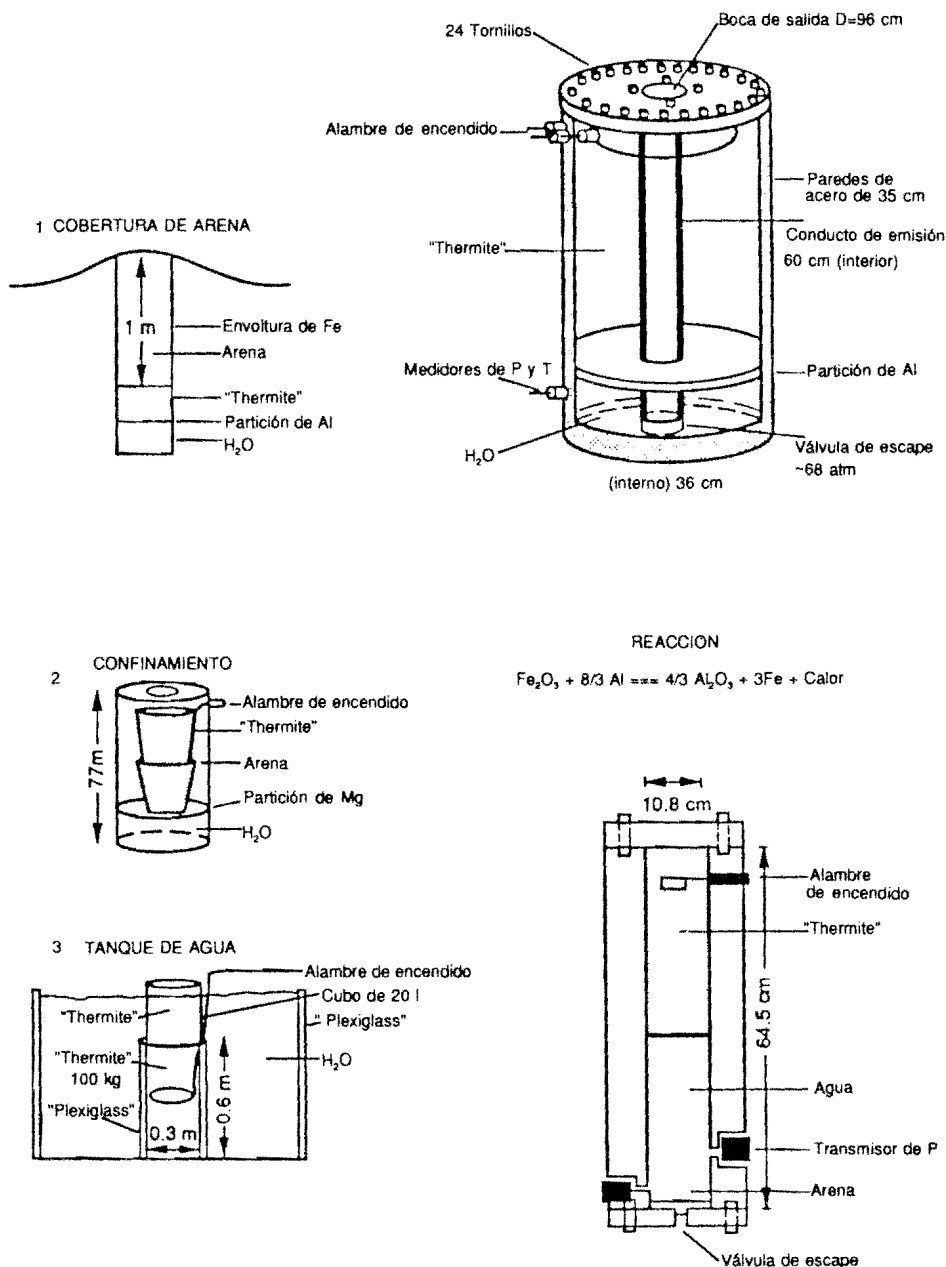


Fig. 24. Diseños experimentales, usados por Wohletz y McQueen (1984), para simular la actividad hidrovulcánica con un análogo de magma del tipo *thermite* ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}$). El diseño básico facilita el contacto entre la *thermite* fundida con agua dentro de un recipiente confinado después de que la *thermite* haya fundido a través de una lámina de aluminio que separaba inicialmente el fundido del agua. Los indicadores de presión registraron la generación de vapor dentro del tanque, mientras que en una película de alta velocidad se registró la expulsión de fragmentos de fundido desde el tanque a través de unos tubos que actuaban a modo de boca de emisión y estaban inicialmente sellados mediante válvulas.

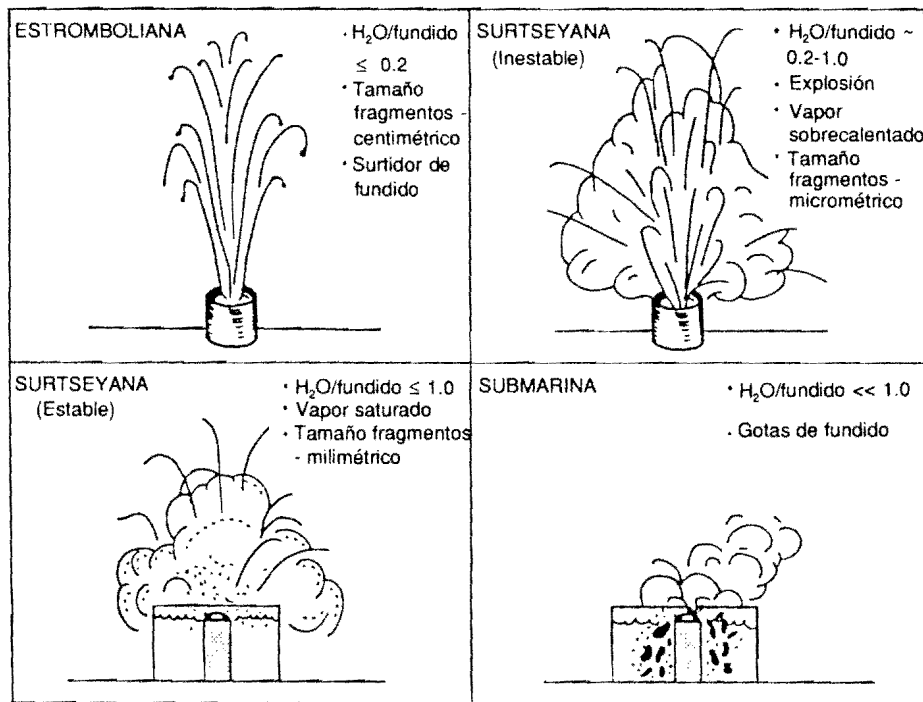


Fig. 25. Resumen de los resultados experimentales sobre hidrovulcanismo obtenidos por Wohletz y McQueen (1984). Se correlacionaron cuatro fenómenos básicos de interacción (formación de surtidores de fundido, explosiones discontinuas, producción continua de vapor y piroclastos, y enfriamiento rápido y no explosivo del fundido) con ejemplos de actividades volcánicas y con la relación de masas entre agua y magma que interaccionan.

muestra que los clastos de mayor tamaño son masas de *thermite* y arena congeladas, de apariencia similar a las peperitas (Busby-Spera y White, 1987), que se forman alrededor de los márgenes de la cámara de *thermite*.

Las mediciones más consistentes sobre las relaciones de conversión (CR), relación de la energía mecánica respecto de la entalpía inicial del fundido, provienen del fondo de la vasija experimental. Esta actúa como un cohete de propulsión durante las explosiones de vapor, expulsando los fragmentos a gran velocidad. El movimiento rectilíneo dentro de la vasija es registrado mediante una película de alta velocidad, acelerómetros y sensores del movimiento mecánico. La integración de las variaciones de presión medidas, junto con los datos del movimiento, permiten obtener la solución de la ecuación de conservación del momento, de forma que la energía mecánica total de la vasija puede ser cuantificada (Morrissey y Wohletz, 1990). Estos resultados se muestran en la figura 26 mediante la proyección de CR respecto de la relación de masas *thermite*-agua. Los valores de CR se calculan también mediante un tratamiento termodinámico idealizado de los registros de presión, implicando la solución de la ecuación de conservación de energía, basados en la consideración de que la *thermite* y el agua alcanzan el equilibrio térmico antes de la explosión de vapor. Dos tipos extremos de modelos termodinámicos, que se

discutirán más adelante, implican ya sea una descompresión adiabática del vapor de agua o una descompresión aproximadamente isotérmica durante la cual el vapor y los clastos de *thermite* mantienen el equilibrio térmico. Los valores de CR para mediciones reales de las energías mecánicas caen por debajo de las curvas aproximadas para los valores termodinámicos idealizados (fig. 26). Esta observación conlleva varias consideraciones importantes: 1) el equilibrio térmico entre la *thermite* y el agua no se alcanza nunca antes de las explosiones de vapor; y 2) durante la descompresión la transferencia de calor entre la *thermite* y el agua es muy pequeña. Estos dos argumentos imponen una escala de limitación para las tasas de transferencia de calor. A medida que el tamaño del sistema de FCI aumenta, la transferencia de calor aumenta entonces parabólicamente de una forma escalada.

Al considerar los varios órdenes de magnitud que existen de diferencia entre la escala de los experimentos y los sistemas naturales, es muy probable que los sistemas de FCI volcánicos puedan alcanzar los límites adiabático e isotérmico para las relaciones de conversión. Adaptando la figura 26 a un análogo volcánico, Wohletz y McQueen (1984) desarrollaron la figura 27 que resume el espectro de la actividad hidrovolcánica.

3.1.3. *Tefra experimental*

Los tamaños de grano de la tefra experimental muestran una fuerte dependencia de la energía explosiva, de forma que cuanto más eficaz es la interacción del agua con el fundido más finas son las partículas que se obtienen (fig. 28). Asumiendo una simple transferencia de calor por conducción entre el fundido y el agua, se pueden realizar algunas predicciones interesantes para la actividad hidrovolcánica. La figura 29 muestra el tiempo de congelación por conducción de la tefra como una función del diámetro medio y rangos de tamaños de grano para varias muestras hidrovolcánicas. Si suponemos que la transferencia de calor por conducción refleja el proceso más complicado que ocurre en la naturaleza, entonces se puede interpretar que las formas de fondo hidrovolcánicas revelan aspectos de la energía de las erupciones que generan la tefra: la tefra depositada como capas de tipo *sandwave* probablemente es el resultado de una interacción más explosiva que aquellas que producen otras formas de fondo.

El estudio del tamaño y la forma de los fragmentos producidos experimentalmente también suministra una información importante sobre los mecanismos por los que el agua y el magma llegan a ponerse en contacto, condición necesaria para el intercambio explosivo de la energía térmica. Wohletz (1983, 1986) describe en base al análisis granulométrico algunos de estos mecanismos, muchos de los cuales están controlados por inestabilidades dinámicas que crecen en las interfases entre el magma y el agua. Las inestabilidades se desarrollan por diferencias de densidad, tensión superficial, viscosidad, y velocidad relativa del agua y magma. El crecimiento de inestabilidades por fluctuaciones rápidas de envolturas formadas por finas películas de vapor en la interfase agua/magma produce la mezcla física de los materiales y la fragmentación gradual del magma. Este mecanismo semi-estable aumenta la superficie de contacto entre el agua y el magma de forma que la transferencia de calor aumenta hasta tasas que pueden generar una explosión. Algunas de las

RELACIONES DE CONVERSION

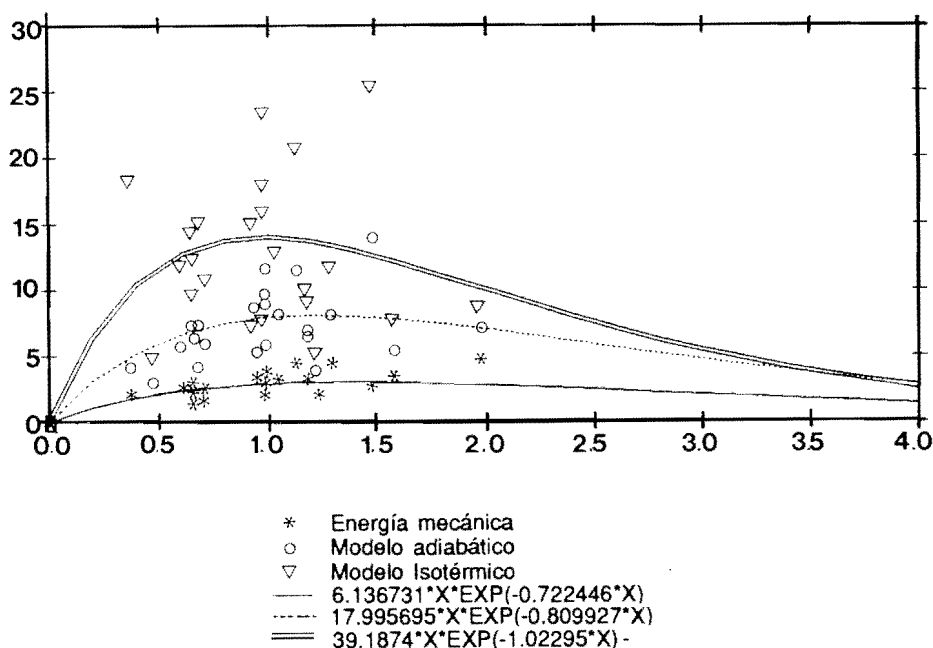


Fig. 26. Diagrama que ilustra la relación entre el coeficiente de conversión (eficacia explosiva) y la relación de masas entre agua y *thermite*, en base a los resultados experimentales de Wohletz y McQueen (1984) y Morrissey y Wohletz (1990). Los datos representados por estrellas corresponden a los coeficientes de conversión para la energía mecánica medidos realmente, mientras que los círculos y las espas representan aquellos valores calculados mediante los registros de presión, considerando unas descompresiones adiabáticas y aproximadamente isotérmicas, respectivamente. Estos datos se ajustan a curvas exponenciales, definiendo así las tendencias generales de los datos. Debido a que los valores reales de las relaciones de conversión mecánica están por debajo de los valores idealizados correspondientes a las curvas adiabática e isotérmica, los experimentos probablemente no alcanzaron el equilibrio térmico inicial necesario para los cálculos idealizados. Obsérvese el máximo aparente cerca de 1,0, que al traducirlo a magmas con una entalpía de aproximadamente un tercio de la correspondiente a la *thermite* sería de 0,3.

granulometrías características de la tefra experimental están indicadas en la figura 30 y estas formas pueden interpretarse como mecanismos de interacción y mixing, incluyendo formas compactas, formas fluidales convolucionadas e irregulares, esferas, cintas, y esquirlas en forma de uña o concha.

3.1.4. Efectos químicos

Ya que la alteración de la tefra es un aspecto característico de los productos hidroclásticos, también investigamos los procesos químicos del hidrovulcanismo mediante los experimentos. Un resultado interesante, aunque quizás no demasiado sorprendente, concierne a los cambios en los isótopos del oxígeno. De forma

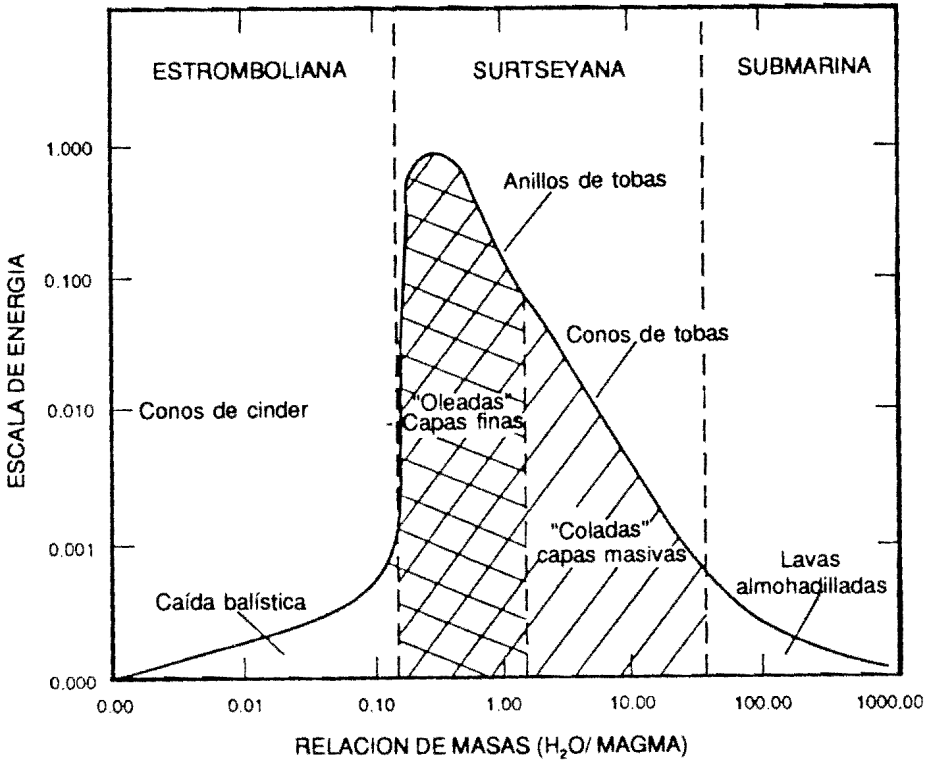


Fig. 27. Representación de la energía cinética escalada, medida a partir de experimentos con respecto a la energía térmica inicial del fundido, como una función de la relación de masas entre agua y magma que interaccionan. En el diagrama se muestran los campos de los diferentes tipos de actividad (estromboliana, surtseyana y submarina) y las correspondientes morfologías de los edificios volcánicos resultantes (según Wohletz y McQueen, 1984).

similar a lo que ocurre en los magmas, la *thermite* es relativamente rica en oxígeno pesado ($\delta^{18}\text{O} \sim 16$ por 1.000), y al interaccionar con agua meteórica de composición idéntica al agua subterránea ($\delta^{18}\text{O} \sim 12$ por 1.000), se esperan algunos cambios en la composición de los isótopos del oxígeno, tales que la composición de los productos sólidos deberían mostrar algún empobrecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ que pudiese ser valorado mediante constantes de difusión medidas previamente (10^{-4} a 10^{-9} cm^2/s). Sin embargo, los resultados que se muestran en la figura 31 revelan un empobrecimiento considerable de $\delta^{18}\text{O}$. Estos resultados indican un intercambio de oxígeno en la *thermite* superior al 30 por 100, lo que requiere una reacción química muy dinámica considerando el tiempo de los experimentos que es de varios segundos o menos (Taylor y Wohletz, 1985).

Tal como señalan Heiken y Wohletz (1987), se pueden esperar intercambios importantes en los isótopos del oxígeno en las interacciones agua-magma en las que la superficie del magma sea incrementada en varios órdenes de magnitud. Tal comportamiento de los isótopos de oxígeno sugieren que otras especies iónicas pueden también difundirse a velocidades rápidas, ya que la composición química

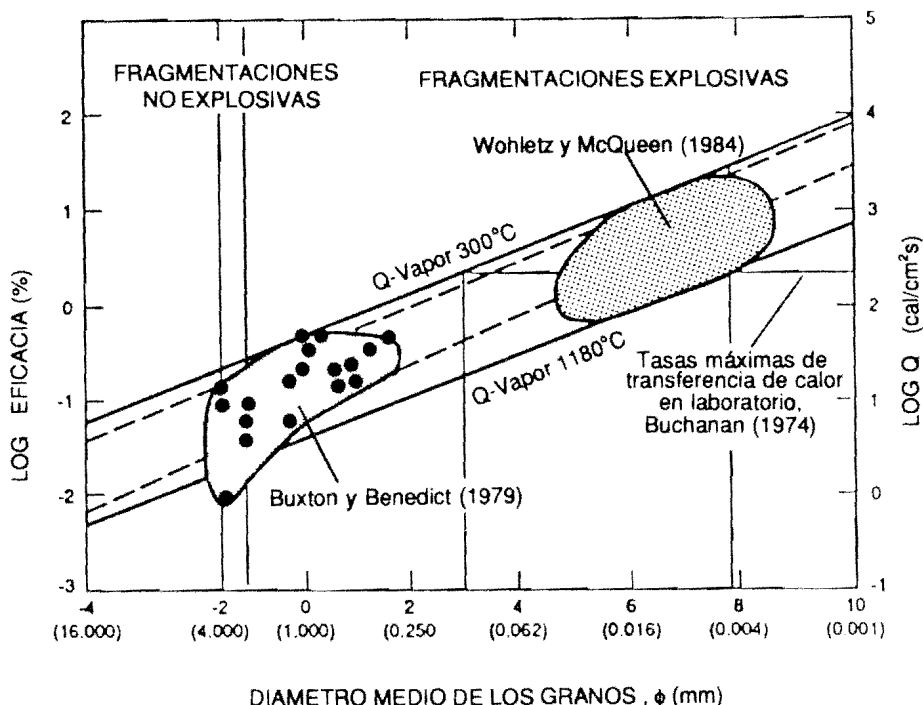


Fig. 28. Diagrama que ilustra el logaritmo de la eficacia de la conversión de la energía térmica del fundido en energía mecánica del vapor, como una función del diámetro medio de los fragmentos de fundido. En los experimentos a pequeña escala (varios gramos de fundido) se observó una eficacia (flujo de calor, Q) baja comparado con aquella calculada para los experimentos a gran escala (100 kg de fundido) (Wohletz, 1983).

del magma finamente fragmentado puede alterarse rápidamente durante la erupción hidrovolcánica, produciendo de este modo depósitos de tefra alterada. Los estudios de Hildreth *et al* (1984) y Lipman y Friedman (1975) documentan tal comportamiento en grandes sistemas silíceos durante erupciones relacionadas con la formación de calderas. Smith (1988) encontró que muestras pumíticas frescas de riolitas post caldera en la caldera de Long Valley, California, mostraban valores de $\delta^{18}\text{O}$ cerca de 0 por 1.000 en contraposición con los valores encontrados en las obsidias de + 6,7 a + 7,4 por 1.000, valores típicos para la mayoría de las rocas volcánicas no alteradas. Este resultado indica que se produce un intercambio de oxígeno desde el agua meteórica con las riolitas de cerca de un 33 por 100 en la formación de las muestras pumíticas, conclusión que es igualmente avalada por la evidencia de campo de la naturaleza altamente fluida y cargada de gases de su erupción. De esto se desprende que quizás una evidencia concluyente del origen hidrovolcánico de la tefra es su composición del oxígeno, siempre que las muestras no estén afectadas por meteorización y diagénesis.

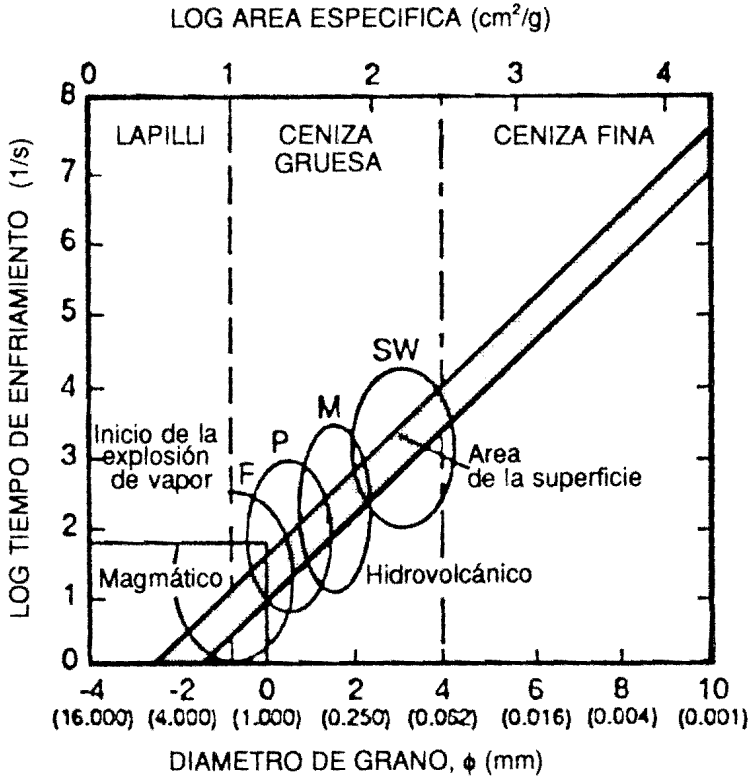


Fig. 29. Diagrama sobre la inversa del tiempo de enfriamiento respecto del tamaño de grano y de la superficie específica, según Wohletz (1983). Las dos líneas rectas continuas limitan los tiempos previstos para modelos de enfriamiento por conducción, con una serie de campos circulares que muestran el rango de tamaños de grano para las formas de fondo hidrovolcánicas más usuales: F, caída; P, planar; M, masiva; y S, *sandwave*. Las erupciones magmáticas muestran, por lo general, tamaños de granos medios dentro del rango del lapilli, y el comienzo de la decrepitación por las explosiones de vapor de los tamaños de grano está idealizado cerca de un diámetro de grano de 1,0 mm.

3.2. Predicciones teóricas

Basándose en los resultados experimentales se pueden establecer una serie de predicciones teóricas sobre las explosiones hidrovolcánicas. La primera predicción, la cual está fuertemente apoyada por las mediciones sobre las relaciones energéticas indicadas en la figura 26, es la relación que existe entre la energía explosiva y la relación de masas agua/magma. La ecuación [3] nos da las bases para calcular esta predicción. Un método termodinámico para resolver la ecuación [3] utiliza la suposición de que el agua y el magma alcanzan el equilibrio térmico antes de la expansión explosiva del agua. Utilizando un diagrama de temperatura-entropía (fig. 32), se encuentra que en función de la temperatura y entropía del punto inicial de equilibrio, la expansión del agua puede seguir varios modelos termodinámicos, siendo el más

TEFRA EXPERIMENTAL

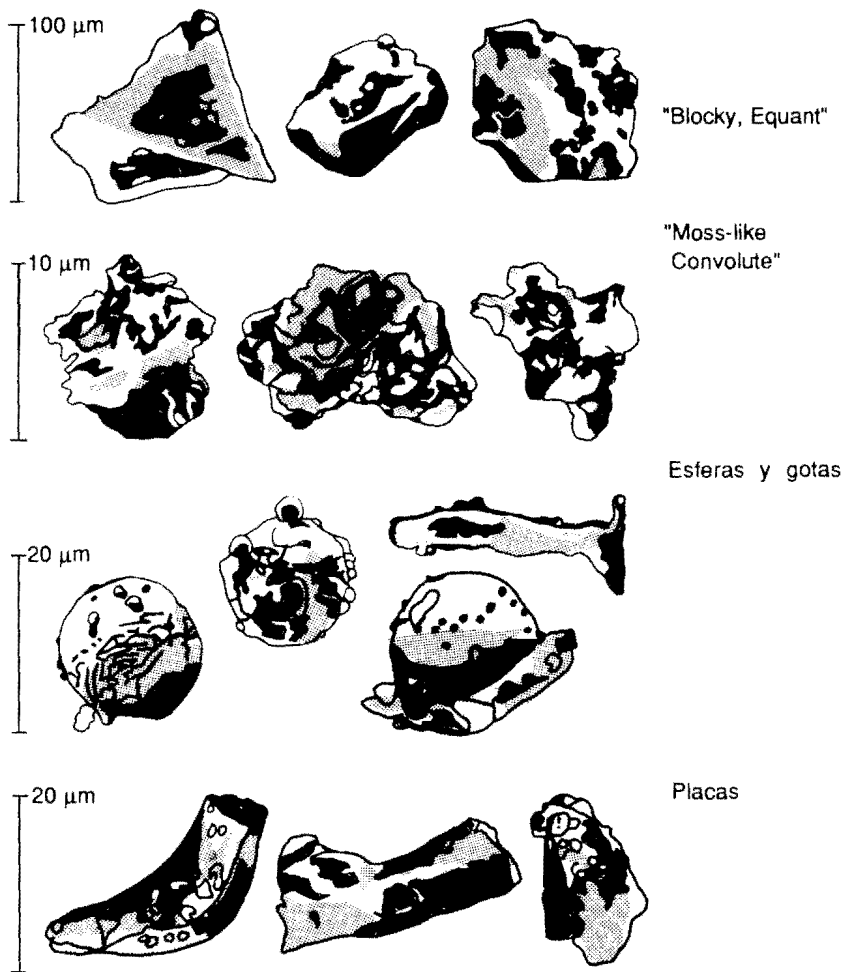


Fig. 30. Esquema de los cuatro tipos de morfologías de grano observadas en los experimentos sobre hidrovulcanismo (Wohletz, 1983). Los granos con morfologías de tipo compacto (*blocky*) o de placa (*plate*) se cree que se generan por fractura frágil del fundido cuando éste está sometido a fuertes ondas de tensión. Las morfologías de tipo musgo (*moss*), gota y esféricas se producen probablemente por inestabilidades en las interfases agua-fundido (según Wohletz y Heiken, 1991).

complejo aquel en que durante su expansión el agua mantiene la misma temperatura que los fragmentos de magma que suministran calor. En este caso, no se cumple la simple expansión isoentrópica del agua, sino que ésta tiene una fuerte componente isotérmica determinada por la relación de masas de los fragmentos de magma atrapados y que están en contacto térmico con el agua durante la expansión.

Tal como se muestra en la figura 32, la expansión de una mezcla a alta presión de agua y magma puede estar dentro del campo del vapor o en el campo del vapor

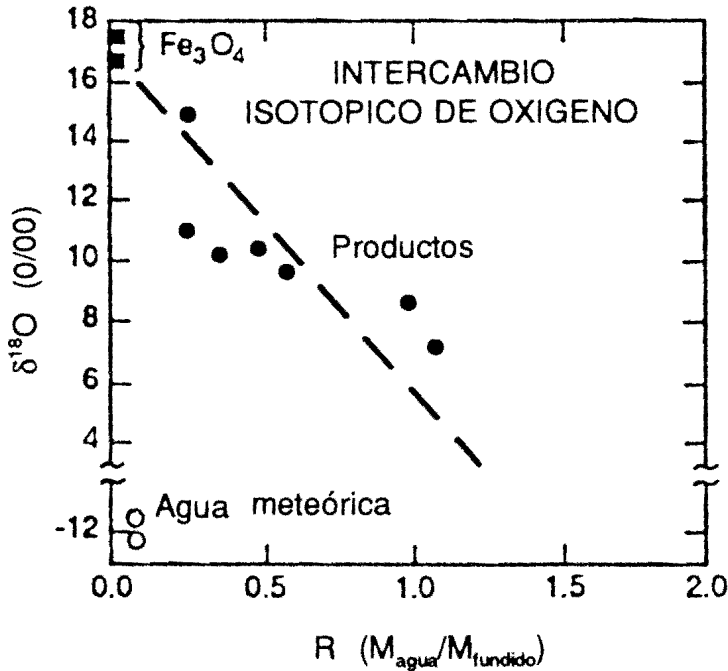


Fig. 31. Relación isotópica del oxígeno respecto de la relación agua-magma, de acuerdo con Taylor y Wohletz (1985), que muestra el fuerte empobrecimiento en oxígeno pesado (^{18}O) observada en los productos experimentales después de su interacción con agua en tiempos de menos de un segundo. Estos resultados sugieren que si la relación isotópica del oxígeno puede ser medida con precisión en los productos hidrovulcánicos, entonces se puede determinar la relación agua-magma. Los efectos de la meteorización y la temperatura a la que los isótopos son intercambiados en los productos volcánicos puede añadir cierta complejidad a las observaciones (según Wohletz y Heiken, 1991).

sobrecalentado, o en ambos. La expansión a través de la zona de vapor (saturado) se concreta en la existencia de explosiones de vapor húmedo, las cuales son de menor energía que aquellas que se producen dentro del campo del vapor sobrecalentado. Wohletz (1986) demuestra para expansiones saturadas cómo la fracción de vapor, x_2 , del agua expulsada en la erupción (formando parte de las columnas eruptivas, coladas y/o oleadas piroclásticas) se puede calcular mediante la expresión:

$$x_2 = T_2 \left[\frac{x_e}{T_e} + \frac{m_w C_{pv} + m_m C_m}{m_w h_{fs}} \ln \left(\frac{T_e}{T_2} \right) \right] \quad [4]$$

donde x_e es la fracción de vapor en el equilibrio térmico inicial, T_e es la temperatura en este equilibrio [$T_e = (m_w C_{vw} T_w + m_m C_m T_m) / (m_w C_{vw} + m_m C_m)$], m_w y m_m son las masas de agua y magma, respectivamente; C_{pv} y C_{vw} son los calores específicos del agua a presión constante y a volumen constante, respectivamente; C_m es el calor específico del magma, T_2 es 373 K considerando una expansión saturada a 1 bar,

EXPANSION DE LA MEZCLA

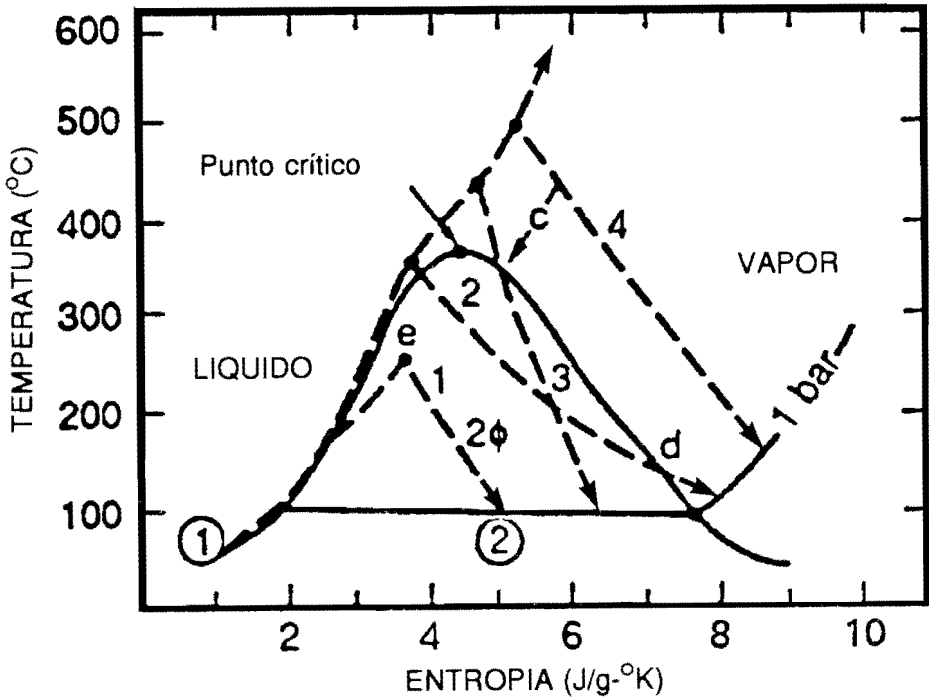


Fig. 32. Diagrama temperatura-entropía para la expansión de vapor «isotérmica» en erupciones hidrovolcánicas (Wohletz, 1986). El estado inicial del agua es 1, y es calentada hasta una temperatura superior, e, en que está en equilibrio térmico con el magma, expandiéndose después hasta temperaturas inferiores a la presión de 1 bar, en 2, mientras que se mantiene el equilibrio térmico con el magma. Los campos correspondientes al vapor (dos fases, 2φ) del líquido acuoso se han representado en el diagrama, así como los puntos c (donde se produce la expansión de una mezcla de agua supercrítica y tefra del campo bifásico (domo de vapor), y d (donde la mezcla se expande fuera de dicho campo, dentro del campo de vapor sobrecalentado). Asimismo, se muestran cuatro caminos para la expansión, los cuales delimitan la cantidad de calor magmático convertido en trabajo por la expansión del vapor, habiéndose determinado dichos caminos mediante la relación inicial de masas entre magma y agua.

y h_v es la entalpía de la vaporización del agua. Para expansiones sobrecalentadas, la temperatura final, T_2 , viene dada por:

$$T_2 = T_c (p_2/p_c)^{1/f} \tag{5}$$

donde $f = (m_v C_{v,v} + m_m C_{m,m}) / m_v R$, R es la constante universal de los gases, y la expansión a p_2 es a 1 bar de presión (presión atmosférica).

En la práctica, la expansión puede avanzar desde el campo del vapor sobrecalentado hacia el campo saturado o viceversa, haciendo que el cálculo anterior sea más complicado. La relación de conservación de la energía térmica del magma en energía cinética explosiva o eficacia explosiva se puede encontrar dividiendo el

cambio de la energía interna de la mezcla de magma y agua, ΔU_{mez} , por la energía térmica del magma, $m_m C_m (T_m - 298)$, donde

$$\Delta U_{mez} = m_w [C_{vw}(T_e - T_2) + x_e(h_{lv} - pV_{lv}) - x_2(h_{lv} - pV_{lv})] + m_m [C_m(T_e - T_2)] \quad [6]$$

teniendo en cuenta que para la expansión sobrecalentada $x_e = x_2 = 0,0$, y V_{lv} es el cambio de volumen de líquido a vapor. Este valor calculado da la máxima eficacia teórica (relaciones de conversión), obtenidas para el caso semi-isotérmico (denominado isotérmico por Wohletz, 1986) de la expansión del agua donde el agua que se está expandiendo mantiene la misma temperatura que los piroclastos atrapados. La figura 33 muestra una proyección de estas eficacias como una función de las relaciones (logarítmicas) de masas entre agua y magma, alcanzándose una eficacia explosiva máxima cuando la relación de masas es entre 0,3 y 0,5, o lo que es lo mismo, cuando los volúmenes de agua y magma que interaccionan son similares. En la misma figura también se han proyectado las eficacias teóricas para la interacción del magma con un acuífero hidrotérmico a 370 K, para el cual se obtienen valores algo más altos para la máxima eficacia explosiva cuando $0,5 < R < 1,0$. La figura 34 muestra una comparación de la fracción de masas del agua que condensa a partir de la mezcla en expansión para descompresiones adiabática y aproximadamente

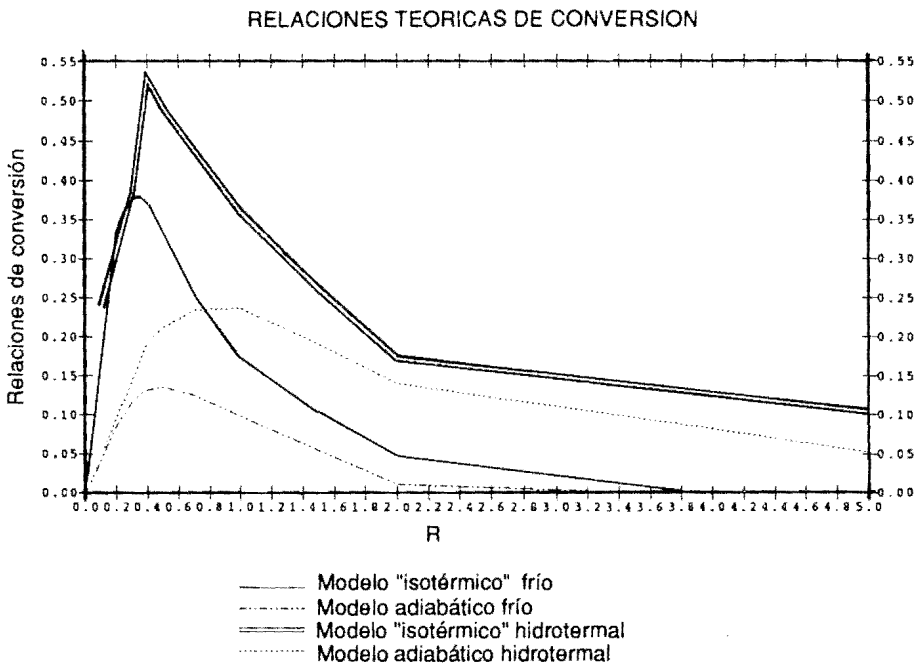


Fig. 33. Proyección de las relaciones de conversión adiabática (línea discontinua de puntos y rayas) e «isotérmica» (línea continua) para el contacto de agua fría (270 K) e hidrotérmico (370 K) con un magma basáltico (adiabática - punteada, isotérmica - doble). Obsérvese el incremento en la relación de la conversión y la tendencia del pico máximo hacia los valores más altos de R (relación agua/magma).

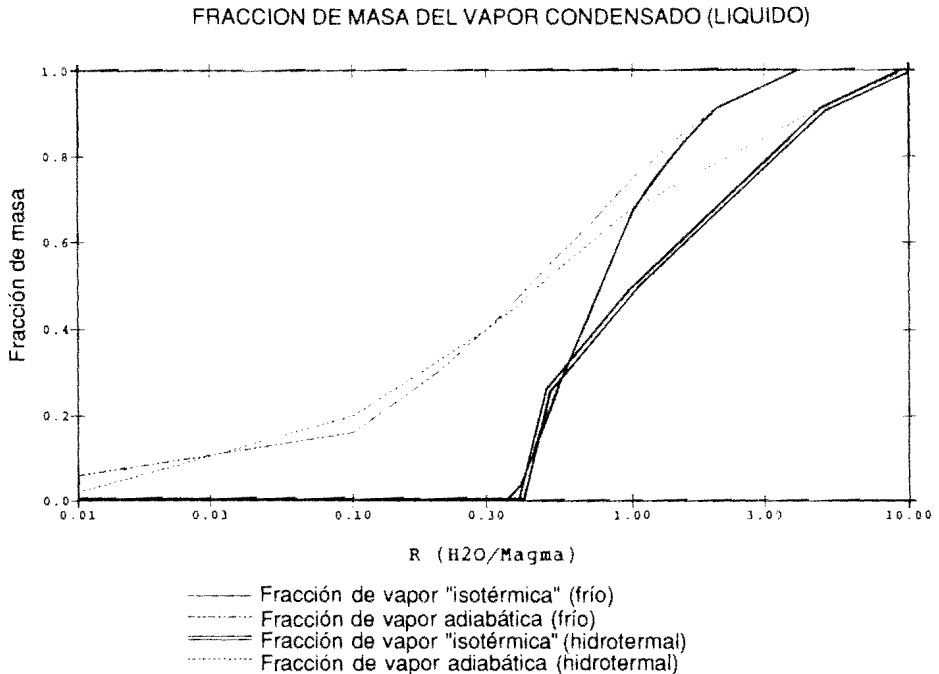


Fig. 34. Proyección de las fracciones de masa de vapor condensado (líquido) calculadas para los modelos adiabático e «isotérmico» de interacción del magma con agua fría (298 K) e hidrotermal (370 K). La fracción inicial de agua que condensa después de la interacción aumenta con R de forma que para $R = 3,0$ solo muy poco vapor o nada permanece después de la interacción con el magma y de la expansión hasta la presión atmosférica. Obsérvese que para interacciones hidrotermales, las erupciones permanecen relativamente secas para unos valores de R dados respecto a lo que ocurre con agua fría.

isotérmica. Para erupciones de máxima energía, toda el agua se convierte en vapor sobrecalentado. Al aumentar la cantidad de agua que interacciona con el magma, se produce una disminución gradual de la energía y el contenido en líquido saturado aumenta abruptamente, de manera que para una relación de masas superior a 2,0, las erupciones son muy húmedas con la mayoría del vapor condensando a líquido después de la despresurización a niveles atmosféricos. La tefra expulsada por la erupción se espera que sea húmeda y pegajosa, formando lahares durante su emplazamiento.

3.2.1. Fragmentación hidroclástica

Basándose en los argumentos teóricos presentados por Colgate y Sigurgeirsson (1973), Wohletz (1986) describe cómo el desarrollo de las inestabilidades de Rayleigh-Taylor y Kelvin-Helmholtz controla las tasas de transferencia de calor y el tamaño de grano de los fragmentos de magma durante las erupciones hidrovolcánicas (fig. 35a). La interfase entre el agua (líquido y vapor) y el magma pueden ser

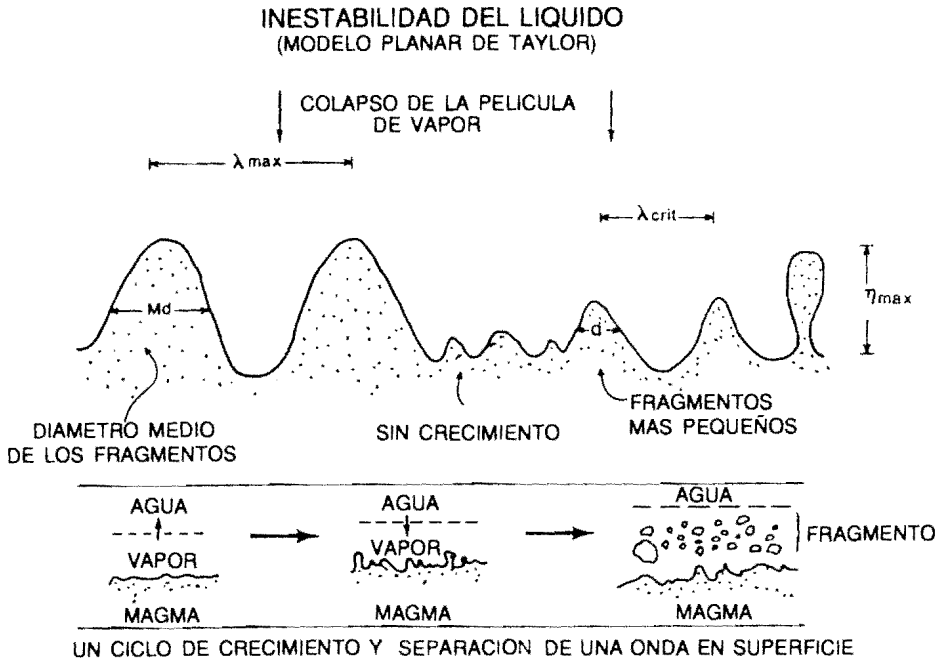


Fig. 35a. Esquema de una inestabilidad planar de Taylor en la interfase entre el magma y el techo de una película de vapor que se está desmoronando. El ciclo completo del crecimiento de la inestabilidad se muestra debajo. Las oscilaciones en el grosor de la película de vapor transmiten suficiente momento al magma, de manera que su superficie se distorsiona en forma de ondas que crecen en amplitud (η_{max}) donde, debido a la tensión superficial, se separan para formar pequeños fragmentos de un diámetro de al menos $\lambda_{crit}/2$, siendo los tamaños más abundantes de un diámetro de $\lambda_{max}/2$ (Wohletz, 1986).

inestables en el caso en que el fluido más ligero es acelerado hacia o a través del más denso (magma). En el caso anterior (Rayleigh-Taylor), la interfase aparece perturbada y las pequeñas olas de perturbación crecen en amplitud, η , con el tiempo como $\eta = \cosh(nt)$, donde n es una función de la aceleración, número de olas, densidades de los fluidos, tensiones superficiales, y viscosidades, de forma que con tal que las pequeñas olas tengan un tamaño mayor que un valor de longitud de onda crítico, λ_{crit} , (Bellman y Pennington, 1954):

$$\lambda_{crit} = 2\pi \left(\frac{\rho_s}{\alpha (\rho_m - \rho_w)} \right)^{1/2} \quad [7]$$

donde σ , es la tensión superficial del magma, α es la aceleración del agua hacia la superficie del magma (comunicada por el desmoronamiento de la capa de una película de vapor), y ρ_w y ρ_m son las densidades del agua y del magma, respectivamente. Un espectro de λ mayor que la λ_{crit} puede crecer y separarse para formar fragmentos de magma, los más abundantes de los cuales serán $(\lambda_{crit})^{1/3}$, la cual predice la característica distribución de tamaños y formas de algunas cenizas volcánicas.

Las explosiones de vapor pueden producirse después de un período inicial de mezcla inestable de magma y agua por vaporización sobrecalentada (Fauske, 1973) o por detonación térmica (Board *et al.*, 1975; Rabie *et al.*, 1979). Para el caso del sobrecalentamiento, el agua calentada permanecerá en un estado metaestable de sobrecalentamiento previo a la vaporización homogénea hasta que alcance su temperatura de nucleación espontánea cerca de los 570 K (Reid, 1976). Una vez que la transferencia de calor provoca que la temperatura del agua supere los 570 K, pueden producirse explosiones de vapor espontáneas. Para el caso de la detonación térmica, una onda de choque se propaga (fig. 35b) de la mezcla grosera de magma

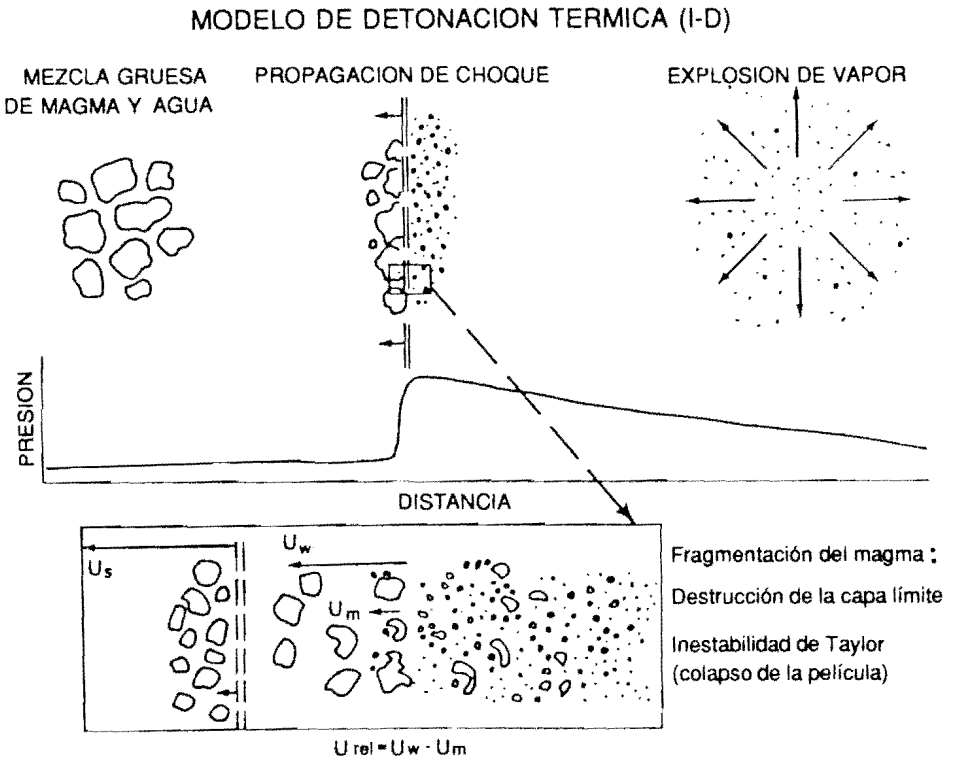


Fig. 35b. Ilustración esquemática de la fragmentación hidroclástica (según Wohletz, 1986), en la que se muestra una mezcla de fragmentos gruesos de magma y agua sujeta a una onda de choque que produce una fragmentación fina en su estela con una rápida vaporización de agua. La mezcla gruesa puede producirse por una fragmentación gradual del magma por inestabilidades de Taylor y Kelvin-Helmholtz que existen en las interfases de la película de vapor entre el magma y el agua añadida. Si esta mezcla se desarrolla antes de la vaporización espontánea del agua, una perturbación sísmica o expansión localizada del vapor pueden producir una sacudida que se propaga como un tipo de onda de detonación, produciendo lo que se conoce como «detonación térmica». La sacudida o choque acelera diferencialmente el agua y los fragmentos de magma, de forma que la diferencia de velocidades entre ambos provoca una posterior fragmentación, a la vez que la transferencia de calor aumenta en diversos órdenes de magnitud. La vaporización espontánea de la mezcla finamente fragmentada produce suficiente expansión como para mantener la onda de choque. Los efectos disipantes de la divergencia tridimensional del campo de velocidad en la estela de la onda de choque tienden a amortiguar la onda de choque e interrumpir el proceso de detonación.

y agua metaestable, produciendo la fragmentación fina del magma y la expansión súbita del vapor en su estela, de forma análoga a la clásica detonación de Chapman-Jouguet (Courant y Fiedrichs, 1948).

Durante la detonación térmica se necesita una combinación particular de densidades, tamaños de grano iniciales de los fragmentos de magma, coeficientes de arrastre y tensiones superficiales que permita acelerar los fragmentos de agua y magma a velocidades tales que favorezcan la fragmentación del magma en un tiempo más corto que el necesario para que las dos fases puedan alcanzar la velocidad de equilibrio como consecuencia del choque. Si se produce esta situación, Wohletz (1986) aproxima el tamaño final de los fragmentos de magma, r , como:

$$r = (8 \sigma_w / \sigma_w u_{rel}^2) 10^2 \Delta R \quad [8]$$

para el cual u_{rel} es deducida mediante la teoría de Chapman-Jouguet (Landau y Lifshitz, 1959), y ΔR es el valor absoluto de la diferencia entre la relación de masas del agua y del magma y su relación óptima de explosión ($\sim 0,3$). En conjunto, las teorías de la inestabilidad del fluido y de la detonación térmica permiten predecir los tamaños de grano fino observados en la tefra hidrovolcánica (fig. 36).

3.2.2. *Transición seco-húmedo*

Las texturas de los depósitos de tefra en las oleadas secas y húmedas, coladas piroclásticas, y lahares dependen especialmente de la humedad del material expulsado durante la erupción. La figura 37 muestra un diagrama en el que se representa la fracción de volumen de agua de los depósitos hidroclásticos como una función de la relación inicial de masas de agua y magma que interaccionan durante la erupción. Eppler (1984) estudió los contenidos en agua de los depósitos de tefra necesarios para la formación de lahares. Cuando el contenido en agua de los poros de un depósito aumenta por encima de un 20 a 30 por 100 en volumen, los depósitos de tefra son muy cohesivos y capaces de mantener planos de estratificación pronunciados, típicos de los depósitos de oleadas húmedas. Si el contenido en agua del depósito está cerca de la saturación (cerca del espacio poroso total, generalmente medido alrededor de un 50 a 60 por 100 en volumen; Eppler, 1984), los depósitos de tefra se comportan como un fluido Bingmam y se mueven como un lahar. Este tipo de comportamiento se espera que suceda en aquellas tefras hidroclásticas generadas por erupciones donde la relación agua/magma es superior a 1,0. Hay que tener en cuenta que una gran cantidad de vapor se puede separar de la tefra en las columnas eruptivas antes del emplazamiento de la misma, de tal forma que los valores de R en la figura 37 son los mínimos necesarios para producir las texturas de los depósitos de tefra observadas.

Ya que el vapor generado durante las erupciones hidrovolcánicas progresivamente se descomprimará, enfriará y condensará durante el emplazamiento de la tefra, aquella que se haya emplazado en coladas y oleadas piroclásticas se espera que sea más húmeda a medida que aumente la distancia recorrida (tiempo) desde el centro emisor. Mientras que gran parte del vapor seco y sobrecalentado se puede separar de la tefra durante el emplazamiento de las oleadas y coladas piroclásticas, el vapor

MODELO HIDROVOLCANICO DE DETONACION TERMICA

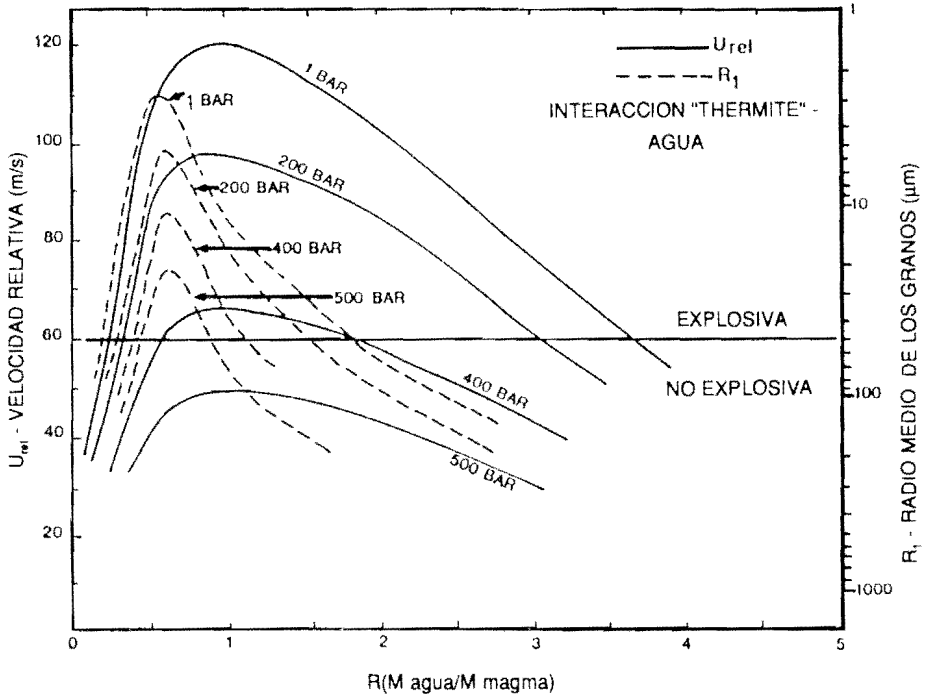


Fig. 36. Los cálculos sobre detonaciones (según Wohletz, 1986) muestran la dependencia de la velocidad relativa (de deslizamiento) entre el agua y los fragmentos de magma inducida por la propagación de una onda de choque a través de la mezcla. Para el desarrollo de una explosión propagante se considera necesario una velocidad relativa de 60 m/s. Las líneas continuas muestran la influencia de la presión en la velocidad relativa. Cuando la presión hidrostática o litostática está por encima de 400 bares (4.000 m de profundidad en agua), no es probable que ocurra la detonación térmica. Las líneas discontinuas muestran el radio medio de los fragmentos de tefra producidos por detonación térmica según la ecuación 8, indicando que dicho proceso puede ser el responsable de la formación de fracciones de ceniza fina ($< 50 \mu m$) en la tefra hidrovolcánica.

saturado irá condensando progresivamente sobre los piroclastos individuales, por lo que la tefra que se emplaza junto a vapor saturado es probable que sea húmeda y pegajosa, tal como lo indican las observaciones de campo. Esta hipótesis sugiere que algunos depósitos de tefra hidroclástica pueden mostrar un cambio de facies con la distancia al centro emisor, caracterizado por depósitos de oleadas piroclásticas secas cerca del centro emisor, depósitos de oleadas húmedas a distancias intermedias, y lahares en las partes distales del conjunto. Esta distribución de facies y su correspondencia con el total de la distancia recorrida por el depósito de tefra debería ser sensitiva a la humedad de la erupción y a la relación de masas de agua y magma que interaccionan. En un extremo, se espera que las oleadas y coladas piroclásticas secas emplacen tipos de facies secas a lo largo de toda la distancia recorrida por el flujo, mientras que las erupciones muy húmedas, tales como las observadas en Surtsey, pueden expulsar lahares directamente desde la boca de emisión.

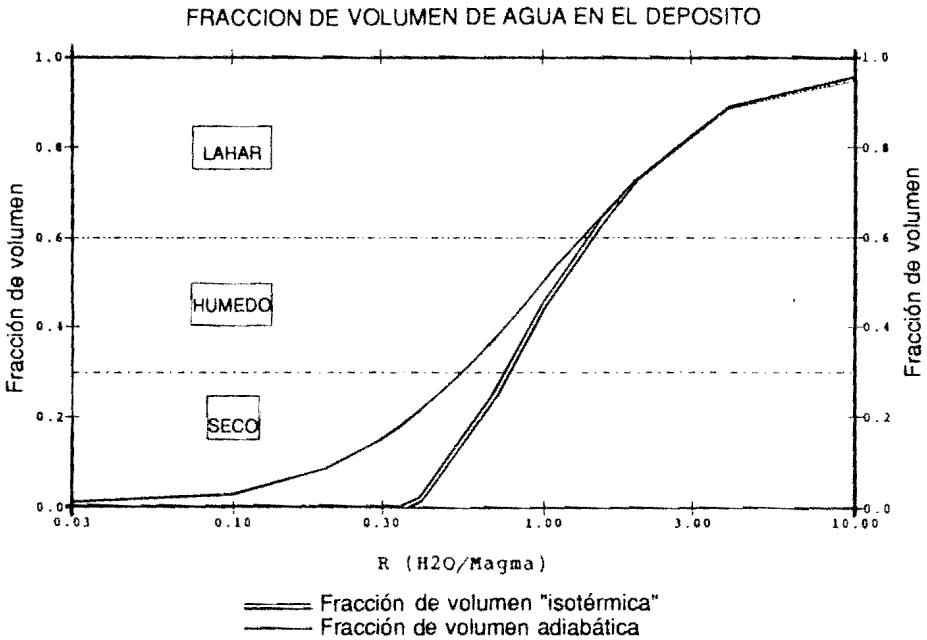


Fig. 37. Fracción de volumen de agua líquida en los depósitos de tefra de origen hidroclástico, en función de R y de la expansión adiabática o «isotérmica». Cuando R es menor que 0,4 los depósitos son secos; para $0,4 < R < 1,0$ los depósitos son húmedos y muy cohesivos; y para $R > 1,0$ los depósitos de tefra pueden contener suficiente agua líquida para comportarse como lahares (según Wohletz y Heiken, 1991).

Para evaluar esta hipótesis de facies seca/húmeda, se puede calcular el cambio de la densidad del agua con el tiempo desde un estado inicial de presión y temperatura elevadas, indicado por el subíndice e en los cálculos anteriores, a las presiones atmosféricas donde el agua se expande totalmente a vapor saturado o sobrecalentado. La posterior condensación de vapor se puede predecir por el enfriamiento que se produce a medida que las oleadas o coladas piroclásticas atrapan aire frío. A partir de la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \rho_g}{\partial t} + \frac{\partial (\rho_g \nu)}{\partial r} = 0 \quad [9]$$

para una dimensión (r) en la que ρ_g es la densidad del agua (líquido o gas), ν es la velocidad de expulsión, y t es el tiempo. La aproximación escogida para resolver la ecuación [9] es analítica con el fin de que se puedan usar tantos datos de campo como sea posible. Esencialmente, el primer término se puede calcular (derivada temporal) en el lado izquierdo de la ecuación [9] mediante el uso de la regla de la cadena para evaluar cuatro derivadas relacionadas. Para la conservación de masas se obtiene una solución cuando se equilibra el producto de estas derivadas que intervienen en el término temporal mediante el valor del segundo término (derivada advectiva) en la ecuación [9].

Existe un procedimiento numérico para calcular la solución para varias relaciones de masas iniciales, volúmenes extruidos y condiciones de emplazamiento (tiempo y distancia recorrida para los depósitos). La distancia recorrida se basa en la aproximación de la línea de energía de Sheridan (1979) y Malin y Sheridan (1982), con velocidades iniciales limitadas por la altura de colapso de la columna eruptiva, o para el caso de las explosiones dirigidas, a la velocidad multifásica del sonido de la mezcla de tefra y vapor (Kieffer y Sturtevant, 1984). Las derivadas parciales calculadas para el término temporal de la ecuación [9] incluyen:

$$\frac{\partial \rho_x}{\partial \theta_p} = \frac{\rho_b - \rho_p}{(1 - \theta_p^2)}, \text{ contenido en gas} \quad [10]$$

$$\frac{\partial \theta_p}{\partial r} = \frac{(0,6 - \theta_p) a/v_o}{(v_o^2 - 4ar)^{1/2}}, \text{ deflación radial} \quad [11]$$

$$\frac{\partial r}{\partial V} = \frac{-r_r [\rho_b + (1,5 - \rho_b) r/r_f]^2}{1,5 - \rho_b}, \text{ radio del flujo} \quad [12]$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} = & \left[\ln \left(\frac{1}{\gamma} \right) \right] \left(\frac{\tau}{p} \right)^{1/\gamma} \left[\frac{1 - 1/\gamma}{2\theta_p (\ln \theta_p)^2} \right] \left[\frac{(0,6 - \theta_p) a/v_o}{(v_o^2 - 4ar)^{1/2}} \right] [v_o + at] + \\ & + (1/\gamma) (\tau/p)^{(1-\gamma/\gamma)} \left[\frac{\tau (p_{atm} - p) a/v_o}{[p - (p - p_{atm}) at/v_o]^2} \right], \text{ volumen} \end{aligned} \quad [13]$$

En las expresiones de estas derivadas, ρ_b y ρ_p son la densidad global de la colada u oleada piroclástica y densidad de las partículas, respectivamente; θ_p es la fracción en volumen de partículas; ρ_x , la densidad del gas definida como $(\rho_b - \theta_p \rho_p)/(1 - \theta_p)$; a y v_o son la aceleración del flujo y la velocidad inicial, respectivamente, r es la distancia radial (r_f distancia final) del flujo, la cual depende del volumen; V , del flujo, que depende a su vez temporalmente de comportamiento ideal del gas donde $pV = cte = \tau$; γ es el exponente isoentrópico, el cual varía con θ_p , tal como indican Kieffer y Sturtevant (1984), y p que se considera que disminuye linealmente con el tiempo.

La ecuación [10] permite modelizar la expansión del gas como una función de θ_p , de forma que el gas adquiere la presión atmosférica cuando θ_p aumenta hasta un valor donde los granos están en continuo contacto ($\theta_p = 0,6$). La ecuación [11] modeliza el incremento radial de θ_p a medida que el flujo se desinfla, tal como se explica en Wohletz y Sheridan (1979) y es modelizado numéricamente por Valentine y Wohletz (1989). La distancia radial recorrida por el flujo viene dada en la ecuación [12] como una función del volumen del flujo, de forma que ρ_b no puede exceder a $1,5 \text{ Mg/m}^3$. Finalmente, el volumen del flujo está indicado en la ecuación [13] como una forma diferencial expandida de la ecuación del gas ideal.

El producto de las expresiones anteriores (ecuaciones [10] a [13]) pueden integrarse con el tiempo con soluciones puede integrarse en función de t para soluciones que tienden a ser iguales a $-\partial \rho_x / v / \partial r = \partial \rho_x / \rho_x \partial r + \partial v / v \partial r$ (nótese que: $-\partial \rho_x v / \partial p = \partial \rho_x / \rho_x \partial r + \partial v / v \partial r$) para el caso de continuidad. Los resultados de tal

análisis se considera que son sólo semicuantitativos, pero permiten obtener un modelo conceptual para la condensación del vapor con la distancia recorrida por una colada o una oleada piroclástica. En la figura 38 se muestran varios resultados para depósitos de oleadas o coladas piroclásticas formados a partir de erupciones con valores diversos de R (relación de masas agua/magma). Para verificar este modelo se necesitan observaciones de campo, aunque la experiencia demuestra que las distribuciones de facies secas y húmedas de los depósitos hidroclásticos son una función de la distancia recorrida y de la humedad (relación de masas agua/magma) de la erupción. En el análisis anterior están implícitas un gran número de consideraciones, entre las que hay que destacar: 1) la densidad global de una colada u oleada piroclástica depende siempre de la densidad local del agua (líquido/vapor), la cual ignora los efectos deposicionales; 2) θ_r varía desde un mínimo cerca del centro emisor hasta un máximo de 0,6 cerca de las partes más distales del depósito.

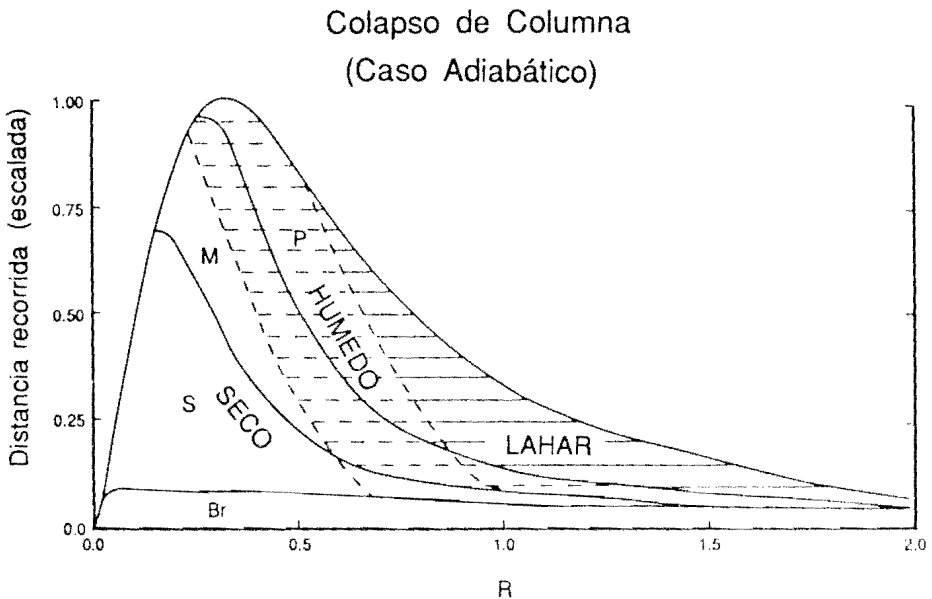


Fig. 38. Resultados conceptuales de los cálculos sobre condensación, basados en la solución de las ecuaciones 10 a la 13, que muestran la distancia recorrida (escalada) por las coladas y oleadas piroclásticas como una función de R . La máxima distancia recorrida se obtiene cuando R es aproximadamente igual a 0,35. Las estructuras de los depósitos, basadas en la pérdida radial de gas desde la oleada piroclástica (Wohletz y Sheridan, 1979), se indican como Br (brecha de explosión o de colapso de columna), S (facies *sandwave*), M (facies masivas), y P (facies planares). Las curvas discontinuas muestran las distancias correspondientes a la transición desde facies secas (blanco), a húmedas (líneas horizontales discontinuas), a laháricas (líneas horizontales) y a lahares (líneas horizontales). Las facies húmedas se esperan en las porciones distales del depósito para $0,3 < R < 0,7$, mientras que los lahares forman crecientes porciones de depósito para $R > 0,7$. Este modelo considera la expansión adiabática del agua calentada y las distancias recorridas previstas para una erupción con colapso de columna.

4. Hidrovolcanismo, sistemas hidrotermales e hidrofracturación

El concepto de fracturación hidráulica (hidrofracturación) fue introducido en la industria petrolífera como una técnica para incrementar la permeabilidad por fractura de los reservorios de petróleo y gas natural (Clark, 1949). Debido a su exitosa aplicación en el aumento de la recuperación secundaria de petróleo desde formaciones rocosas impermeables, Hubbert y Willis (1957) describieron la técnica como uno de los mayores avances en la ingeniería del petróleo. A pesar de que la hidrofracturación es históricamente una estimulación artificial para la perforación de pozos, también ha existido una creciente evidencia geológica de que esencialmente el mismo proceso natural sucede en ciertas situaciones geológicas donde algunas sobrepresiones de fluido en profundidad son suficientes para producir ya sea la apertura de fracturas preexistentes o la rotura de las rocas en la dirección del esfuerzo principal mayor. Tales condiciones geológicas pueden darse cerca de los lugares donde se produce la intrusión y extrusión de magmas. Dicha «hidrofracturación volcánica» es un factor importante en el aumento de la permeabilidad efectiva de las rocas encajantes cerca del foco de calor, permitiendo una circulación hidrotermal significativa (Knapp y Knight, 1977; Norton, 1984).

La hidrofracturación ha sido invocada por numerosos autores como un fenómeno natural que aparece durante las intrusiones de magma en la corteza terrestre. Fehler (1983), Julian y Simpkin (1985), Chouet y Julian (1985), Chouet (1986, 1988), atribuyen ciertos fenómenos sísmicos de largo período y temblores armónicos a la fracturación inducida por fluidos. Foulger y Long (1984) observaron la formación de grietas de tensión en áreas geotérmicas de Islandia, y West *et al.* (1978) atribuyeron la deformación del suelo alrededor de la Sufriere de Guadalupe, durante su actividad de 1976, a hidrofracturación por fluidos freáticos a presión. Leet (1988) ha modelizado recientemente temblores armónicos mediante la ebullición hidrotermal de agua subterránea, un mecanismo que no precisa movimiento de magma. De esta forma, existen ciertas evidencias geofísicas que apoyan fuertemente un argumento en favor de la hidrofracturación volcánica.

4.1. Principios teóricos

Hubbert y Willis (1957) exponen los mecanismos de la fracturación hidráulica y enfatizan la importancia del estado del campo de esfuerzos subterráneos. La rotura debida a la formación de fallas se produce cuando se tiene una relación crítica entre los esfuerzos principales mayor y menor, σ_1 y σ_3 , respectivamente, donde

$$\rho = \frac{\rho_1 + \rho_3}{2} + \frac{\rho_1 - \rho_3}{2} \cos 2\alpha \quad [14]$$

$$\tau = \frac{\rho_1 - \rho_3}{2} \sin 2\alpha \quad [15]$$

donde σ es el esfuerzo normal y τ es el esfuerzo de cizalla que actúan a lo largo de un plano perpendicular a los planos σ_1 - y σ_3 - para algún ángulo respecto a σ_3 .

Usando un diagrama de Mohr se puede determinar entonces la combinación de σ y τ a la cual se producirá la rotura. Las envolventes de Mohr de la rotura de la roca (Jaeger y Cook, 1976), definidas por $\tau/\sigma = \tan \phi$, donde ϕ es el ángulo interno de fricción, necesitan determinarse experimentalmente, pero, en términos generales, a bajas presiones las envolventes para la rotura frágil pueden aproximarse mediante la ecuación:

$$\tau \pm (\tau_0 + \sigma \tan \phi) \quad [16]$$

donde τ_0 es la resistencia al esfuerzo normal de cizalla. Allí donde las rocas tienen la porosidad ocupada por fluidos, se reduce el esfuerzo normal efectivo, σ_e , por lo que $\sigma_e = \sigma - p$, donde p es la presión del fluido en los poros. Hubbert y Willis (1957) comprobaron que bajo condiciones hidrostáticas normales, p es tal que el esfuerzo vertical efectivo, σ_z , es ligeramente superior a 1/2 de la presión litostática, $S_z = \rho gh$. En aplicaciones geológicas, las regiones que experimentan un fracturación normal tienen un σ_1 en una orientación casi vertical e igual a σ_z , y σ_3 es horizontal y probablemente entre 1/2 y 1/3 ρ_z ($\rho_z = \nu/(1 - \nu)$); ν es el coeficiente de Poisson para las rocas. Por otro lado, en regiones compresivas caracterizadas por la formación de pliegues y cabalgamientos, σ_3 es vertical e igual a σ_z , y σ_1 es horizontal y tiene un valor de dos a tres veces σ_z . En resumen, las fracturas hidráulicas se propagarán en la dirección del esfuerzo principal máximo. Las fracturas orientadas horizontalmente se formarán solamente donde la presión de inyección del fluido, p_b , sea mayor que el esfuerzo vertical efectivo σ_z ; las hidrofracturas verticales pueden formarse en regiones extensivas donde $p_b \sim (S_z + 2p)/3$.

Zoback *et al.* (1977) realizaron una serie de experimentos de laboratorio sobre la fracturación hidráulica de rocas con el fin de encontrar la presión de rotura, p_b , de varios tipos de rocas, donde por teoría

$$p_b = T + 3\sigma_3 - \sigma_1 - p \quad [17]$$

T , la resistencia a la tensión de la roca, debería ser igual a $p_b - 2\sigma_3$ para rocas no porosas, aunque de hecho p_b debe ser corregido para pérdidas hidrodinámicas viscosas controladas por las tasas de presurización, flujo e infiltración (a lo largo de fracturas preexistentes). Por ejemplo, dichos autores midieron los valores de p_b en experimentos triaxiales, obteniendo un rango de 27 a 54 MPa para gabros y de 20 a 34 MPa para areniscas cuando se varió la tasa de presurización de 0,2 a 3 MPa/s, respectivamente. El valor de p_b para la arenisca aumentó de 33 a 55 MPa cuando estaba previamente fracturada, lo que muestra los efectos de la percolación por fracturas. En todos los casos, las presiones del inicio de la fracturación medidas al comienzo de las emisiones acústicas de la roca, fueron menores que p_b .

Howard y Fast (1970) revisaron varias teorías sobre la fracturación hidráulica y resultados de diversos estudios sobre esta técnica en el campo del petróleo, incluyendo los efectos de la presión y viscosidad del fluido, tiempo de presurización, y tasa de inyección respecto anchura y área de la fractura alrededor de los sondeos. Los materiales sólidos, tales como la arena o materiales orgánicos, denominados *proppants*, se añaden a los fluidos que inducen a la fracturación para aumentar su viscosidad y mantener abiertas las fracturas. Warpinski *et al.* (1981) observaron los efectos de los *proppants* en las hidrofracturas creadas en tobas por el efecto de la perforación de túneles en áreas fracturadas. Contrariamente a lo que sugiere la

teoría, las fracturas no quedaban restringidas ni tampoco limitadas por las interfaces rocosas incluso cuando el módulo de Young variaba en un factor de 15 sobre un contacto rocoso. Sin embargo, se observó la propagación de fracturas hacia fuera de las regiones con un esfuerzo *in situ* alto, como era el caso de capas de tobas con altos grados de compactación y alteración. Para estudiar las secuencias de fracturas hidráulicas que se formaban se usaron arenas de distintos colores y se observó la formación en la arena de estratificación y laminación cruzada dentro de algunas fracturas. Kern *et al.* (1958) estudiaron experimentalmente el movimiento de arena en las fracturas cuando ésta actúa como un *proppant*. Dichos autores encontraron que la estratificación de la arena se formaba cuando ésta se acumulaba por cohesión sobre las superficies de las fracturas. La naturaleza de la estratificación dependía de las variaciones de velocidad del fluido, en una forma similar a la sedimentación en tanques de experimentación. La existencia de pulsos múltiples de fluido se pone de manifiesto por grupos de estratos con orientaciones diversas respecto de la pared de las fracturas. Estas observaciones han sido corroboradas geológicamente mediante estudios sobre los rellenos intrusivos de fracturas y diques piroclásticos (Curtis, 1954).

Knapp y Knight (1977) consideraron el efecto del aumento de temperatura en rocas porosas saturadas situadas alrededor de un plutón caliente. El fluido dentro de los poros cambia de volumen con respecto a la temperatura y presión:

$$dV = V\alpha dT - V\beta dp \quad [18]$$

donde α es el coeficiente isobárico de expansión térmica y β es el coeficiente isobárico de compresibilidad. Ya que α para fluidos es mucho mayor que para rocas, estos autores consideraron el efecto de la expansión térmica diferencial entre el fluido de los poros y la roca que los contiene. Para poros de un volumen fijo, la derivada de la presión de fluido respecto de la temperatura es:

$$\left(\frac{dp}{dT}\right)_v = \frac{\alpha}{\beta} \quad [19]$$

donde α/β se denomina «coeficiente de presión», que para el agua varía entre 1 y 3 MPa/°C en la corteza terrestre, alcanzando un máximo a temperaturas entre 100 y 300°C para presiones litosféricas de menos de 800 MPa (fig. 39). Proyectando la presión de fluido en los poros respecto de la profundidad para varios gradientes geotérmicos (fig. 40), se obtiene que σ_{ef} es menor que la resistencia a la tensión de la roca de la ecuación [17]. En zonas cercanas a una intrusión que se está enfriando se espera la propagación hacia fuera de la intrusión de un frente de presión efectiva nula dando como resultado la fracturación de la roca encajante, un aumento de la permeabilidad de la roca y un aumento del transporte convectivo de calor. El movimiento de esta zona de fracturación y fuerte convección predominantemente hacia arriba debido a las fuerzas de flotación. Este resultado resume las explicaciones dadas por Williams (1936) y McBirney (1959, 1963) para la presencia de brechas y brechas tobáceas alrededor y dentro de algunas chimeneas volcánicas e intrusiones. Knapp y Knight (1977) siguen este modelo, mostrando cómo dicha fracturación hidráulica inducida térmicamente puede producir microterremotos, una característica de las áreas geotérmicas y de los volcanes activos.

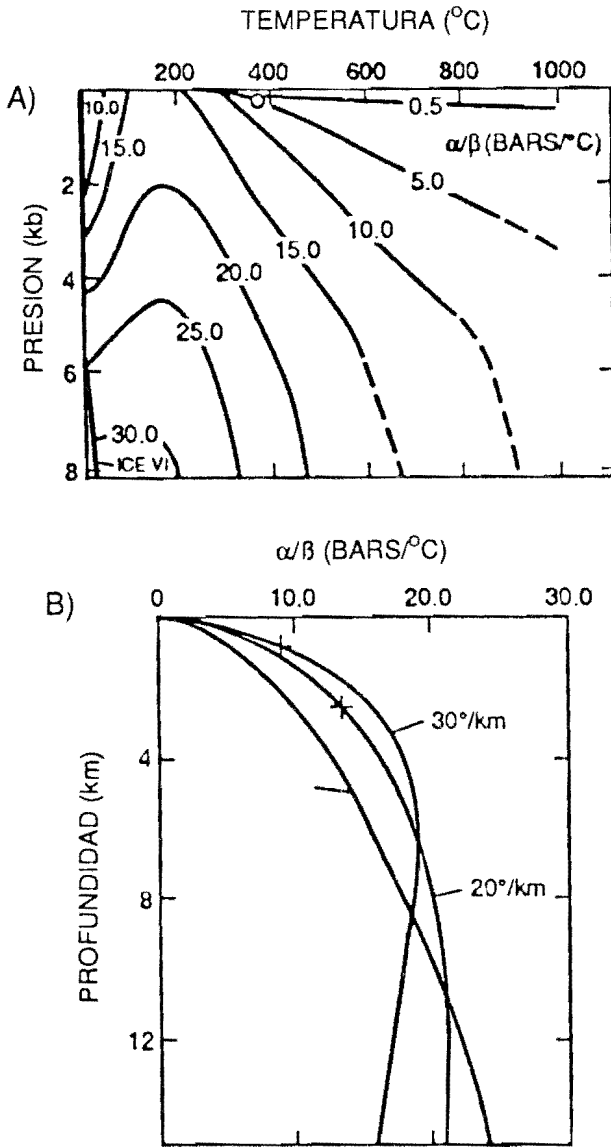


Fig. 39. Proyecciones del coeficiente de presión del agua, α/β (dp/dt), donde α es el coeficiente isobárico de la expansión térmica y β es la compresibilidad isotérmica, para un rango de presiones y temperaturas (a) y como una función del gradiente geotérmico y de la profundidad (b). El círculo en (a) indica el punto crítico del agua y la línea que lo atraviesa y que va a temperaturas inferiores es la curva que marca el límite entre las dos fases. En (b) los signos positivos indican las profundidades a las que se alcanza un valor crítico de α/β para el que desaparece la presión efectiva (según Knapp y Knight, 1977).

Norton (1984), en su teoría de los sistemas hidrotermales y de la fracturación de las rocas asociadas, muestra cómo las variaciones en las propiedades de transporte del agua cerca de las condiciones críticas puede resultar en una discontinuidad aparente en el estado físico de la convección y deposición de minerales secundarios. Por ejemplo, tal como se aprecia en la figura 41 existe un cambio rápido en la capacidad calorífica del agua, la viscosidad cinemática y el coeficiente de expansión térmica cerca de su punto crítico. El calentamiento a través de esta región de temperaturas puede causar una disolución rápida y precipitación de varios minerales, oscilaciones en calor del fluido y transporte de masa y rotura rápida de la roca. Es

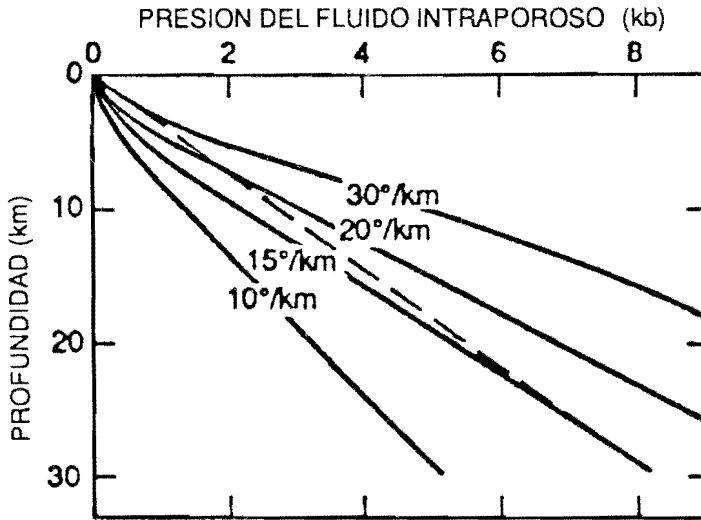


Fig. 40. Presión de fluido en una roca porosa respecto de la profundidad para varios gradientes geotérmicos y el gradiente de presión litostática para una densidad de roca de $2,75 \text{ kg/m}^3$ (según Knapp y Knight, 1977).

importante tener en cuenta que en los casos en que se pueden aplicar las anteriores teorías sobre fracturación hidráulica alrededor de intrusiones, la transferencia convectiva de calor es incrementada por fracturación. En efecto, el frente de fracturación se propaga con el tiempo hacia fuera de la intrusión, con lo que los sistemas hidrotermales convectivos que se manifiestan en la superficie o cerca de ella pueden no indicar un sistema más caliente y activo en profundidad. Norton (1984) pone de manifiesto que detrás del frente de fracturación/zona convectiva, que migra hacia fuera de la intrusión, la disminución de temperatura va acompañada por deposición de minerales secundarios que sellan las fracturas. Los resultados de este proceso hidrotermal es que el último vestigio de actividad hidrotermal está cerca de la superficie terrestre con sólo una actividad menor cerca de la intrusión.

Delaney (1982) resuelve el problema de la transferencia de calor de corto periodo hacia rocas húmedas y encuentra que el agua subterránea no se calienta siguiendo una trayectoria a presión constante, debido a que la difusión del agua es más rápida que el calor, siendo esto una función de la permeabilidad de la roca. Dicho autor tabuló las soluciones para incrementos de la presión de poro como una función de la porosidad y permeabilidad, y para la situación de una intrusión dentro de rocas cercanas a la superficie (tabla 8) en las que son probables las transiciones de fase de agua a vapor, los incrementos de presión exceden la presión litostática de forma que es probable que se produzca la rotura de dichas rocas. También se consideran los casos en que el magma es más permeable que la roca encajante. La figura 42 muestra estos casos y, cuando la sobrepresión de volátiles del magma es baja, el gradiente de presión cerca de la intrusión es negativo y el agua se mezcla con el magma, siendo ésta una situación que comporta la brechificación de la intrusión y la existencia de procesos hidrovolcánicos.

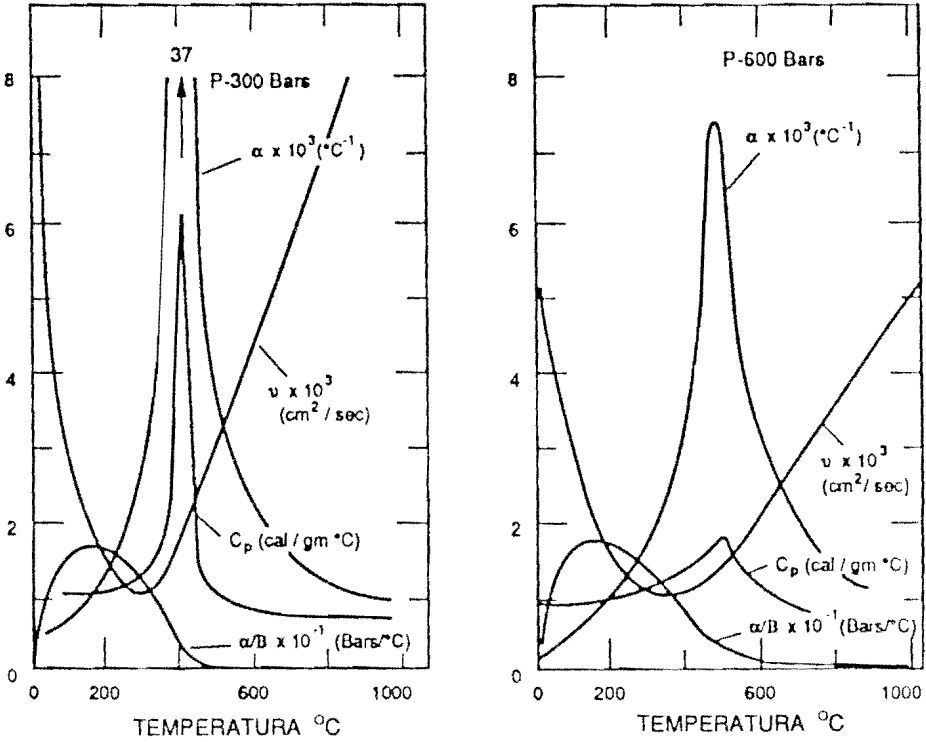


Fig. 41. Diagramas de variación de las propiedades físicas del agua en función de la temperatura para dos presiones distintas, mostrando agudas inflexiones y discontinuidades cerca de las temperaturas críticas (según Norton, 1984). Las propiedades son: C_p , capacidad calorífica a presión constante; ν , viscosidad cinemática; α , coeficiente isobárico de expansión; β , coeficiente isotérmico de compresibilidad; y α/β , coeficiente de presión $[(dp/dt)]$.

TABLA 8

Incrementos de la presión de poro para $\Delta T = 500$ y 1.000 K a la profundidad de $1,0$ km (según Delaney, 1982).

Las presiones están indicadas en MPa, los guiones indican presiones por encima de 100 MPa

Porosidad (%)	Permeabilidad (m ²)							
	10 ⁻¹⁸		10 ⁻¹⁶		10 ⁻¹⁴		10 ⁻¹²	
	500	1.000	500	1.000	500	1.000	500	1.000
20	88	--	19	37	3,3	5,6	0,4	0,6
10	58	--	16	23	1,9	3,2	0,2	0,3
5	38	78	9	18	0,3	0,5	0,1	0,2
1	16	23	2,1	3,5	0,2	0,4	< 0,1	< 0,1

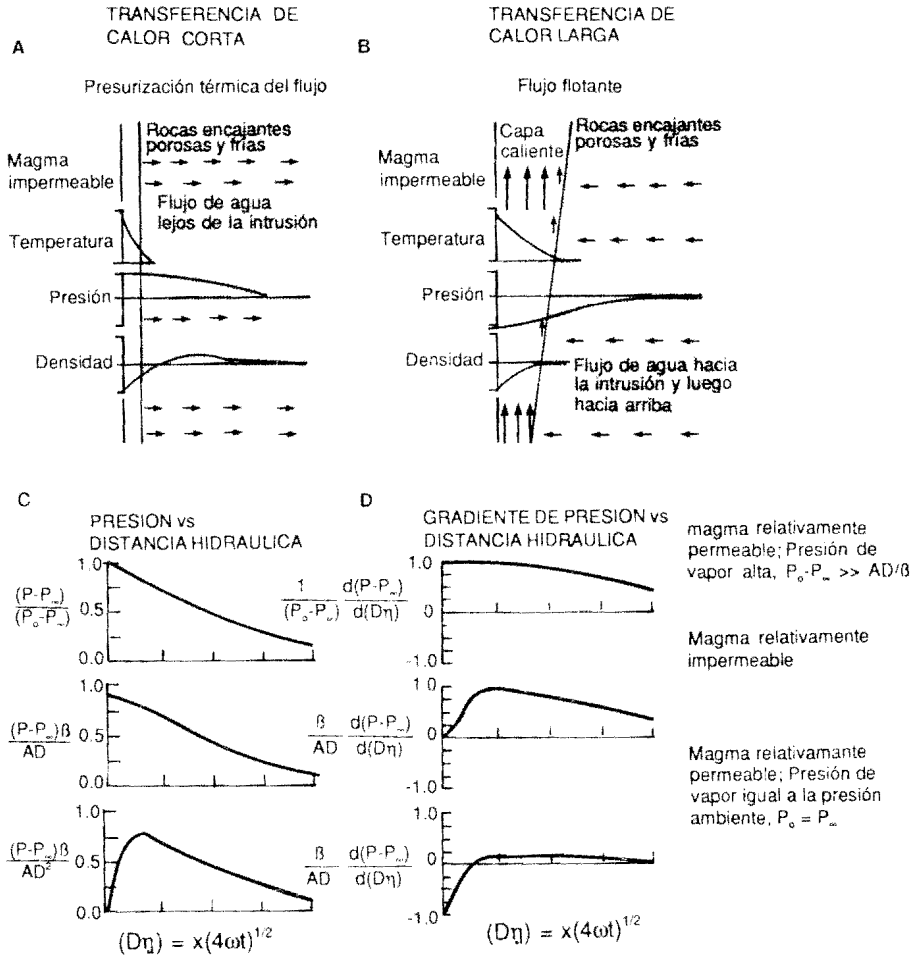


Fig. 42. Soluciones al flujo de calor transitorio del magma a sedimentos húmedos (según Delancy, 1982). Parte superior: Ilustración sobre las líneas de flujo del fluido (flechas) y de los gradientes de temperatura, presión de poro, y densidad del agua para una presurización térmica del flujo de corto periodo, que se produce inmediatamente después de haberse iniciado la transferencia de calor (a); y para un flujo flotante de largo periodo, que aparece cuando los gradientes de presión debidos a las fuerzas gravitacionales son dominantes (b). Parte inferior: Presión (c) y gradientes normalizados de presión (b) para tres posibles condiciones de contorno existentes entre la roca encajante y el magma. Los parámetros son: P , presión; P_{∞} , presión a una distancia infinita; P_0 , presión inicial; A , magnitud de la expansión térmica; D , relación de las profundidades de penetración para difusividades térmicas; k , a hidráulica; ω , x , distancia.

Pollard *et al.* (1983) estudiaron la deformación de la superficie producida por intrusiones superficiales a lo largo de la zona de rift este del volcán Kilauea, en Hawaii. La expresión topográfica del magma inyectado en profundidad en forma de diques es un levantamiento de la superficie con una depresión axial. Los contornos de esfuerzo principal máximo calculados alrededor de un dique enterrado (fig. 43) muestran que el campo regional de esfuerzos está perturbado, de forma que σ_1 está

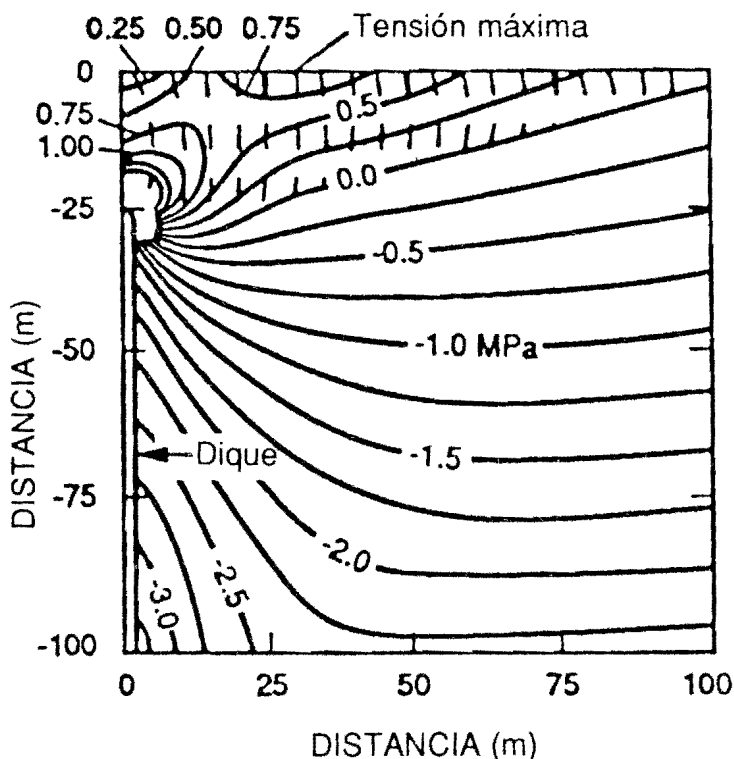


Fig. 43. Representación de los contornos calculados correspondientes al esfuerzo principal máximo alrededor de un dique vertical que corta un plano vertical (según Polard *et al.*, 1983). El dique tiene una altura de 100 m y su centro se sitúa a 75 m, y está sometido a una presión interna (intrusión) de 1 MPa bajo un gradiente de presión litostática de 0,025 MPa/m. Las curvas discontinuas corresponden a las trayectorias del esfuerzo principal mínimo a lo largo del cual puede producirse fracturación secundaria. En profundidad, una hidrofractura extendiéndose hacia fuera del dique se propagaría perpendicularmente a los contornos del esfuerzo principal.

orientado horizontalmente cerca de los lados del dique. Esto explica por qué las hidrofracturas pueden extenderse horizontalmente hacia fuera de algunas intrusiones incluso cuando el σ_1 es vertical.

4.2. Tamaño de la fracturas hidráulicas

Se han desarrollado varias teorías para predecir la anchura y la extensión de las fracturas hidráulicas basados en la consideración de que las rocas se deforman como cuerpos elásticos lineales. La figura 44 muestra una representación esquemática de una hidrofractura propagante desde un reservorio de fluido, tal como un pozo de sondeo o un cuerpo magmático. Aspectos importantes concernientes a los cálculos sobre facturación son la presión necesaria para superar los esfuerzos compresivos

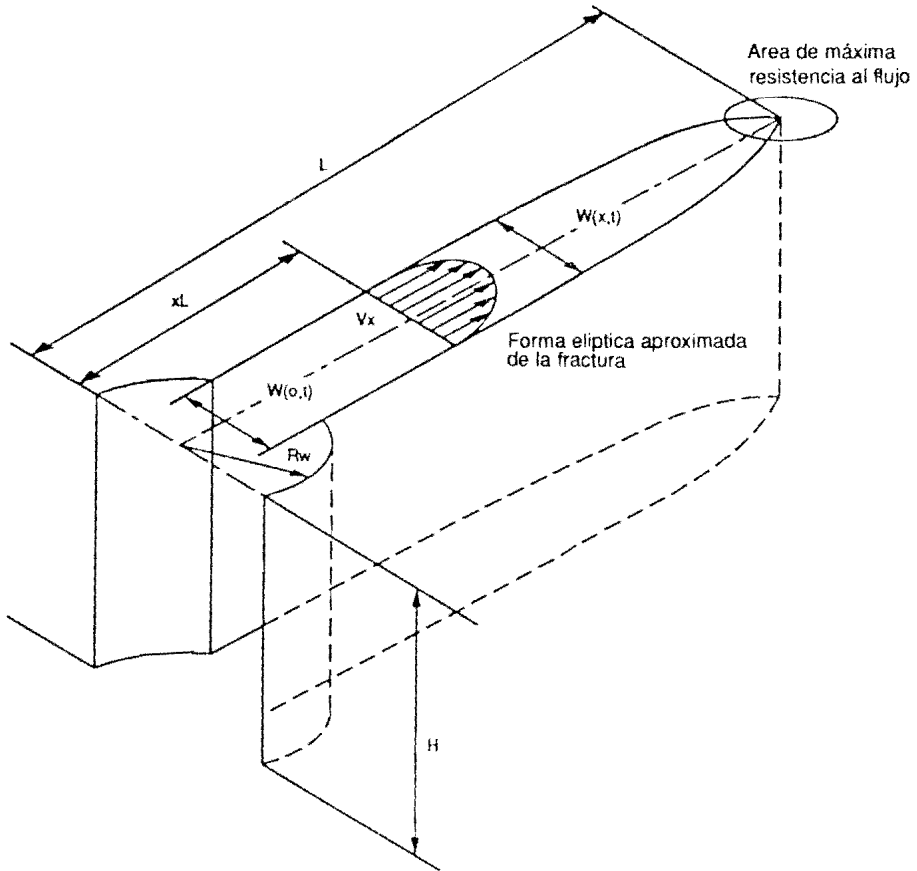


Fig. 44. Ilustración esquemática de una hidrofractura (según Geertsma y Haafkens, 1979) y de las dimensiones necesarias para realizar los cálculos sobre hidrofracturas, discutidos en el texto, incluyendo la profundidad en el pozo (sondeo) (H), el radio del pozo (R_w), anchura de la fractura en función de la distancia y del tiempo [$W(x,t)$], velocidad de propagación del fluido en la fractura (V_x), y extensión total de la fractura, L .

de las rocas y la resistencia de las mismas, así como las pérdidas de presión debidas al flujo de un fluido viscoso en la fractura.

Geertsma y Haafkens (1979) dan una relación simple para el tamaño de la fractura (anchura – W y longitud – L) a partir de la presión del fluido fracturante, p_f , de England y Green (1963):

$$W(x) = \frac{2(1-\nu)L\Delta p}{\mu} [1 - (x/L)^2]^{1/2} \quad [20]$$

para la cual W es una función de la distancia, x , siendo éste el punto donde la fractura se estrecha formando un extremo puntiagudo a una distancia L ($L - x$ es la longitud del extremo de la fractura, de forma que en el último término del lado derecho de la ecuación [20] se incluye una medición de la aspereza del extremo de

la fractura), ν es el coeficiente de Poisson, μ es el módulo de cizalla, y $\Delta p = p_f - \sigma_{ef}$. A pesar de que esta fórmula ha sido diseñada para fracturas verticales, también se puede aplicar a fracturas horizontales donde σ_1 está orientado horizontalmente. Sin embargo, la solución anterior no tiene en cuenta las pérdidas de viscosidad del flujo de fluido en la fractura y la pérdida de fluido hacia la roca encajante, problemas que requieren un tratamiento complejo que al final sólo aportan diferencias dimensionales relativamente pequeñas.

Sun (1969) resuelve las dimensiones de la fractura mediante el cálculo del levantamiento de la superficie del terreno producido por fracturas inducidas hidráulicamente alrededor de pozos de sondeos. Asumiendo una fractura delgada en forma de disco y una distribución de los esfuerzos en equilibrio y desplazamientos en un medio semi-infinito, dicho autor construye un análisis de la fracturación sobre el método de Green (1949) en un medio infinito. Usando un método de imagen para representar las condiciones de contorno en la superficie del terreno, Sun (1969) encuentra desplazamientos, y por lo tanto dimensiones de las fracturas, a partir de las ecuaciones generales del equilibrio para un cuerpo elástico isocentrópico (Love, 1939). Las soluciones resultantes para la relación entre las dimensiones de la fractura, presión de fluido y propiedades elásticas de la roca encajante son:

$$\frac{x}{L} = \left[1 - \left(\frac{p_f - \rho gh}{p_f} \right)^2 \right]^{1/2} \quad [21]$$

$$p_f = \rho gh + \frac{W\pi E}{8(L - \nu^2)(x^2/L)} \quad [22]$$

$$Q = \frac{16L^3(1 - \nu^2)(x/L)^5(p_f - \rho hg)}{3E} \quad [23]$$

En estas ecuaciones E es el módulo de Young, ν es el coeficiente de Poisson, y Q el volumen de la fractura. En el análisis de los volúmenes de las fracturas, las cuatro incógnitas, p_f , X , L y Q , se pueden encontrar mediante la resolución simultánea de las cuatro ecuaciones anteriores, de la [20] a la [23], con tal que se puedan obtener las propiedades de la roca encajante y la profundidad, h , a la que se encuentran las fracturas.

Spence y Turcotte (1985) proponen una solución más rigurosa para las fracturas controladas por fluidos. Dichos autores consideran la fractura en un medio elástico, el cual es sensible a la intensidad crítica del esfuerzo en el extremo de la fractura, y a las pérdidas de viscosidad del flujo de fluido en la fractura, aproximadas mediante la teorías de la lubricación, donde la viscosidad del fluido es suficientemente grande y el flujo es laminar (Schlichting, 1979). Según Barenblatt (1962) la distribución espacial y temporal de la presión del fluido $p_f(x, t)$ debe ser tal que las caras de la fractura se cierren suavemente en su extremo:

$$p_f(x, t) = - \frac{1}{\pi} \left[\frac{\mu}{1 - \nu} \right] \int_0^l \frac{\partial h(l, x)}{\partial l} \frac{dl}{(1 - x)} \quad [24]$$

donde μ es el módulo de cizalla, ν es el coeficiente de Poisson, h es $1/2$ del espesor de la fractura, y l es una medida de la longitud del extremo de la fractura. Según

la teoría elástica de la propagación de una fractura, p_f aumenta hacia el extremo de la fractura donde iguala a la resistencia a la fractura de la roca, siendo necesaria la especificación de un factor de intensidad de esfuerzo K (Irwin, 1957):

$$-p_f \rightarrow \frac{K}{[2(x-1)]^{3/2}} \text{ as } x \rightarrow 1 \tag{25}$$

Los factores de intensidad de esfuerzo han sido tabulados para varios tipos de rocas (p.e., Clifton *et al.*, 1976; Schmidt y Huddle, 1977). La combinación de las expresiones para el flujo de fluido y la conservación de masa de la ecuación de Reynolds para el flujo dentro de la fractura:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{1}{3\eta} \frac{\partial}{\partial x} \left(h^3 \frac{\partial p_f}{\partial x} \right) \tag{26}$$

donde η es la viscosidad del fluido. Las soluciones numéricas (Spence y Sharp, 1983) que se obtienen mediante el uso de una técnica de similaridad modelizan los efectos combinados del comportamiento elástico y del flujo de fluido. Spence y Turcotte (1985) encuentran dos grupos de soluciones dependiendo de si un factor de intensidad de esfuerzo adimensional, γ , es grande o pequeño:

$$\gamma = \frac{(1-\nu) K}{[3Q\eta(1-\nu)/\mu]^{1/2} \mu} \tag{27}$$

donde Q , el volumen de fluido que fluye está expresado para dos dimensiones en lugar de tres. Valores grandes de γ corresponden a situaciones donde la resistencia a la fracturación de la roca es grande comparada con la resistencia viscosa al flujo, una situación que define un perfil elíptico amplio para la fractura. Valores pequeños γ son aplicables generalmente a sistemas geológicos en los que la resistencia a la fracturación es despreciable comparado con las resistencias viscosas, tal como es el caso de fluidos viscosos que intruyen a través de fracturas estrechas con un extremo agudo que puede agrietar fácilmente la roca. Las soluciones para este último caso son:

$$l = 0.7756 A^{1/2} \left(\frac{\mu}{\eta(1-\nu)} \right)^{1/6} l^{2/3} \tag{28}$$

$$w = 1.2312 A^{1/2} \left(\frac{\eta(1-\nu)}{\mu} \right)^{1/6} l^{1/3} \tag{29}$$

$$p_f = 1.398 \left(\frac{\mu}{1-\nu} \right)^{3/4} \eta^{1/4} A^{1/4} l^{1/2} \tag{30}$$

La comparación de los resultados obtenidos mediante el uso de este grupo de ecuaciones muestra una buena correlación con los resultados obtenidos a partir de las ecuaciones [21] a [23].

4.3. Ejemplos de campo

Las consideraciones y desarrollos teóricos sobre hidrofracturación explicados en el apartado anterior han sido aplicados a la interpretación de las fracturas

rellenas de tefra que rodean un dique enterrado, sobre el que se ha realizado un sondeo, cerca del «Obsidian Dome» en California (Heiken *et al.*, 1998). Al mismo tiempo, Hulen y Nielson (1988) estudiaron la brechificación hidrotermal encontrada en un sondeo en el margen sur de la caldera Valles en Nuevo México. Estos ejemplos ilustran dos aproximaciones diferentes para entender la fracturación volcánica/hidrotermal.

Los «Inyo Domes» constituyen una cadena reciente de anillos de tobas riolíticos, hoyos freáticos y domos desarrollados sobre el borde de la caldera de Long Valley en el este de California (Miller, 1985). Además de verificar que dos de los domos, Obsidian Dome y Glass Creek flow están conectados por un dique enterrado, el sondeo intersectó varios grupos de fracturas que contenían fragmentos de material magmático juvenil a varias distancias laterales a unos 130 m por encima del dique (fig. 45). Las fracturas se encontraron en una cuarzo-monzonita y estaban rellenas en más de un 20 por 100 por vitroclastos riolíticos poco vesiculados de menos de 1 mm de diámetro. El resto del relleno eran clastos minerales (y fragmentos) procedentes de la roca encajante. Las fracturas variaban en anchura desde milímetros a más de 8 cm, con una anchura media de 0,4 cm. Diversos criterios como la omnipresencia de estratificación cruzada de los clastos, la abundancia de fracturas preexistentes horizontales y la presencia de fracturas rellenas de similares características encontradas en un basalto estratificado intersectado por un sondeo bajo, el Obsidian Dome, sugieren que estas fracturas están orientadas horizontalmente (fig. 46).

Mediante el uso del análisis del campo de esfuerzos alrededor del dique (fig. 43) presentado por Pollard *et al.* (1983), Heiken *et al.* (1988) calcularon las condiciones para la hidrofracturación, basándose en el grupo de ecuaciones presentadas anteriormente (fig. 47). El cálculo de sobrepresiones de 5 a 10 MPa y viscosidades de fluido de 0,20 a 0,8 Pa están de acuerdo, ya sea con fragmentaciones hidromagmáticas o magmáticas que producen mezclas fangosas de partículas sólidas, agua y vapor. Las texturas de tipo *blocky* y poco vesiculares de los piroclastos, su composición predominantemente riolítica, y las características de la alteración superficial apoyan fuertemente el origen freatomagmático, que correpondería al último estadio de las erupciones freatomagmáticas que preceden la extrusión del domo de lava.

Hulen y Nelson (1988) encontraron brechas a una profundidad de 826 a 856 m en el sondeo VC-1, localizado a lo largo de la intersección de la zona de falla de Jemez y la zona de fractura anular de la caldera Valles. Las brechas clasificadas como tectónicas están deformadas, aplastadas y cizalladas en contraste con las brechas hidrotermales que carecen de texturas friccionales pero muestran una matriz con una foliación de flujo y clastos redondeados, aspectos característicos de la fluidización (Wolfe, 1980; Kents, 1964), y una alteración intensa. La presencia de cinco estadios de paragénesis de minerales secundarios del conjunto cuarzo-illita-fengita-pirita, característico de una temperatura por encima de los 200°C, y de una temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas de 189 a 283°C, permitieron modelizar la brechificación hidrotermal.

Ya que las brechas del sondeo VC-1 se encuentran a lo largo de la bien conocida zona de falla de Jemez (Aldrich y Laughlin, 1984), se puede deducir para su formación un estado de esfuerzos tensional. La ruptura hidráulica en tales casos se espera que suceda donde p_f supera a σ_1 en una cantidad igual a la resistencia a la

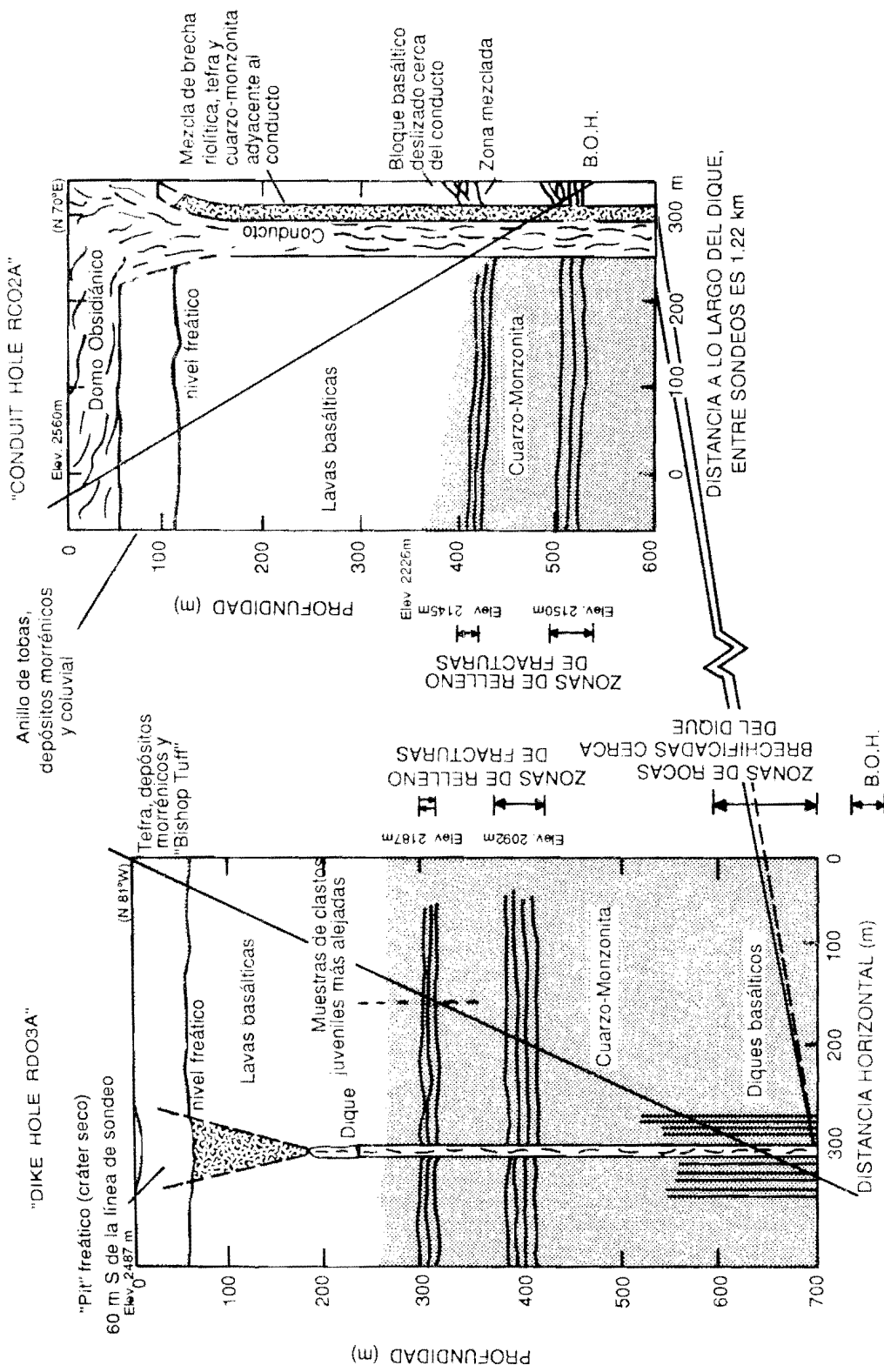


Fig. 45. Perfil esquemático de los sondeos sobre el dique y el núcleo del conducto volcánico en el que se muestran las localizaciones de las hidrofracturas representadas como líneas horizontales onduladas a profundidades de 300 a 500 m (según Heiken *et al.*, 1988).

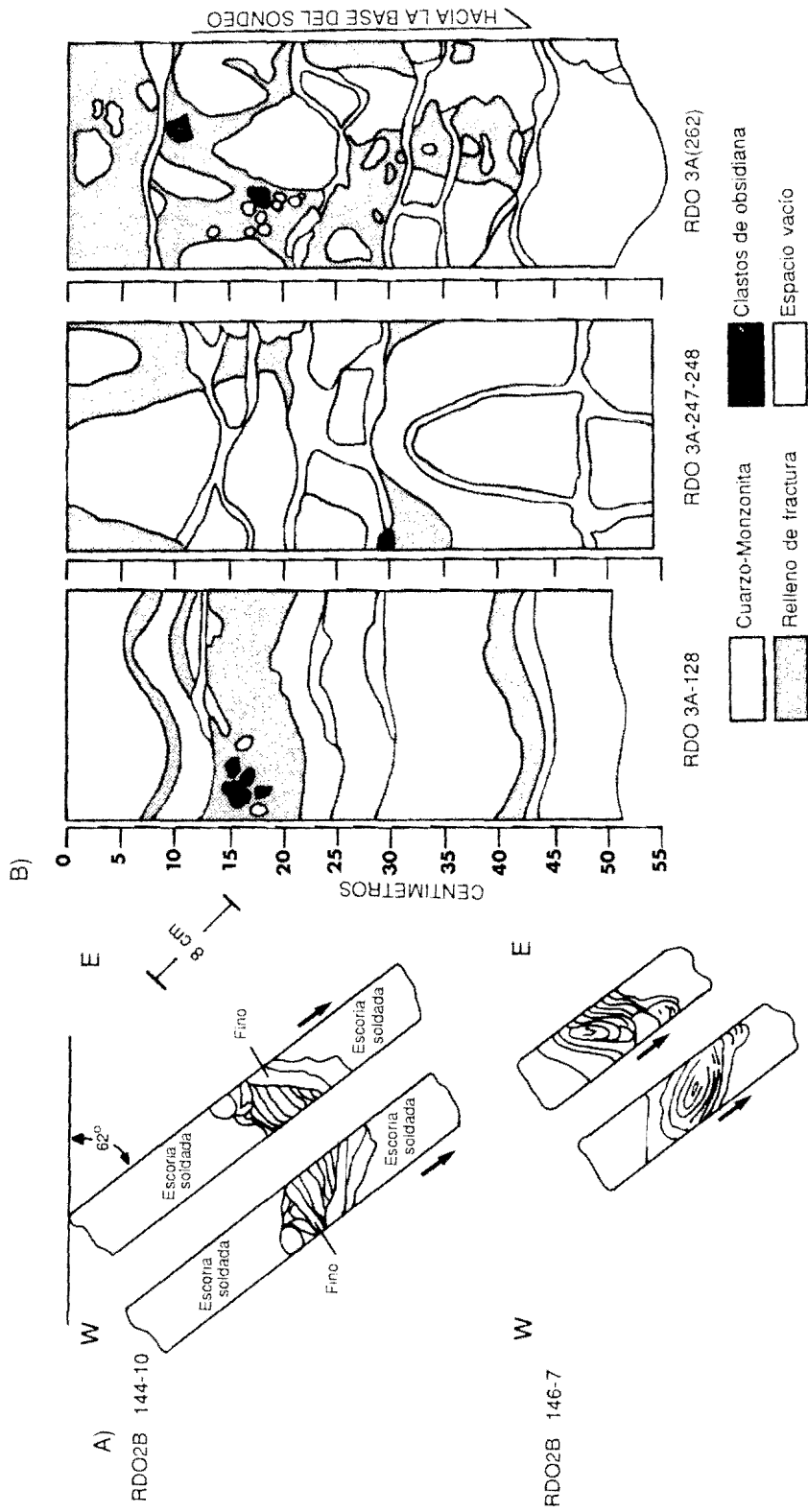


Fig. 46. Esquemas de los testigos de sondeos que contienen rellenos clásticos de fracturas, según Heiken *et al.* (1988). *a)* Orientación de los segmentos localizados a 5 y 1 m al oeste del conducto intersectado por el sondeo sobre el conducto volcánico. Los rellenos grises con estratificación convolucionada y cruzada varían en espesor desde 7 a 40 cm. Se indican dos orientaciones posibles en las que la textura de la estratificación concuerda mejor con la parte inferior de cada grupo. *b)* Mapas de los testigos en los que se muestra el aspecto del relleno de fractura con respecto a la cuarzo-monzonita encajante.

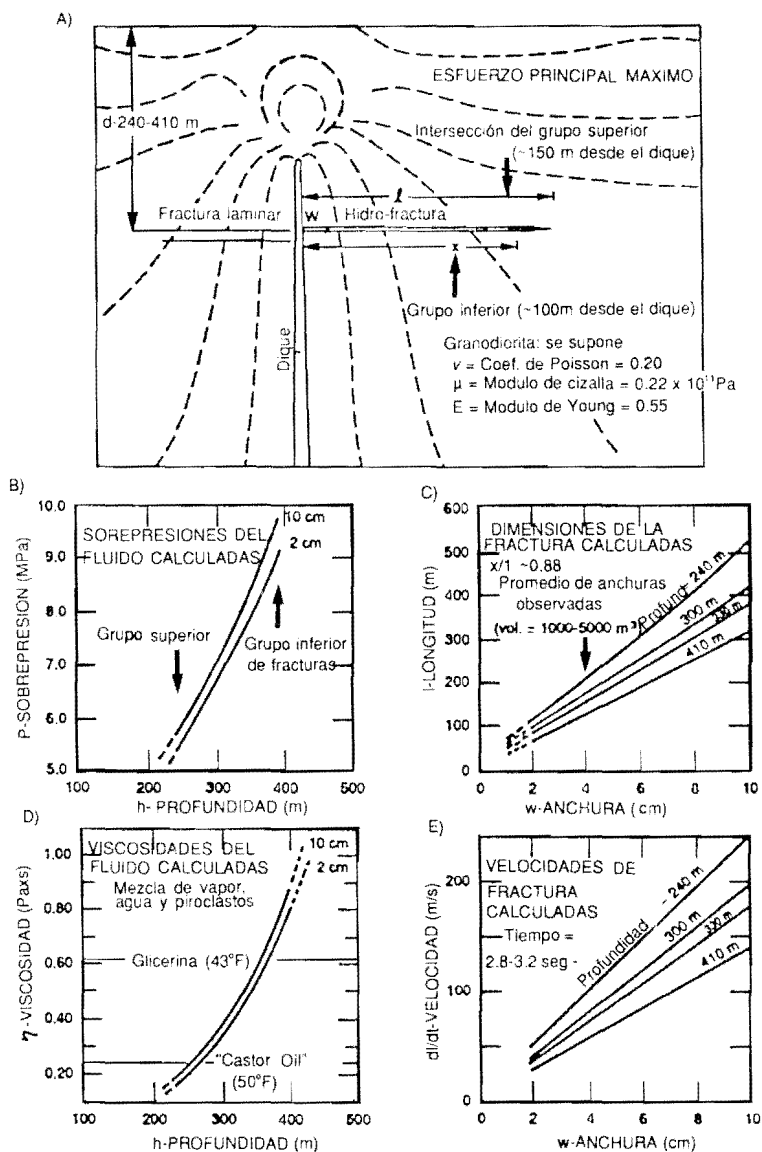


Fig. 47. Soluciones aplicadas a la hidrofractura en el «Obsidian Dome», ilustrando un modelo de fracturación hidráulica volcánica (según Heiken *et al.*, 1988). A) Contornos hipotéticos del esfuerzo principal máximo (Pollard *et al.*, 1983; ver fig. 43), que permiten la propagación desde el dique horizontal de hidrofracturas intruidas en la granodiorita (cuarzo-monzonita) encajante. B) Valores calculados de la sobrepresión de fluido necesaria para formar las hidrofracturas como una función de la profundidad para los grupos superior a inferior de fracturas observadas en el sondeo del dique. C) Dimensiones calculadas de las fracturas y promedio de las anchuras observadas de las fracturas para varias profundidades. D) Viscosidades calculadas del fluido necesarias para formar las fracturas observadas. E) Velocidades calculadas de formación de las fracturas. Obsérvese que la fracturación puede ocurrir a impulsos, de manera que las fracturas se propagan varios metros cada vez.

tensión de la roca. Hubbert y Willis (1957) muestran que esta situación se puede aproximar mediante la ecuación:

$$p_f \sim (S_v + 2p)/3 \quad [31]$$

tal como se comentó anteriormente. Considerando que la presión de poro p es hidrostática, Hulen y Nielson (1988) estimaron p_f en 7,5 MPa, la cual es similar a la encontrada en los experimentos de fracturación hidráulica de rocas secas calientes realizados en Fenton Hill (Murphy *et al.*, 1983). La figura 48 muestra los resultados de este modelo mediante la proyección de la profundidad respecto de las curvas de temperatura para la ebullición bajo cargas litostáticas e hidrostáticas, la cual muestra las temperaturas medidas a las cuales se homogenizaron las inclusiones fluidas. Los fluidos pueden superar la p_f ya sea por un aumento de la temperatura del fluido o por una disminución transitoria de la presión de confinamiento durante el movimiento de la falla.

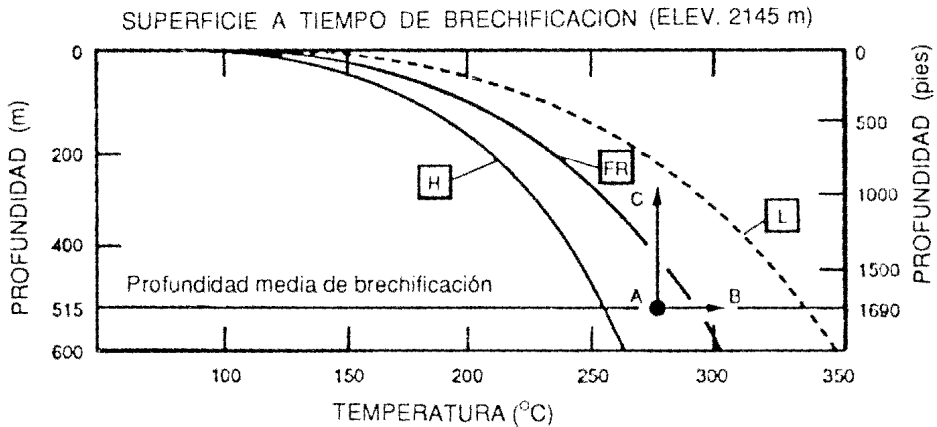
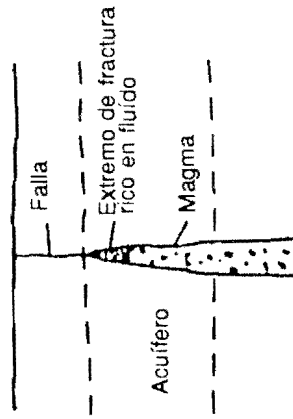


Fig. 48. Modelo de brechificación hidrotermal de Hulen y Nielson (1988). Esta proyección de la profundidad respecto de la temperatura muestra las curvas del punto de ebullición bajo presión hidrostática (H) y litostática (L), así como aquella necesaria para formar la hidrofractura (FR). Cuando la hidrofracturación se inicia a 515 m, la trayectoria AB sigue un aumento de presión y una consiguiente fracturación como respuesta al incremento de temperatura, y la trayectoria AC corresponde a la ruptura hidráulica de la roca en respuesta a una rápida pérdida de presión.

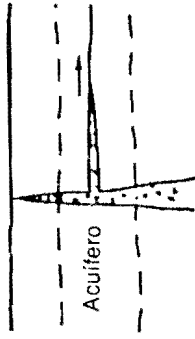
4.4. Consideraciones finales sobre la hidrofracturación volcánica

En conclusión, se puede afirmar que existen diferentes procesos naturales que pueden estimular la fracturación de rocas que representan reservorios geotérmicos potenciales: 1) intrusión de magma; 2) circulación hidrotermal; 3) desgasificación del magma; 4) procesos hidrovolcánicos. Para el caso de los procesos hidrovolcánicos (freatomagmáticos) una serie de ilustraciones esquemáticas (fig. 49) muestran la hipotética formación de un reservorio geotérmico fracturado debajo de un volcán. Esta situación combina aspectos de procesos anteriores. En un estadio inicial se

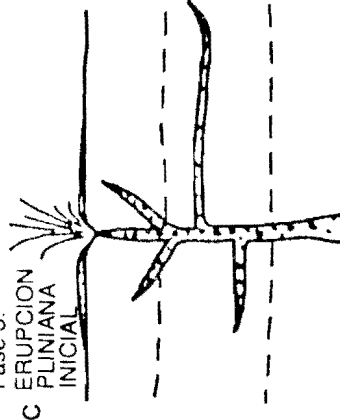
Fase 1:
A PROPAGACION DE DIQUE



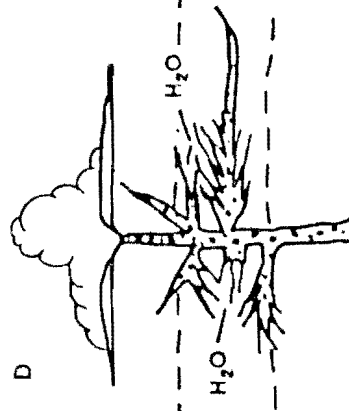
Fase 2:
B HIDROFRACTURA INICIAL



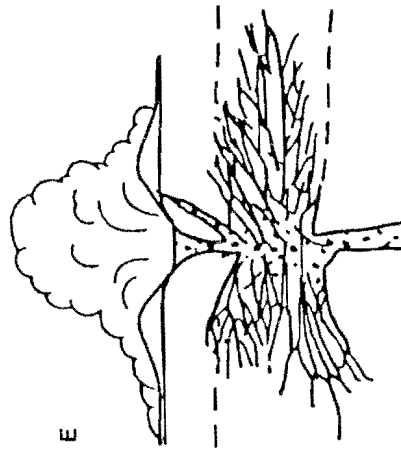
Fase 3:
C ERUPCION PLINIANA INICIAL



Fase 4:
D ERUPCION FREATOMAGMATICA INICIAL SECA



Fase 5:
E ERUPCION FREATOMAGMATICA HUMEDA



Fase 6:
F ENFRIAMIENTO DE LA INTRUSION EN UN ACUIFERO FRACTURADO

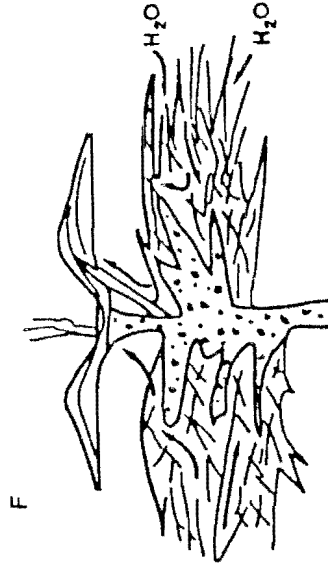


Fig. 49. Secuencia esquemática que ilustra el desarrollo de un reservorio geotérmico fracturado bajo un volcán hidromagmático y en el que se muestran seis fases: las fases 1 a 3 se han hipotetizado a partir de los estudios sobre el «Obsidian Dome», comentados en el texto (Heiken *et al.*, 1988); las fases 4 y 5 siguen las investigaciones de Barberi (1985) para erupciones freatomagmáticas a través de un acuífero profundo, en las cuales se ha constatado un incremento en la interacción del agua con el magma a medida que la erupción progresa, posiblemente en respuesta al incremento de la permeabilidad por fracturación de las rocas del acuífero inducida por hidrofRACTURACIÓN; y la fase 6 ilustra el enfriamiento post-eruptivo del magma intruido debajo del volcán. La circulación hidrotermal en el acuífero alrededor de la intrusión está ampliamente favorecida por la hidrofRACTURACIÓN, de forma que se puede desarrollar un reservorio geotérmico potencial (según Wohletz y Heiken, 1991).

considera la intrusión de un magma rico en gases hacia arriba a lo largo de una fractura, que se va abriendo debido a la presencia de fluido en su parte superior quizás por corrosión de esfuerzos (Anderson y Grew, 1977). La corrosión de esfuerzos es un mecanismo lento de propagación de fracturas relacionado con la descomposición de la roca debido a la naturaleza corrosiva de los fluidos que rellenan los extremos de las fracturas y a sus rápidos cambios de presión consecuencia de la nucleación de burbujas a lo largo de las paredes de la fractura. En algún punto, la desgasificación del magma puede conducir a la hidrofracturación dentro de un nivel acuífero de poca competencia y cercano a la superficie. Las erupciones iniciales son plinianas, provocadas por la separación de los gases bajo altas presiones. Al aumentar la fracturación de la roca que contiene el acuífero, se produce su desmoronamiento catastrófico con lo que abundante agua subterránea puede mezclarse con el magma, dando como resultado erupciones freatomagmáticas secas. Las erupciones se van volviendo gradualmente más húmedas a medida que la cantidad de agua que entra en contacto con el magma aumenta al incrementarse la fracturación del acuífero. En algún estadio determinado, cesa la extrusión del magma, quizás como respuesta a su enfriamiento súbito por el acuífero. En este estadio, la circulación hidrotermal está bien desarrollada y los fluidos procedentes del acuífero continúan transfiriendo calor desde la intrusión que se está enfriando por debajo del volcán.

El desarrollo de este tipo de sistema hidrotermal sólo ha sido comprobado en unas pocas áreas (p.e., Funicello *et al.*, 1976; Barberi, 1985), y su importancia global depende de un determinado número de controles geológicos:

- Edad y tamaño de la intrusión.
- Presencia de un acuífero.
- Porosidad y permeabilidad de las rocas del basamento.
- Resistencia a la fractura de las rocas del basamento.
- Régimen tectónico y localización de los sistemas de fracturas preexistentes.
- Contenido en arcillas de las rocas encajantes y grado de alteración hidrotermal.

En conclusión, se ha presentado este modelo simple sólo como un ejemplo de los diferentes procesos volcánicos que desarrollan la permeabilidad por fracturación de las rocas del basamento y promueven la circulación hidrotérmica.

5. Discusión: hidrovulcanismo y sociedad

El estudio del hidrovulcanismo es uno de los temas de creciente interés en volcanología y paralelamente a los desarrollos científicos tiene lugar la creciente aplicación de los mismos para el beneficio social. A los volcanólogos les queda todavía mucho trabajo por hacer en el campo con el fin de distinguir la amplia variedad de fenómenos hidrovulcánicos que se producen dentro de las regiones próximas al centro emisor y también en las localizaciones más distales en los depósitos hidroclásticos. Está claro que la investigación experimental puede ayudar enormemente en la comprensión de los mecanismos de interacción agua-magma y sus aspectos físicos y químicos. Los programas experimentales han empezado úni-

camente en una forma muy rudimentaria. La aproximación experimental al hidrovulcanismo puede verse desde una perspectiva futura como un equivalente de la petrología experimental. Con los estudios experimentales, las aproximaciones teóricas podrán ser más refinadas, proporcionando un método para una interpretación precisa de las mediciones de campo y laboratorio y quizás proporcionando el potencial para predecir la actividad en volcanes peligrosos.

5.1. Riesgos hidrovulcánicos

Con la erupción del Nevado del Ruiz en 1986 (p.e., Naranjo *et al.*, 1986; Calvache, 1986), la atención mundial se centró en los efectos devastadores de los lahares generados por la fusión de una masa de hielo debido a los materiales eruptivos. Sheridan *et al.* (1981) consideraron los sucesos devastadores de la erupción del Vesubio del año 1979 como el resultado de una explosión hidrovulcánica que se produjo horas después de una caída de pómez pliniana. Estas dos facetas del hidrovulcanismo ilustran cómo los riesgos asociados a las zonas cercanas al centro emisor y los efectos distales pueden diferir enormemente, aunque tienen una magnitud de daño potencial similar.

5.1.1. Explosiones hidrovulcánicas laterales (explosiones dirigidas)

Al considerar los riesgos asociados a las zonas próximas al centro emisor, las explosiones laterales o dirigidas (*blast*) son los más importantes (fig. 50). Las explosiones laterales pueden definirse como expulsiones de tefra de relativa corta duración donde el componente lateral del momento es elevado debido a las grandes sobrepresiones que se desarrollan en la boca de emisión (p.e., Kiefer, 1981). Las erupciones magmáticas tienden a equilibrar las presiones en el momento en que alcanzan tasas de expulsión de masa altas, lo cual es debido a la erosión del conducto de emisión que permite que las condiciones de flujo ahogado en la tobera divergente que es la boca de emisión coincidan con la rarefacción de vapor que ocurre a profundidad dentro del conducto volcánico. Por contra, en muchas erupciones hidrovulcánicas la expansión del vapor se produce cerca de la superficie, de forma que la rarefacción de Prandtl-Myer del vapor por encima de la boca de emisión desvía el flujo hacia grandes ángulos, por lo que los chorros eruptivos inicialmente dirigidos verticalmente estallan horizontalmente a medida que emergen desde la boca de emisión. Estas grandes sobrepresiones cercanas a la superficie, quizás por encima de los 100 MPa, que pueden ser originadas por la interacción agua-magma también pueden provocar el desmoronamiento del edificio volcánico, causando una explosión dirigida lateralmente. Todas las explosiones laterales están caracterizadas por una expansión sónica a supersónica de la mezcla de gases y piroclastos y la propagación de ondas de choque, lo que representa una devastación potencial adicional.

Las erupciones caracterizadas por explosiones laterales se han reconocido por la presencia de depósitos piroclásticos hidrovulcánicos relativamente delgados, in-

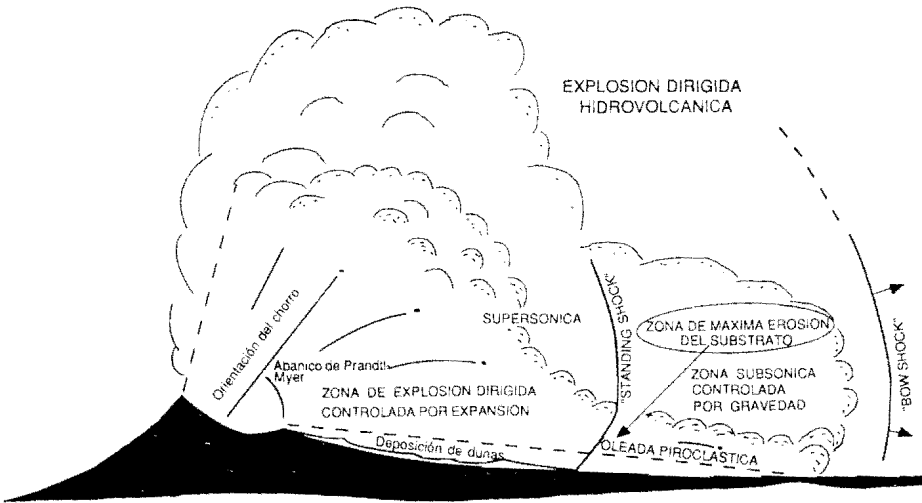


Fig. 50. Esquema idealizado de una explosión hidrovulcánica dirigida, en el que se muestran un chorro (*jet*) orientado oblicuamente que se expande a través de un ángulo (líneas discontinuas) que intersecta la pendiente del volcán. Dentro de la zona de expansión (*blast*), el flujo transitorio está sometido a sobrepresión e internamente es supersónico. El frente de choque verticalizado (*standing shock*) (Mach Disk) se forma por choques interceptantes reflejados a partir de los márgenes del chorro (superficie del terreno) y corresponde a una discontinuidad del flujo sobre la que la presión disminuye hasta la atmosférica y las velocidades se hacen subsónicas. A lo largo del tramo de la superficie del terreno donde existe el frente del choque anterior, aumenta la erosión del sustrato debido al incremento del arrastre transónico. El chorro acelera una oleada piroclástica por detrás de un frente de choque atmosférico arqueado (*bow shock*) que se mueve rápidamente lejos del centro emisor. Mientras que el flujo está conducido por la rápida expansión del vapor en la zona de explosión, la gravedad domina el movimiento de las partes más externas de la oleada piroclástica.

terpretados como coladas u oleadas piroclásticas. Debido a la naturaleza transitoria de este tipo de explosiones en comparación con la evolución gradual de una columna eruptiva hacia una que colapsa y genera coladas piroclásticas, son característicos los depósitos de tefra finamente estratificados, que han sido denominados oleadas piroclásticas. Históricamente, el fenómeno de las explosiones laterales fue estudiado primeramente con respecto a explosiones artificiales, para las cuales Glasstone y Dolan (1977) documentaron depósitos de oleadas piroclásticas basales (*base surges*). Los depósitos de las explosiones laterales debido a su escasa potencia son fácilmente erosionables y su existencia y extensión lateral puede no estar estratigráficamente preservada en la mayoría de los volcanes. Sin embargo, la explosión dirigida de 18 de mayo de 1980 del volcán Santa Helena demostró la gran movilidad y la gran extensión potencial de tales oleadas piroclásticas. Parte de la distancia recorrida puede explicarse mediante el concepto de la línea de energía de Malin y Sheridan (1983), aunque también se puede considerar el efecto potencial de la descompresión del gas en el control del movimiento horizontal de una oleada piroclástica, más aún del que se puede calcular a partir del potencial gravitatorio.

5.1.2. Lahares

La movilización de tefra por agua formando una especie de fango es un hecho frecuente (Neall, 1976) y que comporta un alto riesgo. El agua que licua estos flujos de fango puede tener distintos orígenes, aunque por lo que respecta al hidrovulcanismo, la presencia de lahares está quizás amplificada debido al abundante vapor de agua que es expulsado por la erupción (fig. 51). En un apartado anterior se ha discutido cómo el agua condensa durante su erupción debido a su expansión y enfriamiento. Un aspecto de este proceso que merece ser considerado en detalle es el destino de la fracción de vapor. Aquí también se pueden considerar dos casos termodinámicos, el adiabático y el aproximadamente isotérmico. En el primer caso, el vapor que se separa de la columna eruptiva, colada piroclástica u oleada piroclástica, puede condensar si se enfría por debajo de la temperatura del punto de rocío en la atmósfera, lo cual puede comportar su precipitación encima de tefra que se ha emplazado recientemente. Para el caso isotérmico, la mayoría del agua se vaporizará. Este vapor será transportado junto con la tefra en colada y oleadas piroclásticas, concentrándose preferentemente en las porciones distales del depósito. Con el enfriamiento gradual y la condensación del vapor atrapado en el depósito, la parte frontal del depósito puede hacerse muy húmeda y empezar a moverse como un lahar.

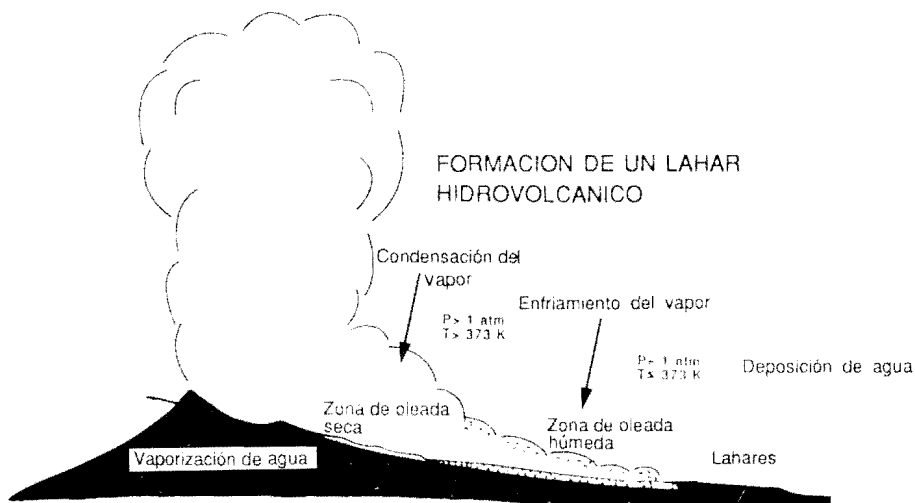


Fig. 51. Esquema idealizado de la formación de un lahar en el frente de una colada u oleada piroclástica debido a la condensación del vapor durante la expansión y enfriamiento a partir de la mezcla con aire atmosférico. La distancia desde el centro emisor a la que la tefra está suficientemente húmeda como para fluir como un lahar depende fuertemente de R (fig. 38), de forma que para valores altos de R cercanos al extremo freático de la actividad hidrovulcánica, los lahares pueden formarse directamente en el anillo cratérico.

5.2. Sistemas geotérmicos e hidrovulcanismo

En términos de trabajo, el agua es el fluido geotérmico dominante en el sentido de que sus cambios de volumen con la temperatura y presión producen trabajo termodinámico. En este contexto, se necesita agua en la transferencia de energía térmica desde el subsuelo hasta el punto de explotación, ya sea para uso directo o para generar electricidad. Así pues, en las áreas volcánicas la existencia de agua subterránea abundante es necesaria para el desarrollo de un recurso geotérmico, con la excepción notable de los recursos consistentes en rocas secas calientes a los que se suministra agua artificialmente.

El estudio y la caracterización de los aspectos hidrovulcánicos comportan en primer lugar la estimación rápida de la abundancia de agua en el sistema hidrotérmico. Además, el estudio detallado de la interacción agua-magma permite identificar las condiciones en que se produce la evolución del sistema geotérmico por debajo de la superficie, tales como la profundidad y litología de los acuíferos y formaciones permeables, temperatura de la alteración hidrotermal, y variaciones espaciales y temporales en el comportamiento del sistema hidrotermal. Tal como se comentó anteriormente, los procesos hidrovulcánicos aparecen en algunos volcanes siguiendo pautas regulares y definiendo ciclos que son útiles en la predicción de actividad futura, así como en la estimación de las condiciones hidrológicas por debajo de la superficie. Por ejemplo, los ciclos eruptivos representados en la figura 16 muestran la disponibilidad de cambio del agua subterránea durante los periodos de actividad de varios volcanes. Los ciclos pueden documentarse mediante los cuidadosos análisis de campo y laboratorio de los productos volcánicos en los que la abundancia de vapor extruido y su temperatura pueden ser delimitadas por indicadores texturales tales como la cohesión de los granos, movilidad del depósito como una función de la abundancia de humedad, e inferencias térmicas en la alteración de los clastos. Los ciclos se pueden caracterizar como húmedos cuando los productos volcánicos muestran indicaciones de un incremento de agua a medida que progresa la erupción, o ciclos secos cuando la tefra generada indica una disminución de la abundancia de agua con el transcurso de la erupción. La naturaleza de los indicadores que permiten evaluar la abundancia de agua también sirven para delimitar si el vapor expulsado por la erupción es saturado (húmedos) o sobrecalentado (secos). A modo de simple generalización, las localidades que muestran ciclos húmedos son mejores candidatas para la exploración geotérmica, debido a que muestran evidencias de la abundancia de agua subterránea y que ésta está en cantidad suficiente en el sistema volcánico para enfriar los productos magmáticos hasta el punto de ebullición del agua, lo cual delimita el volumen de agua disponible como una función del volumen de material extruido. Dichos ciclos húmedos se dan en muchos lugares acompañadas por erupciones hidrotermales o explosiones freáticas, que surgen durante el término final rico en agua del hidrovulcanismo (Nairn y Solia, 1980; Hedenquist y Henley, 1985).

5.2.1. Estratigrafía de los depósitos de tefra: geometría y profundidad de los reservorios

La disponibilidad de agua subterránea y su profundidad se ha comprobado que tienen una influencia significativa sobre la estratigrafía de los depósitos de tefra hidrovulcánica (Heiken, 1971; Barberi, 1985). En general, cuando se ha podido disponer de datos procedentes de sondeos referentes a la localización de los acuíferos en campos volcánicos, se ha podido establecer una correlación entre la profundidad del acuífero y los tipos de erupciones volcánicas. La figura 52 muestra una cuenca hipotética donde el acuífero es superficial o inexistente en sus márgenes, pero se encuentra a una gran profundidad cerca de su centro. La erupción de magma basáltico a través de la zona de acuífero superficial forma estructuras monogenéticas tales como maares simples o anillos de tobas; estas erupciones van agotando gradualmente el acuífero hasta el punto de que las erupciones dejan de ser explosivas, y el magma tiende a congelarse en el conducto, llevando al cese de la actividad eruptiva. Cuando el magma intersecta un acuífero profundo, interacciona con agua sometida a grandes presiones, de tal forma que la formación de vapor se retrasa hasta que la mezcla se va aproximando a la superficie, formándose entonces una mezcla espumosa de fragmentos y gases que hace erupción siguiendo un estilo pliniano. La mezcla del magma con un acuífero profundo no agota el acuífero, de manera que se pueden producir repetidas erupciones antes de la solidificación del

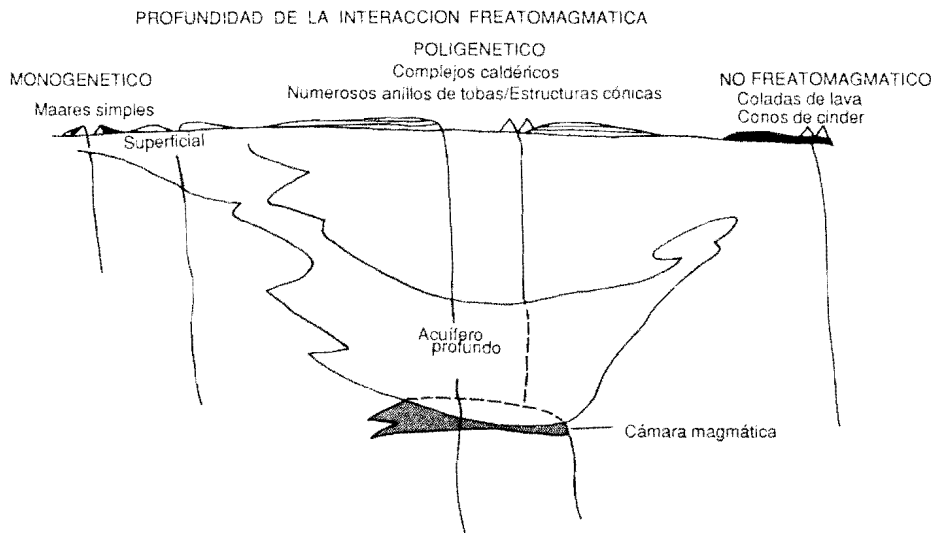


Fig. 52. Perfil idealizado de una cuenca en la que el magma ha hecho erupción a través de rocas con varios grados de saturación. Cuando los acuíferos son superficiales se forman probablemente morfologías monogenéticas del tipo maar, mientras que si se trata de un acuífero suficientemente profundo como para rodear un cuerpo de magma, la existencia de una interacción prolongada del agua con el magma genera morfologías poligenéticas, tales como las calderas con numerosos anillos de tobas y conos. Por contra, existen localidades donde el magma entra en erupción sin interactuar con un acuífero; las coladas de lava y los conos de cinder son entonces las morfologías más probables. Este tipo de conceptualización permite distinguir entre las regiones volcánicas con acuíferos de aquellas que no los presentan (según Wohletz y Heiken, 1991).

magma. La expresión superficial de este tipo de hidrovulcanismo puede ser la formación de un complejo caldérico con numerosas estructuras de anillos de tobas y conos de tobas (es necesario tener en cuenta, sin embargo, que no todas las calderas están relacionadas a procesos hidrovulcánicos). Finalmente, en las zonas en que el magma eruptivo no encuentra agua subterránea, la actividad eruptiva queda confinada al emplazamiento de coladas de lava y quizás a la erupción de algunos conos de escorias estrombolianos.

En el caso de las erupciones hidromagmáticas superficiales (la interacción se produce a varios centenares de metros de la superficie), esquematizado en la figura 53, se desarrolla una estratigrafía característica que refleja una disminución gradual de la cantidad de agua que interacciona con el magma (fig. 54). Con un suministro inicial de agua abundante (relación de masas agua/magma $\gg 1.0$), las erupciones piroclásticas pueden empezar con explosiones freáticas de masas de fango, lahares y depósitos piperíticos. A medida que la erupción progresa la cantidad de agua que interacciona con el magma es menor (relación agua/magma $\sim 0.5 - 1.5$) y se producen explosiones separadas de vapor húmedo y tefra que generan depósitos fríos y húmedos de oleadas piroclásticas. Más tarde la relación agua/magma (< 0.5) alcanza niveles apropiados para generar erupciones de gran energía de vapor sobrecalentado y tefra, produciendo oleadas piroclásticas secas y calientes altamente expandidas capaces de depositar capas de *sandwaves*. Las erupciones finales producen el emplazamiento de tefra de caída y coladas de lava, debido a que se corta el suministro de agua al conducto magmático.

Las erupciones hidromagmáticas profundas (la interacción se produce a profundidades de varios centenares de metros a varios kilómetros) siguen unas pautas

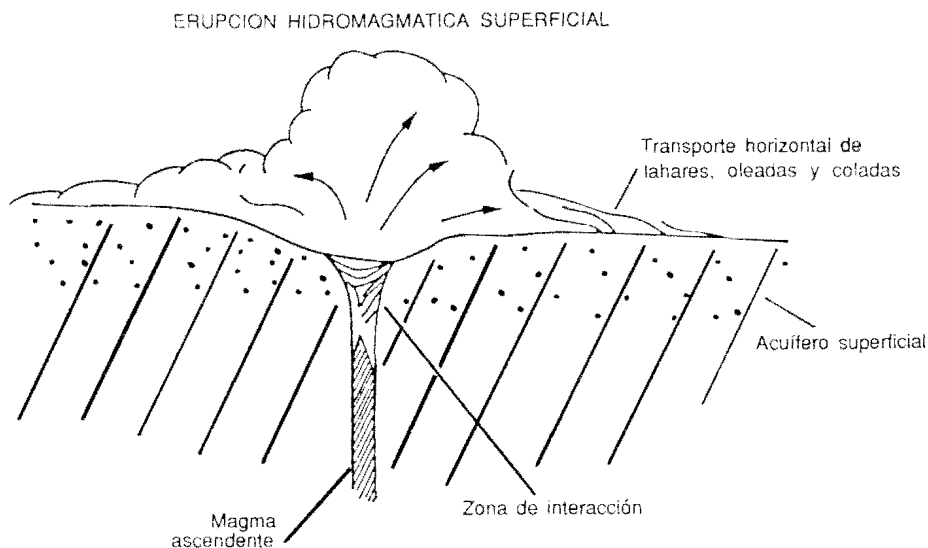


Fig. 53. Cuando las erupciones se producen a través de un acuífero superficial (zona punteada), las erupciones empobrecen rápidamente el acuífero, volviéndose en consecuencia cada vez más secas en carácter y formando estructuras monogenéticas de tipo maar y anillo de tobas (según Wohletz y Heiken, 1991).

ERUPCION HIDROVOLCANICA SUPERFICIAL
(SECUENCIA DEPOSICIONAL IDEALIZADA)

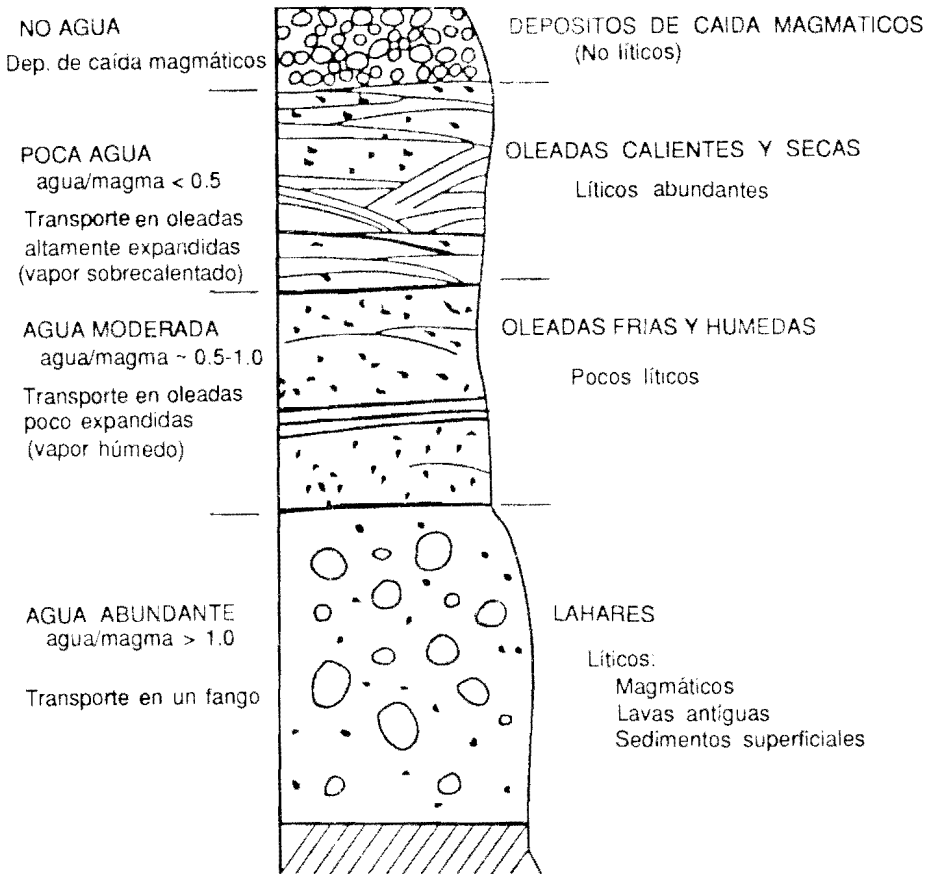


Fig. 54. Secuencia deposicional idealizada correspondiente a una erupción hidromagmática somera, en la que se muestran los depósitos de tefra según Barberi (1985), registrando una disminución en la abundancia de agua desde muy húmeda a seca con un potencial estadio final de erupciones puramente magmáticas de pómez, escoria o lava.

distintas, tal como se puede observar en la siguiente descripción que es común en las secuencias eruptivas plinianas. La figura 55 muestra un conducto eruptivo pliniano que atraviesa un acuífero a gran profundidad y después la superficie de fragmentación antes de que emerja desde la tobera que forma la boca de emisión a modo de columna en forma de chorro. Barberi (1985) hipotetiza que en este tipo de erupciones la interacción agua-magma no empezará hasta que la superficie de fragmentación haya retrocedido en el conducto hasta la profundidad del acuífero. Antes de alcanzar dicho estadio, la sobrepresión en el conducto es mayor que la hidrostática, de forma que el agua contenida en el acuífero no puede fluir hacia el interior del conducto. A medida que la superficie de fragmentación pasa a través del acuífero, la presión en el conducto volcánico puede disminuir por debajo de la

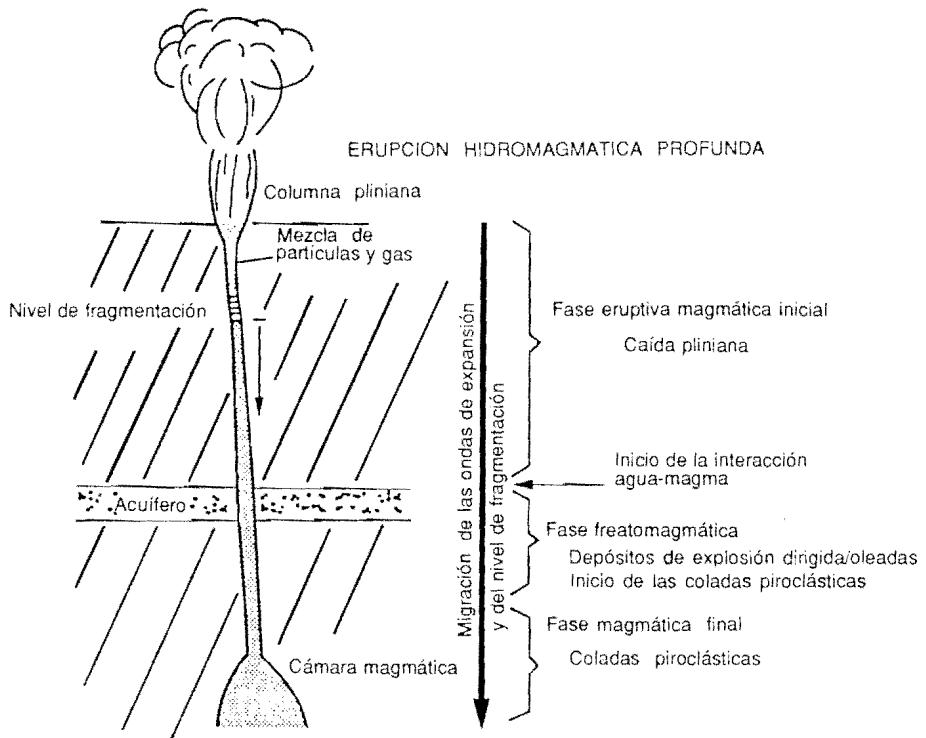


Fig. 55. En el caso de una erupción hidromagmática profunda, la interacción del magma con el acuífero profundo empieza después de que la superficie de fracturación dentro del conducto descienda hasta la profundidad del acuífero. La disminución de la presión del gas dentro del conducto por encima del nivel de fragmentación permite que la presión de poro en el acuífero pueda conducir agua hacia el interior del conducto magmático (según Barberi, 1985). La secuencia de estilos eruptivos se correlaciona con la migración gradual del nivel de fragmentación (ondas de expansión) hacia abajo del conducto.

hidrostática, permitiendo que comience la interacción agua-magma. Las pruebas para esta hipótesis dependen de si el agua en el acuífero está realmente a presión hidrostática, y si el gradiente de presión de la mezcla de gases y piroclastos por encima del nivel de fragmentación puede descender por debajo de la hidrostática.

Delaney (1982) demostró que la presión de fluido en los poros en rocas saturadas aumenta lo suficiente cuando está siendo calentada por un magma cercano como para conducir un flujo hidrológico en la dirección de menor resistencia (ver tabla 8). El agua en un acuífero cercano a un conducto volcánico es calentada suficientemente por encima de la presión hidrostática, y en los casos en que el magma es más permeable que el acuífero el agua calentada puede introducirse en el magma. La hipótesis se basa en muchos datos observados en las secuencias de depósitos de tefra estudiados en áreas donde existe información de sondeos (Barberi, 1985; Barberi *et al.*, 1981).

La figura 56 ilustra una secuencia deposicional de tefra idealizada de una erupción hidrovolcánica profunda. Los depósitos iniciales de tefra corresponden a

ERUPCION HIDROMAGMATICA PROFUNDA
(SECUENCIA DEPOSICIONAL IDEALIZADA)

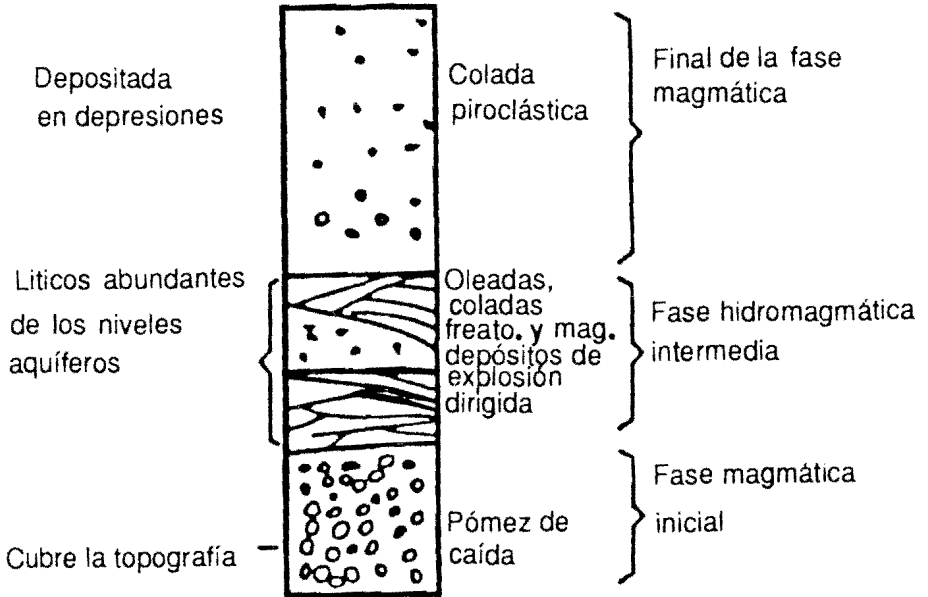


Fig. 56. Estratigrafía idealizada de los productos de una erupción hidromagmática profunda según Barberi (1985), en la que se muestran las transiciones desde las primeras erupciones magmáticas de pómez de caída, pasando por los estadios intermedios con erupciones hidromagmáticas generadoras de oleadas piroclásticas, seguidas por erupciones secas o húmedas (con lapilli acrecional) de coladas piroclásticas.

depósitos magmáticos de caída de pómez plinianos que recubren homogéneamente la topografía. En los estadios intermedios de la erupción se produce la entrada de su fase hidrovulcánica (freatopliniana) marcada por la presencia de depósitos de oleadas y explosiones laterales ricos en fragmentos líticos del acuífero. El estadio final viene marcado por el emplazamiento de coladas piroclásticas que pueden mostrar muchos aspectos similares con las oleadas húmedas, tales como lapilli acrecional, o pueden ser enteramente coladas piroclásticas magmáticas secas. Es posible que el estadio de coladas piroclásticas esté marcado por períodos de expulsiones de tefra secas y húmedas que alimentan las coladas piroclásticas, de forma que parte de los depósitos resultantes muestran productos enteramente secos mientras que otros muestran una gran influencia de la interacción agua-magma. Un ejemplo de tal comportamiento puede ser interpretado a partir de los depósitos de coladas y oleadas piroclásticas del volcán de Laacher See, en Alemania. Fisher *et al.* (1983) encontraron repeticiones de ciclos deposicionales freatomagmáticos dentro del conjunto piroclástico de dicho volcán, los cuales atribuyeron a diferentes grados en la interacción agua-magma. El control del grado de interacción agua-magma en nuestra

presente interpretación es una función de la profundidad de la superficie de fragmentación dentro del conducto. Cuando ésta fluctúa por encima o por debajo de un acuífero, los ciclos eruptivos lo hacen entre secos y húmedos.

Un ejemplo de cómo las rocas piroclásticas pueden usarse para interpretar la geometría del acuífero en profundidad por debajo de un campo volcánico se muestra en la figura 57. En este caso, las rocas que configuran el acuífero pueden ser consideradas como un reservorio geotérmico potencial. La ilustración muestra una hipotética caldera con una pared en forma de media luna expuesta en un lado. Los

GEOMETRIA DE UN RESERVORIO PROFUNDO

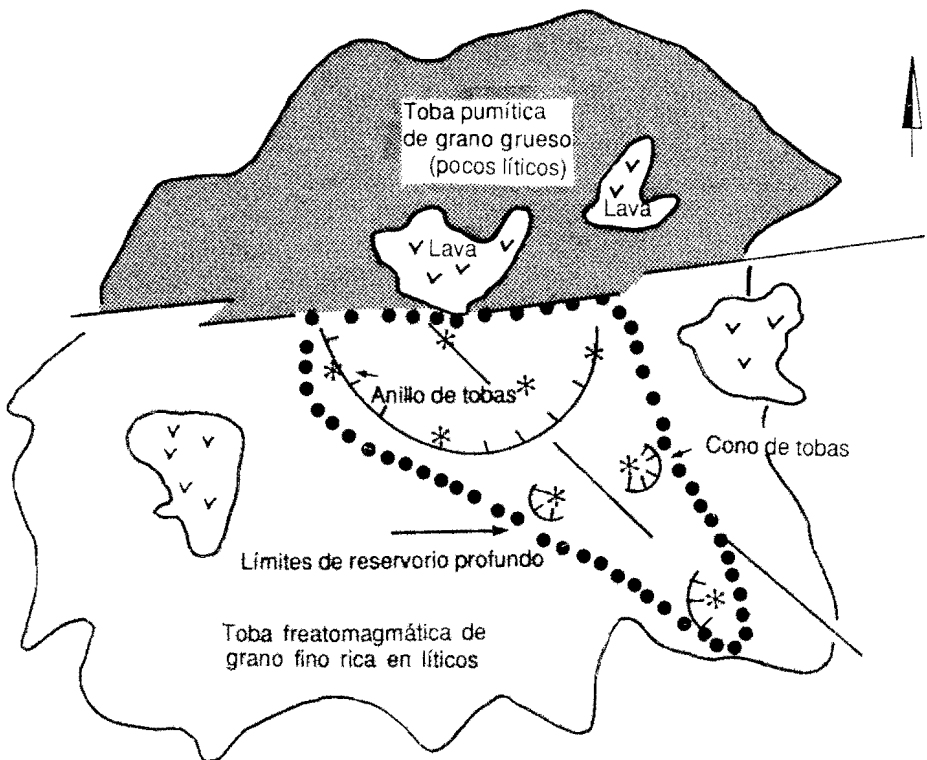


Fig. 57. Geometría de un reservorio hidrotermal (línea de puntos), deducida a partir de un mapa geológico, mostrándose las áreas cubiertas por productos volcánicos secos (pumíticos) y húmedos (freatomagmáticos). Se ha producido la erupción de una colada piroclástica desde una caldera (línea semicircular con barras), la cual es pumítica en su región norte (sombreado oscuro), mientras que en las partes del sur es de grano fino y rica en líticos (sombreado claro). En la región justo por encima del reservorio hidrotermal se encuentran edificios del tipo anillo y cono de tobas (estrellas), mientras que fuera de esta región aparecen centros ligados a coladas de lava (trama de ∇). Las líneas rectas indican fallas, de forma que la caldera yace sobre la intersección de dos sistemas de fallas. El sistema de fallas E-O marca el límite norte del reservorio hidrotermal, posiblemente a modo de acuitardo, y el sistema SE-NO aparentemente localiza el acuífero a lo largo de su extensión sur. Debido a que la caldera se sitúa en parte sobre el límite norte de las rocas que forman el acuífero, sus erupciones desde el lado norte son secas mientras que las que se producen desde el lado sur tienen un carácter freatomagmático (según Wohletz y Heiken, 1991).

depósitos de coladas piroclásticas formadoras de la caldera muestran dos facies principales: depósitos de grano grueso de fragmentos de pómez y unos pocos fragmentos líticos en las porciones situadas al norte de los depósitos externos a la caldera, y tobas freatomagmáticas (hidrovolcánicas) de grano fino ricas en líticos en las partes sur de los mismos depósitos. A lo largo de las paredes de la caldera y a lo largo de los sistemas de fallas que se extienden hacia fuera de ella aparecen centros emisores de tipo anillos de tobas y conos de tobas. Además, centros emisores de coladas de lavas aparecen fuera de la caldera sobre los depósitos exteriores. Así, basándonos en la distribución de los productos hidrovolcánicos se puede realizar una interpretación de la geometría de una unidad rocosa del basamento saturada. Aparentemente, la caldera se formó sobre la intersección de dos sistemas de fallas, uno E-O y otro NO-SE. Hacia el sur de la estructura E-O existen rocas saturadas, ya que las erupciones que se producen desde los centros situados sobre el anillo caldérico al norte de dicho límite generan depósitos magmáticos secos que se dispersan hacia el norte, mientras que las erupciones al sur de la estructura E-O implican la existencia de agua del acuífero para producir erupciones hidrovolcánicas que dispersan tefra freatomagmática hacia el sur. Los límites de este reservorio formado por rocas saturadas pueden establecerse a lo largo del trazo estructural NO mediante la localización de otros centros emisores hidrovolcánicos más pequeños y centros asociados a la extrusión de lavas. Ejemplos de tales interpretaciones para ser discutidos más adelante provienen de los campos volcánicos de Sabatini y Albani, en Italia (Funicello *et al.*, 1976).

5.2.2. *Fragmentos líticos: una herramienta importante en la prospección geotérmica*

Los fragmentos líticos de los depósitos hidroclásticos contienen información sobre: 1) estratigrafía subvolcánica; 2) profundidad del acuífero y propiedades físicas; 3) la extensión del reservorio de fluido en una región volcánica; y 4) el régimen térmico y químico de las rocas en profundidad. El estudio de los fragmentos líticos incluye la recolección de muestras de tefra, contaje de puntos al microscopio y en muestra de mano de los componentes líticos, comparación de las abundancias con la posición estratigráfica en el depósito de tefra y con la estratigrafía regional, y análisis de difracción de rayos X de las paragénesis de alteración que contienen los fragmentos líticos.

La figura 58 ilustra esquemáticamente una erupción hidrovolcánica a través de una sección de estratigrafía variada formada por tres unidades rocosas principales. La interacción del agua y del magma se produce en el acuífero situado en la unidad rocosa 2 y las erupciones excavan la unidad rocosa 1. Mediante el análisis de los depósitos de tefra resultantes, que se muestran en la figura 59, se puede reconstruir la estratigrafía del basamento. En el caso de una secuencia eruptiva que se hace más húmeda con el tiempo, los contenidos en fragmentos líticos siguen una tendencia en la que los depósitos de tefra más inferiores se espera que contengan mayoritariamente fragmentos líticos de la unidad rocosa 1, debido a la excavación del cráter. Las unidades posteriores de pómez de caída magmática pueden contener un pequeño porcentaje de fragmentos líticos (≤ 10 por 100 en volumen), siendo los más abun-

FRAGMENTOS EXPULSADOS DURANTE LA ERUPCION =

VIDRIO + CRISTALES + LITICOS

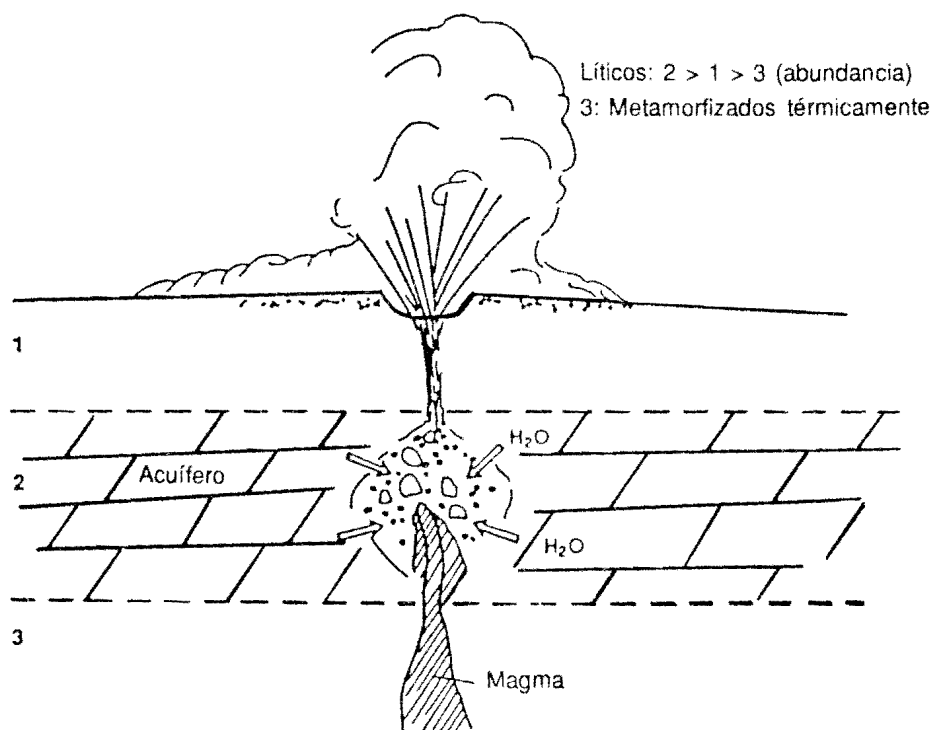


Fig. 58. Esquema de una erupción hidromagmática a través de un basamento cuya estratigrafía consiste en tres tipos de rocas: los niveles 1 y 3 son de litología arbitraria, y las rocas del 2 corresponden a un acuífero calcáreo que está metamorfizado térmicamente cerca del conducto volcánico y dentro del cual se produce la interacción agua-magma. Los fragmentos líticos arrastrados con el conjunto de piroclastos se indican en referencia con su abundancia relativa, siendo los del tipo 2 los más comunes, debido a que la fragmentación explosiva se produce en el acuífero. Los líticos del tipo 1 son más abundantes que los del tipo 3, debido a que representan las rocas más cercanas a la superficie que son erosionadas desde las paredes del conducto por la erupción de la mezcla presurizada de vapor y tefra, mientras que los líticos del tipo 3 son los de menor abundancia debido a que corresponden a la litología más profunda que casi no se ve afectada por el poder erosivo del magma que migra hacia arriba (según Wohletz y Heiken, 1991).

dantes los de la unidad 3 debido a la fracturación de la roca por intrusión magmática. Cuando empiezan las erupciones hidrovulcánicas, de carácter seco al inicio, la abundancia de líticos aumenta (de 5 a un 20 por 100 en volumen), estando los de la unidad 2 en una proporción casi igual a los de las otras dos unidades. Las erupciones finales, de carácter húmedo, se espera que produzcan la mayor abundancia (10 a un 50 por 100 en volumen) de fragmentos líticos, la mayoría de los cuales procederán de la unidad que forma el acuífero.

El régimen térmico de las rocas del basamento se refleja por los constituyentes líticos encontrados en los depósitos piroclásticos. Mediante un detallado estudio de

ESTRATIGRAFIA DEL BASAMENTO

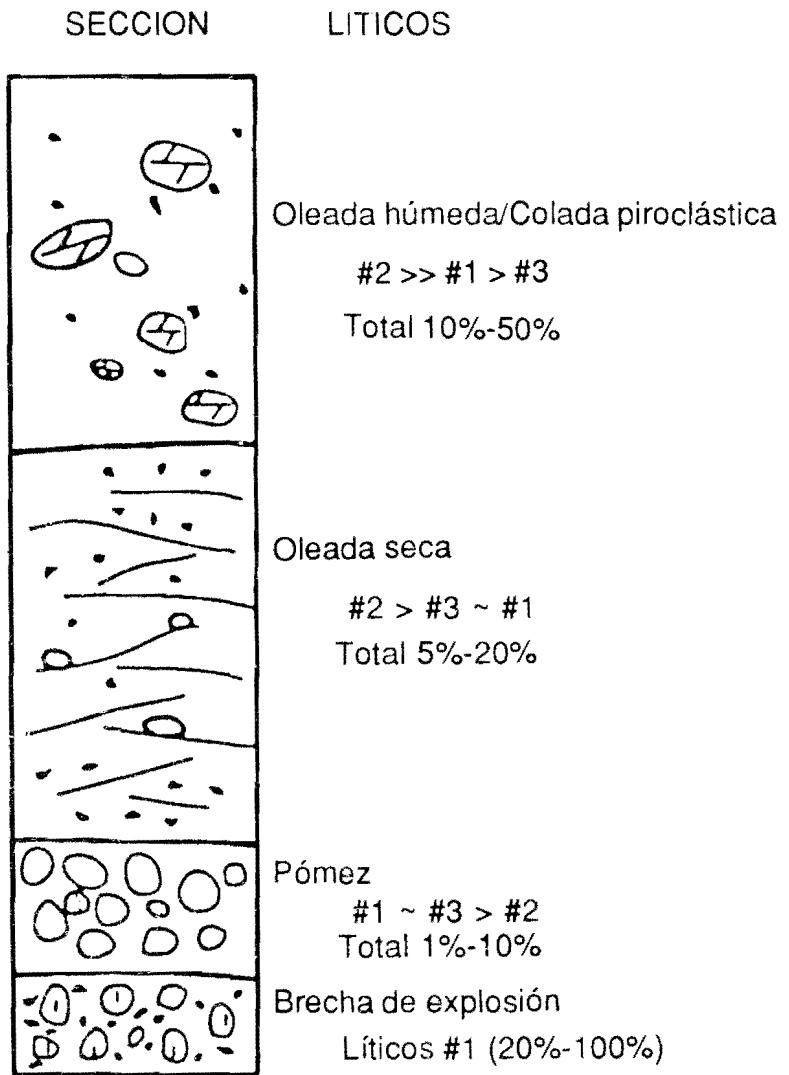


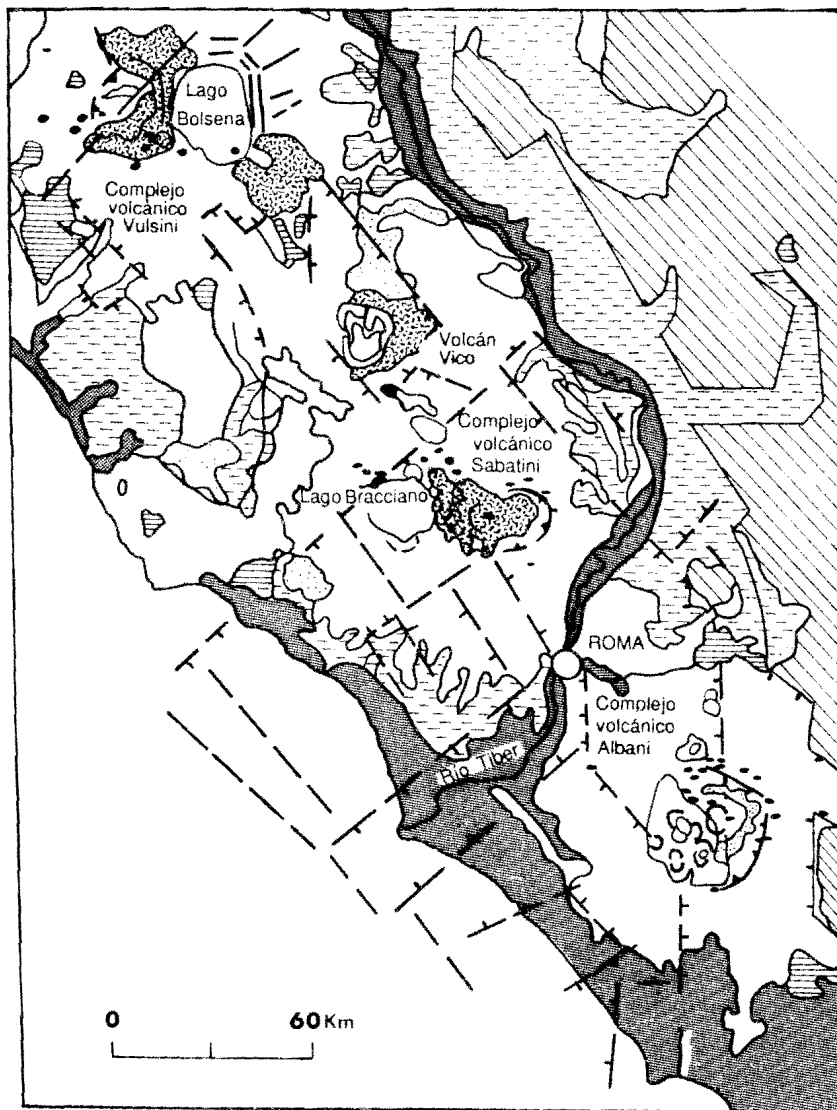
Fig. 59. Secuencia estratigráfica idealizada correspondiente a la erupción tipo de la figura 58. La estratigrafía del basamento está representada por los contenidos en fragmentos líticos, los cuales son sensibles al desarrollo de la erupción. Las erupciones de pómez iniciales, de carácter seco, generan cantidades casi iguales de líticos tipo 1 y 3 por medio del ensanchamiento del conducto y boca de emisión y de la superficie de contacto relativamente grande entre el magma y el tipo 3, siendo la presión del conducto demasiado elevada para permitir una excavación importante de la roca del tipo 2. A medida que la erupción se hace hidromagmática la abundancia de líticos del tipo 2 aumenta y se hace predominante (según Wohletz y Heiken, 1991).

las paragénesis de alteración presentes en dichos constituyentes, incluyendo variaciones de isótopos estables (p.e., ^{18}O y ^{13}C) y análisis de inclusiones fluidas (p.e., contenido en Cl , SO_4 , B , NH_4 y SO_2), se puede intuir la naturaleza geoquímica de los fluidos hidrotermales en profundidad. Las facies de alteración hidrotermal también constituyen indicadores de las temperaturas de equilibrio y de las profundidades de enterramiento (p.e., las facies arcillíticas (montmorillonita-kaolinita) indican temperaturas aproximadas de $T < 150^\circ\text{C}$; las filíticas (clorita, illita, moscovita) de $150^\circ\text{C} < T < 150^\circ\text{C}$; las propilíticas (epidota, albita, adularia, zeolitas, sílice) de $T > 250^\circ\text{C}$). En algunas rocas volcanoclásticas de Islandia se ha encontrado que las asociaciones minerales secundarias son buenos indicadores de la profundidad de enterramiento (Viereck *et al.*, 1982). Los fragmentos vitroclásticos en general se alteran durante la diagénesis a ceolitas, feldespatos, ópalo, cuarzo y esmectitas, siendo todos ellos también indicadores de la profundidad de enterramiento (Iijima, 1978).

La provincia volcánica del Latio en Italia es una excelente fuente de ejemplos del uso de la tefra hidrovolcánica y de sus constituyentes líticos en la exploración de reservorios geotérmicos. A lo largo de toda esta provincia volcánica se puede comprobar la importancia del hidrovolcanismo en la formación de complejos caldéricos, incluyendo los de Vulsini (Latera), Vico, Sabatini, Albani y Campos Flegreos (fig. 60). Las calderas que caracterizan esta región volcánica son amplias y presentan un perfil suave, a la vez que están asociadas a la emisión de tefra silicea de grano fino y de gran dispersión (De Rita *et al.*, 1983), y debido a su importancia geotérmica, a continuación se describen brevemente las características de la región de Albani y la correlación de fragmentos líticos sedimentarios en depósitos piroclásticos de dicha zona (Funciello *et al.*, 1976; Funciello y Parotto, 1978). La figura 61 es un esquema geológico de las colinas de Albani al sur de Roma. El elemento principal de esta área volcánica es la caldera de Tuscolano-Artemisio y la distribución de proyecciones freatomagmáticas, principalmente hacia el oeste de la caldera. En algunas áreas de alrededor está expuesto el zócalo sedimentario formado por rocas marinas mesozoicas a cenozoicas, las cuales aparecen como fragmentos líticos en los depósitos de tefra del campo volcánico. La abundancia de estos fragmentos líticos y la localización de los centros hidrovolcánicos permitió a Funciello y Parotto (1978) reconstruir el substrato debajo del complejo volcánico (fig. 62). Los centros hidrovolcánicos se formaron encima de un alto estructural correspondiente a rocas de plataforma continental y de cuenca oceánica saturadas, y donde un sistema de fallas norte-noroeste contribuyó a aumentar la permeabilidad por fractura.

5.3. Mineralizaciones económicas en ambientes hidrovolcánicos

Solamente con una breve revisión de la literatura sobre geología económica se puede comprobar el grado en que los conceptos de hidrovolcanismo se han aplicado en la exploración de metales preciosos (p.e., Hedenquist y Henley, 1985; Kents, 1964; Burnham, 1985; Sillitoe *et al.*, 1984; Nelson y Giles, 1985). Atención especial ha merecido el estudio de las brechas mineralizadas de afinidades hidrotermales. La mayoría de brechas asociadas a bocas de emisión volcánicas (Wolfe, 1980), depósitos de maares (Sillitoe *et al.*, 1984), extrusiones subacuáticas (Burnham, 1985), y diatremas



- | | | | |
|--|--|--|--|
| | | | |
| | | | |
| | | | |

Fig. 60. Mapa geológico esquemático del área volcánica del Latio, Italia central (según De Rita *et al.*, 1983), en la que se encuentran diversas unidades hidromagmáticas relacionadas con las diferentes áreas caldéricas.

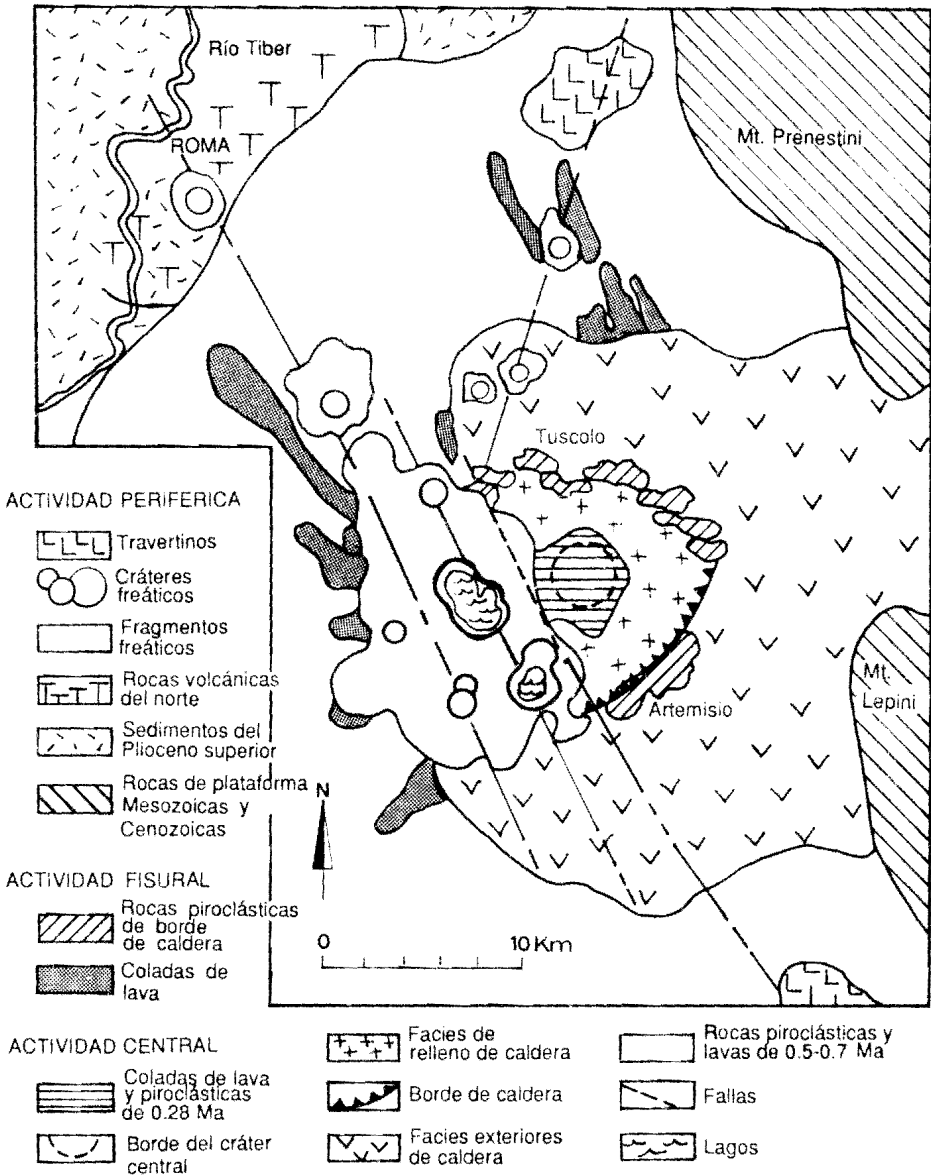


Fig. 61. Mapa geológico del grupo volcánico de las colinas de Albano y de la caldera de Tuscolano-Artemisio, según Funiello *et al* (1976). Las zonas de mayor interés para realizar estudios geotérmicos corresponden a los cráteres freáticos y productos de expulsión (*peperini*), que contienen fragmentos líticos que revelan la estructura del substrato.

(p.e., Hearn, 1968; Lorenz, 1975) deben su existencia y la presencia de mineralizaciones en parte a los procesos hidrovulcánicos. Existen dos aspectos de considerable interés referentes a estas brechas mineralizadas que necesitan ser investigadas en profundidad, como son los mecanismos de formación de las brechas intrusivas y el comportamiento geoquímico de los fluidos hidrotermales acuosos.

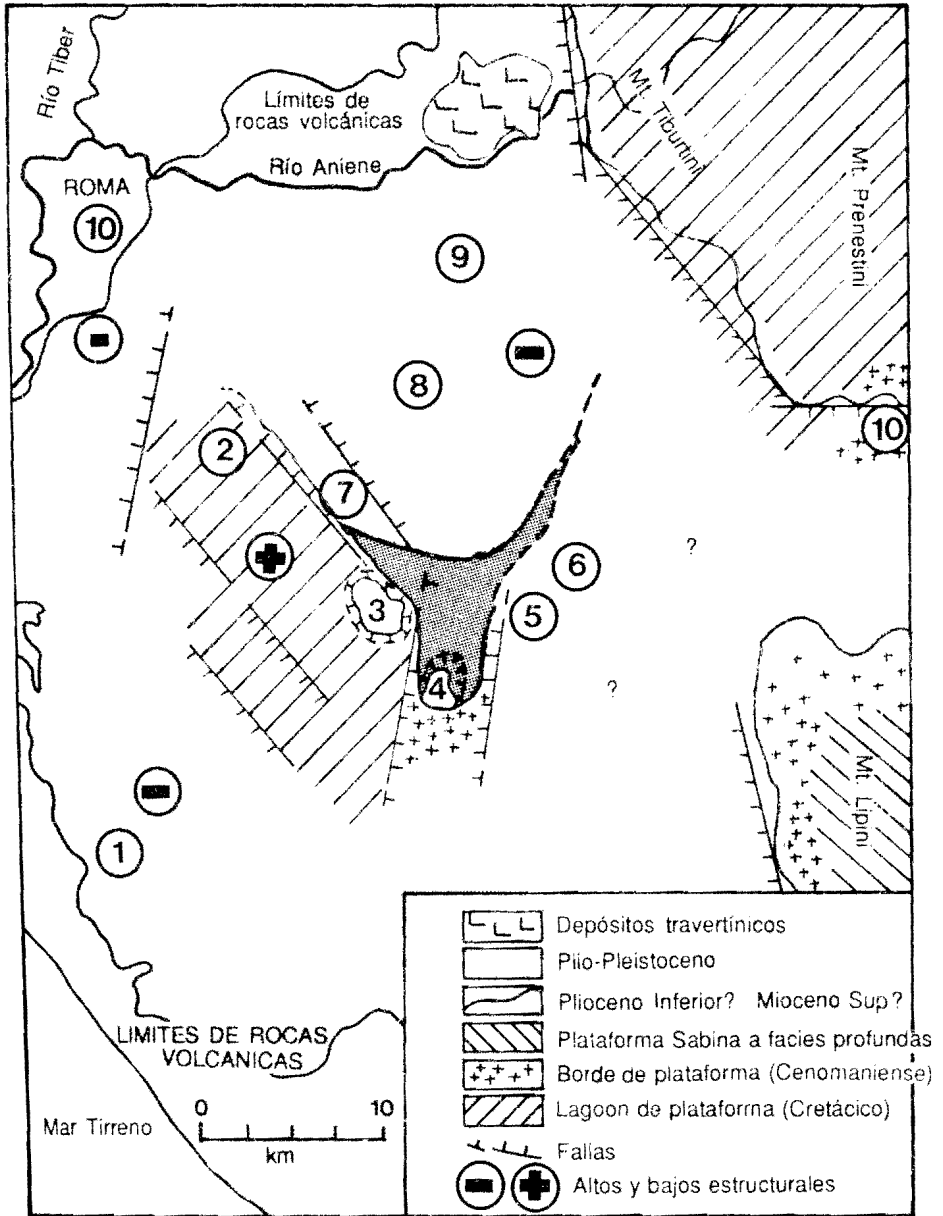


Fig. 62. Geología del substrato de la zona de las colinas de Albano, reconstruida a partir de la distribución de los fragmentos líticos sedimentarios observados en la tefra hidroclástica (según Funiello *et al.*, 1976). Esta reconstrucción ayudó a determinar la situación de los sondeos de exploración geotérmica destinados a encontrar los estratos de roca saturada y permeable que podían contener un sistema hidrotermal. Los números indican centros volcánicos: 1) Procula-Pomezia; 2) Ciampino; 3) Albano; 4) Nemi; 5) Vivaro; 6) Dogonella; 7) Valle Marciana; 8) Prata Porci; 9) Gabi; 10) Campidoglio.

Anteriormente se ha expuesto con detalle la teoría de la fracturación hidráulica en los volcanes, a la vez que se han revisado algunas observaciones. Los conductos brechificados (*brecha pipes*) (Bryner, 1961) cuando están asociados a conductos volcánicos muestran una porosidad y permeabilidad considerablemente ampliada, probablemente debido a fluctuaciones rápidas de presión en los fluidos hidrotermales. Tales brechas de relleno de fracturas constituyen el espacio poroso necesario para la deposición y concentración de minerales valiosos.

A pesar de que las predicciones teóricas sobre el comportamiento geoquímico de las soluciones acuosas a altas presiones y temperaturas se conoce desde hace tiempo (p.e., Helgeson y Kirkham, 1974), los datos experimentales referentes a soluciones acuosas supercríticas (especialmente las cercanas al estado crítico) se han obtenido muy recientemente (Rofer, 1987). Por encima de su punto crítico (647 K y 22,13 MPa), el agua se convierte en un fluido que no es ni un líquido ni un gas, pero tiene algunas de las características de ambos. En este estado sus propiedades disolutivas cambian al estado no polar, de forma que ya se pueden disolver compuestos con enlace covalente mientras que precipitan compuestos iónicos (p.e., las sales). Este proceso es un tipo de combustión a baja temperatura y sus efectos sobre los metales clásicamente insolubles es aún ampliamente desconocido. Sin embargo, parece que existe una gran posibilidad de que el agua en tal estado producido como consecuencia de la interacción con el magma, puede transportar efectivamente metales valiosos del magma o de las rocas encajantes y depositarlos cuando sus condiciones termodinámicas se hacen subcríticas.

5.4. Futuro en la investigación y teoría global sobre volcanismo

A modo de conclusión sobre el hidrovulcanismo, se puede reflexionar sobre algunos problemas importantes en petrología ígnea y sobre cómo una visión global de la interacción agua-magma puede aportar algunas respuestas. También podemos imaginar que después de algún tiempo dichos puntos de vista serán aceptados como válidos.

La diferenciación en cámaras magmáticas superficiales es uno de los problemas actuales para los petrólogos ígneos sobre el que existen numerosos modelos sobre los mecanismos de diferenciación, basados en estudios experimentales, dinámica de fluidos, geoquímica y datos de campo. La mayoría de los modelos son difíciles de comprobar debido a la complejidad química del sistema representado por el magma, y la dinámica de fluidos en dichos sistemas está ampliamente sobresimplificada en los estudios teóricos y experimentales. Entre los científicos dedicados al estudio de la geología clásicamente se acepta que el agua migra hacia el interior de la corteza terrestre a lo largo de un gradiente térmico, por lo que el agua contenida en las rocas regionales no debería entrar en una cámara magmática. Asimismo, las difusividades experimentales del agua en fundidos vitrificados son muy pequeñas, de forma que se pueden utilizar argumentos temporales para concluir que la cantidad de agua que puede migrar hacia el interior de la cámara magmática es muy pequeña. Sin embargo se puede comprobar la existencia de cuerpos magmáticos que han actuado como sistemas muy abiertos respecto a la migración de agua externa en regímenes corticales donde la permeabilidad de la roca encajante es más pequeña

que la del magma. La permeabilidad del magma se incrementa a partir de las fracturas microscópicas que continuamente se abren y templan en el magma a medida que transfiere calor hacia la roca encajante. También la polimerización existente en los magmas tiene una gran afinidad para el agua que es la razón por la cual los vidrios silíceos tienen una resistencia mucho menor comparado con sus estados anhidros teóricos. Las investigaciones pueden mostrar finalmente cómo el agua puede ser conducida desde una roca encajante saturada (o bloques de la

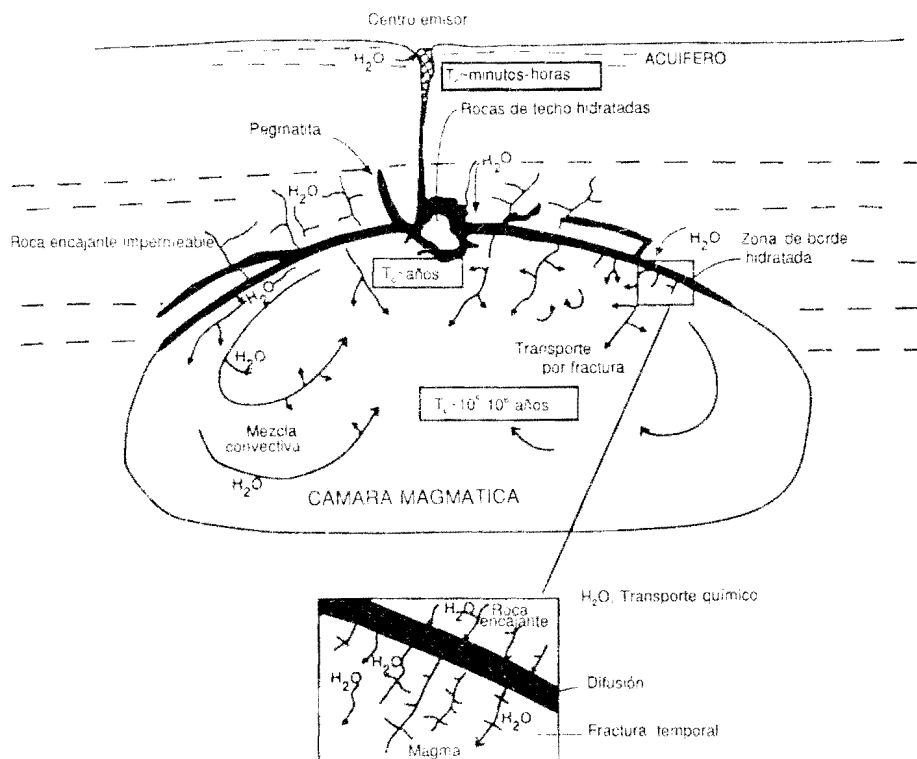


Fig. 63. Esquema idealizado que ilustra los procesos hidromagmáticos que se producen en una cámara magmática. El techo de la cámara está situado en una roca regional relativamente impermeable pero saturada. La difusión de agua dentro de los márgenes de la cámara origina un borde hidratado e inicia la hidrofracturación de la roca encajante, a lo largo de la cual pueden producirse intrusiones pegmatíticas. El proceso de hidrofracturación crea fracturas transitorias dentro del cuerpo magmático que permiten una entrada de agua relativamente rápida hacia el magma, aunque las fracturas quedan selladas rápidamente. La mezcla convectiva permite que el agua infiltrada a través de las fracturas pueda alcanzar posiciones más internas de la cámara magmática. La difusión de vapor dentro de la cámara amplifica la difusión química y la diferenciación del magma. Este concepto general del hidromagmatismo dentro y alrededor de un cuerpo magmático que se está diferenciando cubre muchos órdenes de escalas de tiempo característicos (T_c), en la boca de emisión la mezcla se produce en minutos a horas durante la erupción; en la porción hidrotermal del techo de la cámara, donde la acumulación de volátiles hace que la viscosidad efectiva del magma sea más baja, la mezcla de agua evoluciona en años; para el grueso de la cámara magmática la admisión de agua externa se produce en un tiempo que cubre el período de vida de la cámara (T_c es del orden de 10^6 a 10^8 años).

- Haar, L.; Gallagher, J. S., y Kell, G. S. (1984): *NBS/NRC Steam Tables*, McGraw-Hill International Book Company, London, 320 pp.
- Healy, J. (1962): «Structure and volcanism in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand». En: *Crust of the Pacific Basin*, Amer. Geophys. Un. Monograph., **6**: 151-157.
- (1964): «Volcanic mechanisms in the Taupo Volcanic Zone», *N. Z. Jour. Geol. Geophys.*, **7**: 6-23.
- Hearn, B. C., Jr. (1968): «Diatremes with kimberlitic affinities in north-central Montana», *Science*, **159**: 622-625.
- Hedenquist, J. W., y Henley, R. W. (1985): «Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization», *Econ. Geol.*, **80**: 1640-1668.
- Heiken, G. (1971): «Tuff rings: examples from the Fort-Christmas Lake Valley, south-central Oregon», *Jour. Geophys. Res.*, **76**: 5615-5626.
- (1972): «Morphology and petrography of volcanic ashes», *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**: 1961-1988.
- y Wohletz, K. (1985): *Volcanic Ash*, University of California Press, Berkeley, 246 pp.
- y Wohletz, K. (1987): *Tephra deposits associated with silicic domes and lava flows*, *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, **212**: 55-76.
- Wohletz, K., y Fichelberger, J. (1988): «Fracture fillings and intrusive pyroclasts. Inyo Domes, California», *Jour. Geophys. Res.*, **93**: 4335-4350.
- Helgeson, H. C., y Kirkham, D. H. (1974): «Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: I. Summary of the thermodynamic/electrostatic properties of the solvent», *Amer. Jour. Sci.*, **274**: 1089-1198.
- Hildreth, W., Christiansen, R. L., y O'Neill, J. R. (1984): «Catastrophic isotopic modification of rhyolitic magma at times of caldera subsidence, Yellowstone Plateau volcanic field», *Jour. Geophys. Res.*, **89**: 8339-8369.
- Hoblitt, R. P.; Miller, C. D., y Vallance, J. W. (1981): «Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast». En: *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens* (P. W. Lipman y D. R. Mullineaux, eds.), U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., **1250**: 401-420.
- Honnorez, H., y Kirst, P. (1975): «Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs», *Bull. Volcanol.*, **39**: 441-465.
- Howard, G. C., y East, C. R. (1970): *Hydraulic Fracturing*, Soc. Pet. Eng. AIME, New York, 193 pp.
- Hubbert, M. K., y Willis, D. G. (1957): «Mechanics of hydraulic fracturing», *Trans. Amer. Inst. Min. Eng.*, **210**: 153-168.
- Hulen, J. B., y Nielson, D. L. (1988): «Hydrothermal brecciation in the Jemez fault zone, Valles caldera, New Mexico: results from continental scientific drilling program core hole VC-1», *Jour. Geophys. Res.*, **93**: 6077-6090.
- Iijima, A. (1978): «Geological occurrences of zeolites in marine environments». En: *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use* (L. B. Sand y F. A. Mumpton, eds.), Pergamon Press, Oxford, 175-198.
- Irwin, C. R. (1957). «Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate», *Jour. Appl. Mech.*, **24**: 361-364.
- Jaeger, J. C., y Cook, N. G. W. (1976): *Fundamentals of Rock Mechanics*, Chapman and Hall, London, 585 pp.
- Jaggard, I. A. (1940). *Steam blast volcanic eruptions*, Hawaii Volcano Observatory, 4th Spec. Rep., 137 pp.
- Julian, B. R., y Simpkin, S. A. (1985): «Earthquake processes in the Long Valley caldera area, California», *Jour. Geophys. Res.*, **90**: 11,155-11,169.
- Keller, J. (1980): «The island of Vulcano», *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.*, **36**: 369-414.
- Kents, F. (1964): «Special breccias associated with hydrothermal developments in the Andes», *Econ. Geol.*, **59**: 1551-1563.
- Kern, L. R.; Perkins, T. K., y Wyant, R. E. (1958): «The mechanics of sand movement in fracturing», *Trans. Soc. Pet. Eng. AIME*, **216**: 403-405.
- Kieffer, S. W. (1981): «Fluid dynamics of the May 18 blast at Mount St. Helens», *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1250**: 379-400.

- y Sturtevant, B. (1984): «Laboratory studies of volcanic jets», *Jour. Geophys. Res.*, **89**: 8253-8268.
- Kokelaar, P. (1986): «Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism», *Bull. Volcanol.*, **48**: 275-290.
- Knapp, R. B., y Knight, J. E. (1977): «Differential thermal expansion of pore fluids, fracture propagation and microearthquake production in hot pluton environments», *Jour. Geophys. Res.*, **82**: 2515-2522.
- Kuntz, M. A.; Rowley, P. D.; MacLeod, N. S.; Reynolds, R. L.; McBroom, L. A.; Kaplan, A. M., y Lidke, D. J. (1981): «Petrography and particle-size distribution of pyroclastic-flow, ash-cloud, and surge deposits». En: *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens* (P. W. Lipman y D. R. Mullineaux, eds.), U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., **1250**: 525-540.
- Leet, R. C. (1988): «Saturated and subcooled boiling in groundwater flow channels as a source of harmonic tremor», *Jour. Geophys. Res.*, **93**: 4845-4849.
- Lipman, P. W., y Friedman, I. (1975): «Interaction of meteoric water with magma: an oxygen isotope study of ash-flow sheets from southern Nevada», *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**: 695-702.
- Lorenz, V. (1975): «Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes», *Phys. Chem. Earth.*, **9**: 17-26.
- (1986): «On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings», *Bull. Volcanol.*, **48**: 265-274.
- Love, A. F. H. (1939): «Boussinesq's problem for a rigid cone», *Quart. Jour. Math.*, **10**: 161-175.
- Malin, M. C., y Sheridan, M. F. (1982): «Computer-assisted mapping of pyroclastic surges», *Science*, **217**: 637-640.
- McBirney, A. R. (1959): «Factors governing emplacement of volcanic necks», *Amer. Jour. Sci.*, **257**: 431-448.
- (1963): «Breccia pipe near Cameron, Arizona: discussion», *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **74**: 227-232.
- Mercalli, G., y Silvestri, O. (1891): «Le eruzioni dell'isola di Vulcano, incominciate il 3 Agosto 1888 e terminate il 22 Marzo 1890. Relazione scientifica, 1891», *Ann. Off. Cent. Meteor. Geodin.*, **10(4)**: 1-213.
- Miller, C. D. (1985): «Holocene eruptions at the Inyo volcanic chain, California: implication for possible eruptions in Long Valley caldera», *Geol.*, **13**: 14-17.
- Mitchel, D. E., y Evans, N. A. (1986): *Steam explosion experiments at intermediate scale: FITSB series*, Sandia National Laboratories, SAND83-1057.
- Moore, J. G. (1966): «Rate of palagonitization of submarine basalt adjacent to Hawaii», *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **550D**: 163-171.
- Morrissey, M., y Wohletz, K. H. (1990): *Analysis of thermite-water volcano experiment*, Los Alamos National Laboratory report, Los Alamos, New Mexico.
- Muffler, L. J. P.; White, D. E., y Truesdell, A. H. (1971): «Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park», *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**: 723-740.
- Murphy, H.; Dash, Z., y Aamodt, L. (1983): *Variations of earth stresses with depth near the Valles caldera, New Mexico*, Los Alamos National Laboratory Report ESS-4-83, Los Alamos, New Mexico, 27 pp.
- Nairn, I. A., y Solia, W. (1980): «Late Quaternary hydrothermal explosion breccias at Kawerau geothermal field, New Zealand», *Bull. Volcanol.*, **43**: 1-13.
- Naranjo, L. J.; Carey, S.; Sigurdsson, H., y Fritz, V. (1986): «La erupción del volcán Nevado del Ruiz en Colombia el 13 de noviembre de 1985: caída de tefra y lahars», *Rev. Cen. Interamer. Fotointerp. C.I.A.F.*, **11**: 55-71.
- Neall, V. E. (1976): *Lahars - global occurrence, and annotated bibliography*, Victoria Univ. Geol. Dept., Wellington, New Zealand, Publ. **5**: 18 pp.
- Nelson, C. E., y Giles, D. L. (1985): «Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits», *Econ. Geol.*, **80**: 1673-1639.
- Noe-Nygaard, A. (1940): «Subglacial volcanic activity in ancient and recent times», *Folia Geograph. Danica*, **1**: no. 2.
- Norton, D. L. (1984): «Theory of hydrothermal systems», *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, **12**: 155-177.
- Ollier, C. D. (1974): «Phreatic eruptions and maars». En: *Physical Volcanology* (L. Civetta et al., eds.), Elsevier, New York, 289-310.

- Pollard, D. D.; Delaney, P. T.; Duffield, W. A.; Endo, F. T., y Okamura, A. T. (1983): «Surface deformation in volcanic rift zones», *Tectonophys.*, **94**: 541-584.
- Rabie, R. L.; Fowles, G. R., y Fickett, W. (1979): «The polymorphic detonation», *Phys. Fluids*, **22**: 422-435.
- Reid, R. C. (1976): «Superheated liquids», *Amer. Sci.*, **64**: 146-156.
- Radice, B. (1972): *Pliny Letters and Panegyricus I*. Harvard University Press, Massachusetts, 1972.
- Rofer, C. K. (1987): Supercritical water oxidation of hazardous chemical waste. Los Alamos National Laboratory Report, LA-11106-MS, Los Alamos, New Mexico, 33 pp.
- Rosi, M., y Santacroce, R. (1983): «The A.D. 472 "Pollena" eruption: volcanological and petrological data for this poorly-known, Plinian-type event and Vesuvius», *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**: 249-272.
- Schlichting, H. (1979): *Boundary-Layer Theory*, 6th ed., McGraw-Hill, New York, 748 pp.
- Schmidt, R. A., y Huddle, C. W. (1977): «Effect confining pressure of fracture toughness of Indiana Limestone», *Inter. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, **14**: 289-293.
- Self, S. (1983): «Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: a case study from New Zealand», *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**: 433-469.
- y Sparks, R. S. J. (1978): «Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water», *Bull. Volcanol.*, **41**: 196-212.
- Servicos Geologicos de Portugal*. 1959. *Le volcanisme de l'isle de Faial et l'eruption de volcan de Capelinhos*, Mem 4 (nova ser.), 100 pp.
- Sheridan, M. F. (1979): «Emplacement of pyroclastic flows: a review», *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **180**: 125-136.
- Barberi, F.; Rosi, H., y Santacroce, R. (1981): «A model for Plinian eruptions of Vesuvius», *Nature*, **289**: 282-285.
- Moyer, T. C., y Wohletz, K. H. (1981): «Preliminary report on the pyroclastic products of Vulcano», *Mem. Soc. Astron. Ital.*, **52**: 523-527.
- y Wohletz, K. H. (1981): «Hydrovolcanic eruptions I. The systematics of water-pyroclast equilibration», *Sci.*, **212**: 1387-1389.
- y Wohletz, K. H. (1983a): «Hydrovolcanics: basic considerations and review», *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**: 1-29.
- y Wohletz, K. H. (1983b): «Origin of accretionary lapilli from the Pompeii and Avellino deposits of Vesuvius». En: *Microbeam Analysis-1983* (R. Gooley, ed.), San Francisco Press, San Francisco, 35-38.
- Wohletz, K. H., y Dehn, J. (1987): «Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits», *Geology*, **15**: 367-370.
- Sigurdsson, H.; Carey, S.; Cornell, W., y Pescatore, T. (1985): «The eruption of Vesuvius in A.D. 79», *Nat. Geograph. Res.*, **1**(3): 332-387.
- Sigvaldason, G. (1968): «Structure and products of subaquatic volcanoes in Iceland», *Contr. Miner. Petrol.*, **18**: 1-16.
- Sillitoe, R. H.; Baker, E. M., y Brook, A. M. (1984): «Gold deposits and hydrothermal eruption breccias associated with a maar volcano at Wau, Papua New Guinea», *Econ. Geol.*, **79**: 638-655.
- Smith, B. M. (1988): «Oxygen isotope evidence for magma-groundwater interactions in early post-collapse rhyolites from the Long Valley caldera, California», *Geol. Soc. Amer. Abs. Progs.*, **20**(7): A114.
- Spence, D. A., y Sharp, P. W. (1983): *Self similar solutions for an elasti-hydrodynamic cavity flow*. Univ. of Canterbury Math. Dept. Rep. 30, Christ Church, New Zealand.
- y Turcotte, D. L. (1985): «Magma-driven propagation of cracks», *Jour. Geophys. Res.*, **90**: 575-580.
- Sun, R. J. (1969): «Theoretical size of hydraulically induced horizontal fractures and corresponding surface uplift in an idealized medium», *Jour. Geophys. Res.*, **74**: 5995-6011.
- Taylor, B. F., y Wohletz, K. H. (1985): «Oxygen isotope exchange in phreatomagmatic phenomena: experimental and natural studies». En: *Abstracts of the International Volcanological Congress*, 1-9 February 1986, Auckland-Hamilton-Rotorua, New Zealand, p. 122.
- Taylor, H. P. (1971): «Oxygen isotope evidence for large-scale interaction between meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusions, western Cascade range, Oregon», *Jour. Geophys. Res.*, **76**: 7855-7874.

- Tazieff, H. K. (1958): «L'éruption 1957-1958 et la tectonique de Fail (Azores)», *Soc. Belg. Geol. Bull.*, **67**: 13-47.
- Thorarinsson, S. (1964): *Surisey, the new island in the North Atlantic*. Almenna Bokofelagid, Reykjavik, 47 pp.
- Einarsson, T., y Sigvaldason, G. (1964): «The submarine eruption of the Vestmann Islands, 1963-64», *Bull. Volcanol.*, **27**: 437-437.
- Valentine, G. A., y Wohletz, K. H. (1989): «Numerical models of plinian eruption columns and pyroclastic flows», *Jour. Geophys. Res.*, **94**: 1867-1877.
- Verbeek, R. D. M. (1985): *Krakatau*. Imprimerie de l'Etat, Batavia, Java, 495 pp.
- Walker, G. P. L. (1981): «The Waunihia and Hatepe plinian deposits from the rhyolitic Taupo Volcanic Centre», *N. Z. Jour. Geol. Geophys.*, **24**: 305-324.
- Wilson, C. J. N., y Froggatt, P. C. (1980): «Fines depleted ignimbrite in New Zealand - The product of a turbulent pyroclastic flow», *Geol.*, **8**: 245-249.
- Warpinski, N. R.; Tyler, J. D.; Vollendorf, W. C., y Northrop, D. A. (1981): *Direct observation of a sand-propped hydraulic fracture*. Sandia National Laboratories SAND81-0225, Albuquerque, New Mexico, 63 pp.
- Wentworth, C. K. (1938). *Ash formations of the island of Hawaii*. Hawaii Volcano Observatory, 3rd Spec. Rep., Hawaiian Volcano Research Society, Honolulu, 173 pp.
- West, F. G.; Heiken, G. H.; Homuth, E. F.; Peterson, R. W.; Crowe, B. M., y Wohletz, K. H. (1978): *Tilts associated with volcanic activity Guadeloupe, French West Indies*. Los Alamos National Laboratory Inf. Rep. LA-7500-MS, Los Alamos, New Mexico, 10 pp.
- Williams, H. (1936): «Pliocene volcanoes of the Navajo-Hopi country», *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **47**: 111-172.
- Witte, L. C., y Cox, J. E. (1978): «The vapor explosion - a second look», *Jour. Metals*, **30(10)**: 29-35.
- Wohletz, K. H. (1983): «Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grainsize, scanning electron microscopy, and experimental results», *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**: 31-63.
- (1986): «Explosive magma-water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies», *Bull. Volcanol.*, **48**: 245-264.
- (1987): «Chemical and textural surface features of pyroclasts from hydrovolcanic eruption sequences». En: *Clastic Particle*: (J. R. Marshall, ed.), Van Nostrand Reinhold Company Inc., New York, 79-97.
- y Heiken, G. (1991). *Volcanology and Geothermal Energy*, University of California Press, Berkeley, California, in press.
- y McQueen, R. G. (1984): «Experimental studies of hydromagmatic volcanism». En: *Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazards*, Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington, 158-169.
- y Sheridan, M. F. (1979): «A model of pyroclastic surge», *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **180**: 177-193.
- y Sheridan, M. F. (1983): «Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic ruff rings and cones», *Amer. Jour. Sci.*, **283**: 385-413.
- Sheridan, M. F., y Brown, W. K. (1989): «Particle size distributions and the sequential fragmentation-transport theory applied to volcanic ash», *Jour. Geophys. Res.*, **94**: 15,703-15,721.
- Wolfe, J. A. (1980): «Fluidization versus phreatomagmatic explosions in breccia pipes», *Environ. Geol.*, **75**: 1105-1111.
- Wright, J. V.; Smith, A. L., y Self, S. (1981): «A working terminology of pyroclastic deposits», *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**: 315-336.
- Zoback, M. D.; Rimmel, F.; Jung, R., y Raleigh, C. B. (1977): «Laboratory hydraulic fracturing experiments in intact and pre-fractured rock», *Inter. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, **14**: 49-58.

JOAN MARTÍ-VICENTE ARAÑA

**LA VOLCANOLOGIA
ACTUAL**

Consejo Superior de Investigaciones Científicas

Madrid, 1993