

LA SECUENCIA VOLCANICLASTICA DE ARANZAZU: REGISTRO DEL IMPACTO DEL VOLCANISMO EN UN SISTEMA FLUVIAL NEOGENO EN LA PARTE MEDIA DE LA CORDILLERA CENTRAL, COLOMBIA

Carlos Alberto Borrero Peña ^{1,2}, Juan Sebastián Rosero Céspedes ¹,
Julián David Valencia M¹ y Andrés Pardo Trujillo ¹

RESUMEN

En los alrededores del municipio de Aranzazu (Caldas), se realizó el análisis estratigráfico y petrográfico de la Secuencia Volcanoclastica de Aranzazu (SVA) del Plioceno tardío - Pleistoceno temprano (?). La depositación ocurrió en las partes proximales a un cinturón volcánico calco-alcalino de la parte media de la cordillera Central. Para el estudio de las secuencias volcanoclasticas se propone una clasificación de depósitos volcanoclasticos, donde los lahares son definidos como depósitos volcanoclasticos re-sedimentados y diferenciándolos de los depósitos volcanoclasticos primarios y de los epiclasticos. Y se actualiza la caracterización sedimentológica y reológica de los depósitos asociados a los eventos laháricos.

La estratigrafía de la SVA se basó en la identificación de litofacies que definen los elementos arquitecturales para periodos sin- eruptivos e inter-eruptivos que enmarcan toda la secuencia. El miembro inferior es la agradación sucesiva de lahares sin-eruptivos (elementos SV y SB) que formaron depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados. Los miembros medio y superior muestran el dominio de periodos inter-eruptivos (elemento FF) sobre los sin-eruptivos (elementos SV y SB), cuando se afianzaba el sistema fluvial y se establecían las condiciones propicias para el desarrollo de los *peats* que luego formarían las capas de carbón que caracterizan estos miembros.

Palabras clave: depósitos volcanoclasticos, lahares, agradación, volcanismo explosivo, periodos sin-eruptivos e inter-eruptivos.

THE VOLCANICLASTIC SEQUENCE OF ARANZAZU: RECORD OF A NEOGENE FLUVIAL SYSTEM IMPACTED BY VOLCANISM IN A MIDDLE SECTOR OF THE CENTRAL CORDILLERA, COLOMBIA

ABSTRACT

The volcanoclastic sequence of Aranzazu (VSA, late Pliocene – early Pleistocene?) was sourced from the northernmost sector of the Machín – Cerro Bravo volcanic complex. The volcanoclastic accumulations filled the pre-existing fault-bend depressions in the surroundings of Aranzazu town (Caldas department, Colombia).

A new classification of volcanoclastic deposits is proposed, in which the lahars are defined as volcanoclastic re-sedimented deposits, and differentiated from the primary volcanoclastic and epiclastic deposits. The updating the sedimentology and rheology of the deposits related with the laharc events is aimed.

The VSA stratigraphy is based on the lithofacies identification and the definition of the architectural elements for syn- and inter-eruptive periods. The VSA lower member corresponds to the successive aggradation of syn-eruptive lahars (SV and SB elements) resulted from re-sedimentation of pumice-rich pyroclastic deposits and transported as debris and hyperconcentrated stream/flood flows. The VSA middle and upper members defined by coal contents were formed during the dominion of inter-eruptive (FF element) over the syn-eruptive (SV and SB elements) periods. They were formed during the reestablishment of the fluvial condition after the syn-eruptive laharc activity. Once the fluvial deposition was strengthened, the necessary conditions for the peat formation were propitious and the coal-bearing bedsets were developed.

Key words: volcanoclastic deposits, lahars, aggradation, explosive volcanism, syn-eruptive and inter-eruptive periods.

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas

² borrero_c@yahoo.com

INTRODUCCION

El volcanismo explosivo puede introducir grandes volúmenes de sedimentos en diferentes tipos de ambientes continentales y marinos. Según Miall (1996) la sedimentación fluvial es un componente importante del ambiente volcánico en regiones de arco o retro-arco volcánico no marinos.

La influencia del volcanismo explosivo en la sedimentación aluvial en áreas proximales a las fuentes de emisión volcánica han sido ampliamente reportadas (Smith, 1991; O'Hallaran and Gaul, 1997; Kataoka and Nakajo, 2002; Martina et al., 2006), y varios modelos de facies han sido propuestos para la interpretación del ambiente de depósito (Cas and Wright, 1987; Smith, 1991; Herrera y López, 2003).

La Secuencia Volcanoclastica de Aranzazu, **SVA** (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano?, Rosero y Valencia, 2007) localizada en los alrededores del municipio de Aranzazu (Departamento de Caldas), representa un depósito en un ambiente fluvial intervenido por eventos volcánicos explosivos de composición intermedia del cinturón volcánico adyacente a la cuenca, que corresponde a la parte más norte del complejo Machín- Cerro Bravo (Murcia et al., 2008). Estos depósitos no han sido distinguidos completamente de otros depósitos volcánicos (ver plancha 206, Manizales, INGEOMINAS, 1998).

La **SVA** fue definida por Hernández y Valencia (1991) y teniendo en cuenta el contenido de material carbonoso fue dividida informalmente en tres miembros: inferior, medio y superior por Castaño y Gómez (2001). Estos autores hacen una descripción de los depósitos volcanoclasticos, discutiendo los mecanismos de transporte y los ambientes de depósito; pero presentando ambigüedades en la denominación e interpretación sobre el origen de estos depósitos, tales como depósitos de flujos piroclásticos y de caída piroclástica (Hernández y Valencia, 1991), ignimbritas, depósitos de caída y tobas masivas (Castaño y Gómez 2001).

Debido a esta situación, en este trabajo se hace una revisión de la terminología y para el estudio de las secuencias volcanoclasticas se propone un nuevo esquema de clasificación de los depósitos volcanoclasticos con énfasis en el origen de los lahares, y hacemos una propuesta de clasificación de los depósitos

de la **SVA** bajo estos nuevos criterios. Además, se hace una recopilación de las características sedimentológicas y reológicas de los diversos tipos de depósitos (flujos de escombros, hiperconcentrados y de corriente) que están asociados a los eventos laháricos.

El área donde aflora la **SVA** fue revisada y se hizo una refinación de la interpretación de las facies volcanoclasticas y mediante un análisis estratigráfico con elementos arquitecturales (basados en patrones de estratificación a gran escala y las litofacies constituyentes, ver Miall, 1996) de los diferentes miembros de la unidad estratigráfica, se definieron los ambientes de depósito. Y discutimos para toda la secuencia, la interrelación del volcanismo con la dinámica fluvial.

CLASIFICACION DE DEPOSITOS VOLCANICLASTICOS

Para la clasificación de los depósitos volcanoclasticos revisamos la terminología hasta ahora empleada, explicamos nuestra propuesta de clasificación con énfasis en la distinción de los lahares y resumimos las características reológicas y sedimentológica de los lahares, que son los depósitos más abundantes en la **SVA** (ver Estratigrafía).

Terminología

Los trabajos pioneros de clasificación de Fisher (1961 y 1966) establecieron una nomenclatura común para todas las rocas volcanoclasticas, las cuales eran divididas en las clases autoclasticas, piroclásticas y epiclasticas basadas en los procesos de formación de las partículas. El término general "volcanoclastico" introducido por Fisher (1961) y redefinido por Fisher and Smith (1991) incluye el espectro granulométrico completo de materiales clásticos compuestos en parte o enteramente de fragmentos volcánicos originados por procesos volcánicos primarios o re-sedimentados, incluyendo los producidos por meteorización de rocas volcánicas antiguas, sin importar la historia del depósito. Fisher and Schmincke (1984) sugieren que para alcanzar la categoría de "volcanoclastico" una roca o depósito inconsolidado debe tener más del 25% en volumen de fragmentos volcánicos y para el British Geological Service (1999), sólo el 10%.

Por otra parte, el término "piroclástico" ha sido usado solo para depósitos directamente relacionados a una actividad volcánica explosiva (Cas and Wright, 1987)

mientras que el término “volcaniclástico” (Vincent, 2000) se aplica a todas las rocas detríticas volcánicas que se producen a partir de cualquier mecanismo de fragmentación (que podrían incluir los piroclásticos), y son definidas por lo tanto, sin ninguna consideración genética debido a que involucra partículas de diverso origen, e incluyen las que tienen un reconocido retrabajamiento y que pueden llegar hasta formar un depósito epiclástico o epi-volcaniclástico.

Además, usualmente es difícil precisar el límite gradual de los depósitos volcaniclásticos re-sedimentados con los depósitos epiclásticos (sedimentarios), que implican meteorización, erosión, y transporte y depositación de sedimentos tanto en ambientes subaéreos como subacuáticos.

La IUGS (*International Union of Geological Sciences*), creó una subcomisión para definir las rocas piroclásticas y tefra (Schmid, 1981). Pero esta clasificación es muy limitante, ya que solamente debería ser usada si las rocas o depósitos inconsolidados tuvieran un origen piroclástico (producto de acción volcánica directa) y los términos describen el espectro granulométrico (bombas/bloques, lapilli y granos de ceniza gruesa y fina) incluyendo cristales individuales, fragmentos de cristales, fragmentos de vidrio y líticos. El término “piroclástico” de esta subcomisión es muy amplio y no tiene en cuenta la historia de depósito de las partículas; e incluye los lahares, los depósitos sub-superficiales y los cercanos a los centros de emisión (hialoclastitas, brechas de extrusión, diatremas (*sic*), etc.). Y la separación de los tipos de depósitos, acorde sólo con el porcentaje de fragmentos piroclásticos: depósitos piroclásticos (>75%), Tufitas (25-75%) y depósitos epiclásticos (0-25%) es muy imprecisa, ya que es muy difícil determinar si las características originales o primarias de los “fragmentos piroclásticos” aún se pueden distinguir en las tufitas o en los depósitos epiclásticos y si la acción volcánica directa es discernible en los diferentes tipos de depósitos propuestos.

El esquema de clasificación de White and Houghton (2006) unifica la terminología para todos los depósitos volcaniclásticos primarios, y proponen como base de clasificación el mecanismo de depositación y refinan las clases de tamaño de grano de Schmid (1981). Los depósitos y rocas volcaniclásticas primarias significan que todo el rango de productos fragmentarios es

depositado directamente por explosión o erupción efusiva. La definición se enfoca sobre el transporte primario y depositación de las partículas, más que en los procesos por los cuales las partículas se forman o la naturaleza de los fluidos en los cuales son acarreadas. Ellos predicen esta aproximación para todas las rocas volcaniclásticas primarias porque ellas contienen asociaciones de clastos formados por diferentes procesos y/o en diferentes épocas que son subsecuentemente reunidas durante la erupción. Pero a diferencia de Schmid (1981) no consideran a los lahares dentro de la clasificación.

Propuesta de Clasificación

A pesar de que “una clasificación debería estar basada sobre atributos descriptivos, tales como composición y tamaño de grano y no sobre interpretaciones (Waitt, 2007)”, nuestra propuesta de clasificación nace de la necesidad de mostrar las posibilidades de formación de los lahares, ya que las clasificaciones revisadas no constriñen la formación de estos depósitos, o lo agrupan dentro de los depósitos piroclásticos únicamente. Y también a que existe una amplia variedad de clasificaciones, algunas de las cuales parten de conceptos y terminologías de otras ramas de la geología que se han puesto al servicio de la volcanología, pero con connotaciones ambiguas en los esquemas volcaniclásticos.

El énfasis de la propuesta es en el origen de lahares y proponemos una ubicación de ellos en el contexto de una clasificación general de depósitos volcaniclásticos que pueda ser usada para depósitos antiguos y recientes; ya que en el establecimiento de las amenazas volcánicas es de vital importancia reconocer los depósitos relacionados a la acción volcánica directa.

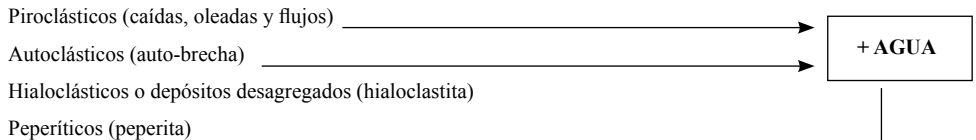
Depósitos Volcaniclásticos Primarios

En nuestra propuesta retomamos el esquema de clasificación de White and Houghton (2006) que unifica la terminología para todos los depósitos volcaniclásticos primarios: acumulaciones de partículas volcaniclásticas primarias, formadas por acción volcánica directa y depositados bajo la acción de la gravedad, viento o agua y que fueron movilizadas directamente por el volcanismo efusivo o explosivo y no fueron almacenadas en ningún momento antes del arribo al sitio de depositación (TABLA 1).

TABLA 1. Depósitos Volcanoclasticos

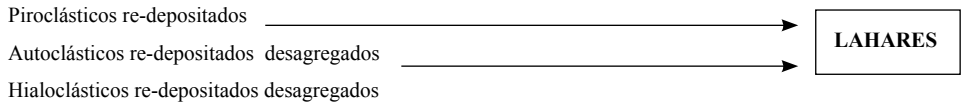
DEPOSITOS VOLCANICLASTICOS PRIMARIOS

(White and Houghton, 2006)



DEPOSITOS VOLCANICLASTICOS RE-SEDIMENTADOS

(McPhie et al., 1993)



Nota: Los clastos característicos (piroclastos, autoclastos, hialoclastos) deben ser más del 75% en volumen.

DEPOSITOS EPICLASTICOS (Cas and Wright, 1987) o DEPOSITOS EPI-VOLCANICLASTICOS (Vincent, 2000)

Depósitos epiclasticos tienen más del 75% de epiclastos en el caso general

Depósitos epi-volcanoclasticos con >25% fragmentos volcánicos (Fisher, 1966).

Depósitos Volcanoclasticos Re-sedimentados

Los depósitos volcanoclasticos re-sedimentados están formados por partículas volcanoclasticas re-sedimentadas, que son erodadas de un depósito volcanoclastico primario (McPhie et al., 1993), transportadas lejos de su sitio de depósito original por acción de la gravedad, viento o agua y re-depositadas. Para Pierson, T.C. (comunicación verbal) un deposito volcanoclastico re-sedimentado es un deposito primario que ha sido re-trabajado por procesos geomorfológicos. Nuestra propuesta es que los lahares sean considerados depósitos volcanoclasticos re-sedimentados (*sensu stricto*), y en un marco temporal tienen dos posibilidades de origen, sin eruptivo: re-sedimentación activa corto tiempo después de la erupción (10^{-1} - 10^1 años), y post-eruptivo, formado por la mezcla de partículas volcanoclasticas re-sedimentadas y agua en una escala de 10^2 - 10^4 años después de las erupciones (TABLA 1).

Como ejemplo tenemos, en el volcán nevado del Ruiz (Colombia) durante la erupción del 13 de noviembre de 1985, se formaron lahares inmediatamente después de la erupción (Pierson et al., 1990). En el volcán Merapi en Java, después de la erupción del 22 de noviembre de 1994, las lluvias fueron los mecanismos principales de disparo de lahares en las temporadas invernales entre diciembre de 1994 y mayo de 1996 (Lavigne et al., 2000). Así mismo, en el volcán Tacaná en México, los lahares se formaron asociados a tormentas y ciclones tropicales siglos después de ocurridas las erupciones (Murcia, 2008).

Depósitos Epiclasticos o Epi-volcanoclasticos

Los depósitos epiclasticos retomados de Cas and Wright (1987) son fragmentados por procesos superficiales normales (meteorización, abrasión física, colapso gravitacional) o depositados por procesos superficiales normales, sin importar el modo de fragmentación (TABLA 1). Vincent (2000) propone el término epi-volcanoclastico para enfatizar el claro contenido de fragmentos volcánicos. Otra opción planteada por Pierson, T.C. (comunicación verbal) podría ser el término “sedimentos volcánicos” cuando la historia de las partículas volcánicas no es conocida.

Lahares

Los lahares (Pierson and Scott, 1999) son divididos con base en la relación sedimento/agua en: flujos de escombros (*debris flows*) y flujos hiperconcentrados (*hyperconcentrated flows*, Pierson and Scott, 1985) y transformaciones que llevan a la formación de flujos normales de corriente (*normal streamflows*). En la actualidad hay una tendencia de usar flujo de escombros y lahar como sinónimos, para enmarcar todo el espectro de este tipo de flujos (FIGURA 1), en donde la fase hiperconcentrada es simplemente la respuesta a la dilución del lahar por incorporación de agua (*lahar runoff*) (Iverson and Vallance, 2001, Murcia, 2008).

-Flujos de escombros: son clasificados con respecto a la concentración de agua y sedimento (>80% en peso y >60% en volumen de sólidos), reología y mecanismo de transporte de los sedimentos (Johnson, 1970; Lowe, 1976; Costa, 1984; Pierson and Costa, 1987). Los flujos de escombros (FIGURA 1) presentan alta resistencia al

movimiento con régimen de flujo predominantemente laminar (Dasgupta, 2003) y sistema de transporte de la fase sólida por suspensión tendiendo a formar depósitos masivos o con gradación inversa. Las unidades individuales de flujos de escombros pueden ser el resultado del depósito de varias oleadas de flujos cada una con sus características propias, lo que ocasiona que ocurran variaciones de facies laterales como verticales que cambian el registro estratigráfico (Sohn et al., 1999; Herrera y López, 2003).

Y Vallance and Scott (1997) subdividieron los flujos de escombros teniendo en cuenta la proporción: arcilla / arena + limo + arcilla, >5% para cohesivos y <5% para no cohesivos; lo que tiene implicaciones sobre origen, reología, velocidad, distancias de recorrido, transformaciones y propensión para incorporar agua o sedimentos (FIGURA 1).

-Flujos hiperconcentrados: término introducido

por Beverage and Culbertson (1963, en Smith and Lowe, 1991) para referirse a un flujo con un rango de concentración de sedimentos entre el 40-80% en peso y 20-60% en volumen (Pierson and Costa, 1987), en el que los detritos son soportados por una combinación entre flotabilidad, interacción de granos y turbulencia. Los flujos hiperconcentrados representan una continuidad entre flujos de escombros y flujos de corriente, debido a un incremento en la concentración de clastos por pérdida de agua (flujo de corriente a flujo de escombros) o en el sentido contrario donde pasaría de un flujo de escombros a un flujo de corriente (Smith and Lowe, 1991; Miall, 1996).

-Depósitos de flujos de corriente presentan concentraciones de sedimentos: <40% en peso y <20% en volumen, formados por transformación de flujos hiperconcentrados, con régimen de flujo turbulento y sistema de transporte de la fase sólida por tracción, saltación y en menor grado suspensión (FIGURA 1).

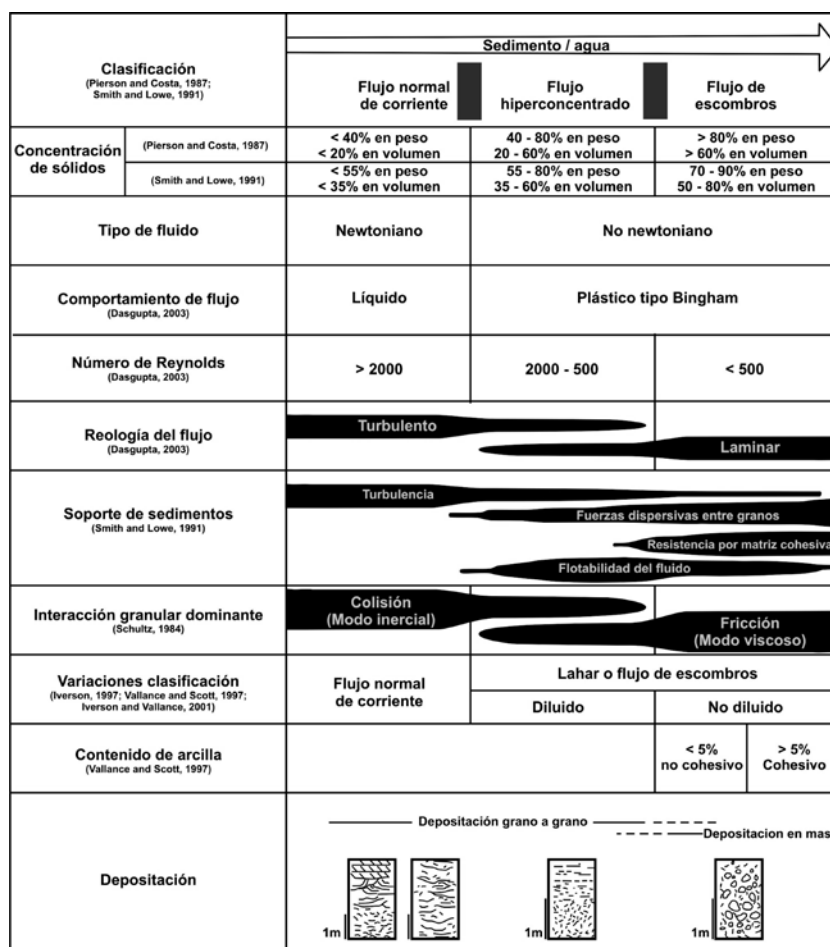


FIGURA 1. Diagrama que ilustra las características sedimentológicas y reológicas, mecanismos de deposición y de soporte de granos para flujos de corrientes, flujos hiperconcentrados y flujos de escombros. Nótese la progresiva pérdida de estratificación y gradación a medida que aumenta el contenido de sedimentos.

ESTRATIGRAFIA DE LA SECUENCIA VOLCANOCLASTICA DE ARANZAZU (SVA)

En el flanco occidental de la Cordillera Central se localiza el municipio de Aranzazu (departamento de Caldas) a 52 Km al Norte de Manizales, (FIGURA 2) donde aflora una unidad constituida por depósitos volcanoclasticos y carbones, conocida informalmente como “Secuencia Volcanoclastica de Aranzazu (SVA)” que suprayace discordantemente el Complejo Quebradagrande (Castaño y Gómez, 2001).

La cuenca donde se depositó la SVA hace parte de un conjunto de cuencas de diferentes tamaños asociadas a los diferentes segmentos del sistema de fallas rumbo-deslizante de Romeral, (*Fault-bend basins* en el sentido de Wysocka and Swierczewska, 2003).

Antecedentes Estratigráficos

En la cartografía regional de este sector del departamento de Caldas (INGEOMINAS, 1998), se denomina informalmente como “Sedimentitas de Aranzazu” a una secuencia compuesta hacia la base por conglomerados con delgadas intercalaciones de arenas gruesas tobáceas y al techo por limos y arcillas con niveles carbonosos (de espesor variable que corresponden a turba – lignitos de bajo poder calorífico) de origen aluvial y que rellenan una cuenca intramontana limitada por las fallas de Silvia – Pijao al este y la de La Merced al oeste entre las poblaciones de Filadelfia y Aranzazu.

La SVA fue denominada inicialmente por Hernández y Valencia (1991) y subdividida en tres miembros teniendo en cuenta el contenido de material carbonoso por Castaño y Gómez (2001), quienes la describieron de la siguiente manera (FIGURA 3):

“**Miembro inferior:** constituido por potentes paquetes generalmente tabulares de depósitos piroclásticos interestratificados con conglomerados epi-volcánicos; areniscas tobáceas masivas y ocasionales niveles lutíticos” (Castaño y Gómez, 2001, p.53), depositados en la parte media y distal un abanico aluvial [modelo 1 de estilos fluviales (Miall, 1985)]. Alcanza un espesor máximo de 117 m. en la Quebrada del Sargento (FIGURAS 2 y 3) y se encuentra en contacto fallado con el Complejo Quebradagrande.

“**Miembro medio:** suprayace el miembro inferior y está caracterizado por la intercalación de areniscas tobáceas similares a las del miembro inferior; lutitas y niveles de lutitas carbonosas lignitizadas con abundantes restos vegetales; cintas de carbón; tobas

masivas que correspondían a depósitos de caída piroclástica y esporádicos conglomerados volcánicos” (Castaño y Gómez, 2001, p. 53). Los autores sugieren que la sedimentación estuvo ligada a un ambiente fluvial de intermedia a alta sinuosidad dominada por material arenoso y fino [modelo 7 de estilos fluviales (Miall 1985)]. Las llanuras de inundación y pantanos bajos permitieron la formación de cintas de carbones. Su espesor alcanza hasta 38 m en la quebrada del Sargento.

“**Miembro superior:** suprayace al miembro medio y definido por interestratificaciones de mantos de carbón con espesores que oscilan entre 0.20 y 3 m., niveles lutíticos y lutíticos carbonosos y con menores proporciones de conglomerados volcánicos similares a los encontrados en los miembros anteriores; aglomerados con clastos aislados de hasta 25 cm de arenisca tobácea; tobas masivas y areniscas generalmente tobáceas” (Castaño y Gómez, 2001, p.54). Estos autores relacionaron estos depósitos con sistemas fluviales de alta sinuosidad, con llanuras de inundación que tenían amplias zonas pantanosas y sedimentos con tamaño de grano fino, donde se acumuló abundante material vegetal, condiciones necesarias para la formación de potentes mantos de carbón [modelo 7 de estilos fluviales (Miall 1985)]. Su espesor es de hasta 82 m en la quebrada del Sargento.

Análisis Arquitectural

Litofacies: Descripción e Interpretación

Para la redefinición de las litofacies de la SVA presentada en este trabajo, se tomaron como base las secciones estratigráficas levantadas por Castaño y Gómez (2001), las cuales se revisaron nuevamente en campo y se complementó con la petrografía de las unidades de arenitas. En la TABLA 2 se presentan las principales características de cada una de las litofacies con su interpretación del ambiente de depósito. Para la clasificación e interpretación de los depósitos fluviales formados en períodos donde no hubo mayor interferencia de los procesos volcánicos se sigue a Miall (1996). Pero para los depósitos fluviales registrados en la sucesión que mostraron impacto volcánico, se siguen las interpretaciones propuestas por Fritz and Harrison (1985); Pierson and Scott (1999), Kataoka and Nakajo (2002), Segsneider et al. (2002) y Jo (2003). Y se extiende la definición de la litofacies “Sch” de Herrera y López (2003) para incluir depósitos de flujos en masa generados como consecuencia directa de la re-sedimentación de depósitos volcanoclasticos primarios, principalmente flujos piroclásticos, en los cuales se conserva en gran parte las características de las partículas volcanoclasticas primarias, especialmente las texturas de los fragmentos volcánicos pumáceos.

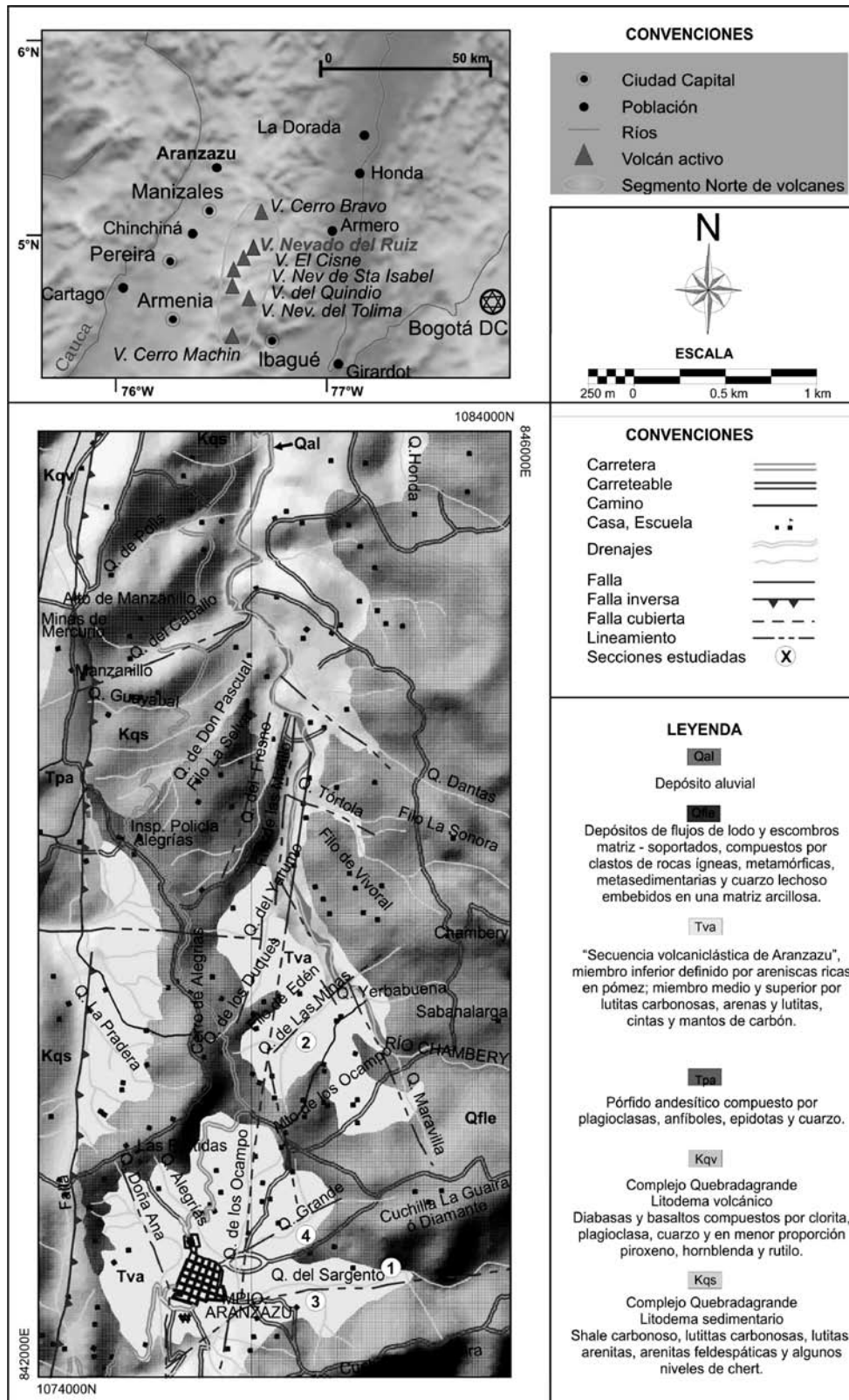


FIGURA 2. Mapa de localización y mapa geológico de la zona de estudio y secciones estratigráficas estudiadas. 1. Quebrada del Sargento, 2. Quebrada Minas 3. Quebrada afluente del Sargento, 4. Quebrada Grande. Modificado de Castaño y Gómez (2001).

TABLA 2. Códigos Litofaciales, descripción facial e interpretación

CODIGO	DESCRIPCION	INTERPRETACION
Gmm _(lm,lv,rc,p)	Conglomerado matriz-soportado masivo con baja selección.	Depósitos de flujos de escombros formados por acreción progresiva de múltiples oleadas o de emplazamiento en "masa" (Schultz, 1984, Miall, 1996; Herrera y López, 2003).
Gcm _(lm,rc,p)	Conglomerado clasto-soportado masivo y fábrica aleatoria.	Depósito de flujo de escombros de baja resistencia o de flujo hiperconcentrado (Miall, 1996; Herrera y López, 2003).
Gci _(lm,lv,rc,p)	Conglomerado clasto-soportado con gradación inversa.	Depósito de flujo de escombros rico en clastos o de flujo hiperconcentrado (Miall, 1996).
Gp _(rc,p)	Conglomerado con estratificación inclinada planar. Clastos sub-redondeados tamaño guijo, imbricados.	Formas de fondo transversales, partes profundas del canal o remanentes de barras más antiguas (Miall, 1996).
Gt _(rc,lm)	Conglomerado con estratificación inclinada festoneada. Fabrica de clastos con buena a débil organización, estratificación cruda.	Relleno de canales menores (Miall, 1996)
Sm _(rc,p)	Arenita masiva con un tamaño de arena gruesa a media. Geometría tabular.	Deposición rápida de flujos de escombros fino-granulares muy cargados (Jo, 2003). La dilución de los flujos favorece el desarrollo de flujos hiperconcentrados con gradación normal o inversa (Pierson and Scott, 1999).
Scb _(lv,rc,p)	Depósitos de tamaño de grano arena grueso a fina, masivos compuestos de ceniza y pómez (hasta un 65%).	Depósito de flujos de escombros e hiperconcentrados re-sedimentados a partir de un depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza (Herrera y López, 2003)
St _(rc)	Arenita con estratificación en artesa.	Dunas de régimen de flujo inferior, con crestas sinuosas o linguoides (Miall, 1996).
Sr _(rc)	Arenita con ondulitas.	Ondulitas de régimen de flujo inferior (Miall, 1996).
Sh _(rc,p)	Arenita con laminación plana paralela a inclinada de muy bajo ángulo, en sectores difusa.	Depósito de flujo hiperconcentrado o de régimen de flujo superior (Miall, 1996).
Sl _(rc,p)	Arenita con laminación paralela e inclinada de bajo ángulo (<15°).	Relleno de canales de erosión, dunas de lavado, antidunas (Miall, 1996). Deposición en régimen de flujo ya sea alto o bajo (Jo, 2003).
Fl _(rc)	Lodolita con laminación fina, definida por las distintas concentraciones de materia orgánica con alto contenido de restos vegetales diseminados.	Asentamiento por suspensión en zonas de desborde de canales abandonados o de inundación decreciente (Miall, 1996), condiciones reductoras post-depositacionales por el color gris dominante.
Fm _(rc)	Lodolita masiva	Depósitos de desborde, canales abandonados (Miall, 1996), suspensión en corrientes muy débiles, modificación posterior por procesos de bioturbación y pedogénicos.
C _(p)	Carbón	Depósitos de pantanos con vegetación (Miall, 1996), en sectores impactados por eventos de caída piroclásticas coetáneos.

Código Litofacial (Miall, 1996): Xy(z) =Tamaño de Grano-estructura sedimentaria (composición relevante).
Subíndices :(p)= pómez, (lv)= fragmentos líticos volcánicos (rc)= rico en cristales, (lm)= líticos metamórficos

Las facies conglomeráticas se presentan en todas las secciones y miembros de la SVA, las litofacies Gcm, Gmm y Gci se presentan en los diferentes miembros especialmente en el inferior (FIGURAS 3 y 4 A). Estas facies se presentan en capas tabulares frecuentes en el miembro inferior con contactos netos y bases planas, de espesores decimétricos a métricos, selección pobre a muy pobre y están compuestas de clastos de líticos metamórficos (hasta un 70%), líticos volcánicos (hasta un 10%) y fragmentos de cuarzo lechoso (hasta un 20 %) con tamaño de grano entre guijarro y guijarro fino. La matriz de los depósitos con tamaño de grano variable de arena fina a muy gruesa es esencialmente de origen volcánico y está compuesta por cristales y fragmentos de pómez y cristales. Además, presentan variables cantidades de fragmentos de madera a través de las capas.

Las facies Gp y Gt tienen una presencia muy exigua

en la SVA (FIGURA 3) y se presentan esporádicamente solo en el miembro superior, compuestas por clastos de líticos metamórficos centimétricos a decimétricos, líticos volcánicos y cuarzo lechoso. La matriz está compuesta por material volcánico (cristales y pómez) de tamaño arena media a fina.

Las facies arenáceas SmyScb se presentan principalmente en los miembros medio y superior en todas las secciones (FIGURAS 3 y 4, A, C, E y F). Las arenas masivas (Sm, TABLA 2) forman estratos con espesores decimétricos a métricos, con un tamaño predominante de arena gruesa a media con escasos clastos de pómez tamaño guijo, algunas presentan gradación normal a arena fina y lodolita. La composición promedio es: plagioclasa (55%) anfíboles (8%), piroxenos (7%) y cuarzo (<2%), fragmentos de pómez (25%) y líticos metamórficos (<5%) tamaño guijo y restos vegetales diseminados de tamaño variable.

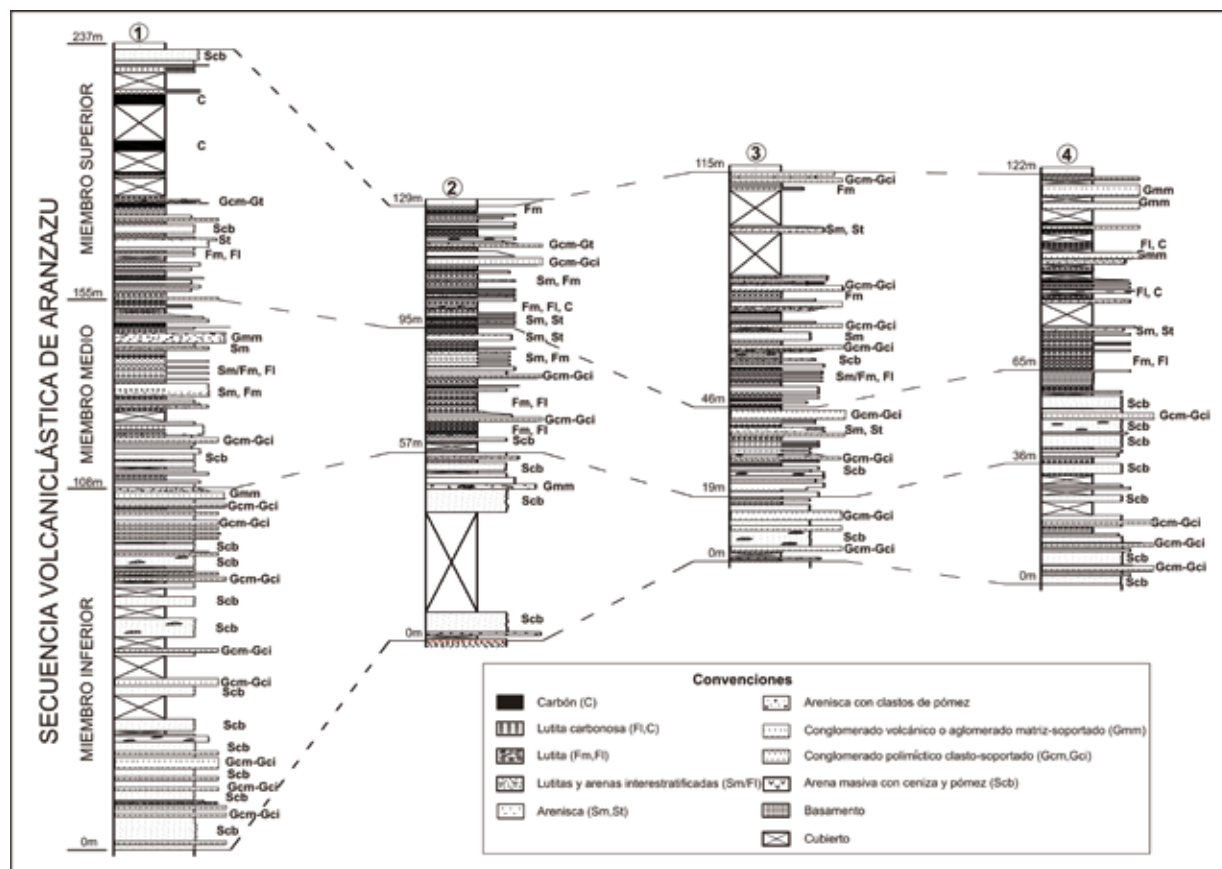


FIGURA 3. Correlación de las secciones estratigráficas revisadas, modificado de Castaño y Gómez (2001) y Rosero y Valencia (2007). Localización de las secciones en la FIGURA 2. Nomenclatura y Descripción Litofacies en la TABLA 2.

La facies Scb, se presenta en una proporción alta a media en todas las secciones estratigráfica, dominando casi todo el miembro inferior aunque es igualmente masiva como la facies Sm (FIGURA 4, B, G y H) se diferencia por el mayor contenido de pómez (hasta un 65%), cuyos fragmentos alcanzan hasta tamaño guijo, también presenta fragmentos líticos de andesitas porfiríticas (hasta un 25%) y una muy baja proporción de fragmentos metamórficos (< 8%). Además, presenta restos vegetales diseminados en los cuales se conservan sus estructuras orgánicas originales.

Las facies Sh, Sr y St, con composiciones similares a Sm y Scb, tienen presentación muy subordinada, solo aparecen paquetes esporádicos en los miembros inferior y medio en las secciones (FIGURA 3). Estas facies presentan selección buena a moderada, tamaño de grano arena media a fina en paquetes centimétricos a decimétricos, su composición es homogénea, rica en cristales (plagioclasa, anfíboles, piroxeno) con escasos líticos metamórficos y materia orgánica, diferenciándose entre ellas sólo por las estructuras primarias presentes.

Las facies Fm y Fl (FIGURAS 3 y 4, D e I) presentan estratos con espesores decimétricos a métricos con un alto contenido de materia orgánica y material volcánico conspicuo de tamaño de grano limo, presenta variaciones verticales a lodolitas carbonosas y a niveles ligníticos centimétricos. La facies C (carbón) domina en el miembro superior (FIGURA 4, F, G, H y J) presentan espesores centimétricos a métricos; según Castaño y Gómez (2001) son lignitos tipo A y B, ocasionalmente bituminosos compuestos principalmente de litotipos durenos y fuseno (escaso) y con un contenido medio a bajo de material mineral y abundantes restos vegetales.

Elementos Arquitecturales

Los elementos arquitecturales como son definidos por Miall (1996), comprenden un conjunto de estratos genéticamente relacionados, delimitados por superficies límites reconocibles que representan una depositación relativamente continuas por un proceso en particular y reflejan el estilo de depositación a nivel de los elementos geomorfológicos mayores, como por ejemplo los canales y las barras. Los elementos arquitecturales (TABLA 3) en los que se divide la SVA son SV, SB, GB y FF.

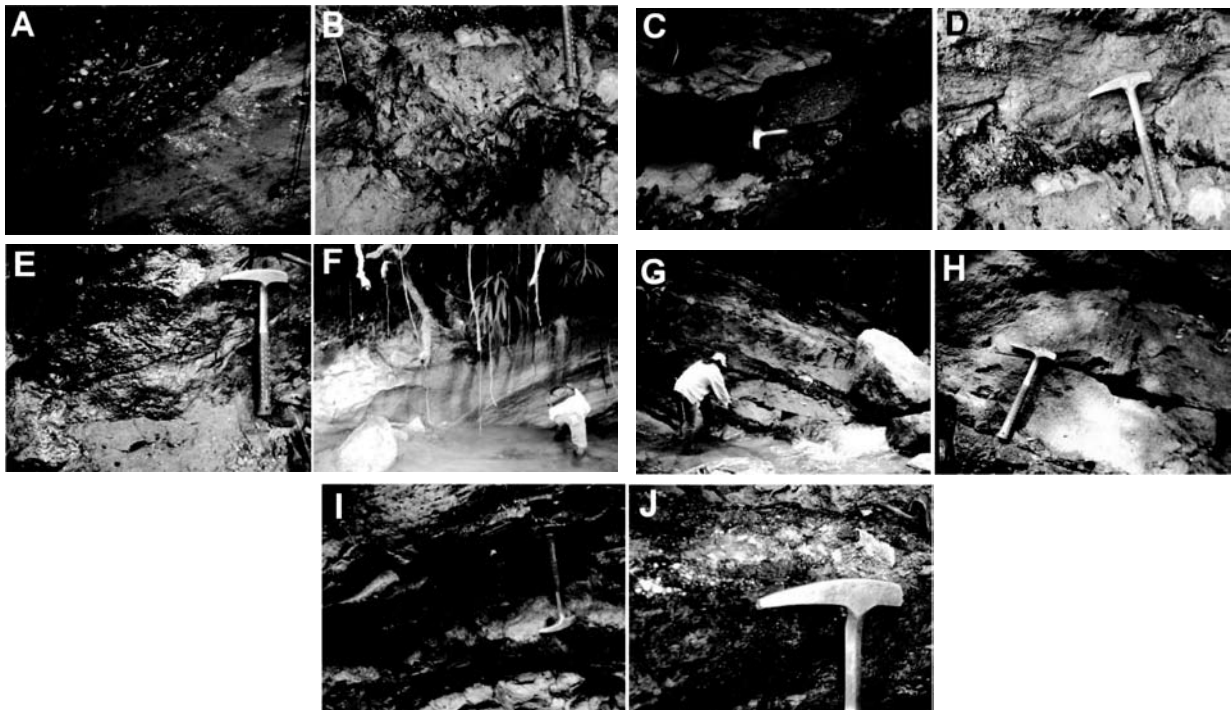


FIGURA 4. Litofacies en la SVA. **A.** Litofacies Gcm en contacto ligeramente erosivo, con base cóncava hacia arriba, con facies Scb. **B.** Arenita masiva (Sm) interestratificada con pequeños niveles de lodolita carbonosa (Fl). **C.** Litofacies Sh con base cóncava hacia arriba, interestratificada con facies Scb. **D.** Litofacies Sl interestratificada con lodolita (Fl). **E.** Restos de madera en litofacies Scb. **F.** Facies Scb suprayacida por cintas de carbón (C), miembro medio. **G.** Interestratificación de capas de carbón (C) con arenitas masivas (Sm) **H.** Acercamiento de la figura anterior donde se puede observar la estructura masiva de las arenitas (Sm). **I.** Aspecto de los mantos de carbón en contacto con lodolitas (Fm). **J.** disposición a manera de cintas de los fragmentos de pómez y algunos fragmentos de andesitas porfiríticas dentro de una capa de carbón (C). Escala, longitud del martillo: 32 cm.

Elemento SV: depósitos volcanoclásticos re-sedimentados (lahares) producidos por eventos asociados a una actividad volcánica (ampliado de Herrera y López, 2003) y definido por el apilamiento de paquetes de areniscas pumáceas, facies Scb y Sm.

Elemento GB: Barras de grava y formas asociadas (Miall, 1996), producidas por pulsos de flujos de escombros e hiperconcentrados que formaron depósitos epiclásticos, y definido por las facies Gmm, Gcm, Gci, Gp y Gt.

Elemento SB: Formas de fondo arenosas (modificado de Miall, 1996), en la SVA corresponde a las fases mas diluidas de los lahares (FIGURA 1) y definido por las litofacies St, Sh, Sl y Sr.

Elemento FF: Depósitos de desborde (Miall, 1996) definidos por depósitos epiclásticos con tamaño de grano fino asociados a las capas de carbón y definido por las facies Fl, Fm y C.

TABLA 3. Elementos Arquitecturales

Elemento	Símbolo	Litofacies	Procesos de Sedimentación	Geometría y Relaciones
Sedimentación volcanoclástica (removilización lahárica)	SV	Scb, y Sm	Pulsos o set de pulsos de flujos de escombros o hiperconcentrados por resedimentación de depósitos piroclásticos de pómez y cenizas.	Capas tabulares espesas, interestratificados principalmente con elementos SB y GB.
Formas de fondo arenosas (removilización lahárica mas diluida)	SB	St, Sh, Sl y Sr	Procesos fluviales confinados, rellenos de canal, ruptura de diques o barras menores; corresponden a dilución de flujos hiperconcentrados	Lentes, capas, láminas, cuñas, interestratificados con elementos SV, FF y GB.
Barras de grava y formas asociadas	GB	Gmm, Gcm, Gci, Gt y Gp	Procesos fluviales valle-confinados, flujos de escombros.	Lentes y capas; cuerpos tabulares, Interestratificados con elementos SB y SV.
Depósitos de desbordamiento	FF	Fm, Fl y C	Asentamiento por suspensión.	Capas delgadas o gruesas; comúnmente interestratificados con elementos SB y SV.

DISCUSION

En la SVA, las facies de gravas que presentan mayor distribución en todas las secciones son Gmm, Gcm y Gci (FIGURA 3) definidas por el emplazamiento de flujos de escombros o flujos hiperconcentrados de origen fluvial y las facies subordinadas corresponden a Gp y Gt. Y todas en su conjunto representan los depósitos epiclásticos producto del re-trabajamiento del basamento metamórfico (fragmentos de la armazón) y de depósitos piroclásticos re-sedimentados (matriz), definiendo los depósitos asociados a los periodos inter-eruptivos cuando dominaba la actividad fluvial sobre la volcánica.

Las facies arenáceas dominantes tanto en el miembro inferior como en el medio de la SVA, se interpretan en este trabajo como lahares, las facies Scb y Sm provienen de la re-sedimentación de depósitos piroclásticos de ceniza y pómez (depósitos volcanoclásticos primarios, TABLA 1) y fueron emplazados como flujos de escombros e hiperconcentrados (FIGURA 1). Las partes más diluidas de estos lahares corresponden a las facies Sh, Sr, Sl y St, distinguidas por la presencia de diferentes estructuras primarias y tienen una menor distribución en las secciones de la SVA (FIGURA 3). El dominio de la composición volcánica de estas litofacies, junto con la buena preservación de las texturas vitroclásticas de los fragmentos de pómez sugiere depósitos de periodos sin-eruptivos, o sea re-sedimentación

inmediatamente después de erupciones volcánicas explosivas. Además, se diferencian de los depósitos piroclásticos primarios por presentar gradaciones verticales y laterales a depósitos más finos y marcadas variaciones texturales dentro del depósito. Y los restos vegetales embebidos en los depósitos laháricos no están homogéneamente carbonizados, ya que una vez las partículas piroclásticas primarias son re-depositadas no aportan calor al resto de los componentes del depósito (Pierson, T.C., comunicación verbal); similar situación es descrita por Smith (1988) en el centro del estado de Washington (EE. UU.). Ciclos compuestos de litofacies Scb, Sm y menor proporción de St, Sh, Sl y Sr pueden ser considerados como partes de verdaderas unidades de erupción (en el sentido de Schmincke and van den Bogaard, 1991). En la **SVA** estos paquetes de litofacies se repiten continuamente y con varios espesores a través de toda la sucesión (FIGURA 3).

Las facies epiclásticas lodosas (Fm Fl) y las capas de carbón (facies C), dominantes principalmente en el miembro superior de la **SVA** representan los periodos inter-eruptivos, cuando disminuía drásticamente la actividad volcánica y dominaba el ambiente fluvial. Sin embargo, dentro de algunas capas de carbón se diferenciaron cintas de fragmentos de pómez tamaño guijo a arena gruesa (FIGURA 4, J), vestigio todavía de alguna actividad volcánica concomitante con la sedimentación fluvial.

En la **SVA** no encontramos depósitos volcanoclasticos primarios, productos de la actividad volcánica directa en forma de depósitos de flujos, oleadas y caídas piroclásticas. Estos depósitos primarios fueron comúnmente re-sedimentados inmediatamente después de las erupciones como lahares.

Para enmarcar la intensidad de la influencia volcánica en los tres miembros de la **SVA**, se hizo la petrografía de capas de arenas (depósitos volcanoclasticos re-sedimentados) representativas de los miembros, a las cuales se les hicieron secciones delgadas y se llevo a cabo un conteo en promedio de ciento cincuenta puntos por cada lámina (información petrográfica detallada en Rosero y Valencia, 2007). Para mostrar la influencia volcánica, se estableció la relación $Lv+Cv/Lt+Otros$ (Líticos volcánicos + Cuarzo volcánico/ Líticos totales + Otros, FIGURA 5 (A)), donde se observa que aunque la influencia volcánica definida por esta relación es variable, ésta es permanente en toda la sucesión. En la FIGURA 5 (B), se muestra el triangulo (Q_i -F-L) de Dickinson (1985) donde se observa que las muestras de la **SVA** siguen una tendencia general similar a las arenas volcanoclasticas de arco.

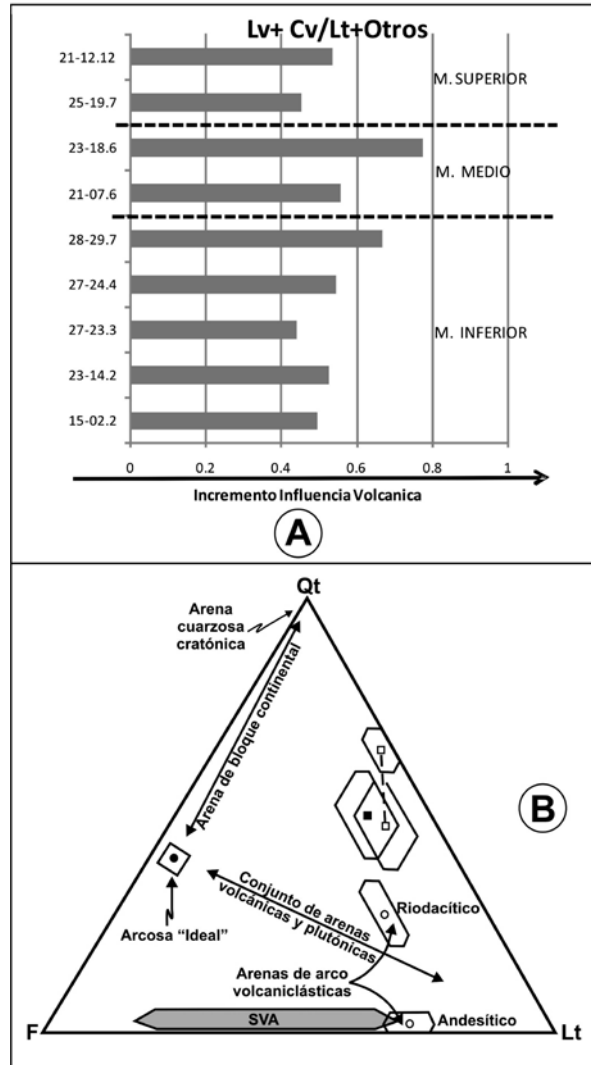


FIGURA 5 (A). Influencia volcánica mediante la relación $Lv+Cv/Lt+Otros$, Lv =total de líticos volcánicos, Cv = total cristaloblastos volcánicos, Lt = total de líticos, $Otros$ = otros fragmentos y cristales, el número en la ordenada corresponde al número de la sección delgada. **(B).** Diagrama ternario Q_i -F-L (Dickinson, 1985), Q_i = Cuarzo total F= feldespato total y L=líticos totales. **SVA**: Secuencia Volcanoclastica de Aranzazu.

El análisis arquitecturales de las columnas levantadas en las quebradas del Sargento (QS), afluente del Sargento (QAS), Quebrada Grande (QG) y de las Minas (QM) (FIGURAS 2 y 3) muestra que la sedimentación en la **SVA** es caracterizada por periodos sin-eruptivos e inter-eruptivos contrastantes (FIGURA 6), siendo los primeros indicativos de la influencia de la actividad volcánica en la depositación y los segundos reflejan los procesos de ajuste que se sucedían en la cuenca cuando se re-establecía la dinámica fluvial.

El miembro inferior de la SVA representa un periodo sin-eruptivo, definido principalmente por el elemento arquitecturales SV, relacionado con la re-sedimentación de depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza y de ceniza y bloques (volcanoclásticos primarios, TABLA 1) por lahares, en forma de flujos de escombros e hiperconcentrados (elemento SV, TABLA 3). Al tope del miembro inferior finaliza el periodo sin-eruptivo, cuando la actividad volcánica se vuelve intermitente (elemento SV), se mezcla con actividad netamente fluvial (elemento GB, FIGURA 6).

El gran volumen de material re-sedimentado durante los periodos sin-eruptivos impactó al sistema fluvial y superó

probablemente el umbral geomorfológico del drenaje en la cuenca de depósito de la SVA por la agradación intensiva, y el sistema respondió ampliando el canal principal y decreciendo en sinuosidad. La mayoría de la agradación ocurrió por un aporte catastrófico, súbito y voluminoso de partículas volcánicas re-sedimentadas. Estos aportes modificaron en la cuenca fluvial la topografía y los patrones de drenaje, e indujeron cambios en los perfiles de los canales principales como lo propone Smith (1991). La ausencia de valles tallados profundamente o verdaderos paleo-canales, y la existencia de contactos basales planos y estratificación predominantemente masiva reflejan el depósito rápido y generalmente ininterrumpido dentro del elemento arquitectural SV.

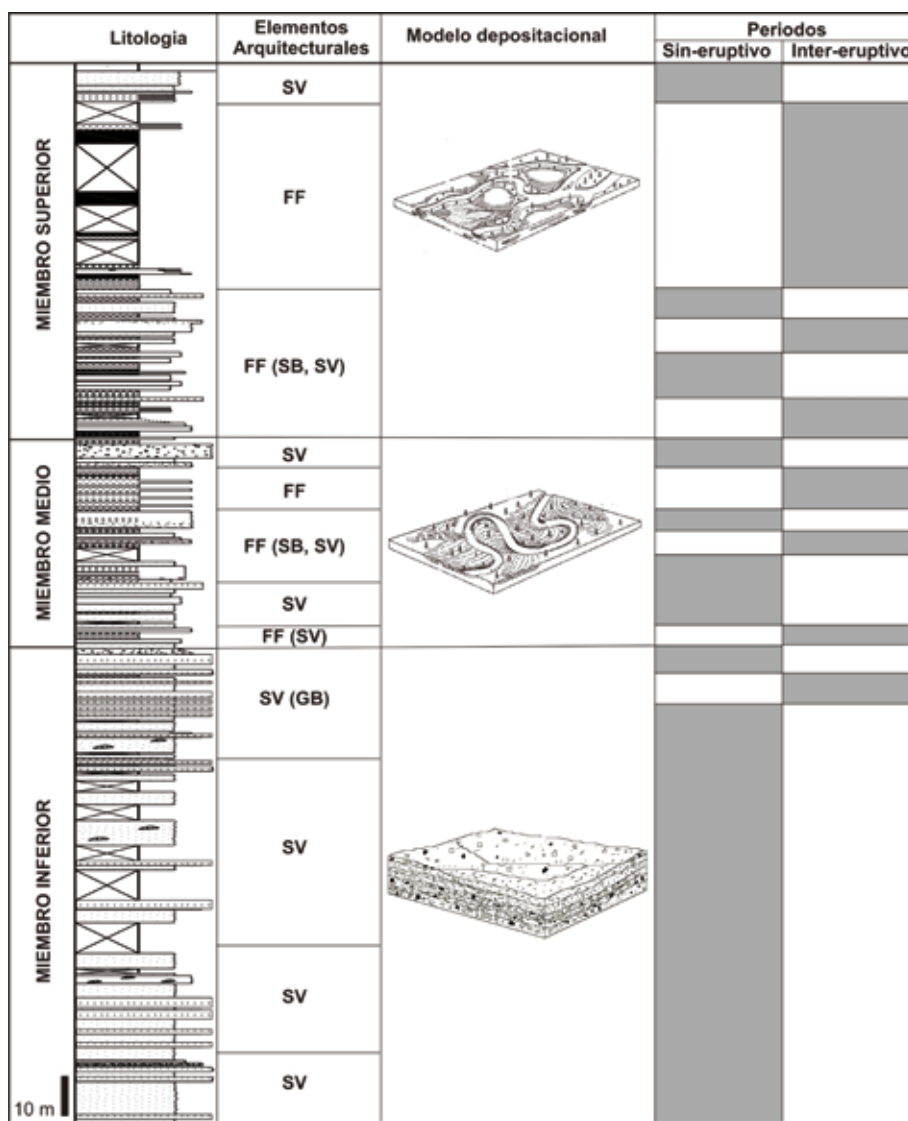


FIGURA 6. Columna estratigráfica de la Quebrada del Sargento. Elementos arquitecturales y periodos sin-eruptivos e inter-eruptivos para los miembros inferior, medio y superior de la Secuencia Volcanoclástica de Aranzazu. Convenciones de la columna en la FIGURA 3.

El miembro medio de la **SVA** representa una etapa “mezclada” de depositación en la cuenca, cuando depósitos epiclásticos definidos por el elemento FF (período inter-eruptivo), se intercalan con depósitos volcanoclasticos re-sedimentados representados por el elemento SV y en menor proporción el elemento SB (períodos sin-eruptivos). Esta interacción volcanoclastica-fluvial se observa a escala mesoscópica (FIGURA 6) y es posible inferirla a escala microscópica.

El miembro superior de la **SVA** representa el afianzamiento de un sistema fluvial de alta sinuosidad y baja energía y se desarrollaba el elemento arquitectural FF (período inter-eruptivo, FIGURA 6), con muy pequeñas intermitencias de actividad volcánica (períodos sin-eruptivos). El espacio de acomodación en los períodos inter-eruptivos en la cuenca de la **SVA** fue ajustado por los cambios en el nivel base, lo que permitió la generación de amplias llanuras de inundación en donde fue posible la formación de pantanos (*back swamp*) propicios para la acumulación de materia orgánica que dio lugar posteriormente a la formación de carbones. Una situación similar ocurrió durante el Mioceno en la cuenca del río Lo en Vietnam (Wysocka and Swierczek ,2003).

CONCLUSIONES

La nueva propuesta de clasificación de depósitos volcanoclasticos (TABLA 1) nació de la necesidad de establecer el origen de los lahares a partir de la historia del depósito y sus componentes, y la propuesta es que los lahares sean considerados sólo como depósitos volcanoclasticos re-sedimentados. Y los depósitos volcanoclasticos primarios, solo aquellos que son producto directo de un evento volcánico donde las partículas primarias aportan calor a los procesos de transporte y depósito. Y los depósitos epiclásticos, cuando sea evidente el reciclamiento y re-trabajamiento de las partículas y sea difícil reconstruir la historia de depósito de las partículas. Esta propuesta de clasificación permitió entender mejor la estratigrafía de la **SVA**.

La cuenca fluvial intramontana donde se depositó la **SVA** estaba localizada al occidente de un cinturón volcánico, que correspondería a las etapas ancestrales del sector más septentrional del complejo volcánico Machín – Cerro Bravo (Murcia, 2008; FIGURA 2), el cual tenía para la época un carácter calco-alcalino intermedio a ácido.

El miembro inferior de la **SVA** refleja el impacto de la actividad volcánica en la cuenca fluvial por

la agradación intensiva de lahares sin-eruptivos parcialmente canalizados, depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados que se extendieron aproximadamente 3 - 4 km en sentido N-S en la zona de Aranzazu (FIGURAS 2 y 3). Estas facies fueron agrupadas en el elemento arquitectural SV que representa unidades de erupción (en el sentido de Schmincke and van den Bogaard, 1991). La generación de estos lahares dependió de la frecuencia y magnitud de la actividad volcánica y de las condiciones climáticas, tal y como lo proponen Scott (1989) y Major (2000) para otros arcos volcánicos.

Los miembros medio y superior (FIGURA 6) de la **SVA** están definidos principalmente por el elemento arquitectural FF y con subordinación de los elementos SV y SB. Muestran el dominio de períodos inter-eruptivos, cuando disminuía la actividad volcánica y se re-establecían los sistemas fluviales con sinuosidad alta (elemento FF). Cuando se afianzaba el sistema fluvial, era el momento en que se establecían las condiciones propicias para el desarrollo de los *peats* que luego formarían las capas de carbón que caracterizan estos miembros.

El estudio de la **SVA** continuará con una definición del marco tectónico para la cuenca de depósito, la palinología de los depósitos y la intención de obtener datos radiométricos; todo con el fin de entender de una mejor manera la historia de los depósitos de la secuencia.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Vice-rectoría de Investigaciones y Posgrados de la Universidad de Caldas por el apoyo presupuestal para la realización de este proyecto. Además, agradecemos la revisión detallada de dos revisores anónimos y a Thomas C. Pierson (*USGS Cascades Volcanological Observatory*) por los aportes a la discusión sobre la terminología empleada en el artículo.

REFERENCIAS

British Geological Service (BGS).1999. BGS Rock Classification Scheme, Vol. 1: Classification of Igneous rocks, Gillespie, M.R. and Styles, M.T. (Eds). Research report RR 99-06, 54p.

Cas, R.A.F., and Wright, J.V. 1987. Volcanic successions modern and ancient: Allen and Unwin, London, 528 p.

- Castañó, L. y Gómez, O. 2001. Caracterización, origen, evolución y potencial de utilización de los carbones de la Secuencia Volcanoclástica de Aranzazu. Trabajo de Grado, Universidad de Caldas, Programa de Geología, Manizales. 137p.
- Costa, J.E. 1984. The physical geomorphology of debris flows, in Costa, J.E., and Fleisher, P.J. (Eds.), *Developments and applications of geomorphology*: Springer, Berlin, pp. 268-317.
- Dasgupta, P. 2003. Sediment gravity flow – the conceptual problems. *Earth-Science Reviews*, 62: 265-281.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In Zuffa, G.G. (Ed). *Provenance of Arenites*, NATO ASI series, 148: 333-361.
- Fisher, R. V. 1961. Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *GSA Bulletin*, 72: 1.409-1.414.
- Fisher, R.S.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*, Vol. 1, pp. 287-298.
- Fisher, R.V., and Schmincke, H.-U. 1984. *Pyroclastic rocks*: Springer, Berlin, 472 p.
- Fisher, R.S.V. and Smith, G.A. 1991. Eds, *Sedimentation in volcanic settings*: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 45, 255 p.
- Fritz, W.J. and Harrison, S. 1985. Early Tertiary Volcaniclastic Deposits of the Northern Rocky Mountains. In: *Cenozoic Paleogeography of the West Central United States* in Flores, R.M. and Kaplan, S. (Eds.) *Rocky Mountain Paleogeography Symposium 3*, Denver, CO, pp. 388-402.
- Hernández, E, y Valencia, M. 1991. Secuencia Volcanoclástica de Aranzazu como ejemplo de la influencia del Volcanismo Explosivo sobre la sedimentación fluvial en la Cordillera Central de Colombia. *Memorias Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico*, Manizales, Tomo I, pp. 219-239.
- Herrera, J.S. y López, S.A. 2003. Estratigrafía de la Formación Manizales y Propuesta de un modelo de depósito. Trabajo de Grado, Universidad de Caldas, Programa de Geología, Manizales. 91 p.
- INGEOMINAS 1998. *Geología de la Plancha 206 Manizales*, escala 1:100.000.
- Iverson, R.M., and Vallance, J.W. 2001. New views of granular mass flows: *Geology*, Vol. 29, pp. 115-118.
- Jo, H.R. 2003. Depositional environments, architecture, and controls of Early Cretaceous non-marine successions in the northwestern part of Kyongsang Basin, Korea. *Sedimentary Geology*, 161: 269-294.
- Johnson, A.M. 1970. *Physical processes in geology*: Freeman, Cooper, and Company, San Francisco, 577 p.
- Katakoa, K. and Nakajo, T. 2002. Volcaniclastic resedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: The Ebisutoge-Fukuda tephra. Plio-Pleistocene boundary, central Japan. *Sedimentology*, 49: 319-334.
- Lavigne, F., Thouret, J.C., Voight, B., Suwa, H., and Sumaryono, A. 2000. Lahars at Merapi volcano, Central Java: an overview: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100: 423-456.
- Lowe, D. R. 1976. Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 188-199.
- Major, J.J. 2000. Gravity-driven consolidation of granular slurries—implications for debris-flow deposition and deposit characteristics: *Journal of Sedimentary Research*, 70: 64-83.
- Martina, F., Dávila, F.M. and Astini, R.A. 2006. Mio-Pliocene volcaniclastic deposits in the Famatina Ranges, southern Central Andes: a case of volcanic control on sedimentation in broken foreland basins. *Sedimentary Geology*, 186: 51-65.
- McPhie, J., Doyle, M.G. and Allen, R.L. 1993. *Volcanic Textures*. CODES, University of Tasmania, Hobart, 198 p.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review*, 22 : 261-308.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582 p.
- Murcia H.F, Hurtado B.O., Cortés G.P. Macías, J.L. and Cepeda H. 2008. The ~2500 yr B.P. Chicoral non-cohesive debris flow from Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal*

- of Volcanology and Geothermal Research, 171: 201-214.
- Murcia, H. 2008. Depósitos de Lahar del Complejo Volcánico Tacaná y depósitos fluviales en el abanico de Tapachula, Chiapas-México. Tesis MSc, México, D.F. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, 156p.
- O'Hallaran, G.J. and Gaul, A.J. 1997. Sedimentary responses to sub-aerial felsic volcanism from the Late Devonian-Early Carboniferous northern Macalister Synclinorium, southeastern Australia. *Sedimentary Geology*, 109: 209-232.
- Pierson, T.C. and Scott, K.M. 1985. Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow. *Water Resources Research*, 21: 1.511-1.524.
- Pierson, T.C. and Costa, J.E. 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 7: 1-12.
- Pierson, T.C., Janda, R.J., Thouret, J.C., and Borrero, C.A. 1990. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow, and deposition of lahars: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41:17-66.
- Pierson, T.C. and Scott, K.M. 1999. Superficial hydrologic hazards and volcanoes: Debris avalanches, lahars and floods: Processes, interpretation of deposits, and techniques of hazard assessment and mitigation. U.S. Geological Survey Open-File Report. 137 p.
- Rosero, J.S. y Valencia, J.D. 2007. Petrografía del componente volcánico de la Secuencia Volcánoclastica de Aranzazu. Trabajo de Grado, Universidad de Caldas, Programa de Geología, Manizales. 96p.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology*, 9: 41-43.
- Schmincke, H. U. and van den Bogaard, P. 1991. Tephra Layers and Tephra Events. In: G. Einsele, W. Ricken, and A. Seilacher (Eds), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag Berlin pp. 392-429.
- Schultz, A.W. 1984. Subaerial debris-flow deposition in the upper Paleozoic Cutler Formation. Western Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 759-772.
- Scott, K.M. 1989. Magnitude and frequency of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system: U.S. Geological Survey Prof. Paper 1447-B, 33 p.
- Segschneider, B., Landis, C.A., Manville, V., Whitte, J.D.L. and Wilson, C.J.N. 2002. Environmental response to a large, explosive rhyolites eruption: sedimentology of post-1.8 ka pumice-rich Taupo volcanoclastics in the Hawke's Bay region, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 150: 275-299.
- Smith, G.A. 1988. Neogene synvolcanic and syntectonic sedimentation in central Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1.479-1.492.
- Smith, G.A., and Lowe, D.R. 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow — hyperconcentrated flow continuum, in Fisher, R.V., and Smith, G.A (Eds.), *Sedimentation in volcanic settings: SEPM Special Publication 45*, Tulsa, pp. 59-70.
- Smith, G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. In Fisher, R.V., Smith G.A. (Eds.). *Sedimentation in Volcanic Settings*. SEPM Special Publication 45, Tulsa, pp 109-121.
- Sohn, Y.K., Rhee, C.W. and Kim, B.C. 1999. Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *The Journal of Geology*, 107: 111-132.
- Vallance, J.M. and Scott, K.M. 1997. The Osceola mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flows. *Geological Society American Bulletin*, 9: 143-163.
- Vessel, R.K. and Davies, D.K. 1981. Non-marine sedimentation in an active fore arc basin. In Ethridge, F.G., Flores, R.M. (Eds.) *Recent and Ancient Non marine Depositional Environments: models for Exploration*. SEPM Special Publication 3: 31-45.
- Vincent, P. 2000. Volcanoes: from magmas to tephra and epivolcanoclastics. In Leyrit, H. and Montenant C. (Eds.), *Volcanoclastic rocks, from magmas to sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, pp. 1-32.
- Waitt, R.B. 2007. Primary volcanoclastic rocks: Comment and Reply. *GSA Forum* doi: 10.1130/G23685C.1

White, J.D.L. and Houghton, B.F. 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, 34: 677-680.

Wysocka, A. and Swierczewska, A. 2003, Alluvial deposits from the strike-slip fault Lo River Basin (Oligocene/Miocene), Red River Fault Zone, north-western Vietnam, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21:1097-1112.

Trabajo recibido: julio 1 de 2008

Trabajo aceptado: noviembre 14 de 2008