



6 VULCANISMO

Volcán Reventador. Ecuador. Volcano.und.nodak.edu

6.1 LOS AMBIENTES DE LOS PROCESOS MAGMATICOS

El magma es un fundido natural a alta temperatura, de composición silicatada, en el que participan principalmente los 8 elementos más abundantes, con cristales y rocas en suspensión, así como otros gases y volátiles en disolución. Su explosividad está dada por el contenido de volátiles y la viscosidad del fundido.

Por su compleja composición química, la cristalización del magma es fraccionada.

El magma procede del manto superior, abajo de la corteza profunda, y su doble acción sobre la litosfera es:

- Asimilar y fundir la roca encajante (en especial en la zona de transporte profundo).
- Intruir la roca encajante creando movimientos telúricos (en especial sobre el área de influencia del reservorio magmático).

En el ambiente continental los magmas son ricos en sílice y volátiles; por el primero se hacen viscosos y por ambos explosivos. En este ambiente las rocas derivadas tienen una densidad de $2,4 \text{ g/cm}^3$ y un punto de fusión que varía entre 700° y 900°C .

En el ambiente oceánico los magmas, pobres en sílice y volátiles, resultan ricos en hierro y magnesio; son magmas de gran movilidad y baja explosividad. Las rocas de este ambiente alcanzan densidad de $2,7 \text{ g/cm}^3$ y el punto de fusión varía entre 1200° y 2400°C .

6.1.2 Contenido de sílice. El porcentaje de sílice en el magma varía desde 35 hasta 75% y los volátiles que participan en él, y que suelen aumentar cuanto más silicatado es el magma, son: H, H_2O , CO, Cl, F, CO_2 , HF, H_2 , SO_2 y H_2S .

Por tres vías se explica el contenido de sílice en los magmas: contaminación, diferenciación y magma primitivo.

- **La contaminación.** Se produce en la roca encajante de ambiente continental en razón de que la sílice tiene bajo punto de fusión. El magma obtendrá sílice extrayéndolo de la matriz cementante o asimilando rocas de matriz silícea a lo largo de la zona de transporte.

- **La cristalización fraccionada.** Se explica por diferenciación magmática. Conforme se va produciendo el enfriamiento, cristalizan primero los ferromagnesianos y plagioclasas (minerales que demandan poca sílice) quedando como residuo un fundido relativamente enriquecido de sílice, con el cual posteriormente se podrán formar, a las últimas temperaturas, ortoclasa, mica blanca y cuarzo.

- **El magma primitivo.** Los diferentes magmas primogénitos varían de contenido de sílice, según se trate de las series alcalina, toleítica o calcoalcalina; cada una de ellas asociada a una región del manto superior donde se origina.

6.1.3 Procesos magmáticos fundamentales. Los procesos magmáticos son cuatro; los tres primeros dan origen a las rocas volcánicas, y el cuarto a las plutónicas y a las de ambiente hipoabisal:

- **El efusivo.** Caracterizado por la efusión y derramamiento de lava sobre la superficie, para formar mesetas y escudos volcánicos.
- **El explosivo.** Donde se da el lanzamiento con violencia y a gran presión de magma pulverizado y fragmentos de roca; como evidencia de éstos, los conos cineríticos y el estrato-volcán (ej El Tolima), cuando el mecanismo se alterna con el anterior.
- **El extrusivo.** Proceso que explica domos volcánicos por el estrujamiento de magma viscoso, sólido o semisólido, que se exprime a la superficie. Estos edificios volcánicos no poseen cráter (ej. el otero de San Cancio).
- **El intrusivo.** Cuando el magma penetra los pisos del subsuelo para solidificarse en el interior de la corteza y por debajo de la superficie, quedando depósitos en forma mantos, diques, etc.

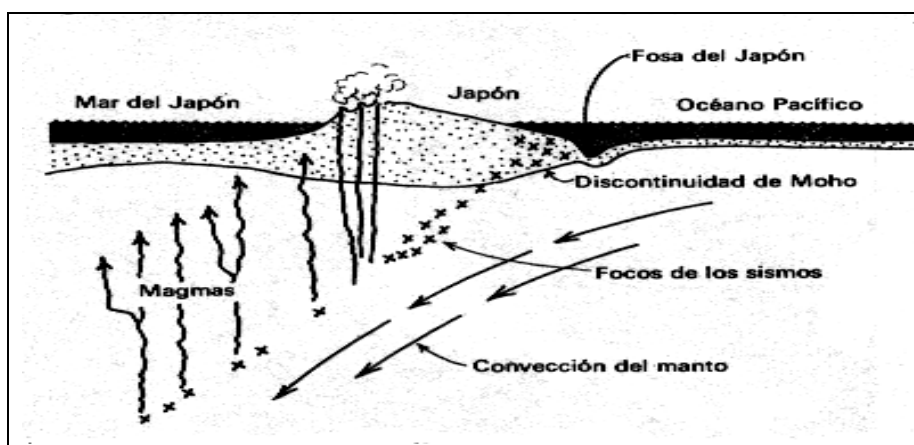
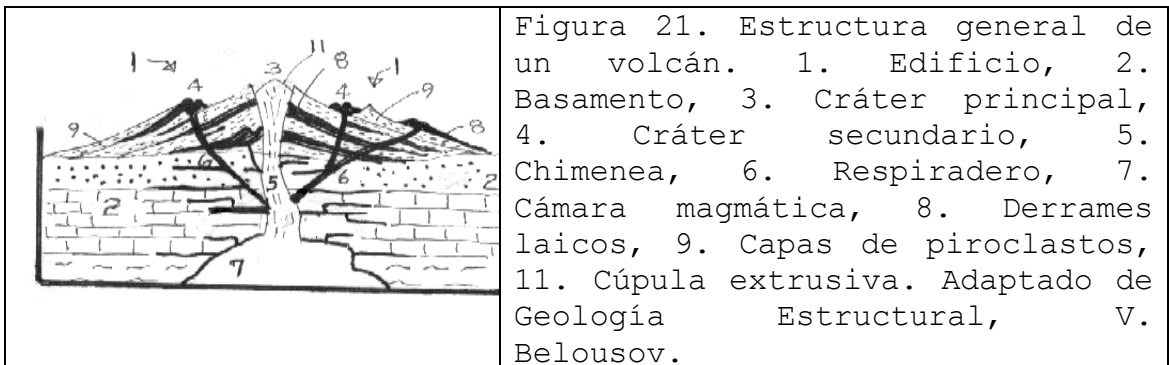


Figura 20. Vulcanismo en zona magmática interplaca. Tomado de ¿Qué es la Tierra?, Takeuchi, Uyeda y Kanamori.

6.2 PARTES DE UN VOLCAN

6.2.1 Nivel macro. El origen del magma está frecuentemente relacionado con la dinámica global de la corteza y el manto terrestre ya que, en general, se origina en los bordes de placas.

En las dorsales el magma se forma por descompresión de los materiales del manto superior y a profundidades entre 15 y 30 Km., para dar como resultado rocas básicas como el basalto. En las zonas de subducción el magma se produce grandes profundidades, que alcanzan los 150 Km., gracias a la fusión parcial de la corteza oceánica y/o del manto y la corteza situados por encima, en un proceso que origina rocas predominantemente intermedias como las andesitas. En las zonas de colisión continental, en relación con los procesos de formación de montañas, se produce la fusión parcial de la corteza terrestre, originándose esencialmente rocas ácidas como el granito. Finalmente se dan zonas puntuales de magmatismo al interior de las placas tectónicas explicadas por la existencia de puntos calientes en el manto.



Podemos idealizar así una zona de producción de magma y su zona de transporte hacia la superficie, que es el tránsito del magma en virtud a su estado fluido y a su menor densidad. En la zona de transporte del magma, las rocas son elásticas en profundidad y rígidas hacia la superficie, por lo que el magma inicialmente se desplaza como una onda de expansión térmica hasta alcanzar las fracturas y fallas de las porciones superiores. Por la contaminación de la zona de transporte la fusión de la roca encajante es más difícil y así el vulcanismo trata de atenuarse y emigrar al tiempo

a lo largo de la fractura que le sirve de control. El Galeras muestra un vulcanismo, que como también en el caso del Ruiz, ha declinado y emigrado de sur a norte.

6.2.2 Nivel micro. Tenemos la modificación del relieve y alteración del paisaje, sobre la superficie. Desde la cámara, donde se preparan las erupciones, periódicamente el material es vertido a través de la chimenea sobre la superficie en forma de erupciones volcánicas; cuando el edificio resulta alto (o también cuando se taponan la chimenea), por el menor esfuerzo del fundido trabajando sobre los costados del volcán, se posibilita la formación de respiraderos laterales. El cráter principal (ej. el Arenas) es la porción terminal de la chimenea por donde se vierten los productos a la superficie, mientras que los extremos finales de los respiraderos reciben el nombre de cráteres parásitos, adventicios o secundarios (ej. la Olleta).

6.2.2.1 Cámara magmática. En la cámara magmática encontramos tres zonas, yendo de los niveles superiores a los inferiores, estas son:

- **Epimagma.** Parte alta de la cámara magmática donde la presión hidrostática confinante resulta dominada por la presión de gas; por lo tanto el fundido es aquí una espuma porque el magma se ha separado en lava y volátiles.

- **Piromagma.** Parte media de la cámara donde se forman las burbujas que nutren la parte superior, la presión de gas es igual a la presión de carga. Esta es la zona de nucleación del fundido.

- **Hipomagma.** Parte profunda donde la presión de gas está dominada por la presión confinante, y por lo tanto los volátiles están en la fase líquida participando del fundido, es decir, aquí no existe lava sino magma.

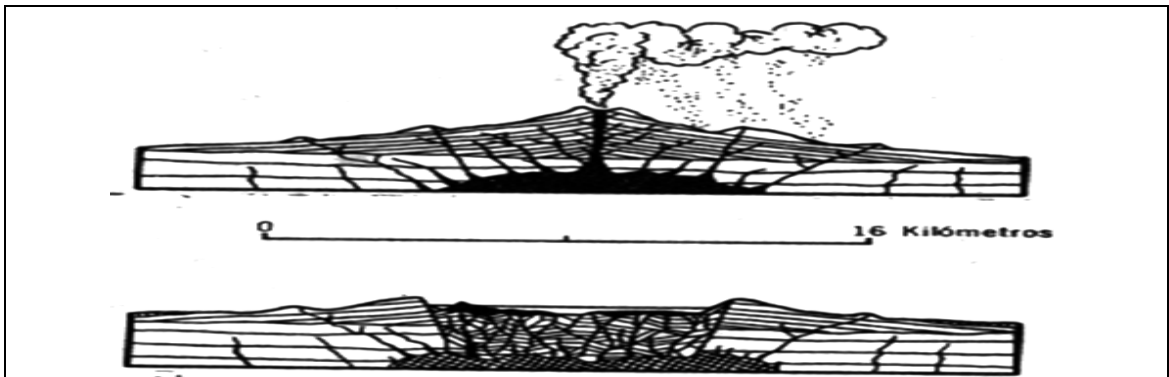


Figura 22. Formación de una Caldera: por el vaciado una cámara magmática superficial (arriba), se dan el vacío inferior y el crecimiento en peso del edificio volcánico; así, a la erupción pliniana le sucede el paroxismo volcano-tectónico (abajo). Tomado de Booth y Fitch, La Inestable Tierra.

6.2.2.2 Calderas. (Ver figura 22) Son grandes depresiones circulares u ovaladas; a diferencia del cráter, el diámetro supera su profundidad; es un elemento destructivo del relieve; los hay de cuatro tipos:

- **De colapso.** Llamada estructura vulcano-tectónica, si es el hundimiento a partir de un importante vaciado de una cámara magmática superficial y el consecuente aumento en tamaño y peso del edificio, con lo cual el colapso es inminente, ej., Cerro Bravo y la caldera sobre la cual se construye el Galeras.

- **Explosivas.** La pérdida del edificio, y en su sustitución una depresión, se explica por un paroxismo tras el cual los fragmentos de la estructura se han disipado con violencia, ejemplo, el Machín.

- **De Erosión.** En donde los procesos erosivos son los responsables de la destrucción y pérdida de la acumulación.

- **De impacto.** Depresiones ocasionadas sobre la superficie por la caída impetuosa de meteoros con gran energía.

Posteriormente puede surgir una erupción como evento secundario.

6.2.3 Zonas magmáticas. Las zonas magmáticas del planeta se subdividen en zonas magmáticas interplaca y zonas magmáticas intraplaca.

6.2.3.1 Zonas interplaca. Las principales son:

- **Zonas de dorsal oceánica.** Son los bordes constructivos de placas en donde se da la fusión del manto peridotítico hacia basaltos toleíticos u olivínicos; ellos con bajo contenido de K_2O y producidos desde profundidades entre 30 y 40 km. Ejemplo, la dorsal media del Atlántico.

- **Las zonas de rift intercontinentales.** Dorsales que nacen; allí el magma del manto se favorece por la contaminación de la corteza; resulta alcalino y variado, con alto contenido de K_2O y se le asocia a éste una profundidad entre 50 y 60 km. Por ejemplo, el Mar Rojo.

- **Zonas de margen continental activo y arcos de islas.** Por ejemplo, la zona andina de un lado y la del Caribe y Japón del otro. Todas ellas en los bordes destructivos de placas y sobre las zonas de subducción; aquí la masa que se sumerge es mixta: roca con afinidad a la dorsal, más sedimentos, más una masa peridotítica; por ello el vulcanismo es activo y hay presencia de plutones ácidos; el magma es calcoalcalino y bajo en K_2O con profundidad asociada entre 100 y 150 km.

- **Zonas de fallas transformantes.** Son los bordes pasivos de las placas tectónicas. Este magma es tipo brecha con base en peridotita, gabro y basalto; su composición es alcalina (alto en K y Ca) y su origen tiene profundidad del orden de los 50 km. En la figura 23 -I se muestra el desplazamiento de una dorsal a lo largo de una falla transcurrente. Cuando termine el desplazamiento de la

dorsal, dicha falla será ya una falla transformante como la de la figura 23 -II. Las placas se continuarán alimentando desde las dorsales pero en la zona de la falla transformante habrá turbulencias generadoras de magma porque el flujo de las placas no es concordante o de serlo muestra diferente velocidad a lado y lado.

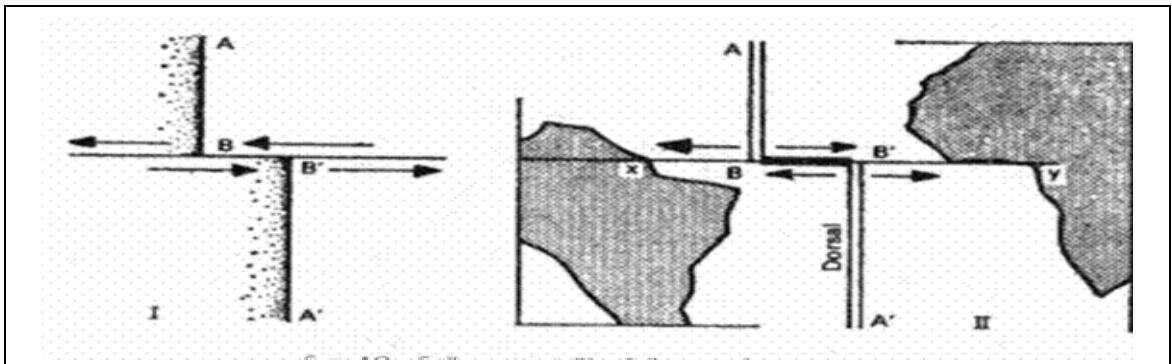


Figura 23. Desplazamiento transversal de una dorsal (I). Desplazamiento a lo largo de una falla transcurrente; (II). Luego queda la Falla Transformante. Las flechas muestran los movimientos de las placas. Tomado de Las Montañas, R. Fouet y Ch. Pomerol.

6.2.3.2. Zonas intraplaca. Se pueden subdividir en zonas magmáticas sobre placas oceánicas y zonas magmáticas sobre placas continentales. Estas zonas intraplaca son:

- **Islas oceánicas.** (Ambiente oceánico). Estructuras probablemente asociadas a puntos calientes del manto. Se presentan allí todas las series desde la alcalina a la calco-alcalina; como ejemplo Hawai.
- **Dorsales asísmicas.** (Ambiente oceánico). Por ejemplo, las dorsales de Cocos y Carnegie; se presentan allí basaltos toleíticos; se supone que fueron dorsales que no progresaron. Por su estructura se parecen más a las islas oceánicas que a las dorsales.

- **Diatremas de kimberlita.** (Ambiente continental). Son las zonas productoras de diamante, importan por ser muestreadoras del manto y de la corteza inferior. Aparecen sobre escudos del Precámbrico (núcleos más antiguos de los continentes) en forma de diques y mantos. Tienen alto contenido de K_2O y profundidad asociada entre 80 y 100 Km.

- **Complejos anortosíticos.** (Ambiente continental). Son batolitos emplazados en escudos del Precámbrico. Allí el magma es subalcalino (rico en cuarzo). Dichas estructuras se asocian a probables paleosubducciones con edades de hasta 2000 años de antigüedad (ambiente continental).

Al observar la geometría de los focos sísmicos en Colombia, la zona de subducción anuncia que el plano de Beniof se inclina 45° . Se ha sugerido que una variación en el porcentaje de K_2O entre las rocas ígneas al norte y al sur del Ruiz se explica por una variación en la inclinación del plano de Beniof. Además se ha propuesto que el Galeras se constituye en un volcán tipo Rift, dada la composición de su magma.

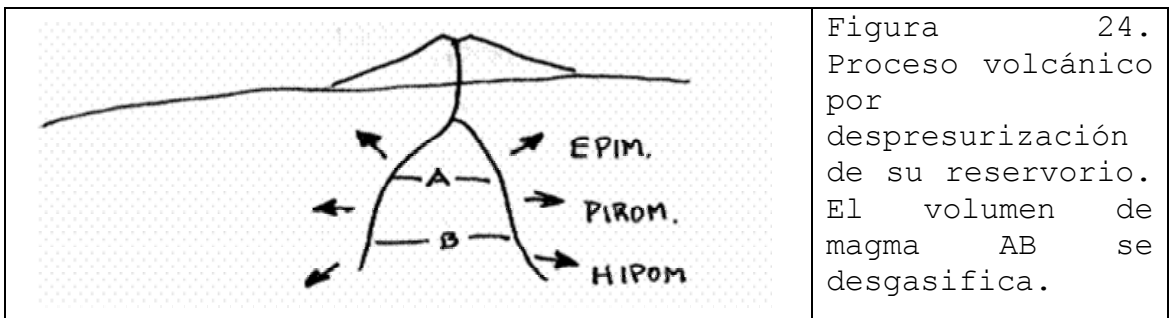
6.3 MECANISMOS ERUPTIVOS DE LOS VOLCANES

Se pueden suponer dos modelos, uno estático y otro dinámico, que permitan explicar un proceso tan complejo como el de las erupciones volcánicas.

El modelo estático, supuestamente explica el comportamiento más probable de volcanes de ambiente continental, donde son más factibles los magmas viscosos, mientras el dinámico puede identificar mejor el los volcanes oceánicos, de magmas fluidos.

6.3.1 Modelo estático. En la fig. 24, inicialmente (A) es la frontera que separa la lava por arriba del magma por abajo; pero puede despresurizarse la cámara magmática trasladándose hacia abajo dicha frontera hasta (B); entre

(A) y (B) la nueva porción de magma se desgasifica, es decir, cayendo la presión se forman burbujas porque, los volátiles pasan de la fase líquida a la gaseosa; las burbujas fruto de la desgasificación, por menos densas y ayudadas por movimientos convectivos, ascienden hasta la espuma que está por encima de (B), para nutrirla. Si el medio fuera fluido las burbujas ganarían volumen en el ascenso, conforme la presión de confinamiento vaya disminuyendo; pero ello no ocurre porque el medio es viscoso, es decir, los tetraedros de Silicio-Oxígeno que le dan una estructura polimerizada al magma lo impiden. Así las burbujas ascienden sin ganar volumen y en consecuencia ascienden con energía de deformación acumulada.

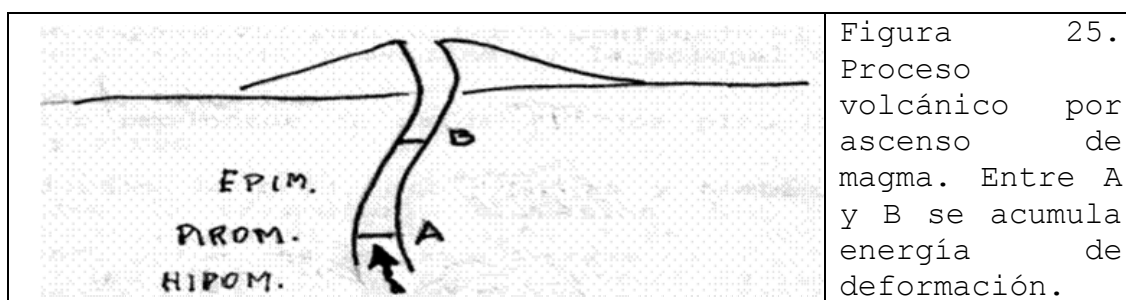


Cuando el volumen de las burbujas de la espuma triplique o cuadruple el volumen de sus diafragmas, se romperá el equilibrio, reventará la espuma por reacción en cadena y la salida de los gases, impetuosa, romperá el tapón de la cámara y desgarrará la chimenea para lanzar con violencia a la superficie, los diafragmas ya rotos en forma de chorros, coágulos y goteras, acompañados de fragmentos salidos del tapón y la chimenea.

Los mecanismos de caída de presión del medio (despresurización), pueden ser dos, de un lado fuerzas de origen tectónico que compriman la cámara y la revienten o que relajen el medio confinante; y fuerzas asociadas a la

superposición de ciclos de marea terrestre con períodos de un mes, un año y una década.

6.3.2 **Modelo dinámico.** Suponga un conducto profundo y a través suyo, una porción de magma en ascenso (ver fig. 25); cuando el magma alcanza el nivel (A) se forman burbujas porque la presión de gas iguala a la presión confinante. (A) es la zona de nucleación; luego entre (A) y (B) las burbujas no podrán ganar volumen por la viscosidad del fundido, aunque la presión vaya disminuyendo durante su ascenso.



El fundido que alcance el nivel (B) va entrando en explosión; (B) es la zona de disrupción, porque justamente la presión en (B) es tan baja que los diafragmas no pueden controlar la presión del gas que encierran. Se da entonces aquí el origen de la pluma eruptiva cuya forma dependerá de la geometría de la boquilla (cráter) y la profundidad de la zona de disrupción.

6.3.3 **Tipos de erupción.** Las erupciones clásicamente se han denominado así, conforme aumente el coeficiente explosivo de las mismas (porcentaje de la energía total que se convierte en energía cinética).

Cuadro 6. Tipos de erupción volcánica.

Tipo de Erupción		Ejemplo	Característica principal	Otras Características
Fumarólica	Erupciones sin magma La erupción aumenta de violencia	Solfatara, Italia	En general de larga vida, con escape moderado de gas que produce incrustaciones minerales	Pequeñas cantidades de ceniza y piscinas de lodo hirviendo
De gas		Hekla, Islandia 1947	Descarga de gas continua o rítmica	Puede preceder una erupción más violenta con descargas de magma
Ultravulcaniana		Kilauea, Hawaii, 1924	Expulsión violenta o débil de bloque de lava sólida	Estruendo y sismo
Flujo basáltico	Erupción con magma el magma aumenta en viscosidad	Lakagigar, Islandia, 1783	Fuentes de lava y flujos extensos de lava muy fluida	Conos diseminados y aplanados, escudos lávicos planos

Tipo de Erupción		Ejemplo	Característica principal	Otras Características
	La erupción aumenta en violencia			
Hawaiana		Mauna Loa, Hawaii	Fuentes de lava, flujos extendidos y de baja potencia desde los cráteres o fisuras	Conos diseminados y aplanados, escudos extensos
Estromboliana		Stromboli, Italia, Parícutín, Méjico 1943 - 52	Explosiones moderadas de lava viscosa en forma de bombas y cenizas, flujos cortos	Conos de cinder
Vulcaniana		Vulcano, Italia, siglo XIX	Explosiones moderadas a violentas de bloques de lava y ceniza; flujos potentes, cortos y escasos	Conos de ceniza y bloques
Peleana		Mt. Pelée,	Explosiones	Depósitos

Tipo de Erupción		Ejemplo	Característica principal	Otras Características
		Martinica, 1902	moderadas a violentas de bloques de lava y ceniza y nubes ardientes en avalancha	de ceniza y pómez, domos viscosos extruidos
Pliniana		Vesubio, 79 dC Krakatoa, 1883	Expulsión extremadamente violenta de cenizas a gran altura. La granulometría de la ceniza varía. Puede estar asociada con el colapso de calderas	Lechos de ceniza y piedra pómez
Flujo riolítico		Katmai, Alaska 1912	Efusiones rápidas y voluminosas de flujos de ceniza caliente desde fisuras o calderas	Flujos de ceniza soldada formando ignimbritas
Subacuática		Capalhinós Azores 1957	Explosiones de ceniza y vapor en agua poco profundas	Conos de ceniza y cinder por debajo, lavas almohadilla

Tipo de Erupción		Ejemplo	Característica principal	Otras Características
				das
Subglaciar		Katla, Islandia	Erupciones de lava por debajo o dentro del hielo y la nieve que causan inundaciones	Flujos de barro, lavas almohadilladas, fragmentos vítreos

Enciclopedia de las Ciencias naturales, Nauta, 1984.

La **fisural**, consistente en un derrame lávico a lo largo de una fractura de la corteza. En adelante siguen las erupciones de conducto cuyo primer tipo es la **hawaiana**, una erupción tranquila de coeficiente explosivo despreciable. La tercera será **estromboliana** donde ya hay lanzamiento de algunos piroclastos en una columna eruptiva de bajo porte. Sigue la **vulcaniana**, cuya columna alcanza los primeros km., que toma su nombre de Vulcano, volcán también del archipiélago de Lipari, Italia (ej. la erupción del Galeras en 1936). Luego vienen dos que toman su nombre de erupciones hechas por el Vesubio: la **vesubiana** y la **pliniana**, la segunda más explosiva que la primera gracias a la interacción con aguas freáticas, y en la cual la columna eruptiva supera la decena de km. en altura (la erupción del Ruiz en 1985 es subpliniana). Continúa la **peleana** en nombre a la erupción de Monte Pelée (1902) caracterizada por nubes ardientes que sin ganar altura se desplazaban lateralmente a varios km. de distancia recorriendo los flancos del volcán; una de ellas destruyó San Pier en Martinica dando muerte a 28000 personas. Cerrará la lista la erupción freato-magmática denominada **krakatoana** donde el responsable del paroxismo es fundamentalmente el agua que invadiendo fracturas profundas, interfiere el magma en ascenso; pero el agua a 900 °C aumenta miles de veces su capacidad

expansiva; pero estando confinada el volumen demandado no encuentra espacio provocándose la colosal explosión.

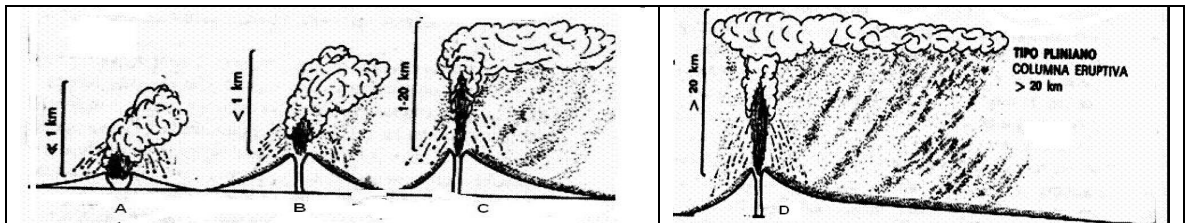


Figura 26. Cuatro tipos de erupciones en vulcanismo subaéreo. A. tipo hawaiana, B. tipo estromboliana, C. tipo subpliniana, D. tipo pliniana. Tomado de Booth y Fitch, La inestable Tierra.

6.4 PRODUCTOS Y EFECTOS DE LAS ERUPCIONES

6.4.1 Productos de erupción. Pueden ser productos de caída, flujos piroclásticos, derrames lávicos y otros.

- **Productos de caída.** Son **bloques y bombas** que surgen como proyectiles de trayectoria balística. Los bloques son rocas preexistentes, partes del tapón o del conducto; las bombas volcánicas, porciones de lava o magma solidificadas en ambiente subaéreo; las más ligeras, por su estructura vesicular, son parte de la espuma que en el medio ambiente adquiere forma ovalada y se denominan **bombas fusiformes**; las densas son porciones de magma que explota en el aire por la salida impetuosa de gases atrapados en continuo cambio de fase; pero éste gas resquebraja la superficie de la bomba dándole una textura por la que se le denomina **bomba corteza de pan**. Las bombas, son fragmentos de más de 6.5 cm.

Los **fragmentos piroclásticos** de caída (de piro fuego y clasto pedazo); son trozos decrecientes de magma y lava fragmentados que reciben los siguientes nombres: **escoria**, **lapilli** (fragmento piroclástico entre 20 y 5 mm), **arena**

volcánica (hasta 2 mm), **ceniza volcánica** (<2 mm), y por último **polvo volcánico** a los fragmentos con dimensiones más precarias, formas veleras y tamaños aerosoles. A partir de los lapilli, los productos menores son transportados por el viento a distancias cada vez mayores conforme disminuyen sus tamaños.

En un paisaje volcánico es frecuente encontrar una sucesión de capas con productos de caída. Cuando hay varios focos de emisión respondiendo por una sucesión de capas o eventos, es importante la construcción de curvas que muestren en planta como disminuyen los espesores de cada capa y el diámetro de los fragmentos que la componen. Estas curvas (isópacas e isopletas) permiten asignar a cada evento la fuente que lo origina, pues la distribución de los materiales queda condicionada por la dirección del viento y por la distancia al volcán.

- **Flujos piroclásticos.** Son turbulencias de magma fragmentado, en nubes orientadas cuyo movimiento se debe a energía de expansión termodinámica. Conforme aumente el coeficiente explosivo y por ende la velocidad y violencia de la riada, se clasifican en **nube de vapor, flujo piroclástico** (propiamente dicho), **flujo de ceniza** e **ignimbrita**. En la última viajan bloques de roca hasta de algunos metros y fundidos en su superficie. El flujo de ceniza llamado igneslumita se explica en ocasiones por un derrame de lava, saturado de gases (espumoso), que por el movimiento logra colapsar transformándose en nube ardiente y que luego de depositarse queda con las partículas sinterizadas formando una toba volcánica. Depósitos ignimbríticos se exhiben a lo largo de la vía Ibagué-Armenia en el sector de Cajamarca, anunciando la vigencia e importancia de esta amenaza volcánica asociada al volcán Machín, cuya extensión alcanza las primeras decenas de km.

- **Derrames lávicos.** Son flujos lávicos propiamente dichos, cuyo alcance va de los primeros hasta las decenas de km., según decrezca la viscosidad de la lava. En escudos

volcánicos alcanzan decenas de km. de longitud y volúmenes del orden de la fracción hasta los km. cúbicos.

- **Otros.** Como efecto indirecto de las erupciones los **flujos de lodo primarios** que alcanzan a formar grandes avalanchas explicadas por fusión de hielo, y los **flujos de lodo secundarios** de menor magnitud formados a causa de la ceniza y la intensa lluvia que acompaña la erupción. El Ruiz ha generado flujos de lodo primarios en las erupciones de 1595, 1845 y 1985. El Machín ha hecho lo propio.

6.4.2 Efectos mundiales de las erupciones. 1915 fue un año sin verano por la actividad del Tambora (Java) y Mayón (Filipinas); además en 1912, por la actividad del monte Katmai de Alaska, se vio cómo la radiación solar recibida por la Tierra disminuyó en un 20% a causa de la ceniza afectando el verano. Desde la erupción del Ruiz en 1985, se mantuvo una emisión de dióxido de azufre superior a las mil toneladas diarias, durante los primeros años. Esto se expresó en lluvia ácida e incremento de descargas eléctricas sobre las cuencas del área de influencia del edificio volcánico. Otro efecto posterior, asociado a la producción del dióxido de carbono de origen volcánico, es el efecto de invernadero. El basamento del Vesubio, rico en calizas, ha favorecido este tipo de emisiones. A gran escala y depositadas las cenizas con el mayor aporte de gases de invernadero sobrevendría un incremento en la temperatura media del planeta.

6.5 MANIFESTACIONES VOLCANICAS

6.5.1 Fumarolas. Agujeros por los que se vierten a la superficie gases volcánicos, pueden ser de tres tipos: las cloruradas que anuncian ambientes de 800° a 450°C, las ácidas que anuncian ambientes de 450° a 350°C y las alcalinas o amoniacaes de 250° a 100°C. Las segundas están compuestas por vapores de agua, ácido clorhídrico y anhídrido sulfuroso y las terceras por cloruro amónico y ácido sulfhídrico todas se explican por agua meteórica infiltrada

hasta la proximidad del reservorio, y en ocasiones pueden estar contaminadas con volátiles magmáticos.

6.5.2 Las emanaciones. Llamadas Sulfataras por tener aportes de gases azufrados (SO_2), (HS) y azufre, y Mofetas por aportes de monóxido y bióxido de carbono sobre todo cuando en el basamento volcánico hay calizas. Las fumarolas secas suelen aparecer cerca al cráter y activarse en periodos de actividad, pero alejándose del cráter se hacen cada vez más frías hasta transformarse por regla general en mofetas, a causa de la mayor volatilidad del carbono con relación al azufre y al cloro.

6.5.3 Otras manifestaciones. Son las piscinas y volcanes de lodo si el barro vertido a la superficie es producto de la alteración de las paredes del conducto; los géiseres en donde el vapor hace sus salidas periódicamente y por último los manantiales minerotermales o aguas termales propiamente dichas, donde una porción de agua se considera juvenil; pues mientras un silicato fundido puede contener hasta el 12,5% de agua, una vez cristalizado podrá contener menos del 1,5%. La mayor parte del agua arrojada por un volcán en forma de vapor tiene origen interno y se denomina juvenil.

Se denomina volcán activo el que tiene registros históricos, volcán latente el que sin tener registros históricos tiene manifestaciones volcánicas como las anunciadas, e inactivo el que no tiene manifestaciones volcánicas ni registro histórico. Esta clasificación es débil en los dos primeros porque en América la historia parte de 500 años y en Europa de 5000 años.

6.6. LOS VOLCANES COLOMBIANOS

Existen vulcanitas y piroclastitas de composición intermedia, predominantes en la mitad sur de la cordillera Central; vulcanitas básicas a ultrabásicas, alcalinas y piroclastitas riolíticas en el sector sur del Valle Superior del Magdalena y Putumayo, y vulcanitas y

piroclastitas intermedias a básicas en el sector norte de la cordillera Central. Los límites de las áreas volcánicas, en las que se encuentran conos y calderas, flujos de lava, tefras y lahares, son irregulares y se extienden a ambos lados del eje de la cordillera Central y valle superior del río Magdalena, y en zonas más localizadas de la parte central de la cordillera Occidental en el departamento del Valle del Cauca.

Según las notas del texto Historia de los Terremotos de Colombia, del Padre Jesús Emilio Ramírez, S. J. (1983), modificados en el quinto grupo, los volcanes colombianos se inician en la frontera con el Ecuador y se extienden de sur a norte entre los paralelos 75° y 78° hasta el paralelo de los 6°. En ellos se identifican cinco grupos: el primero con los volcanes vecinos al Ecuador que son el Nevado de Cumbal, la Serranía de Colimba, el Chiles y el Cerro Mayasquer. En el segundo están los volcanes alrededor de Túquerres y Pasto que son el Galeras, el Morosurco, los dos Patascoi, el Bordoncillo, el Campanero, el Páramo del Frailejón y el Azufral.

El tercer grupo son los volcanes entre Popayán y Pasto como el Cerro Petacas, el Doña Juana, el Cerro de las Animas, el Juanoi y el Tajumbina. Estos están sobre la Cordillera Oriental. El cuarto grupo incluye los volcanes de la parte media de la cordillera Central entre el nacimiento del Magdalena y la región de Popayán. Son ellos la Serranía de la Fragua, el Nevado del Huila, la región de Silvia y del río Coquiyó, el Puracé, el Pan de Azúcar y Paletará en la Sierra de Coconucos, y el Sotará.

Al norte de Ibagué aparecen en el quinto grupo el Nevado del Tolima, el Machín, el Quindío, el Cerro España, el Nevado de Santa Isabel, el Cisne, el Paramillo de Santa Rosa, el Nevado del Ruiz con su cráter Arenas y dos cráteres parásitos (Olleta y Piraña) que se reconocía como Mesa de Herveo, el Cerro Bravo, Tesorito, el Alto de Mellizos, el Cerro Tusa, los Farallones de Valparaiso, y otras

estructuras. Según el Padre Ramírez el Ruiz, Tolima, Puracé, Doña Juana, Galeras, Cumbal y Cerro Negro-Mayasquer son volcanes con erupciones históricas o actividad magmática, mientras el Machín, el Huila y el Azufral son volcanes en estado fumarólico.

La actividad del complejo volcánico Ruiz-Tolima se puede calificar de moderada. Entre los eventos registrados se destacan erupciones plinianas menores de 2 Km.³ del Tolima (10.000 aC) y el Quindío (9.000 aC), menores de 1 Km.³ del Tolima (1.600 aC) y el Ruiz (1.200 aC y 1.595 dC). La excepción es un flujo piroclástico Holoceno de 5 Km.³ asociado al Machín. Las últimas erupciones prehistóricas, de tipo pliniana y de flujos piroclásticos datadas son del cerro Machín, Cerro Bravo, Tolima y Ruiz (900 dC, 1.250 dC y 1.600 dC). (Según Thouret, Murcia, Salinas y Cantagrel, Ingeominas 1.991).

La actividad histórica del Ruiz está representada por los eventos de 1.595 (pliniana), 1.845 (con flujo piroclástico) y 1.985 (subpliniana); todas ellas con importantes flujos de lodo, el mayor de todos el de 1.845 y el menor, el de 1985. Hay un pequeño evento del Tolima cercano al año 1.900.

A continuación se presenta un mapa de amenazas potenciales del Ruiz en una retícula de 20 x 20 Km.². Se señalan las zonas de susceptibilidad alta (A) y moderada (M). A partir del cráter los flujos de lava, con nivel moderado, son probables hacia el norte; los flujos piroclásticos tienen áreas delimitadas y achuradas con puntos, siendo la de mayor riesgo más extensa; los flujos de lodo siguen los cauces de los ríos, hasta encontrar las corrientes del Cauca y del Magdalena, por donde continúan con riesgo moderado. La dirección probable de caída de cenizas se presenta con dos flechas: hacia el Nordeste en las temporadas de invierno (marzo 21 a junio 21 y septiembre 21 a diciembre 21), y al occidente, en las temporadas secas (diciembre 21 a marzo 21 y junio 21 a septiembre 21).

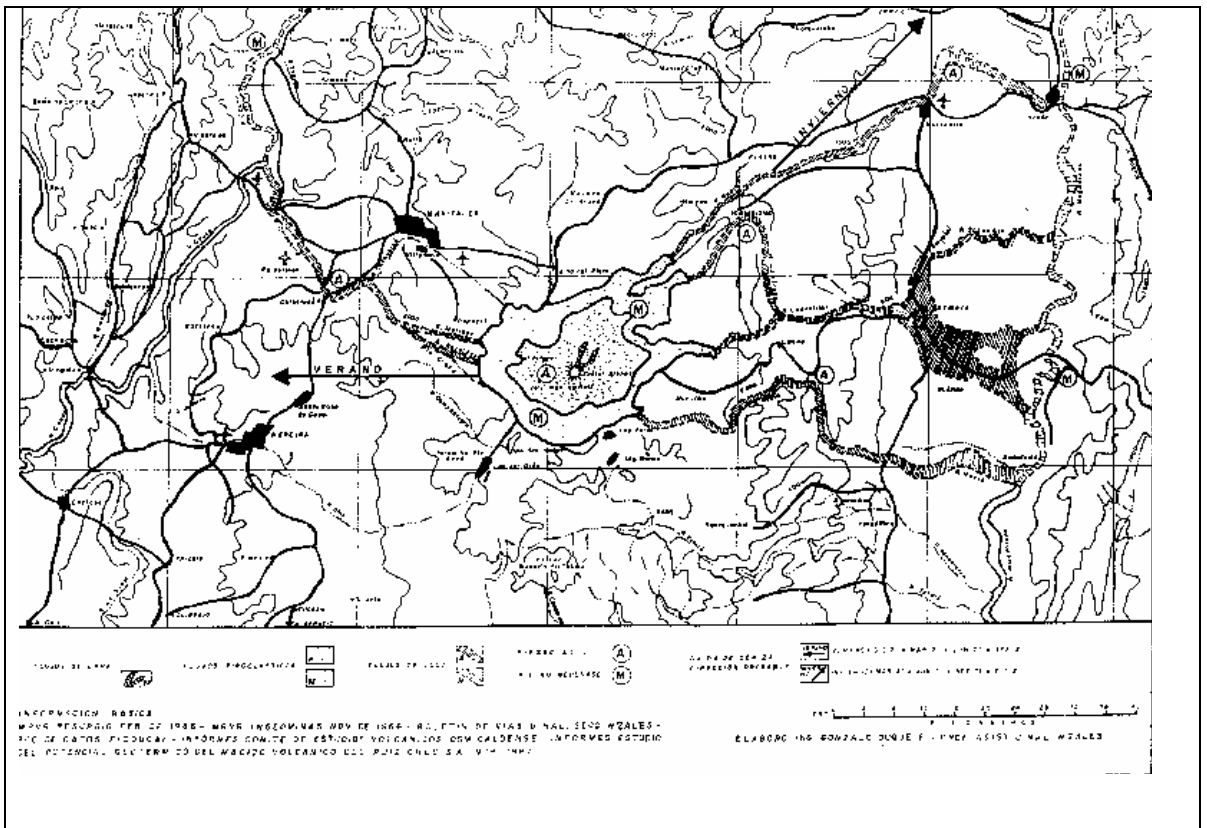


Figura 27. Mapa de amenazas potenciales del V. N. del Ruiz
 Hipótesis de trabajo. (Versión no oficial). La escala es de
 20 x 20 km en la retícula. En el centro, el cráter arenas.
 con dos pequeños derrames de lava hacia el norte y en su
 alrededor dos zonas amenazadas por flujos piroclásticos:
 amenaza alta y moderada. Desde el cráter y hacia los
 costados este y oeste, amenaza alta por flujo de lodo sobre
 el drenaje de las cuencas. En los costados sobre los dos
 ríos mayores Cauca y Magdalena que drenan de sur a norte,
 amenaza baja por flujos de lodo. Las dos flechas señalan
 amenaza por caída de ceniza así. En el periodo de verano,
 hacia el occidente y en el de invierno, hacia el noreste.
 Las manchas oscuras de la izquierda del cráter son Manizales
 al noroccidente y Pereira al occidente. Armero está 40 km
 al este del cráter. Fuente Gonzalo Duque Escobar,
 Universidad Nacional, Julio de 1986.