

METODOS DE ESTUDIO E INTERPRETACION DE LOS DEPOSITOS PIROCLASTICOS

Joan Martí
Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera"
CSIC
c/Martí i Franqués s/n
08028 Barcelona

Definiciones previas

Antes de empezar con los criterios de identificación de las facies ovulcánicas, es necesario revisar algunas definiciones referentes a los procesos y productos del ovulcanismo. En este sentido ha existido casi siempre una cierta confusión en la literatura volcanológica, especialmente en lo que ha procesos de retrabajamiento de facies primarias se refiere.

El primer aspecto que necesita nuestra atención es la diferencia entre *proceso* y *producto*. Al hablar de procesos nos referimos al origen y mecanismos de transporte y emplazamiento de los materiales volcánicos, mientras que como productos se entiende el resultado de dichos procesos. Por esta razón, es necesario distinguir entre ambos y utilizar una nomenclatura adecuada que permita diferenciarlos. Como ejemplo podemos utilizar el término *colada piroclástica* que hace referencia a unos procesos de transporte y deposición de material piroclástico primario, aunque es incorrecto utilizar dicho término como un tipo particular de depósito volcánico fragmentario. El término *depósito de colada piroclástica*, para referirse a un tipo indeterminado de depósito producido por dicho proceso, o los términos *ignimbrita*, *nube ardiente*, *colada de bloques* y *cenizas*, etc, para referirse a depósitos concretos derivados de coladas piroclásticas de características distintas, son los adecuados para referirse a los productos de este proceso.

Esta complejidad aumenta al referirse a los materiales paleovolcánicos donde la discriminación entre productos primarios y secundarios, derivados de la meteorización y erosión de los primeros, no siempre es fácil. Asimismo, términos como *ignimbrita*, *colada de bloques* y *ceniza*, depósito pliniano de caída, etc, aunque se refieren a un depósito, llevan implícito un tipo de proceso concreto en cada caso. En terrenos antiguos, no siempre es fácil identificar las características genéticas de un depósito en base a sus caracteres litológicos, por lo que debe recurrirse a utilizar términos puramente descriptivos, aún cuando esta descripción pueda encajar en los productos de procesos diferentes.

En un intento de aclarar la nomenclatura de los materiales volcánicos, Fisher (1961, 1966) estableció dos grupos de definiciones, unas no genéticas basadas en las características litológicas de los materiales volcánicos con el fin de diferenciar los distintos productos, y otro grupo de definiciones enfocadas a diferenciar entre los mecanismos genéticos de los mismos. Algunas de estas definiciones han sido revisadas y puntualizadas en Fisher y Schmincke (1984) y Fisher y Smith (1991).

De acuerdo con las definiciones de Fisher, el término volcanoclástico incluye todo el espectro de materiales clásticos compuestos en parte o enteramente por fragmentos volcánicos originados por cualquier mecanismo de formación de partículas (es decir, piroclástico, hidroclástico, epiclástico, autoclástico), transportados por cualquier mecanismo, depositado en cualquier ambiente fisiográfico o mezclados con cualquier otro tipo volcanoclástico o con cualquier tipo de fragmentos no volcánicos en cualquier proporción. Este término no genético permite identificar productos sin necesidad de adjudicarles orígenes o procesos

Los principales procesos de fragmentación generadores de los depósitos volcanoclásticos son: piroclástico, hidroclástico, autoclástico y epiclástico (Fisher, 1966; Fisher y Smith, 1991). Los piroclastos se forman por fragmentación directa del magma debido a la rápida exolución y

INTRODUCCIÓN

Producto: DEPÓSITO VOLCANOCLÁSTICO

Procesos de formación:

PIROCLÁSTICO → fragmentación directa del magma debida a la rápida evolución de los gases en expansión.

HIDROCLÁSTICO → formación de partículas de vidrio congelado por interacción agua-magma.

AUTOCLÁSTICO → fricción mecánica de coladas de lava que se están emplazando o por desmoronamiento gravitacional de domos o estratos.

EPICLÁSTICO → clastos líticos y cristales derivados de cualquier roca preexistente meteorizada y erosionada (roca volcánica o volcanoclástica)

* Diferencias entre sedimentación entre áreas volcánicas y no volcánicas:

LOS PROCESOS DE FRAGMENTACIÓN DEBEN SEPARARSE DE LOS PROCESOS DE TRANSPORTE

↓
origen partículas

expansión explosiva de los gases que contiene. Los *hidroclastos* se forman por interacciones agua-magma explosivas o no que dan como resultado partículas de vidrio congelado. La fragmentación *autoclástica* se origina por la fricción mecánica de coladas de lava que se están emplazando, o por desmoronamiento gravitacional de domos o espinas. Finalmente, los fragmentos *epiclásticos* son clastos líticos y cristales derivados de cualquier tipo de roca preexistente, en este caso volcánica o volcanoclástica, por meteorización y erosión. Fisher y Smith (1991) sugieren que para entender las facies volcánicas y las diferencias de la sedimentación entre áreas volcánicas y no volcánicas, los procesos de fragmentación deben separarse claramente de los procesos de transporte de partículas (viento, agua corriente, hielo, avalancha, etc), ya que dichos términos hacen referencia a los procesos que originan las partículas y no pueden cambiar de un tipo de partícula a otro simplemente cambiando el agente de transporte.

En este capítulo se siguen las recomendaciones conceptuales de Fisher, y se intenta, por ello, diferenciar claramente entre procesos (mecanismo de fragmentación, transporte y deposición) y productos de los mismos (rocas y depósitos), teniendo en cuenta que antes de deducirse el proceso debe describirse e interpretarse correctamente los productos, lo que no siempre es posible.

EL CONCEPTO DE FACIES EN VOLCANOLOGIA

Una facies es un cuerpo o fracción de roca o sedimento que presenta un caracter definitorio único que permite diferenciarlo de otras facies o fracciones de roca o sedimento (Cas y Wright, 1987). Una facies es el conjunto de factores (físicos, químicos y biológicos) de una unidad o secuencia rocosa, depositada en un intervalo de tiempo geológico específico, que reflejan su origen, area fuente y ambiente deposicional (Pettijohn, 1975; Fisher y Schmincke, 1984; Fisher y Smith, 1991). Los caracteres definitorios de una facies o grupo de facies pueden ser composicionales o texturales, o pueden estar basados en las estructuras sedimentarias o el contenido en fósiles. Una facies puede definirse a cualquier escala, ya sea a escala regional o a nivel de unidad estratigráfica. De esta forma las divisiones estratigráficas que podamos hacer en una secuencia de materiales volcanoclásticos (grupo, formación, miembro, unidad, capa, etc) corresponderán a facies ya que son perfectamente distinguibles de otras divisiones estratigráficas equivalentes (Cas y Wright, 1987). A una escala más local, una facies puede estar definida a nivel de un afloramiento, por un intervalo de varias capas que sea uniforme, incluso por una sola capa o por ambos. El grado de detalle utilizado en la división estratigráfica dependerá del tipo de estudio que deseemos hacer, del grado de exposición de los materiales seleccionados y del nivel de conocimientos que tengamos.

La génesis o modo de formación de una facies volcánica no siempre es evidente, por lo que en un principio, tal como proponen Cas y Wright (1987) es mejor utilizar términos descriptivos (brechas intraformacionales, depósito de matriz soportada, riolítico, etc) que términos que implican una génesis determinada (ignimbrita, nube ardiente, brecha coignimbrítica, etc). Por esta razón, tanto en el trabajo de campo, como en la redacción del mismo una vez elaborado los datos, siempre es aconsejable hacer primero una buena descripción de los materiales y al final proponer una interpretación de los mismos, ya que una descripción bien hecha y detallada, además de ser más imparcial, siempre queda y puede ser

Una facies es el conjunto de factores (físicos, químicos, biológicos) de una unidad o secuencia rocosa, depositada en un intervalo de tiempo geológico específico, que reflejan su origen, área fuente y ambiente deposicional.

La definición de una facies debe basarse en la correcta descripción de una serie de criterios: litología, geometría, sedimentología y fósiles.

LITOLOGÍA:

Las rocas fragmentarias de los depósitos volcánicos pueden tener orígenes muy diversos.

- 1) Facies sedimentarias, reflejan las condiciones normales en el ambiente deposicional.
- 2) Depósitos volcancústicos primarios, derivados de la actividad eruptiva del magma.
(con fragmentos juveniles y litos)
- 3) Productos de la transformación de depósitos primarios que han sido transportados por flujos gaseosos o serenos.
- 4) Productos del retrabajamiento y re sedimentación de depósitos volcancústicos primarios.
- 5) Productos de una meteorización normal y erosión de terrenos volcánicos antiguos.
- 6) Paquetes de sedimentos acumulados en respuesta a la actividad tectónica en una cuenca en la que se está produciendo volcanismo.

Criterios litológicos:

- Naturaleza de los componentes clásticos:
 - primario
 - Secundario
- Morfología de los granos
- Textura del depósito
 - Granometría
 - Granoclanificación
 - Morfología clastos
 - Textura
 - Arredondamiento
- Características petrológicas y geoquímicas de los componentes volcánicos
- Identificación de los productos de alteración.

útil para trabajos posteriores, mientras que las interpretaciones y modelos genéticos dependen siempre del autor y de las tendencias (“modas”) del momento.

Al igual que ocurre con las facies sedimentarias, la definición de una facies volcánica debe basarse en la correcta descripción e interpretación de una serie de criterios, como son la litología, geometría, sedimentología, y fósiles. (ver p.e. Cas y Wright, 1987). A continuación se describen en detalle los distintos criterios de identificación de las facies volcánicas.

Características litológicas de los depósitos volcanoclásticos

Fisher y Smith (1991) señalan que para resolver problemas relativos a facies y tectónicos en la mayoría de los ambientes geodinámicos modernos y antiguos es necesario establecer la contemporaneidad de los componentes volcanoclásticos en las rocas sedimentarias, ya que el volcanismo es a menudo la firma de la actividad tectónica. Sin embargo, esta tarea no es nada fácil debido a que las partículas derivadas directamente de la actividad volcánica (piroclásticas o hidroclásticas), o las que provienen del retrabajamiento de rocas volcánicas o volcánicas epiclásticas (epiclásticas), junto a partículas de rocas no volcánicas, se encuentran a menudo entremezcladas por procesos de transporte marino y no marino (Fisher y Smith, 1991). Por otro lado, tenemos que las rocas fragmentarias que podemos encontrar en las sucesiones volcánicas pueden tener orígenes muy diversos (Cas y Busby-Spera, 1991): 1) pueden representar facies sedimentarias, que reflejan las condiciones normales en el ambiente deposicional; 2) pueden representar depósitos volcanoclásticos primarios, derivados directamente de la actividad eruptiva del magma, pudiendo incluir fragmentos juveniles (derivados del magma eruptivo) y fragmentos líticos; 3) pueden ser los productos de la transformación de fenómenos de transporte de depósitos piroclásticos primarios mediante flujos gaseosos a flujos acuosos; 4) pueden ser los productos del retrabajamiento y resedimentación de depósitos volcanoclásticos primarios contemporáneos; 5) pueden ser los productos de una meteorización normal y erosión de terrenos volcánicos antiguos; ó 6) pueden corresponder a paquetes de sedimentos que son la respuesta a la actividad tectónica en una cuenca en la que se está produciendo volcanismo.

Esta diversidad y complejidad de orígenes hace necesario investigar en primer lugar las características litológicas de las rocas volcanoclásticas y sedimentos asociados, ya que la litología, y en especial la identificación de los componentes clásticos del depósito, constituye un criterio de identificación fundamental para diagnosticar el origen del sedimento (ver Cas y Wright, 1987, Apendice II).

Los principales criterios litológicos a considerar son la naturaleza de los componentes clásticos, la morfología de los granos y la textura del depósito, además de las características petrológicas y geoquímicas de los componentes volcánicos y la identificación de los productos de alteración. En primer lugar hay que analizar la naturaleza de los granos. Es necesario identificar si se trata de un depósito volcanoclástico primario o si, por el contrario, se ha formado por meteorización y erosión de materiales preexistentes. Aunque la caracterización litológica del depósito puede no ser suficiente para realizar esta discriminación, ya que, por lo general, son necesarios también otros criterios de análisis de facies, sí nos permite obtener una información del todo indispensable a la hora de caracterizar el depósito e identificar su origen.

Los aspectos que hay que analizar para definir la textura de un depósito son la granulometría, el grado de clasificación de las distintas poblaciones de clastos, las forma de los mismos, su grado de redondeamiento y la fabrica. En el caso de los depósitos volcánicos antiguos, las características propias de los mismos, generalmente compactados, alterados y en ocasiones deformados y metamorfizados, complican su estudio en comparación con los depósitos actuales. Si bien, no existen demasiadas dificultades para identificar la naturaleza de los distintos componentes, por ejemplo es casi imposible obtener una granulometría absoluta de estos depósitos, aunque la comparación relativa de los tamaños de clastos a nivel macroscópico y el uso del contador de puntos puede darnos una idea bastante aproximada sobre las distribución de tamaños.

El estudio petrográfico detallado puede revelar algunas características morfológicas primarias de los granos volcánicos y, consecuentemente, darnos información sobre el mecanismo de fragmentación de los mismos. Asimismo, el grado de redondeamiento, que puede ser examinado sin dificultad a nivel macroscópico y microscópico, también nos da información sobre los mecanismos de transporte de los depósitos.

Otros aspectos texturales, como la orientación de cristales y fragmentos, presencia de lineaciones, geometría de los espacios entre los clastos, etc, pueden dar información sobre la naturaleza del depósito y los mecanismos de transporte y deposición. Por ejemplo, los productos derivados de la actividad explosiva de magmas silíceos, contienen casi siempre fragmentos de pómez. Este componente, debido a su naturaleza vítrea y al elevado contenido en vesículas, es fácilmente alterable por los procesos postdeposicionales. Sin embargo, la textura de los fragmentos de pómez puede conservarse relativamente, en aquellos casos en que el contenido en vesículas de los fragmentos originales es relativamente bajo debido al estiramiento que experimentaron al emplazarse a temperatura elevada (ignimbritas y depósitos pumíticos de caída soldados). Sin embargo, esta textura no es exclusiva de las rocas soldadas, sino que puede aparecer también en rocas deformadas que contenían fragmentos de pómez estirados o no, o simplemente por compactación de los clastos de pómez desvitrificados en niveles edáficos (Branney y Sparks 1990). La interpretación en cada caso debería basarse no solamente en el aspecto textural, que será similar en todos ellos, sino en las relaciones con los otros depósitos de la misma secuencia.

Otro de los criterios litológicos a tener en cuenta es la composición petrológica y geoquímica de las rocas, aunque ello solamente es factible en el caso de las lavas o otras rocas volcánicas masivas, o en algunos casos particulares de depósitos piroclásticos primarios formados casi en su totalidad por material juvenil. En la mayoría de los casos, las rocas volcanoclásticas, ya sean primarias o derivadas del retrabajamiento de rocas preexistentes, contienen una cantidad variable de fragmentos líticos de composiciones diversas. En rocas consolidadas, como es el caso de las rocas volcanoclásticas antiguas, la imposibilidad de separar los distintos componentes del depósito hace inviable el análisis químico de la roca, ya que la presencia de clastos líticos representa una contaminación respecto a la composición verdadera del magma eruptivo. Únicamente en depósitos recientes no consolidados o moderadamente soldados es posible realizar una separación efectiva de los fragmentos juveniles y obtener así la composición química del magma eruptivo. Asimismo, la existencia de procesos de alteración sin y post-emplazamiento, característica común de las rocas paleovolcánicas, también dificulta la identificación de la composición química de los

fragmentos volcánicos (ver más adelante). Sin embargo, la composición mineralógica de los clastos volcánicos puede ser establecida en la mayoría de casos mediante un análisis petrográfico, aunque cuando los procesos de alteración han sido importantes, la composición mineralógica original puede quedar igualmente obliterada.

A pesar de las limitaciones que pueden existir ocasionalmente en la interpretación de los criterios litológicos en depósitos volcánicos, estos constituyen siempre un elemento indispensable en la identificación de facies. Un buen análisis de las características litológicas de los materiales a nivel macroscópico y sobre todo microscópico es una tarea indispensable que debe realizarse de forma sistemática. La información que se puede obtener del análisis petrográfico de rocas volcánicas puede constituir, en ocasiones, la base sobre la que apoyarse a la hora de identificar e interpretar los productos de episodios volcánicos en el registro geológico de un área determinada. Esto es particularmente significativo en el estudio de episodios cuya representación en la secuencia estratigráfica es mínima.

Geometría de los depósitos volcánicos

La geometría nos define la forma tridimensional de una facies y vendrá controlada por la topografía del terreno, el volumen del material depositado, los mecanismos de transporte y deposición de los materiales, existencia de procesos erosivos sin y postdeposicionales y por la existencia de deformaciones posteriores. Una descripción detallada de cada uno de los aspectos que controlan la geometría de una facies piroclástica puede encontrarse en Cas y Wright (1987).

La geometría tridimensional de los depósitos es difícil de observar en terrenos volcánicos antiguos. Las secuencias pelaovolcánicas representan los restos de centros volcánicos complejos, los cuales muy raramente se encuentran bien conservados. En este sentido se pueden considerar que las facies resultantes y su geometría dependerán de la relación entre deposición y erosión (Cas y Wright, 1987). Por lo general, los materiales volcánicos son fácilmente alterables y erosionables, de forma que gran parte de ellos desaparecerá, reincorporándose parcialmente a los depósitos volcanoclásticos epiclásticos. Ello implica que, como efecto de la erosión, la extensión lateral (tridimensional) de las diferentes unidades y, en consecuencia, su edad relativa sean complejas. Solamente en los casos de acumulaciones rápidas de grandes volúmenes de materiales piroclásticos, como es el caso de las facies intracaldera en las calderas de colapso (ver p.e. Martí, 1991), puede preservarse la mayoría de los materiales originales.

Por otro lado, la presencia de discontinuidades en terrenos volcánicos es frecuente y pueden tener un significado relativamente local, siendo los episodios erosivos correspondientes generalmente el resultado de un evento eruptivo más que de un levantamiento tectónico. Asimismo, la presencia en este tipo de terrenos de fuertes buzamientos tampoco implica necesariamente la existencia de pulsos tectónicos. Todo lo contrario, los edificios volcánicos pueden presentar pendientes inicialmente abruptas que condicionarán la geometría de los depósitos posteriores. Así pues, la interpretación de la geometría de los depósitos volcánicos deber hacerse con sumo cuidado, ya que de lo contrario puede suponerse la existencia de fenómenos que realmente nunca han ocurrido. Una buena recomendación a la hora de

interpretar la geometría de facies volcánicas antiguas es la de comparar con análogos actuales en los cuales pueda deducirse su representación tridimensional a nivel regional.

Características sedimentológicas

Cas y Wright (1987) señalan que las estructuras sedimentarias son quizás la herramienta más importante en el análisis de facies. Se producen antes de la deposición (es decir, aspectos erosivos), durante la deposición (estructuras generadas por la corriente), y después de la deposición (bioturbaciones, deformaciones en sedimentos blandos) de los agregados sedimentarios. Junto con los aspectos texturales, nos informan sobre las características de los procesos de emplazamiento y deposición. Los sedimentos pueden ser transportados básicamente de dos formas, partícula a partícula o en masa, dando como resultado estructuras distintas en ambos casos, aunque no siendo siempre exclusivas, por lo que cada sedimento debe ser analizado en detalle y evaluado según sus propios méritos (Cas y Wright, 1987).

Estos tipos de mecanismos de transporte puede darse tanto en sedimentos como en materiales piroclásticos primarios, aunque el medio de transporte acostumbra a ser agua en los primeros, mientras que en los segundos frecuentemente es gas. Esto implica diferencias en las características morfológicas y texturales de los componentes, lo cual nos permitirá identificar el carácter genético del depósito.

Los depósitos volcanoclásticos acostumbran a presentar elementos, ya sea texturales o estructuras sedimentarias, que nos permiten reconstruir las direcciones de las paleocorrientes. En los materiales epiclásticos la existencia de ripples, dunas, estratificación cruzadas, imbricaciones, ángulo de reposo, etc, constituyen los elementos básicos para esta tarea. Los materiales piroclásticos también pueden presentar estructuras sedimentarias unidireccionales, especialmente en el caso de los depósitos de oleadas piroclásticas. Los depósitos de carácter masivo, como los depósitos de coladas piroclásticas o lahares, pueden presentar otro tipo de estructuras como imbricaciones, lineaciones de elementos alargados (cristales, fragmentos de pómez estirados, restos vegetales, etc) que permiten igualmente identificar la dirección del flujo.

Fósiles

La utilización de los fósiles como indicadores paleoambientales es esencial no solo para las sucesiones no volcánicas, sino también para las volcánicas. En secuencias volcánicas, la presencia de fósiles en los materiales epiclásticos intercalados nos puede dar información sobre la edad de las secuencias y nos permite distinguir entre series depositadas en ambiente marino o en ambiente subaéreo, aunque no siempre es fácil conocer si los fósiles fueron depositados in situ o si han sido transportados y redepositados. En ambientes subaéreos es frecuente la presencia de numerosos restos vegetales dentro de depósitos piroclásticos. En este caso, además de la información paleoambiental y paleoclimatológica que ello representa, también podemos obtener información sobre la temperatura de emplazamiento del depósito y la dirección y sentido en que se emplazó (ver p.e. Martí y Gisbert, 1983; Wilson, 1985; Fritz y Harrison, 1985).

Factores que alteran las características litológicas originales

- * Los materiales volcánicos y en especial los depósitos volcanoclásticos, ya desde los estadios inmediatamente posteriores a su emplazamiento experimentan una serie de transformaciones que pueden implicar cambios significativos en su composición química, mineralógica y textural. El carácter metaestable del vidrio, componente mayoritario en este tipo de rocas, favorece estos cambios. En los terrenos paleovolcánicos existe además la superposición de procesos erosivos a gran escala, diagenéticos, deformaciones tectónicas e incluso metamorfismo. Por todo ello, las características litológicas que podamos identificar en depósitos modernos no siempre son extrapolables o identificables con la misma claridad en materiales antiguos que han experimentado una serie de transformaciones composicionales y texturales.

Unos de los puntos más conflictivos en la interpretación de los procesos de alteración que experimentan los materiales volcánicos es la distinción entre los resultados producidos por procesos como la meteorización, alteración hidrotermal o diagénesis. En todos los casos, el resultado de las transformaciones sobre las rocas afectadas es la desvitrificación del vidrio y la neoformación de minerales secundarios substituyendo al vidrio original, rellenando los poros de la roca y/o pseudomorfizando minerales primarios. Como consecuencia de ello, se producirá un cambio en la composición química de los componentes volcánicos originales, aunque la intensidad de este cambio dependerá de la intensidad del proceso.

La meteorización incluye el conjunto de procesos, tales como la acción química del aire y del agua de lluvia y de las plantas y bacterias, así como la acción mecánica asociada a cambios de temperatura, por medio de los cuales las rocas expuestas en la superficie terrestre se alteran hasta transformarse en suelos. La meteorización depende de las condiciones climáticas que imperan en la zona de deposición. Los cambios producidos por meteorización tienden a provocar una zonación composicional en la roca, desde una zona inalterada en el interior hacia zonas con alteración variable en la parte externa. En las partes alteradas la meteorización puede implicar una pérdida de porosidad original en la roca, aunque en ocasiones ésta también puede aumentar debido a la disolución de los componentes vítreos originales.

La alteración hidrotermal incluye los cambios químicos, mineralógicos y texturales que se producen en las rocas debido a cambios térmicos y químicos en el ambiente en presencia de agua caliente, vapor o gas. La alteración hidrotermal implica reacciones con intercambio iónico, transformaciones de fases minerales, disolución de minerales y precipitación de nuevas fases minerales. En la mayoría de zonas volcánicas las alteraciones hidrotermales están asociadas a las zonas proximales donde los fluidos segregados directamente desde la cámara magmática residual, o agua de percolación que es calentada en profundidad por dicho foco de calor, experimentan una circulación de tipo convectivo que permite una transformación casi continua de las rocas encajantes. Sin embargo, en zonas distales de los depósitos de coladas piroclásticas también puede producirse un tipo particular de alteración hidrotermal (o autohidrotermal) causada por los propios gases magmáticos que han quedado atrapados en el depósito y que producen una rápida desvitrificación de los componentes vítreos del mismo y precipitación de fases minerales secundarias en las vesículas y poros de la roca (alteración de la fase de vapor o "vapor phase alteration").

La alteración hidrotermal puede producir entre otros minerales del tipo cuarzo, sílice amorfa, feldespato potásico, albita, calcita, montmorillonita, illita, kaolinita, alunita, clorita, ceolitas y minerales metamórficos de bajo grado, dependiendo en gran parte de la composición de la roca original y de la composición de los fluidos hidrotermales. Asimismo, la alteración hidrotermal es la responsable de la presencia de importantes mineralizaciones epitermales de metales preciosos y sulfuros metálicos asociados a muchas zonas volcánicas, especialmente en terrenos paleovolcánicos. En ocasiones, la alteración hidrotermal también es la responsable de la existencia de texturas de tipo pseudo-extaxítico o clástico, debido a que tiende a dar estructuras de tipo "patching" (ver Cas y Wright, 1987, pág. 417; Allen, 1992), lo que puede llegar a hacer confundir coladas de lava masivas con depósitos volcanoclásticos. Esto implica que se debe extremar el cuidado al examinar la texturas de rocas paleovolcánicas, y utilizar otros criterios como pueden ser su relación con otros depósitos, su geometría, variaciones laterales, etc, antes de emitir un diagnóstico final sobre su naturaleza. Especial atención deben merecer las rocas que han experimentado una deformación posterior y presentan como consecuencia de ello una esquistosidad penetrativa, ya que la recrystalización de minerales arcillosos, micas y cloritas es más importante y puede realzar la presencia de texturas pseudo-clásticas.

Los cambios diagenéticos agrupan todos aquellos que pueden tener lugar en un sedimento siguiendo a su deposición, exceptuando los que son debidos a metamorfismo o meteorización en la superficie terrestre. Desde siempre ha existido una discusión entre los investigadores sobre la demarcación exacta de los límites entre los que se sitúa la diagénesis. En nuestro caso consideramos como tal los cambios químicos, mineralógicos y texturales que se producen lentamente y a baja temperatura (entre 20 y 300°C), que acontecen en el sedimento (rocas volcánicas) después de su enterramiento, aunque relativamente cerca de la superficie para poder soportar presiones inferiores a 1 kb (~ 3km de profundidad).

La diagénesis es un proceso asociado a la litificación de los sedimentos, que incluye compactación, cementación, recrystalización, mineralización autigénica y crecimiento de concreciones o nódulos (Richardson y McSween, 1989). Los procesos diagenéticos también están asociados a la circulación de fluidos intersticiales, siendo éstos mayoritariamente agua meteórica. A diferencia de lo que ocurre con la meteorización o la alteración hidrotermal, la diagénesis afecta más homogéneamente a toda la roca, especialmente en lo que a cambios de textura se refiere, aunque pueden existir zonaciones en la aparición de las secuencias de minerales de neoformación.

En las rocas que contienen abundantes componentes volcánicos primarios (rocas piroclásticas) la diagénesis puede verse favorecida por la existencia de cambios composicionales y texturales del vidrio previos producidos durante el transporte y meteorización inicial de los mismos. Sin embargo, en el caso de las secuencias intracaldera (ver p.e. Smith and Bailey, 1968; Lipman 1974, 1984; Self et al, 1986; Martí, 1991), el emplazamiento de potentes secuencias ignimbríticas casi instantáneamente, impide la meteorización de los depósitos iniciales, los cuales se alterarán directamente por acción de la fase de vapor y una diagénesis (o alteración hidrotermal) muy temprana pero a una temperatura mucho más elevada de lo que sería en un proceso de enterramiento normal.

Las transformaciones metamórficas, ya sean debidas a un metamorfismo regional o de contacto, constituyen una extensión de grado superior de la diagénesis, aunque no debe confundirse con la alteración hidrotermal, la cual generalmente tiene un efecto mucho más localizado (Cas y Wright, 1987). El metamorfismo produce cambios mineralógicos y texturales importantes y si va acompañado de deformación puede obliterar totalmente la textura inicial de la roca, especialmente cuando hay transformaciones de grado medio a alto. En las transformaciones metamórficas de grado bajo (facies esquistos verdes) es posible, sin embargo, reconocer algunos aspectos texturales primarios como texturas de soldadura, vitroclastos o texturas pérlicas.

En todos estos procesos de alteración, el factor fundamental es el carácter metaestable del vidrio volcánico, siendo los productos resultantes un reflejo de su composición original. La desvitrificación de vidrios basálticos o silíceos pueden dar a lugar a productos totalmente distintos aún cuando se hayan producido bajo condiciones similares. La palagonitización es una alteración típica del vidrio basáltico tanto en condiciones subacuáticas como subaéreas, caracterizada por su transformación primero en una sustancia aparentemente amorfa (palagonita), debido al proceso de hidratación inicial, y después en esmectitas y ceolitas. La palagonitización se explica como el resultado de alteración hidrotermal o diagenética (Hay y Ijima, 1968; Walton, 1975; Jakobsson, 1978; Jakobsson y Moore, 1986; Fisher y Schmincke, 1984), especialmente en ambiente submarino, aunque también puede explicarse como resultado de procesos hidrovulcánicos (De Rita et al., 1986; Martí y Baraldo, 1990; Martí y Colombo, 1990). A diferencia de los vidrios de composición basáltica, la desvitrificación de vidrios silíceos da lugar a la formación de texturas perlíticas en estadios iniciales de hidratación (sin-emplazamiento) y la formación mayoritaria de ceolitas, minerales arcillosos y feldespato potásico en estadios más avanzados. Un caso singular es la formación de tonsteins y bentonitas que corresponden, respectivamente, a capas ricas en kaolinita (illita y esmectitas) intercaladas entre depósitos de margas, pizarras y en especial capas de carbón, y capas ricas en esmectitas. En ambos casos se trata del producto de alteración de capas de cenizas silíceas de caída. Una descripción detallada de los procesos de alteración de vidrios volcánicos se encuentra en Fisher y Schmincke (1984, Cap. 12).

Además de las alteraciones descritas anteriormente hay que señalar que los terrenos volcánicos son lugares donde se producen movimientos corticales contemporáneos y, ya que muchos de ellos están asociados a cinturones orogénicos, también pueden ser lugares donde se produzca una subsecuente deformación penetrativa. La deformación puede cambiar significativamente las relaciones estratigráficas originales y la geometría de las facies. Asimismo, la deformación también puede producir importantes cambios a escala mesoscópica y microscópica, causando problemas importantes en la identificación de las texturas primarias. Por ello, es importante cuando se trata de terrenos paleovolcánicos que han experimentado transformaciones tectónicas estudiar con precaución las texturas de las rocas volcanoclásticas, a fin de no confundir aspectos sobreimpuestos por la deformación con elementos originales de las rocas. De la misma forma, a nivel regional y de afloramiento es preciso conocer los rasgos de la estructura tectónica y la posible restitución del terreno a su posición original.

ESTRATIGRAFÍA DE LAS SECUENCIAS VOLCÁNICAS

Un aspecto importante en la interpretación correcta de las facies volcánicas son las sucesiones estratigráficas que presentan estas secuencias. Ya hemos visto las dificultades que existen en la interpretación de la geometría de las facies de materiales volcánicos, sobre todo los antiguos, lo cual dificulta el establecimiento de sus relaciones laterales y la edades relativas entre los depósitos de las mismas. La elaboración de una estratigrafía detallada puede ayudar a paliar estas dificultades y a interpretar correctamente la sucesión de eventos que configuran una determinada secuencia de depósitos. Asimismo, la realización de una estratigrafía de detalle es indispensable para poder interpretar las secuencias de depósitos volcánicos antiguos en términos de secuencias eruptivas.

Las divisiones establecidas en las series estratigráficas, así como en la cartografía, dependerán del tipo de estudio a realizar. Sin embargo, deben existir unos criterios generales que nos permitan establecer una estratigrafía que pueda ser comparable a otros ejemplos similares, y que, por tanto, pueda ser siempre interpretada de la misma forma. Recordemos que una descripción correcta y detallada siempre podrá ser de utilidad. Cuando se investiga un área determinada, el primer paso debe ser siempre la descripción objetiva de la sucesión estratigráfica local en términos de las unidades litoestratigráficas presentes que sean cartografiables y correlacionables.

La litoestratigrafía consiste en la descripción, identificación e interpretación de las unidades rocosas. Las unidades individuales deben ser descritas y definidas en base a sus características litológicas generales y sus relaciones con las unidades adyacentes. En una secuencia de depósitos volcánicos las distintas unidades existentes deben agruparse en base a una jerarquía que permita la identificación de una sucesión temporal de eventos o *unidades de actividad eruptiva*. Fisher y Schmincke (1984) definen varias unidades eruptivas, siendo la unidad base la erupción simple. Una erupción puede durar de pocos días a meses o incluso años en algunos volcanes basálticos, y está compuesta por varias fases eruptivas, de pocas horas a días de duración, y que a su vez comprenderán diversos pulsos eruptivos que pueden durar de pocos segundos a minutos. Una época eruptiva representa un periodo de tiempo mucho más largo, varios miles de años, que incluye diversas erupciones y episodios de calma. Las secuencias de erupciones que forman una época eruptiva pueden agruparse en *ciclos*. Finalmente, un periodo eruptivo es la unidad de actividad eruptiva mayor y abarca varias épocas eruptivas en un periodo de tiempo de va de varios miles a millones de años. Las equivalencias entre unidades de actividad eruptiva, los productos volcánicos, y unidades estratigráficas se ilustra en la Tabla 1.

Las unidades litoestratigráficas que se definen en el estudio de los terrenos volcánicos siguen la misma jerarquía que en la litoestratigrafía convencional (ver p.e. Whittaker et al. 1991), aunque con un significado específico referido a la equivalencia de los depósitos con la actividad volcánica. En volcanismo reciente, la identificación de las distintas unidades litoestratigráficas se puede realizar sin demasiada dificultad, ya que los productos de las diferentes erupciones que forman una determinada secuencia se pueden ver casi siempre con claridad. Asimismo, las variaciones en la tendencia composicional de los magmas, estilo eruptivo, u otras características que permiten agrupar los depósitos en ciclos de actividad volcánica son igualmente identificables. Sin embargo en terrenos antiguos, debido a las

complicaciones expuestas anteriormente, el establecimiento de una litoestratigrafía correcta no siempre es posible. A pesar de ello, debe intentarse usar las mismas subdivisiones litoestratigráficas, ya que una buena interpretación de una zona paleovolcánica debe incluir (o al menos intentar) la identificación e interpretación de los distintos episodios volcánicos registrados en la secuencia de depósitos. Así, se pueden definir las siguientes unidades estratigráficas (ver Tabla 1):

Capa:

Representa una parte de depósito, perfectamente diferenciable del resto por sus características litológicas y/o sedimentológicas, y cuyo mecanismo de emplazamiento es también distinguible dentro del proceso global que genera dicho depósito. Por ejemplo, en una ignimbrita tipo pueden distinguirse varias capas. Asimismo, dentro de cada capa, pueden establecerse distintos niveles para indicar variaciones litológicas o incluso sedimentológicas. Asimismo, en un depósito de caída, por ejemplo, pueden distinguirse distintos niveles con granulometrías diferentes que podrían interpretarse como pulsos de distinta intensidad explosiva

Unidad:

Podemos considerarla la unidad elemental dentro de la subdivisión estratigráfica de las secuencias piroclásticas. Corresponde a un depósito claramente individualizado dentro de una secuencia estratigráfica (eruptiva) y cuyos mecanismos de formación definen una fase distinta dentro de una misma erupción. Una ignimbrita, que puede incluir distintas capas y niveles, representa una unidad. Un depósito de caída, una oleada piroclástica, etc, representan también unidades dentro de una secuencia de depósitos piroclásticos. *← "Surge"*

Miembro:

Puede agrupar varias unidades y representa al conjunto de depósitos generados durante una misma erupción en la que pueden distinguirse varias fases. Cuando dentro de una misma erupción (o episodio eruptivo) existen ciertas interrupciones marcadas por cortos intervalos de tiempo y que se traducen en la aparición de discontinuidades de orden menor dentro de la secuencia eruptiva, o cuando existe un cambio marcado en el estilo de la actividad eruptiva, se utiliza el término *submiembro* para distinguir los diversos grupos de unidades.

Formación:

Es la unidad básica de campo. Representa todo el conjunto de materiales volcánicos originados durante una época eruptiva. Por tanto incluye los productos de diversas erupciones, perfectamente separadas en el tiempo y, consecuentemente, agrupará distintos miembros, los cuales presentarán características similares, en cuanto a composición del magma eruptivo, mecanismos genéticos, controles tectónicos, etc. Una formación puede incluir depósitos o discontinuidades que representan los periodos de calma eruptiva entre grupos de erupciones.

Grupo:

- * Abarca los productos de todo un periodo eruptivo. Representa otro orden de magnitud en la escala de tiempo dentro de la subdivisión estratigráfica de una secuencia de materiales volcánicos y puede incluir variaciones importantes no sólo en el estilo eruptivo, sino también en otros aspectos geológicos, como son la composición de los magmas, controles tectónicos, etc. Las subdivisiones *supergrupo* y *subgrupo* pueden ser también utilizadas.

Tal como hemos visto anteriormente, los diferentes depósitos (unidades, capas, niveles) pueden ser identificados en base a su litología (mineralogía, petrología, alteración, color, grado de soldadura, granulometría), geometría y posición estratigráfica relativa. Dentro de una secuencia de materiales volcánicos, la existencia de diferentes erupciones (miembros y formaciones) puede establecerse en base a la presencia de discontinuidades de primer orden como paleosuelos, superficies de erosión, o depósitos epiclásticos intercalados. Sin embargo la presencia de superficies de erosión o depósitos epiclásticos intercalados no siempre indica una interrupción significativa en la actividad eruptiva. Esto puede ser especialmente importante cuando se trata de reconstruir una secuencia eruptiva a partir de una secuencia de depósitos mal expuesta. Recordemos que algunos depósitos piroclásticos se emplazan en un régimen altamente turbulento, de forma que pueden erosionar los depósitos previamente formados, sin que ello indique un cambio de erupciones. De la misma forma, la existencia de lluvias, a veces torrenciales, asociadas a las erupciones volcánicas es un hecho común, con lo que algunos depósitos pueden ser retrabajados parcialmente durante la propia erupción, siendo en este caso la madurez del depósito epiclástico (grado de retrabajamiento) un criterio a considerar en su identificación.

Conocer la edad de los depósitos es un aspecto igualmente importante en la interpretación de las secuencias de materiales volcánicos. Hay que conocer la edad de los materiales dentro de una misma secuencia estratigráfica para poder establecer la historia eruptiva de un centro volcánico. Esto nos permitirá distinguir entre varias erupciones y también establecer la existencia de ciclicidades en las mismas. Sin embargo, conocer la edad "absoluta" (radiogénica) no siempre es posible, ya que ello dependerá de la calidad (grado de alteración) de las muestras, de su mineralogía y de las propias limitaciones del método. Por ello, lo que si es indispensable es establecer como mínimo la cronología relativa del conjunto de materiales estudiados.

La edad relativa de las distintas unidades que forman una secuencia estratigráfica de materiales volcánicos es imprescindible para realizar un posterior cronología en base a métodos radiométricos. La fiabilidad de la edad relativa que podamos establecer dependerá de la estratigrafía realizada y, por tanto, de la correcta identificación de las mismas unidades en las correlaciones estratigráficas a partir de una secuencia tipo. En este sentido hay que tener en cuenta aspectos como la geometría del depósito, cambios laterales de facies, topografía previa del terreno, existencia de procesos erosivos importantes, características litológicas de los depósitos, etc. (Fig. 2)

La importancia de la elaboración de una correcta estratigrafía que permita establecer correlaciones precisas entre distintas series y conocer las edades relativas (y absolutas) de los materiales que las componen, se pone de manifiesto en el hecho de que los materiales

piroclásticos pueden presentar una gran extensión, sobrepasando en ocasiones los límites de la propia cuenca, lo que hace que estos horizontes volcanoclásticos constituyan ocasionalmente unos niveles de correlación excelentes. Esto se debe a la gran extensión areal que alcanzan, a sus características petrológicas y a las facies bien diferenciadas que pueden mostrar. También hay que considerar que una erupción volcánica representa un período de tiempo muy corto (generalmente de horas o de pocos días), lo que traducido a la escala geológica significa un instante, de forma que pueden ser considerados como una representación física del concepto de isócrona.

En los últimos años la magnetoestratigrafía, que utiliza las variaciones dentro de la secuencia estratigráfica de las propiedades magnéticas de las rocas (susceptibilidad magnética y dirección del magnetismo remanente), se ha revelado como un excelente método para las correlaciones geológicas (ver Hailwood, 1989), y en particular en terrenos volcánicos antiguos (ver p.e. Perroud et al., 1991). En este sentido, hay que tener presente que la magnetoestratigrafía, juntamente con las dataciones radiométricas o mediante fósiles, permite obtener no sólo edades relativas sino también una escala de tiempo absoluta de la secuencia.

En cualquier caso, hay que tener presente que al ir para atrás (hacia terrenos más antiguos) en el examen de terrenos volcánicos la escala de tiempo geológico es cada vez menos detallada, por lo que podemos encontrar que simples niveles estén representando periodos de tiempo muy importantes, incluso de varios millones de años, ya que además el grado de conservación de los materiales volcánicos es peor en los terrenos más antiguos. Realmente, sin embargo, un nivel volcánico, y en especial aquellos de origen piroclástico, representa un instante no sólo a la escala de tiempo geológica, sino también a la escala de tiempo humana. Por esta razón, debemos tener mucho cuidado en la interpretación del valor cronoestratigráfico de los niveles volcánicos en terrenos antiguos, ya que cada nivel por si solo representa un evento prácticamente instantáneo en la escala de tiempo geológico, pero representa también la culminación de un largo proceso magmático que debe acotarse dentro del periodo geológico que estemos estudiando.

TIPOS DE FACIES VOLCANICAS

Después de describir los criterios de identificación de las facies volcánicas y los criterios de elaboración de las secuencias estratigráficas, debemos pasar a describir los distintos grupos de facies volcánicas. En este apartado se describen los tipos de facies que se pueden establecer en función de su proximidad al centro emisor, ambiente deposicional o de la composición de los materiales que las forman. Sin embargo, no se describen tipos de facies concretas que pueden identificarse en cada ambiente deposicional. Una descripción detallada de los tipos de facies que podemos encontrar en distintos ambientes volcánicos se encuentra en Cas y Wright (1987, pp. 427-441).

Al intentar establecer modelos de facies para los materiales volcanoclásticos debemos distinguir claramente entre facies individuales y asociaciones de facies. La finalidad principal de cualquier estudio sobre análisis de facies debe ser la obtención de un modelo de trabajo, lo más claro posible, sobre los productos y la dinámica de la cuenca en base a la reconstrucción paleoambiental y paleogeográfica (Walker, 1984; Cas y Wright, 1987). La reconstrucción de un modelo de facies para un tipo de ambiente particular implica el reconocimiento de los

elementos esenciales comunes a todos los ejemplos (modernos y antiguos) de este tipo de ambiente y tratar de incluirlos todos en un modelo general de facies, lo que también implica ignorar las particularidades insignificantes y locales de cada ejemplo que no afecten fundamentalmente el carácter distintivo del modelo de facies (Walker, 1984; Cas y Wright, 1987). En los terrenos volcánicos, el análisis de facies tiene como principal objetivo la localización y caracterización del centro eruptivo, para poder predecir donde se encontrarán y como serán los ambientes y facies marginales.

En el análisis de facies se deben identificar todos aquellos criterios que nos suministren información sobre los mecanismos y ambientes deposicionales durante la formación de los depósitos. En este sentido, se pueden establecer facies para unidades concretas, como es el caso de muchos depósitos piroclásticos, y facies que definan toda una secuencia de depósitos, equivalentes a miembros o incluso a formaciones. Los depósitos piroclásticos se comportan de forma distinta según su naturaleza y, por ejemplo, tienen una respuesta distinta respecto de la topografía preexistente, con lo que su geometría será distinta según se trate de depósitos de caída, colada u oleada piroclástica. Asimismo, las variaciones laterales que podemos encontrar a nivel de un mismo depósito son también significativas y permiten identificar claramente dirección hacia donde se encuentra el origen. Los depósitos de coladas y oleadas piroclásticas son muy sensibles a la topografía del terreno sobre el que se emplazan, dando lugar en algunos casos a importantes variaciones de facies a lo largo de todo su recorrido (ver p.e. Alonso et al., 1988). Igualmente las características texturales de los depósitos nos informarán sobre los mecanismos de fragmentación y deposición.

De la misma forma podemos establecer facies que hacen referencia a un grupo de depósitos relacionados, ya sea porqué pertenecen a una misma erupción, porqué derivan del mismo ciclo de actividad, porqué tienen características composicionales similares, porque pertenecen al mismo ambiente deposicional, etc. Estas facies contendrán a su vez las facies que podamos establecer a nivel de depósitos individuales o unidades. Así pues, los criterios para establecer una facies o grupo de facies determinado dependerán de cada caso en particular y sobre todo del estado de conservación de los afloramientos, aunque se pueden seguir unas normas más o menos generales.

Sin embargo, existen pocos criterios de facies que por si solos nos permitan identificar sin lugar a dudas, el ambiente deposicional o el contexto espacial de una facies dentro de un contexto paleogeográfico más amplio. Por ejemplo, hay características que pueden aparecer tanto en facies proximales como distales, o en ambientes subaéreos y subacuáticos, por lo que en general será necesario establecer asociaciones de facies significativas. El contexto de una facies simple es probable que se identifique mejor en función de sus relaciones y asociaciones con otras facies (Cas y Wright, 1987). Por ejemplo, decidir si una secuencia potente de ignimbritas representa un relleno de caldera o facies externas de relleno de valle dependerá, entre otros factores, de la ausencia o presencia de facies sedimentarias de relleno de valle, respectivamente. Así pues, en terrenos antiguos los materiales volcánicos deben examinarse en su contexto regional y no solo a nivel de unidades individuales.

Facies según la proximidad al centro emisor

Tal como hemos señalado anteriormente, uno de los aspectos principales en el análisis de facies volcánicas es la localización del centro emisor. En este sentido, existirá una variación lateral de facies significativa desde las proximidades al centro emisor a las zonas más alejadas del mismo, no solo dentro de los materiales volcánicos primarios sino también en los materiales epiclásticos asociados.

En función de la distancia al centro emisor las facies volcánicas pueden ser proximales, intermedias o distales, las cuales a su vez pueden subdividirse en diferentes subfacies atendiendo a distintos criterios como pueden ser el ambiente deposicional, mecanismo de transporte, etc. En depósitos piroclásticos primarios existen claras diferenciaciones entre las facies que se van sucediendo a medida que nos alejamos del centro emisor. Por ejemplo, los depósitos de caída irán disminuyendo progresivamente en espesor y tamaño de grano al alejarnos del centro emisor. En los depósitos emplazados balísticamente se puede observar una distribución más o menos radial alrededor del centro emisor, pero los depósitos asociados a la dispersión horizontal de la columna eruptiva presentarán una distribución que dependerá de la orientación de los vientos dominantes, aunque la distribución de facies proximal-distal será del tipo que hemos descrito. La asociación de depósitos generados por el emplazamiento de una colada piroclástica también presentan una variación lateral de facies significativa al alejarnos del centro emisor, con facies gruesas (brechas intraformacionales) en las zonas proximales, ignimbritas masivas en las zonas proximales e intermedias y cineritas coignimbríticas en las zonas más distales. Los depósitos de oleadas piroclásticas, especialmente los que están asociados a edificios de tipo anillo o cono de tobas, presentan una distribución muy característica de facies desde el centro emisor a las zonas distales.

Al reconstruir las variaciones laterales de facies en función de la distancia al centro emisor hay que tener en cuenta que esta referencia a la distancia es relativa y depende de la escala del cuerpo rocoso. Esta dependerá de la escala (magnitud) de la erupción y en concreto del volumen de material emitido. Por ejemplo, en la erupción del St. Helens, en 1980, en la que se emitió algo más de 1 km^3 de material magmático, la máxima distancia recorrida por los depósitos de flujo (blast deposit) fue de unos 24 km desde el origen (Fisher et al., 1987), mientras que en la erupción de Tauhō en Nueva Zelanda (18.000 años a.d.C), con un volumen total de unos 1000 km^3 , la distancia radial recorrida por la ignimbrita del mismo nombre es de unos 150 km (Wilson, 1985). Asimismo, hay que tener en cuenta que en terrenos recientes puede reconocerse sin dificultad el área fuente y, por lo tanto, se pueden reconstruir las variaciones laterales de los depósitos piroclásticos desde el centro emisor. Sin embargo, en terrenos volcánicos antiguos, especialmente en aquellos en que los procesos tectónicos posteriores hayan sido importantes, es posible que sólo se puedan reconocer los restos de la actividad volcánica que han quedado preservados en el interior de la cuenca, de forma que las facies proximales deberán definirse en base al espesor del depósito, tamaño de grano o tipo de roca (Smith, 1988; Hackett y Houghton, 1989).

La distribución lateral de los diferentes tipos de depósitos volcánicos desde el centro emisor hacia las cuencas adyacentes vendrá determinada por la tasa de extrusión de dichos materiales, su volumen total y los procesos de transporte enlazados por transformaciones de flujo (cambios en el régimen de flujo) (Fisher, 1983; Fisher y Smith, 1991). El crecimiento de un

centro volcánico implica el suministro de material hacia las cuencas adyacentes, ya sea por procesos directos (emplazamiento de material piroclástico durante erupciones explosivas) o por erosión y redeposición de los productos volcánicos anteriores o de los más proximales (lávas y domos), o incluso por procesos intermedios como ocurre en el emplazamiento de lahares y avalanchas gravitacionales (Smith y Lowe, 1991). Ello implica que las asociaciones de facies que definirán la transición de zonas proximales a zonas intermedias y distales incluirán el registro de importantes transformaciones de flujo a nivel de las unidades individuales (flujos piroclásticos a "debris flow" a flujos hiperconcentrados a transporte fluvial normal, etc) y la presencia simultánea de depósitos volcánicos primarios y depósitos epiclásticos dentro de una misma secuencia estratigráfica.

Dentro de este modelo de variaciones de facies proximal-distal (ver Fisher y Schmincke, 1984), las facies proximales corresponden a coladas de lava y depósitos piroclásticos primarios o materiales volcanoclásticos epiclásticos generados por erosión y procesos gravitacionales que actúan en las escarpadas pendientes del edificio volcánico. Cuando los procesos erosivos han sido intensos las facies proximales pueden estar representadas por diferentes grupos de rocas intrusivas subvolcánicas (stocks, sill y diques) y algunas brechas intrusivas y extrusivas y tobas. La presencia de una alteración fumarólica importante es también una buena guía para identificar las zonas proximales en terrenos paleovolcánicos. Las facies intermedias están representadas por la parte terminal de coladas de lava y depósitos piroclásticos formados a partir de coladas, oleadas y caída y sus productos de retrabajamiento. A medida que la distancia al centro emisor aumenta, también puede aumentar la cantidad de material piroclástico resedimentado y los depósitos epiclásticos con clastos volcánicos, a la vez que se incrementa progresivamente la cantidad de material clástico no volcánico intercalado o mezclado con los depósitos volcanoclásticos. Finalmente, las facies distales estarán formadas por piroclastos de caída (dispersión horizontal de la columna eruptiva o formados a partir de la nube acompañante de coladas piroclásticas) únicamente, y como es lógico, mezcladas o intercaladas con abundante material sedimentario no volcánico.

Facies según el ambiente deposicional

Un segundo gran grupo de facies puede establecerse en función del ambiente deposicional al cual irán a parar los depósitos volcanoclásticos. El ambiente deposicional incluye todos aquellos aspectos físicos, químicos, biológicos y geológicos que afectan a la sedimentación dentro de un área específica, siendo posible distinguir entre ambientes locales, definidos en términos geomorfológicos, y ambientes tectónicos con una implicación regional mucho más amplia (Pettijohn, 1975). En este sentido los grandes ambientes que podemos diferenciar dentro de los primeros son el marino y no marino, siendo posible a su vez, establecer diferencias significativas dentro de cada uno (fluvial, lacustre, eólico, profundo, somero, etc).

Como se ha señalado anteriormente, existen diversas características que permiten asociar un determinado depósito a un ambiente deposicional u otro, aunque un diagnóstico inequívoco solamente puede hacerse en base al estudio de las asociaciones de facies presentes. El carácter explosivo de parte de la actividad volcánica está ampliamente reconocido en ambientes subaéreos, estando bien establecidas las características distintivas de los productos de este tipo de actividad volcánica. Sin embargo, en ambientes subacuáticos relativamente someros puede darse también una actividad volcánica explosiva de características similares a la subaérea y con

productos casi idénticos (Cas, 1983; Busby-Spera, 1984; Cas y Wright, 1987, 1991; Stix, 1991; Schneider et al., 1992). Ello implica que la distinción en función del ambiente deposicional no pueda realizarse a nivel de depósitos individuales y sea necesario identificar las asociaciones de facies (presencia de depósitos submarinos o continentales) en cada caso. Asimismo, puede darse el caso de flujos piroclásticos originados en ambiente subaéreo pero emplazados finalmente en ambiente subacuático. En este caso tampoco existen características distintivas que permitan discriminarlos de los depósitos puramente subaéreos o subacuáticos del mismo tipo (Carey y Sigurdsson, 1978, 1980; Sparks et al., 1980 a y b; Sigurdsson et al., 1980). También aquí será necesario identificar las variaciones laterales existentes dentro de las asociaciones de facies presentes para poder determinar con exactitud el ambiente deposicional de los depósitos. En ambientes submarinos profundos la presión hidrostática de la columna de agua inhibe la vesiculación de los magmas, por lo que la actividad volcánica será predominantemente efusiva, independientemente del tipo de magma, hasta que el edificio volcánico crezca lo suficiente como para que la columna de magma acceda a niveles más superficiales y pueda experimentar una vesiculación explosiva, empezando así a generarse los primeros productos piroclásticos. Una revisión extensa de las características del volcanismo explosivo subacuático se encuentra en Stix (1991) y Cas y Wright (1991).

En lo referente a los tipos de facies características que se pueden encontrar en los distintos ambientes tectónicos o geodinámicos remito al lector a las obras de Fisher y Schmincke (1984) y Cas y Wright (1987).

Facies según la composición primaria y/o secundaria

Dentro de la complejidad que representa establecer grupos o asociaciones de facies en terrenos volcánicos, y de manera especial en los terrenos antiguos, uno de los elementos útiles para establecer divisiones es la composición petrológica y química de las rocas. De esta forma se pueden establecer conjuntos de rocas según distintas categorías composicionales, lo que permite minimizar la necesidad de determinar unas relaciones estratigráficas precisas entre las capas individuales (Fisher y Schmincke, 1984). Según estos autores pueden establecerse dos categorías principales, 1) facies composicionales y 2) petrofacies.

Una facies composicional consiste en una asociación de rocas volcánicas relacionadas petrológica y químicamente y que son esencialmente equivalentes en tiempo pero pueden estar separadas en espacio (Fisher y Schmincke, 1984). Por ejemplo, las rocas derivadas de una misma erupción o de un mismo ciclo asociado a una única cámara magmática tendrán una composición química similar y, en el caso de que gran parte de dichos materiales hayan sido afectados por procesos erosivos y en consecuencia sea difícil su correlación lateral, se podrán agrupar en función de su composición y diferenciarse de los productos de otras erupciones o ciclos de distinto quimismo y mineralogía.

Las petrofacies se definen en función de las características y distribución (poblaciones) de los distintos componentes que forman las rocas volcanoclásticas y epiclásticas. El estudio de petrofacies puede ser útil para establecer las relaciones estratigráficas generales en áreas de estructura compleja (Fisher y Schmincke, 1984), especialmente en terrenos paleovolcánicos en los que es frecuente la mezcla de material piroclástico con material sedimentario con distintas proporciones de ambos.

En terrenos volcánicos antiguos las transformaciones posteriores, tanto de alteración como tectónicas, pueden provocar cambios significativos respecto de la composición y textura primarias de las rocas. Sin embargo, tanto la composición como la textura secundarias resultado de la actuación de procesos deformativos, erosivos, hidrotermales, diagenéticos, etc, pueden servir para establecer grupos de facies composicionales y petrofacies, aunque con un significado específico en cada caso que no servirá como elemento definitivo para reconstruir la distribución original de los materiales.

VOLCANISMO, SEDIMENTACION Y DINAMICA DE CUENCAS

La presencia de depósitos volcánicos es un hecho frecuente en muchas cuencas sedimentarias. La existencia de episodios volcánicos en el registro sedimentario de una cuenca representa una fuente de información importante a la hora de entender la génesis y evolución de la misma. En concreto, la presencia de volcanismo responde a unas condiciones geodinámicas que favorecen la génesis y ascenso de magmas y que, por otra parte, pueden traducirse en unas condiciones tectónicas adecuadas para el desarrollo de una estructura de subsidencia. Asimismo, los depósitos volcánicos y en especial aquellos derivados de las erupciones explosivas, constituyen una herramienta de gran valor para establecer correlaciones estratigráficas dentro y fuera de los límites de la cuenca, así como una cronología precisa de dichas secuencias. Por otro lado, la interacción entre procesos volcánicos, generalmente catastróficos, y procesos sedimentarios comporta, en ocasiones, la aparición de facies "anómalas" dentro de los productos sedimentarios, las cuales pueden predisponer a interpretaciones erróneas si no se conoce con exactitud la naturaleza de los procesos volcánicos. Gracias al enfoque actual de la volcanología que persigue el estudio de los procesos volcánicos aglutinando otros muchos aspectos además de los puramente petrológicos, es posible obtener una visión mucho más amplia de dichos fenómenos, lo que ayuda a la interpretación de otros problemas geológicos, como por ejemplo el análisis de cuenca. En este apartado se exponen algunos de los puntos más significativos de la relación entre volcanismo, sedimentación y dinámica de cuencas.

Volcanismo y dinámica de cuenca

La formación de una cuenca sedimentaria responde muchas veces a la existencia de una red de fracturación que permita la subsidencia de los bloques que delimita. De igual forma, la existencia de episodios volcánicos obedece a la actuación de un proceso geodinámico que conduce a la formación de magmas en profundidad y facilita su ascenso hacia la superficie. Sin embargo, la formación y ascenso de magmas no siempre implica la existencia de procesos eruptivos. Unicamente cuando las condiciones tectónicas son las adecuadas, especialmente en la corteza superior, el magma puede alcanzar la superficie. Estas condiciones implican la existencia de un campo de esfuerzos localmente distensivo que favorezca la apertura de fracturas y consecuentemente el ascenso del magma. En muchos casos, estas fracturas son las que delimitan la cuenca y controlan la subsidencia de la misma, por lo que la localización de los centros volcánicos puede ayudar a establecer la estructura de la cuenca, especialmente en terrenos paleovolcánicos.

Debido a que las condiciones físicas que controlan la salida del magma a la superficie no varían con el tiempo, el estudio de los procesos volcánicos es útil, sobre todo, en la reconstrucción de aquellas cuencas que han experimentado transformaciones tectónicas posteriores. En cuencas actuales, la aplicación de métodos geofísicos permite obtener un buen conocimiento de la estructura y dinámica de las mismas, aunque estos métodos pueden ser de escaso valor en la interpretación de cuencas antiguas. Sin embargo, la reconstrucción de los episodios volcánicos ayuda a conocer las condiciones estructurales iniciales que controlaron dichos episodios y, por tanto, permite deducir cuáles eran los accidentes tectónicos que dirigían la dinámica de la cuenca.

Desde un punto de vista sedimentario, la importancia del estudio de los materiales volcánicos y, en especial, los de origen piroclástico, cuya extensión puede sobrepasar los límites de la propia cuenca, radica principalmente en que estos horizontes volcanoclásticos constituyen, por lo general, unos niveles de correlación muy buenos. Esto se debe a la gran extensión areal que alcanzan, a sus características petrológicas y a las facies bien diferenciadas que pueden mostrar. Como ya hemos señalado anteriormente, también hay que considerar que una erupción volcánica representa un período de tiempo muy corto (generalmente de horas o de pocos días), lo que traducido a la escala geológica significa un instante.

La influencia de la actividad volcánica en la sedimentación puede ser también significativa en diversos aspectos. La tasa de sedimentación en una cuenca con volcanismo puede ser mucho más elevada que en una cuenca no volcánica de características similares. Esto puede suponer un incremento importante en la velocidad de subsidencia de la cuenca, a la vez que puede reducir sensiblemente el tiempo necesario para la colmatación de la misma. Este hecho puede verse acentuado si se trata de cuencas volcano-tectónicas o sobre todo en el caso de las grandes calderas de colapso, donde la deposición de secuencias de materiales volcano-sedimentarios, de varios centenares de metros de potencia, se realiza en lapsos de tiempo muy cortos. Esto puede inducir a errores si no se separan correctamente ambos procesos en la escala de tiempo.

Por último, hay que señalar que la reconstrucción de facies de los depósitos volcánicos permite establecer con cierta exactitud, incluso en aquellos casos en que la preservación de tales depósitos es escasa, la distribución de los centros emisores. Como hemos visto anteriormente, esto puede ayudar en la reconstrucción de la estructura de la cuenca, o al menos en la delimitación de zonas de fractura principales que pudieron actuar de forma favorable en la dinámica de subsidencia de la misma.

Volcanismo y sedimentación

En la interpretación de terrenos volcánicos debe tenerse en cuenta los cambios significativos que sobre la sedimentación normal va a suponer la entrada en la cuenca de grandes volúmenes de materiales volcánicos (ver p.e. Smith, 1986, 1987, 1988, 1991; Houghton y Landis, 1989; Runkel, 1990; Buesch, 1991). En una cuenca sedimentaria en la que existe una influencia directa de la actividad volcánica, la sedimentación se verá afectada sensiblemente por la presencia simultánea de erupciones que generan grandes volúmenes de materiales piroclásticos y por el crecimiento y posterior desmantelamiento de edificios volcánicos. Al estudiar la respuesta del sistema sedimentario a la presencia de volcanismo debemos hacer una distinción

entre periodos *sin-eruptivos* y periodos *inter-eruptivos* (Smith, 1991). Los periodos sin-eruptivos están caracterizados por la producción instantánea, geológicamente hablando, de grandes volúmenes de sedimentos volcanoclásticos y por la existencia de una mayor variedad y volumen de material disponible para ser remobilizado y sedimentado mediante procesos de "debris flow" o "high-sediment-load-flood". Estos periodos son cortos y están separados por periodos inter-eruptivos relativamente más largos durante los cuales el volcanismo tiene poca influencia o ninguna sobre el sistema sedimentario y que en consecuencia estarán caracterizados por una disminución importante en la producción de sedimento. En el registro estratigráfico la existencia de estos periodos sin e inter-eruptivos puede identificarse en base a las características litológicas y sedimentológicas de los sedimentos. En este sentido, hay que tener en cuenta que las facies resultantes dependerán de la importancia relativa de estos dos tipos de periodos.

La presencia de una sedimentación volcanoclástica implica unas diferencias notables con respecto a una sedimentación siliciclástica normal (Smith, 1991). En primer lugar, los depósitos resultantes estarán mayoritariamente formados por clastos derivados directamente de la actividad eruptiva más que por meteorización. Los depósitos piroclásticos son sedimentos instantáneos generados en cortos intervalos de tiempo, lo que implica que la tasa de sedimentación de los mismos es muy superior a la de los sedimentos epiclásticos derivados de la meteorización de rocas preexistentes, a la vez que corresponden a material poco o no consolidado y emplazado en forma de capas potentes que cubren la topografía más o menos homogéneamente o rellenando valles y zonas topográficamente deprimidas, resultando por todo ello fácilmente erosionables.

En los terrenos volcánicos con predominio de actividad explosiva las tasas de erosión son altas debido, no sólo a la existencia de un volumen elevado de material no consolidado, sino también a la destrucción de la vegetación, que actúa como agente regulador de la sedimentación, debido a los procesos volcánicos (Smith, 1991; Wilson, 1991). La pérdida de vegetación y la relativa impermeabilidad del material piroclástico debido a su tamaño de grano fino o mala clasificación, comparado con suelos, provoca un incremento y mayor variación del material susceptible de ser remobilizado, con lo que se incrementa significativamente el volumen y periodicidad de la descarga total (Smith, 1991).

El estilo del volcanismo es de gran importancia en el control de la estratigrafía de los materiales que forman el relleno de la cuenca. El volumen de material piroclástico y autoclástico generado determina la extensión de la influencia de las erupciones en la sedimentación. En terrenos paleovolcánicos donde gran parte de las áreas fuente de los materiales volcánicos pueden haber sido erosionadas, es necesario identificar el carácter primario o secundario de todos los depósitos de la secuencia estratigráfica presente si queremos conocer cual fue la evolución de la sedimentación no volcánica en la cuenca y la influencia de la actividad eruptiva sobre la misma. Asimismo, el análisis de las asociaciones de facies presentes debe tener en cuenta el grado de separación o aproximación que puede existir entre estas facies volcano-sedimentarias con respecto a facies volcánicas y sedimentarias (no volcánicas) propiamente dichas. De esta forma se podrán reconstruir las modificaciones que sobre la sedimentación y paisaje causó la actividad volcánica durante la evolución de la cuenca.

La identificación de los periodos sin- y inter-eruptivos dentro del registro estratigráfico sirve además para interpretar la misma en términos de ciclos de actividad eruptiva, lo cual combinado con la identificación de facies composicionales, permite establecer la relación entre la sedimentación de la cuenca con aspectos relacionados exclusivamente con la composición de los magmas eruptivos. De esta forma, puede observarse como variaciones en el volumen y extensión del material volcánico fragmentario suministrado por las erupciones a la cuenca, pueden depender de variaciones en el grado de explosividad de las mismas, estando éste a su vez relacionado con variaciones en la composición química (contenido en volátiles) del magma.

Finalmente, hay que señalar que los procesos epiclásticos que actúan en terrenos volcánicos no difieren de los que podemos encontrar en terrenos no volcánicos. Sin embargo, debido a la gran diversidad de densidades, como consecuencia de los variables grados de vesiculación de los fragmentos volcánicos y de los efectos de la clasificación hidráulica, los depósitos volcánicos de origen epiclástico pueden estar peor clasificados y ser, por lo tanto, ligeramente diferentes texturalmente y en lo que se refiere a sus estructuras sedimentarias (Cas y Wright, 1987). Una extensa revisión sobre los procesos epiclásticos que se pueden dar en terrenos volcánicos se encuentra en Cas y Wright (1987, Cap. 10).

Depósitos ricos en cristales

Una característica común de la mayoría de secuencias volcánicas es la presencia de depósitos de distinta naturaleza ricos en cristales. Las petrofacies que presentan estas rocas pueden ser relativamente similares a pesar de la diversidad posible de orígenes, siendo posible que se trate de materiales de procedencia piroclástica, epiclástica o una combinación de ambas. La caracterización correcta de estos niveles nos permitirá conocer la influencia del volcanismo en la sedimentación de la cuenca, su naturaleza y posiblemente la localización de las áreas fuente de los materiales volcanoclásticos. Cas y Wright (1987, Cap. 11) presentan una excelente revisión de los mecanismos de fragmentación y transporte de los depósitos volcanoclásticos ricos en cristales, así como del significado de los mismos.

La identificación de los caracteres genéticos de estos depósitos ricos en cristales pueden ayudar a demostrar la existencia de episodios volcánicos importantes en la evolución de la cuenca y consecuentemente permitirá comprender mejor la dinámica de la misma, aún en aquellos casos en que las transformaciones diagenéticas, tectónicas o incluso metamórficas hayan sido importantes. Por ejemplo, en la descripción de muchos terrenos antiguos podemos encontrar rocas de naturaleza ambigua, ricas en cristales y matriz arcillosa, que se denominan genéricamente *grauvakas*. Sin embargo, en muchos casos se trata de niveles volcanoclásticos que se diferencian relativamente poco de depósitos recientes de la misma naturaleza.

La presencia de depósitos ricos en cristales, denominados genéricamente *crystal-tobas*, aún cuando su representatividad sea poco importante, no debe considerarse como un mero "accidente" dentro de la secuencia estratigráfica, sino que debemos pensar que la presencia de niveles de origen volcánico tiene un significado geodinámico muy importante. Siempre hay que tener en cuenta que los volcanes (y sus productos) no se forman por generación espontánea, sino que obedecen a unas condiciones geodinámicas concretas que posibilitan la generación de magmas en profundidad, su ascenso y diferenciación, y finalmente su erupción

en la superficie terrestre, y que, en consecuencia, no todos los ambientes tectónicos son susceptibles de llevar asociados volcanismo.

VOLCANISMO Y MARCO TECTONICO

En los apartados precedentes ya se ha comentado la relación directa que existe entre volcanismo y tectónica. Es evidente que la presencia de volcanismo obedece a unas condiciones tectónicas determinadas, que a nivel regional pueden inscribirse en una relativa amplia diversidad de ambientes tectónicos o geodinámicos. En terrenos actuales los diferentes ambientes tectónicos en los que puede aparecer volcanismo se pueden identificar y caracterizar en base a distintos grupos de datos, como los geofísicos que nos informarán sobre la estructura litosférica, los geoquímicos que permiten conocer cuales son las asociaciones de rocas ígneas presentes, los estructurales que nos informarán sobre el tipo y orientación de las estructuras tectónicas principales o los procedentes del análisis de la sismicidad local y regional que nos permitirán caracterizar el campo de esfuerzos.

Sin embargo, en terrenos paelovolcánicos la mayoría de estos datos no pueden obtenerse con la misma facilidad y fiabilidad, debido a las transformaciones que han experimentado a lo largo de su historia geológica. En este caso no sirve intentar caracterizar el marco tectónico en base a criterios únicos, sean del tipo que sean, sino que la identificación del ambiente tectónico en el que se desarrolló el volcanismo sólo se podrá realizar si se considera el conjunto de datos geológicos de su entorno regional, incluyendo las asociaciones de rocas plutónicas y volcánicas, presencia de rocas metamórficas, distribución y estilo de los dominios estructurales, facies sedimentarias y tipo de basamento. Los criterios de identificación geoquímicos (ver más adelante) por si solos son poco satisfactorios, aunque pueden ayudar a obtener el modelo del marco tectónico regional.

Volcanismo y campo de esfuerzos

La presencia de volcanismo está inequívocamente relacionada a la existencia de fracturas y otras manifestaciones de los esfuerzos tectónicos, de forma que la distribución de fracturas y de la actividad magmática en ciertos ambientes estructurales puede asociarse a las magnitudes relativas y distribución espacial de los esfuerzos en la litosfera (Williams y McBirney, 1979). La reconstrucción de la distribución original de los centros y conductos volcánicos (especialmente en los terrenos que han sido fuertemente erosionados), junto a la identificación de las fracturas que actuaron sincrónicamente al ascenso de los magmas, permite conocer la distribución del campo de esfuerzos que controló la actividad ígnea y también la estructura y dinámica de las cuencas sedimentarias asociadas.

La intrusión de un magma a través de una fractura se produce cuando la presión del magma supera la suma del esfuerzo principal menor más la resistencia a la rotura por tensión de las rocas encajantes. En función de la orientación de los esfuerzos principales podemos tener diferentes situaciones tectónicas y, en consecuencia, distintas situaciones para el ascenso de magmas. La presencia de intrusiones subvolcánicas verticales (diques, stocks, chimeneas, etc) distribuidas aleatoriamente es típica de áreas cratónicas donde no existe deformación ni compresiva ni extensiva, siendo el único control estructural la fábrica preexistente de las rocas corticales (Williams y McBirney, 1979). La relativa escasez de volcanismo en regiones que

experimentan una deformación compresiva se debe a que en estas condiciones el magma puede intruir horizontalmente pero no como diques; el magma puede ascender a la superficie sólo si existe una relajación de la compresión horizontal, tal como puede ocurrir al final de un episodio deformativo (orogenia) o durante un levantamiento regional de la litosfera. Asimismo, en estas condiciones tectónicas, que favorecen la formación de cuerpos intrusivos, las grandes masas plutónicas que así resultan pueden crear localmente un campo de esfuerzos extensional en su parte superior que facilite el ascenso de los magmas hasta zonas mucho más superficiales permitiendo también la existencia de erupciones volcánicas (Cas y Wright, 1987) que, por lo general, estarán asociadas a magmas silíceos e intermedios con formación de complejos centrales y grandes calderas de colapso (ver p.e. Lipman, 1984). Por el contrario, la existencia de un régimen tectónico regional extensivo se pone de manifiesto por la presencia generalizada de centros emisores alineados, fisuras y enjambres de diques, y por su asociación con fallas normales alineadas en las mismas direcciones.

Hay que tener en cuenta, sin embargo, que en terrenos volcánicos el desarrollo de cámaras magmáticas superficiales puede originar campos de esfuerzos locales que pueden obliterar casi totalmente la distribución del campo de esfuerzos regional (Martí et al., 1994). Por esta razón es necesario analizar las configuraciones de los campos de esfuerzos a todas las escalas. A nivel regional, la configuración del campo de esfuerzos determina las vías de ascenso de los magmas profundos a través de la litosfera y las condiciones y situación para su almacenamiento en cámaras más superficiales. De igual forma, la creación de reservorios magmáticos superficiales originará un campo de esfuerzos local que determinará la orientación y distribución de las intrusiones que actuarán como vías de escape del magma desde la cámara hasta los centros emisores. En este caso, los niveles superiores de las grandes estructuras volcánicas están aisladas de los esfuerzos tectónicos regionales, de forma que el comportamiento intrusivo del magma dentro de ellas vendrá controlado por una serie de factores, entre los que la forma y tamaño de la estructura y las densidades y propiedades mecánicas de las rocas circundantes y del magmas son probablemente los más importantes (Wadge, 1977). Este es un hecho importante a considerar en la reconstrucción del campo de esfuerzos en los terrenos paleovolcánicos, ya que los alineamientos locales de fisuras, centros emisores, intrusiones subvolcánicas pueden no ser un reflejo de los esfuerzos regionales, sino estar influenciadas por desviaciones de segundo o tercer orden de la orientación primaria del campo de esfuerzos o por una anisotropía estructural en el basamento subvolcánico (Williams y McBirney, 1979; Martí et al., 1994)).

Volcanismo y Tectónica de Placas: Identificación de los ambientes geodinámicos en base a criterios geoquímicos

En el contexto de la Teoría de la Tectónica de Placas se pueden diferenciar diversos ambientes geodinámicos en los que la actividad volcánica es un hecho característico y que se pueden identificar tanto en un contexto actual como a partir del análisis de terrenos antiguos. Cada ambiente geodinámico puede ser definido en base a sus características estructurales, petrológicas y sedimentológicas. En la actualidad se pueden reconocer los siguientes ambientes tectónicos con actividad volcánica asociada (ver Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Wilson, 1989):

a) zonas de dorsal oceánica

- b) cuencas oceánicas marginales de "back-arc" e "inter-arc"
- c) zonas de intraplaca continentales (flood basalts) y oceánicas (hot spots)
- d) zonas de rift continentales
- e) zonas de arco de isla jóvenes asociados con zonas de subducción oceánicas
- f) arcos volcánicos micro-continentales asociados a zonas de subducción oceánicas
- g) arcos volcánicos de margen continental asociados a zonas de subducción oceánicas

En los últimos años se ha propuesto con cierta insistencia (ver Pearce y Cann, 1973; Floyd y Winchester, 1975, 1978; Nisbet y Pearce, 1977; Winchester y Floyd, 1977; Leterrier et al., 1982; Mullen, 1983; Pearce, 1987; Myers y Breitkopf, 1989) el uso de criterios geoquímicos en la discriminación de los diferentes ambientes tectónicos, extendiéndose su aplicación incluso a la interpretación de terrenos paleovolcánicos. Sin embargo, éste es uno de los aspectos más conflictivos del estudio de terrenos volcánicos antiguos, ya que la caracterización geoquímica de los mismos depende del estado de conservación de las rocas, las cuales, por lo general, han experimentado importantes transformaciones que cambian significativamente su quimismo original. Las garantías que podamos tener al analizar una roca paleovolcánica de conocer el quimismo de la roca original, incluso utilizando únicamente aquellos elementos considerados inmóviles en este tipo de alteraciones, son realmente pocas. Sin embargo, no por ello debe renunciarse al análisis de las rocas aparentemente más frescas, ya que siempre puede obtenerse una orientación más o menos aproximada de la afinidad magmática de las rocas en cuestión, lo que deberá tenerse en cuenta en la interpretación de marco geodinámico de la zona volcánica que estemos estudiando, aunque nunca debe tomarse como un criterio único.

De la misma forma, y en este caso tanto para los terrenos antiguos como recientes, debemos tener presente que no existen series o suites de rocas ígneas o caracteres geoquímicos que puedan asignarse exclusivamente a un determinado ambiente tectónico (Arculus, 1987), aunque unos son más característicos que otros según la situación geodinámica que consideremos. Las características geoquímicas de los productos magmáticos son el resultado de diversos factores (grado de fusión parcial, composición de la zona de origen de los magmas, condiciones tectónicas regionales, procesos de diferenciación, etc) que no son propios de un determinado ambiente tectónico. Asimismo, la naturaleza del basamento es distinta en los diferentes ambientes tectónicos y puede evolucionar a lo largo del tiempo (Sparks, 1986), de forma que la comparación de dos ambientes similares pero de edades distintas puede aportar diferencias significativas en la composición de los productos volcánicos.

Por estas razones, debemos actuar con precaución al interpretar el ambiente geodinámico de una determinada secuencia volcánica si únicamente se utilizan los caracteres petrológicos y geoquímicos de las rocas presentes. Solamente la utilización de todos los criterios geológicos (y ocasionalmente geofísicos), incluyendo rasgos estructurales, petrológicos, geoquímicos, sedimentológicos, metamórficos, etc, podrá garantizar una interpretación correcta del marco tectónico regional en el que se encuadra el episodio volcánico que estamos estudiando, sin olvidar que las características de un determinado ambiente geodinámico que considereamos indispensables para su identificación, pueden haber cambiado con el tiempo.

RECONSTRUCCION DE LA HISTORIA ERUPTIVA EN TERRENOS VOLCANICOS ANTIGUOS

Ya se ha comentado en varias ocasiones dentro de este mismo capítulo que los métodos de estudio que debemos usar en el análisis de terrenos volcánicos antiguos han de ser similares a los empleados para el estudio de las zonas volcánicas activas o recientes. En éstas se persigue como uno de los objetivos principales la caracterización de la actividad eruptiva con el fin de prever el estilo de erupciones futuras en la misma zona o en otros centros volcánicos de características similares y poder así evaluar el posible riesgo potencial de estas erupciones futuras.

En el análisis de terrenos volcánicos antiguos, donde no existen implicaciones de riesgo como en las zonas activas, también debemos tratar de interpretar los episodios volcánicos que han quedado registrados en la secuencia estratigráfica en términos de estilo eruptivo o de caracterización de las erupciones; es decir, hay que intentar reconstruir la historia evolutiva del volcanismo presente. Esto puede ser realmente difícil cuando se trata de terrenos afectados por transformaciones posteriores que hayan complicado la reconstrucción y apariencia original de los materiales volcánicos. Sin embargo, debemos tener presente que interpretar los depósitos volcánicos en términos de los mecanismos eruptivos que los originaron, y por lo tanto yendo mucho más lejos de lo que puede ser una descripción litológica o petrológica, nos permitirá conocer, o al menos suponer con cierta seguridad, la posible distribución original de los depósitos, la secuencia estratigráfica original, sus posibles características litológicas y texturales originales y las facies originales, así como distinguir entre diversos ciclos eruptivos. En la actualidad existe ya un gran número de trabajos sobre terrenos volcánicos antiguos en los que se realiza una reconstrucción del estilo eruptivo, localización de centros emisores y de la historia eruptiva en términos similares a como se haría si se tratase de terrenos modernos (ver p.e. Smith et al., 1988; Martí, 1991; Branney, 1991).

Es evidente que la reconstrucción de la historia de la actividad eruptiva y de los mecanismos eruptivos en depósitos volcánicos antiguos no se puede realizar sin conocerse con cierto detalle estos mismos aspectos en terrenos modernos. En verdad puede afirmarse que la base más sólida para el estudio de terrenos volcánicos antiguos la constituye el estudio de los terrenos volcánicos recientes. Sin esta experiencia difícilmente se podrá llegar a la interpretación correcta o completa de los terrenos peleovolcánicos. Los factores físicos que controlan las erupciones volcánicas y los mecanismos de transporte y deposición de los materiales volcánicos no varían a lo largo del tiempo, o al menos no tan significativamente como para cambiar el estilo de las erupciones explosivas desde el Cámbrico hasta nuestros días. Es evidente que han existido algunos cambios, especialmente en lo que se refiere a la evolución petrológica de la litósfera y del manto, lo que se traducirá en ligeras variaciones en la composición de los magmas, o cambios en la estructura y dinámica atmosférica, aunque en conjunto no tienen especial significado para variar el modelo general de lo que es una erupción volcánica. Por esta razón, se puede afirmar que el estudio de terrenos paleovolcánicos constituye uno de los mejores ejemplos de aplicación de la *Ley del Actualismo* de Hutton, según la cual "el presente es la clave del pasado".

BIBLIOGRAFIA

- * Alonso, J.J., Araña, V. y Martí, J. 1988. La ignimbrita de Arico (Tenerife). Mecanismos de emisión y de emplazamiento. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2), 15-24.
- Arculus, R.J. 1987. The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32, 1-12.
- Branney, M.J. 1991. Eruption and depositional facies of the Whorneyside Tuff Formation, English Lake District: An exceptionally large-magnitude phreatoplinian eruption. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103, 886-897.
- Branney, M.J. y Sparks, R.S.J. 1990. Fiamme formed by diagenesis and burial-compaction in soils and subaqueous sediments. *J. Geol. Soc. Lond.*, 147, 919-922.
- Buesch, D.C. 1991. Changes in depositional environments resulting from emplacement of a large-volume ignimbrite, En *Sedimentation in Volcanic Settings*, Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds), SEPM Special Publication nº 45, 139-153.
- Busby-Spera, C.J. 1984. Large-volume rhyolite ash flow eruptions and submarine caldera collapse in the Lower Mesozoic Sierra Nevada, California. *J. Geophys. Res.*, 89, 8417-8427.
- Carey, S.N. 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges, En *Sedimentation in Volcanic Settings*, Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds), SEPM Special Publication nº 45, 39-57.
- Carey, S.N. y Sigurdsson, H. 1978. Deep-sea evidence for distribution of tephra from the mixed magma eruption of the Sufrière on St. Vincent 1902: ash turbidites and air fall. *Geology*, 6, 271-274.
- Carey, S.N. y Sigurdsson, H. 1980. The Roseau Ash: deep-sea tephra deposits from a major eruption on Dominica, Lesser Antilles arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 67-86.
- Cas, R.A.F. 1983. Submarine "crystal-tuffs": their origin using a lower Devonian example from southeastern Australia. *Geol. Mag.*, 120, 471-486.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions*. Allen & Unwin, London, 528 pp.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. 1991. Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bull. Volcanol.*, 53, 357-380.
- Cas, R.A.F. y Busby-Spera, C (eds). 1991. *Volcanoclastic sedimentation*, Sediment. Geol., Especial Issue, 74, 362 pp.
- Colombo, F. y Martí, J. 1988. Depósitos volcánico-sedimentarios, En *Nuevas Tendencias en Sedimentología* (Arche, A., ed), CSIC, Madrid, tomo 1, 271-345.

- Dickinson, W.R. 1974. Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs, En *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (Dott, R.H., Jr. y Shaver, R.H., eds), SEPM Special Publication 19, 230-239.
- Fisher, R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 1409-1414.
- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Rev.*, 1, 287-298.
- Fisher, R.V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11, 273-274.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- Fisher, R.V. y Smith, G.A. 1991. Volcanism, tectonics and sedimentation, En *Sedimentation in Volcanic Settings*, Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds), SEPM Special Publication n° 45, 1-5.
- Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds). 1991. *Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM Special Publication n° 45, 257 pp.
- Fisher, R.V., Glicken, H. y Hoblitt, R. 1987. May 18, 1980, Mount St. Helens deposits in South Coldwater Creek, Washington. *J. Geophys. Res.*, 92, 10267-10283.
- Floyd, P.A. y Winchester, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 211-218.
- Floyd, P.A. y Winchester, J.A. 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21, 291-306.
- Fritz, W.J. y Harrison, S. 1985. Transported trees from the 1982 Mount St. Helens sediment flows: their use as paleocurrent indicators. *Sediment. Geol.*, 42, 49-64.
- Hay, R.L. y Ijima, A. 1968. Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu Group on Oahu, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 116, 331-376.
- Hackett, W.R. y Houghton, B.F. 1989. A facies model for a Quaternary andesitic composite volcano: Ruapehu, New Zealand. *Bull. Volcanol.*, 51, 51-68.
- Hailwood, E.A. 1989. *Magnetostratigraphy*, Geological Society of London Special Report No. 19.
- Heiken, G.H. y Wohletz, K.H. 1985. *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, Calif., 246 pp.
- Houghton, B.F. y Landis, C.A. 1989. Sedimentation and volcanism in a Permian arc-related basin, southern New Zealand. *Bull. Volcanol.*, 51, 433-450.

- Iijima, A. 1978. Geological occurrences of zeolites in marine environments, En *Natural Zeolites: occurrence, properties, use* (Sand, L.B. y Mumpton, F.A., eds), Pergamon Press, Oxford, 175-198.
- Ingersoll, R.V. 1978. Petrofacies and petrologic evolution of the late Cretaceous fore-arc basin, northern and central California. *J. Geol.*, 86, 335-352.
- Jakobsson, S.P. 1978. Environmental factors controlling the palgonitization of the Surtsey tephra, Iceland. *Bull. GEol. Soc. Denmark* 27, 91-105.
- Jakobsson, S.P. y Moore, J.G. 1986. Hidrothermal minerals and alteration rates at Surtsey volcano, Iceland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 648-659.
- Kokelaar, B.P. y Howells, M.F. (eds). 1984. *Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., nº16.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. y Marchal, M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- Lipman, P.W. 1976. Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1397-1410.
- Lipman, P.W. 1984. The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.*, 89, 8801-8841.
- Martí, J. 1991. Caldera-like structures related to Permo-Carboniferous volcanism of the Catalan Pyrenees (NE Spain). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 45, 173-186.
- Martí, J. y Baraldo, A. 1990. Pre-caldera pyroclastic deposits of Deception Islands (South Shetland Islands). *Antarctic Science*, 2 (4), 345-352.
- Martí, J. y Colombo, F. 1990. Estratigrafía, sedimentología y mecanismos eruptivos de El Golfo (Lanzarote). *Bol. Geol. y Min.*, 101-4, 560-579.
- Martí, J. y Gisbert, J. 1983. Secuencias ignimbríticas y lahares calientes en el Estefano-Pérmico del Pirineo Catalán. *C.R.X. Cong. Intern. Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, 3, 197-212.
- Martí, J., Ablay, G. J., Redshaw, L. y Sparks, R. S. J. 1994. Experimental studies of collapse calderas. *J. Geol. Soc. London* (en prensa).
- Mathisen, M.E. y McPherson, J.G. 1991. Volcaniclastic deposits: Implications for hydrocarbon exploration, En *Sedimentation in Volcanic Settings*, Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds), SEPM Special Publication nº 45, 27-36.

- Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- Myers, R.E. y Breitkopf, J.H. 1989. Basalt geochemistry and tectonic settings: A new approach to relate tectonic and magmatic processes. *Lithos*, 23, 53-62.
- Nisbet, E.G. 1977. Clinopiroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 149-160.
- Pearce, J.A. 1987. An expert system for the tectonic characterization of ancient volcanic rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32, 51-65.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Perroud, H., Calza, F. y Khattach, D. 1991. Paleomagnetism of the Silurian Volcanism at Almadén, Southern Spain. *J. Geophys. Res.*, 96, 1949-1962.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. 3ª edición, Harper and Row, Publishers, New York, 628 pp.
- Richardson, S.M. y McSween, H.Y. 1989. *Geochemistry: pathways and processes*. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 488 pp.
- Roberts, J.L. 1970. The intrusion of magma into brittle rocks, En *Mechanism of igneous intrusion* (Newall, G. y Rast, N., eds), Geol. Jour. Spec. Issue, 2, 287-338.
- Runkel, A.C. 1990. Lateral and temporal changes in volcanogenic sedimentation; analysis of two Eocene sedimentary aprons, Big Bend region, Texas. *J. Sedimen. Petrol.*, 60, 747-760.
- Schneider, J.L., Fourquin, C. y Picheler, J.C. 1992. Two examples of subaqueously welded ash-flow tuffs: the Visean of Southern Vosges (France) and the Upper Cretaceous of northern Anatolia (Turkey). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 49, 365-383.
- Self S., Goff, F., Gardner, J.N., Wright, J.V. y Kite, W.M. 1986. Explosive rhyolitic volcanism in the Jemez mountains: Vent location, caldera development and relation to regional structure. *J. Geophys. Res.*, 91, 1779-1798.
- Sigurdsson, H., Sparks, R.S.J., Carey, S.N. y Huang, T.C. 1980. Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles arc. *J. Geol.*, 88, 523-540.
- Smith, G.A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1-10.
- Smith, G.A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The Deschutes Formation (Neogene) in Central Oregon. *J. Sedimen. Petrol.*, 57, 614-629.

Smith, G.G. 1988. Sedimentology of proximal to distal volcanoclastics dispersed across an active foldbelt: Ellensburg Formation (late Miocene), central Washington. *Sedimentology*, 35, 953-977.

Smith, G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments, En *Sedimentation in Volcanic Settings*, Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds), SEPM Special Publication n° 45, 109-121.

Smith, G.A. y Lowe, D.R. 1991. Lahars: Volcano-hidrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum, En *Sedimentation in Volcanic Settings*, Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds), SEPM Special Publication n° 45, 60-70.

Smith, G.A., Campbell, N.P., Deacon, M.W. y Shafiqullah, M. 1988. Eruptive stile and location of volcanic centers in Miocene Washington Cascade Range: Reconstruction from the sedimentary record. *Geology*, 16, 337-340.

Smith, R.L. y Bailey, R.A. 1968. Resurgent couldrons. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 116, 613-662.

Sparks, R.S.J. 1986. The role of crustal contamination in magma evolution through geological time. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 211-223.

Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. y Carey, S.N. 1980a. The entrance of pyroclastic flows into the sea, I. Oceanographic and geologic evidence from Dominica Lesser Antilles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 87-96.

Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. y Carey, S.N. 1980b. The entrance of pyroclastic flows into the sea, II. Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 97-105.

Wadge, G., 1977. The storage and release of magma on Mount Etna, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2, 361-384.

Stix, J. 1991. Subaqueous, intermediate to silicic-composition explosive volcanism: a review. *Eart-Sci. Rev.*, 31, 21-53.

Vessel, R.K. y Davies, D.K. 1981. Nonmarine sedimentation in an active fore arc basic. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Publ.*, 31, 31-45.

Walker, R.G. (ed). 1984. *Facies Models*, 2nd edn. Geol. Assoc. Can.. Geosci. Can. Repr. Ser. 1.

Walton, A.W. 1975. Zeolitic diagenesis in Oligocene volcnic sediments, Trans-Pecos, Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 615-624.

Whittaker, A., Cope, J.C.W., Cowie, J.W., Gibbons, W., Hailwood, E.A., House, M.R., Jenkins, D.G., Rawson, P.F., Rushton, A.W.A., Smith, D.G., Thomas, A.T. y Wimbledon, W.A. 1991. A guide to stratigraphical procedure. *J. Geol. Soc. Lond.*, 148, 813-824.

- Willians , H. y McBirney, A.R. *Volcanology*. Freeman, Cooper & Co., San Fracisco, 397 pp.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical disrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 325-343.
- Wilson, C.N.J. 1985. The Taupo eruption, New Zealand II. The Taupo ignimbrite. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A.314, 229-310.
- Wilson, C.J.N. 1991. Ignimbrite morphology and the effects of erosion: a New Zealand case study. *Bull. Volcanol.*, 53, 635-644.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F. 1979. A model of pyroclastic surge, En *Ash-flow tuffs* (Chapin, C.E. y Elston, W.E., eds). Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 180, 177-192.
- Wright, J.V., Smith, A.L. y Self, S. 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 315-336.
- Wright, J.V., Self, S. y Fisher, R.V. 1981. Towards a facies model for ignimbrite-formig eruptions, En *Tephra studies* (Self, S. y Sparks, R.S.J., eds), D. Reidel, Dordrecht, Holland, 433-439.

Tabla 1. Equivalencia entre unidades de actividad eruptiva, productos y formas volcánicas, y unidades estratigráficas (basada en Fisher y Schmincke, 1984)

Unidades de actividad eruptiva	Duración	Productos y formas volcánicas	Designación genética general	Unidades estratigráficas
Pulso eruptivo	segundos, minutos	capas o niveles simples, dentro de un depósito simple (unidad)		Capa o nivel
Fase eruptiva (varios pulsos)	minutos, horas, días	Depósitos simples (capas de caída, flujo, oleada, coladas de lava, lahares, etc)		Unidad
Erupción (varias fases)	días, meses, años	Secuencia de varios depósitos (depositos de caída, de coladas y oleadas piroclásticas, lavas, lahares, etc)	Unidad eruptiva (formada por una o varios estratos, grupos de estratos o flujos)	Miembro
Epoca eruptiva (varias erupciones y periodos de calma)	decenas, centenares o miles de años	Volcanes (estratovolcanes, volcanes en escudo, domos, calderas, etc)	Multiples unidades eruptivas o complejos de unidades eruptivas. Pueden agruparse en ciclos	Formación
Periodo eruptivo (varias épocas y periodos de calma)	miles o millones de años	Campos volcánicos y regiones formadas por varios volcanes u otras formas volcánicas	Designaciones genéticas, generalmente químicas, petrográfica o tectónicas	Grupo