

**ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN MANIZALES Y PROPUESTA  
DE UN MODELO DE DEPÓSITO**

**JUAN SEBASTIÁN HERRERA E.  
SERGIO ADRIÁN LÓPEZ I.**

**ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN MANIZALES Y PROPUESTA  
DE UN MODELO DE DEPÓSITO**

**JUAN SEBASTIÁN HERRERA E.  
SERGIO ADRIÁN LÓPEZ I.**

**Informe Final Presentado como Requisito Parcial para Optar al Título de  
GEÓLOGO**

**PRESIDENTE  
CARLOS ALBERTO BORRERO P.  
Profesor Asociado Departamento de Ciencias Geológicas**

**MANIZALES  
UNIVERSIDAD DE CALDAS  
PROGRAMA DE GEOLOGÍA  
Mayo de 2003**

## **DEDICATORIA**

## **AGRADECIMIENTOS**

*“Nuestro universo sería una cosa muy limitada si  
no ofreciera a cada época algo que investigar...  
La naturaleza no revela sus misterios de una vez  
para siempre.”*

Séneca, Cuestiones naturales. Libro 7, siglo I

## TABLA DE CONTENIDO

	pág.
RESUMEN	xiii
ABSTRACT	xiv
INTRODUCCIÓN	xv
OBJETIVOS	xvi
OBJETIVO GENERAL	xvi
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	xvi
1. LOCALIZACIÓN	1
2. METODOLOGÍA	4
3. GEOLOGÍA	7
3.1 GEOLOGÍA LOCAL	7
3.1.1 Metacuarzoarenisca de Manzanares (Pcam)	8
3.1.2 Gneis de Chinchiná (Pnch)	8
3.1.3 Complejo Arquía – Guamote	8
3.1.4 Gabro de Chinchiná – Santa Rosa (Kgch)	8
3.1.5 Gabro de Olivares (Kgol)	9
3.1.6 Complejo Quebradagrande – Alao	9
3.1.7 Cataclasita de La Quiebra (Ticq)	10
3.1.8 Formación Manizales	10
3.1.9 Formación Casabianca (Tscb)	10
3.1.10 Domo San Cancio (Qbs)	11
3.1.11 Lava de Lusitania (Qla)	11

	pág.
3.1.12 Depósitos de Flujos de Escombros que Rellenan el Valle de La Enea (Qfe)	12
3.1.13 Depósitos de Caída Piroclástica (Qcp)	12
3.1.14 Depósitos Aluviales (Qal) y Coluviales (Qco) Recientes	13
<b>3.2 FALLAS Y LINEAMIENTOS PRESENTES EN EL ÁREA DE ESTUDIO</b>	<b>13</b>
3.2.1 Elementos Norte – Sur	13
3.2.1.1 <i>Falla Patiobonito</i>	13
3.2.1.2 <i>Falla San Peregrino</i>	13
3.2.1.3 <i>Falla de Romeral</i>	13
3.2.1.4 <i>Falla La Francia</i>	14
3.2.1.5 <i>Falla El Tablazo</i>	14
3.2.1.6 <i>Falla Morrogacho</i>	14
3.2.1.7 <i>Falla Chipre</i>	14
3.2.1.8 <i>Falla Manizales – Aranzazu</i>	14
3.2.1.9 <i>Falla Solferino – Milán</i>	14
3.2.1.10 <i>Zona de Cizalla El Perro</i>	15
3.2.2 Elementos Noreste – Suroeste	15
3.2.2.1 <i>Falla Sisilvia</i>	15
3.2.2.2 <i>Falla Morrogordo</i>	15
3.2.2.3 <i>Falla La Linda</i>	15
3.2.2.4 <i>Falla Cementerio – Solferino</i>	15
3.2.2.5 <i>Falla San Cancio</i>	15
3.2.3 Elemento Sureste – Este	15
3.2.3.1 <i>Falla Villa María – Termales</i>	15
3.2.4 Fallas Sin Denominación	16
3.2.5 Lineamientos	16
<b>4. ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN MANIZALES</b>	<b>18</b>
<b>4.1 INTRODUCCIÓN</b>	<b>18</b>
4.1.1 Dinámica de Depositación de Flujos de Escombros	21
4.1.2 Clasificación de Litofacies	24
4.1.2.1 <i>Código Gmm</i>	26
4.1.2.2 <i>Código Gmg</i>	26
4.1.2.3 <i>Código Gcm</i>	27
4.1.2.4 <i>Código Gci</i>	27
4.1.2.5 <i>Código Gh</i>	28
4.1.2.6 <i>Código Sm</i>	28

	pág.
4.1.2.7 Código Sh	30
4.1.2.8 Código Scb	30
4.1.3 Jerarquía de Superficies Límite	30
4.1.4 Introducción al Concepto de Elemento Arquitectónico	36
4.2 RESULTADOS DEL ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO	36
4.2.1 Sección Estratigráfica La Linda	36
4.2.1.1 Litofacies	37
Gravas matriz – soportadas masivas (Gmm)	37
Gravas matriz – soportadas con gradación inversa (Gmg <sub>i</sub> )	39
Gravas clasto – soportadas masivas (Gcm)	39
Gravas clasto – soportadas con gradación inversa (Gci)	39
Gravas clasto – soportadas con imbricación (Gh)	40
Arenitas masivas (Sm)	40
Arenitas con laminación horizontal (Sh)	41
Depósitos de flujos piroclásticos (Scb)	41
4.2.1.2 Análisis de Elementos Arquitectónicos e Interpretación	42
4.2.2 Sección Estratigráfica La Estampilla	47
4.2.2.1 Litofacies	49
Gravas matriz – soportadas masivas (Gmm)	49
Gravas matriz – soportadas con gradación (Gmg)	51
Gravas clasto – soportadas masivas (Gcm)	52
Gravas clasto – soportadas con imbricación (Gh)	52
Arenitas masivas (Sm)	53
Depósitos de flujos piroclásticos (Scb)	54
4.2.2.2 Análisis de Elementos Arquitectónicos e Interpretación	54
4.2.3 Sección Estratigráfica Escarpe de Chipre	60
4.2.3.1 Litofacies	60
Gravas matriz – soportadas masivas (Gmm)	60
Gravas matriz – soportadas con gradación (Gmg)	62
Gravas clasto – soportadas masivas (Gcm)	63
Arenitas masivas (Sm)	63
Depósitos de flujos piroclásticos (Scb)	64
4.2.3.2 Análisis de Elementos Arquitectónicos e Interpretación	65
4.2.4 Algunos Comentarios Sobre Otros Afloramientos de Depósitos Volcaniclásticos en Áreas Circunvecinas de Manizales	68
4.2.4.1 Vía que Conduce del Terminal de Villa Pilar al Parque Liborio Gutiérrez (Sector Noroccidental de Manizales)	69
4.2.4.2 Vía Panamericana Entre el Sector de La Uribe y el Estadero Los Cámbulos al Sur de Manizales	70
4.2.4.3 Otros Sectores de Afloramiento	73

	pág.
4.2.4.4 <i>Márgenes del Río Chinchiná – Área Aledaña al Puente de CENICAFÉ (Fuera del Área de Estudio)</i>	73
5. REVISIÓN DE LA NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN MANIZALES Y REDESCRIPCIÓN DE LA FORMACIÓN CASABIANCA PARA EL SECTOR DE MANIZALES	76
5.1 REVISIÓN DE LA FORMACIÓN MANIZALES	76
5.1.1 Categoría	76
5.1.2 Rango	77
5.1.3 Nombre	77
5.1.4 Subdivisiones	77
5.1.4.1 <i>Miembro La Linda (Tsal)</i>	77
<i>Sección de referencia</i>	77
5.1.4.2 <i>Miembro La Estampilla (Tsae)</i>	78
<i>Sección de referencia</i>	78
5.1.5 Otros Sectores de afloramiento	78
5.1.6 Distribución y Límites	78
5.1.7 Correlación y Edad	79
5.2 REDESCRIPCIÓN DE LA FORMACIÓN CASABIANCA PARA EL SECTOR DE MANIZALES	79
5.2.1 Sección de Referencia Escarpe de Chipre (Suplementaria)	79
5.2.2 Distribución y Límites	80
6. GRANULOMETRÍA	81
6.1 DIAGRAMA DESVIACIÓN ESTÁNDAR GRÁFICA INCLUSIVA ( $\sigma_I$ ) vs MEDIANA (Md)	82
6.2 DIAGRAMA ASIMETRÍA GRÁFICA INCLUSIVA ( $S_{ki}$ ) vs MEDIANA (Md)	84
7. GEOLOGÍA HISTÓRICA	87
CONCLUSIONES	xvii

pág.

REFERENCIAS

xviii

## LISTA DE FIGURAS

	pág.
<b>Figura 1.</b> Localización del área de estudio.	2
<b>Figura 2.</b> Relaciones entre las características físicas de una mezcla fluido – sedimento, el tipo de flujo resultante y su correspondiente depósito. Nótese que un evento individual puede evolucionar pasando por diferentes estados (en la dirección mostrada por las flechas), dando como resultado gradaciones en textura y estructura tanto verticales como en sentido longitudinal. (Traducido de Miall, 1996).	22
<b>Figura 3.</b> Vista de planta de un flujo de escombros experimental que muestra trazas bien definidas de frentes de lóbulos de oleadas. Éstas salen de un canal de 30° de pendiente y se depositan sobre una plataforma con la impresión de una rejilla que define áreas de 1 mt <sup>2</sup> en su superficie. El flujo contiene una mezcla de partículas arena – grava saturadas en agua, con muy baja proporción de limo o lodo (< 1%). Nótese la forma elongada y la carencia de diques ( <i>levees</i> ) pronunciados. Los lóbulos de las oleadas sucesivas dan lugar a un depósito múltiple ( <i>incremental deposit</i> ), cuya estructura interna puede revelar poca evidencia de un comportamiento de flujo a manera de oleadas. (Traducido de Leeder, 1999).	23
<b>Figura 4.</b> Comparación de dos estilos contrastantes de depositación para eventos de flujos de escombros – flujos hiperconcentrados – flujos de corriente. Para el primer estilo de segregación longitudinal: <b>a)</b> Un flujo hiperconcentrado se genera por la dilución de los bordes principales de un flujo de escombros que entra en un valle aluvial, lo que genera que la mezcla agua + sedimento resultante se componga del primer evento inmediatamente suprayacido por el flujo de escombros recesivo. Dado que el frente de dilución se propaga en dirección aguas arriba, este último flujo puede transformarse completamente en un flujo hiperconcentrado. <b>b)</b> Las unidades resultantes de esta clase de segregación constan de depósitos de flujos hiperconcentrados engrosándose (y eventualmente adelgazándose) aguas abajo, suprayacidos por depósitos de flujos de escombros que se engrosan en dirección aguas arriba.  Segundo estilo de segregación: <b>c)</b> Sohn et al (1999) proponen una organización diferente de los tipos de eventos, donde un flujo de escombros precede en avance a un flujo hiperconcentrado y a un flujo de corriente. <b>d)</b> Se	

- ha considerado que los depósitos resultantes (emplazados según los autores en un ambiente de abanico aluvial) incluían facies de flujos de escombros en los sectores proximales, y dichas facies fueron suprayacidas por depósitos de flujos hiperconcentrados y flujos de corriente, o reemplazadas por éstos a medida que se avanzaba en dirección aguas abajo; esto es esquematizado en 4 columnas representativas. La transición de facies mostrada en la columna 2 es notablemente diferente de la presentada en **b**). 25
- Figura 5.** Clasificación jerárquica de unidades de actividad volcánica y productos asociados. (Modificado de Schmincke & Van den Bogaard, 1991). 33
- Figura 6.** Aspecto general del afloramiento de la parte baja del barrio La Linda donde fueron descritos los segmentos medio y superior. 38
- Figura 7.** Depósitos de gravas clasto – soportadas masivas (Gcm) separadas por un cuerpo tabular de arenita masiva (Sm<sub>i</sub>). Parte inferior del segmento superior, sección La Linda. Longitud del lapicero: 15 cm. 40
- Figura 8.** Arenitas volcaniclásticas con laminación horizontal (litofacies Sh<sub>v</sub>). Parte superior del segmento superior, sección La Linda. Longitud del lapicero: 15 cm. 41
- Figura 9.** Modelo de depósitos de flujos gravitacionales (elemento SG) disectados por ríos trenzados de lecho gravoso (elemento GB). Modificado del modelo 1 de Miall (1996). 44
- Figura 10.** Clasificación simple de canales según la carga de sedimentos. (Modificado de Díaz y Giraldo, 2001). 45
- Figura 11.** Modelo sin – eruptivo tipo 1. 46
- Figura 12.** Estereograma de contornos elaborado a partir de datos de imbricación medidos en depósitos de la sección La Linda para el segmento medio. 46
- Figura 13.** Modelo de depósito para el abanico aluvial de La Linda. **a)** Segmento inferior: La sucesión agrupada en un estilo fluvial dominado por facies de flujos de escombros (en amarillo), es interrumpida por la depositación sin – eruptiva de flujos piroclásticos y lahares (gris). **b)** Segmento medio y parte inferior del segmento superior: Las asociaciones faciales permiten definir un estilo fluvial de lóbulos de flujos de escombros disectados por corrientes de baja sinuosidad (amarillo). **c)** Parte superior del segmento

	pág.
superior: Inicio de un periodo de actividad sin – eruptiva con alto aporte de sedimentos volcánicos a la cuenca sedimentaria (gris) (basamento en verde).	48
<b>Figura 14.</b> Vista general del sector de La Estampilla, con un tramo de la vía Manizales – Medellín donde se describió parte de la sección estratigráfica.	50
<b>Figura 15.</b> Litofacies Gmmv. Nótese el color de alteración de la matriz. Sección La Estampilla, afloramiento sobre la vía Manizales – Medellín a 1742 m.s.n.m. Diámetro del círculo negro: 2.5 cm.	51
<b>Figura 16.</b> Litofacies Gcm. Nótese la superficie de erosión (orden 4e) sobre una unidad de depositación de flujo piroclástico. Sección La Estampilla, afloramiento sobre la vía Manizales – Medellín a 1777 m.s.n.m.	52
<b>Figura 17.</b> Litofacies Gh: clastos imbricados. Sección La Estampilla, afloramiento sobre la vía Manizales – Medellín a 1805 m.s.n.m. Longitud del martillo: 32.5 cm.	53
<b>Figura 18.</b> Fragmento de madera carbonizada en un depósito de flujo piroclástico (litofacies Scb). Sección La Estampilla, afloramiento sobre la vía Manizales – Medellín a 1764 m.s.n.m. Longitud del martillo: 28.5 cm.	55
<b>Figura 19.</b> Estereograma de contornos y dirección de flujo a partir de datos de imbricación medidos en depósitos de la sección La Estampilla.	56
<b>Figura 20.</b> Contacto discordante (superficie de orden 6) entre la Formación Manizales (este trabajo) y el Complejo Quebradagrande – Alao. Afloramiento sobre la margen derecha aguas debajo de la cabecera de la quebrada El Presidio, a 1710 m.s.n.m. Longitud del Lapicero: 15 cm.	58
<b>Figura 21.</b> Modelo sin – eruptivo tipo 2.	59
<b>Figura 22.</b> Modelo de depósito del abanico de La Estampilla. <b>a)</b> La sedimentación de dominio inter – eruptivo en facies de flujos gravitacionales (en amarillo) es interrumpida por el emplazamiento de unidades volcanoclásticas de origen sin – eruptivo (gris); <b>b)</b> atrincheramiento y re – establecimiento de condiciones de sedimentación de depósitos clásticos gruesos (inter – eruptivos) (basamento en verde).	61
<b>Figura 23.</b> Vista general del Escarpe de Chipre al Occidente de Manizales.	63

- Figura 24.** Litofacies Gmm<sub>v</sub>. Sección Escarpe de Chipre, afloramiento sobre la vía que conduce al barrio La Francia. 64
- Figura 25.** Depósito de flujo piroclástico (litofacies Scb). Sección Escarpe de Chipre, afloramiento sobre la vía que conduce al barrio La Francia. Diámetro del círculo negro: 2.5 cm. 65
- Figura 26.** Depósito de flujo de escombros volcanoclástico (litofacies Gmm<sub>v</sub>). Afloramiento frente al Restaurante El Peñón, al Occidente de Manizales. Longitud del martillo: 32.5 cm. 68
- Figura 27.** Modelo de depósito para la sección Escarpe de Chipre. **a)** Estados iniciales del periodo de actividad sin-eruptiva (gris) que empezó a colmatar simultáneamente las cuencas de La Linda y de La Estampilla (en amarillo). **b)** En el proceso ininterrumpido de agradación fluvial inducida por vulcanismo al cual pertenece el registro estratigráfico del Escarpe de Chipre, fueron sepultados completamente los dos abanicos aluviales y además la barrera topográfica que las separaba. Como consecuencia, los rasgos geomorfológicos locales cambiaron drásticamente con la formación de un amplio valle (basamento en verde). 71
- Figura 28.** Afloramiento de depósitos de lahares ricos en clastos al borde de la vía Panamericana entre el sector de La Uribe y el Estadero Los Cámbulos, al Sur de Manizales (**b**) es un close – up de **a**). (Figura tomada de Borrero, 1991; citada en dicho trabajo como representativa de las características generales de la Formación Casabianca para el sector de Manizales). 72
- Figura 29.** Afloramiento de depósitos volcanoclásticos altamente compactados en la margen izquierda del Río Chinchiná, 500 mt aguas abajo del puente de CENICAFÉ. La sucesión de base a techo está conformada por un depósito de flujo de escombros volcanoclástico rico en clastos de composición andesítica (**A**); seguido de bandas centimétricas de lodolitas laminadas (**B**) de facies de inundación y con alto contenido de restos de plantas, suprayacidas por un cuerpo tabular de arenita volcanoclástica, rica en cristales y con estratificación en artesa (**C**), depositada a partir de un flujo unidireccional de régimen alto. De **A** y **C** se tomaron las muestras de sedimentos M34 y M35 respectivamente. (Para Naranjo y Ríos (1989) estos depósitos constituyen la base de la Formación Manizales). 74
- Figura 30.** Diagrama Desviación estándar gráfica inclusiva ( $\sigma$ ) vs Mediana (Md). 83

**Figura 31.** Diagrama Asimetría gráfica inclusiva (Skl) vs Mediana (Md). Las convenciones son presentadas en la Figura 30.

## LISTA DE TABLAS

	pág.
<b>Tabla 1.</b> Fotografías aéreas utilizadas en este trabajo.	4
<b>Tabla 2.</b> Clasificación de Litofacies. (Modificado de Miall, 1996).	29
<b>Tabla 3.</b> Jerarquía de unidades de depositación. (Modificado de Miall, 1996).	34

## **ANEXOS.**

**ANEXO 1.** MAPA GEOLÓGICO.

**ANEXO 2.** SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA LA LINDA.

**ANEXO 3.** SEGMENTO SUPERIOR SECCIÓN LA LINDA.

**ANEXO 4.** SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA LA ESTAMPILLA.

**ANEXO 5.** SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA ESCARPE DE CHIPRE.

**ANEXO 6.** ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO Y CÁLCULO DE PARÁMETROS ESTADÍSTICOS.

**ANEXO 7.** ANÁLISIS COMPOSICIONAL.

**ANEXO 8.** DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE DEPÓSITOS DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS.

## RESUMEN

Mediante la implementación de métodos de análisis de elementos arquitectónicos, pudieron establecerse intervalos de unidades de depositación correspondientes a periodos inter – eruptivos y sin – eruptivos; los primeros indicando procesos de emplazamiento que sugieren un estilo fluvial de lóbulos de flujos gravitacionales disectados por corrientes trenzadas en ambientes de abanicos aluviales, y los sin – eruptivos originados a partir del aporte sucesivo de flujos volcaniclásticos, cuyos volúmenes (en ocasiones con marcadas variaciones en la granulometría y / o en el tipo de sedimentación) contrastan notablemente con las características fluviales normales, generando agradación. Dos de estos últimos periodos fueron reconocidos en el presente trabajo: el primero, crono – correlacionable en ambas cuencas, ocurrió durante los estados iniciales de construcción de los abanicos, y al menos en el sector de La Estampilla causó impacto fluvial evidenciado en la aparición de una superficie de erosión que indica un proceso de atrincheramiento; y el segundo, colmató simultánea y completamente ambas cuencas y la barrera topográfica que las separaba, dando como resultado un amplio valle que contrastó con los posibles rasgos topográficos locales impresos por los procesos de evolución morfológica del área fuente de sedimentos.

En este trabajo, el registro del periodo sin – eruptivo (estudiado en la sección Escarpe de Chipre), fue lito – correlacionado con la Formación Casabianca dadas la similitudes en composición, litofacies, aspecto general de los afloramientos y distribución areal (limitada a determinados niveles altitudinales); mientras que al registro de los abanicos aluviales volcaniclásticos (secciones La Linda y La Estampilla) se le designó con el nombre de Formación Manizales (conformado por los miembros La Linda y La Estampilla).

## **ABSTRACT.**

Through the implementation of architectural elements analysis methods, depositional intervals were established; corresponding inter-eruptive and sin-eruptive periods. The first ones are referred to emplacement process suggesting a fluvial style, composed by gravitational flows lobes, cutting for braided streams in alluvial fan environments. The sin – eruptive originate from the successive supply of volcanoclastic flows, with volumes (often with remarked variations in the granulometric or in the sedimentation type) contrast with normal fluvial features producing aggradation. Two of these last one periods were recognized in this work, both chrono – correlated in two basins, that is why, were proposed a proper architectural elements models of these conditions.

In this study, the register of upper sin – eruptive period (studying in the “Escarpe de Chipre” section) was litho – correlated with Casabianca Formation according to similarities in composition, lithofacies, general aspect of the outcrops and areal distribution (bounded by certain altitudinal levels) as long as volcanoclastic alluvial fan register ( “La Linda” and “La Estampilla” sections) was named Manizales Formation (composed by “La Linda” and “La Estampilla” members).

## **INTRODUCCIÓN.**

En este trabajo, se presentan los resultados de la adaptación de métodos de análisis de elementos arquitectónicos al estudio de sucesiones volcanoclásticas antiguas, con énfasis en la definición de ambientes sedimentarios fluviales en zonas adyacentes a campos volcánicos, y en el estudio de la influencia del vulcanismo en la sedimentación fluvial. Dicha metodología favorece el establecimiento de una nomenclatura estratigráfica basada en la agrupación jerárquica de unidades de depositación a diferentes escalas físicas y temporales del registro estratigráfico.

Para el caso de estudio escogido como tema central de la presente investigación (Formación Manizales), los resultados permitieron proponer modelos de depósito que esquematizan diferentes estados de desarrollo de un sistema de depositación, enmarcando las características de los procesos sedimentarios inferidos en un marco evolutivo diferente al planteado hasta ahora. De esta manera, se proporciona otra hipótesis adicional concerniente a la génesis de dicha unidad, con lo cual se pretende ampliar la discusión sobre la historia geológica local y regional en el intervalo Terciario superior – Cuaternario.

## **OBJETIVOS.**

Los objetivos planteados al inicio de la presente investigación fueron:

### **OBJETIVO GENERAL.**

Elaborar la estratigrafía de la unidad volcanodetrítica denominada Formación Manizales y proponer un modelo teórico que explique su depositación, con el fin de contribuir al mejoramiento de la cartografía geológica de Manizales.

### **OBJETIVOS ESPECIFICOS.**

- Realizar un estudio estratigráfico detallado de la Formación Manizales a escala 1:10.000.
- Homogenizar las facies de la Formación Manizales a través de la elaboración de secciones estratigráficas a escala 1:500.
- Establecer las relaciones estratigráficas de dicha Formación con las unidades adyacentes.
- Detallar las características granulométricas y composicionales de las matrices de los depósitos mediante análisis de laboratorio tales como tamizado y descripción petrográfica.
- Inferir los posibles eventos que dieron origen a la Formación Manizales, y proponer un modelo teórico para su depositación.

## 1. LOCALIZACIÓN

La zona de estudio está ubicada en el flanco Occidental de la Cordillera Central colombiana, específicamente en el área urbana y los alrededores de los municipios de Manizales y Villa María; entre las coordenadas planas referidas a Santafé de Bogotá:

X1= 835.000 m. E.	X2= 846.000 m. E.
Y1= 1`048.000 m. N.	Y2= 1`048.000 m. N.
X3= 846.000 m. E.	X4= 835.000 m. E.
Y3= 1`057.000 m. N.	Y4= 1`057.000 m. N.

Consignadas en las planchas topográficas 206IIIB1-B4, 206IIID1-D2 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC), y comprendiendo un área aproximada de 99 Km<sup>2</sup>.

Las rutas de acceso principales son: La vía Manizales – Chinchiná, la vía Medellín – Manizales – Santafé de Bogotá, la vía Manizales – Villa María, y la vía Manizales – Neira. (Figura 1)

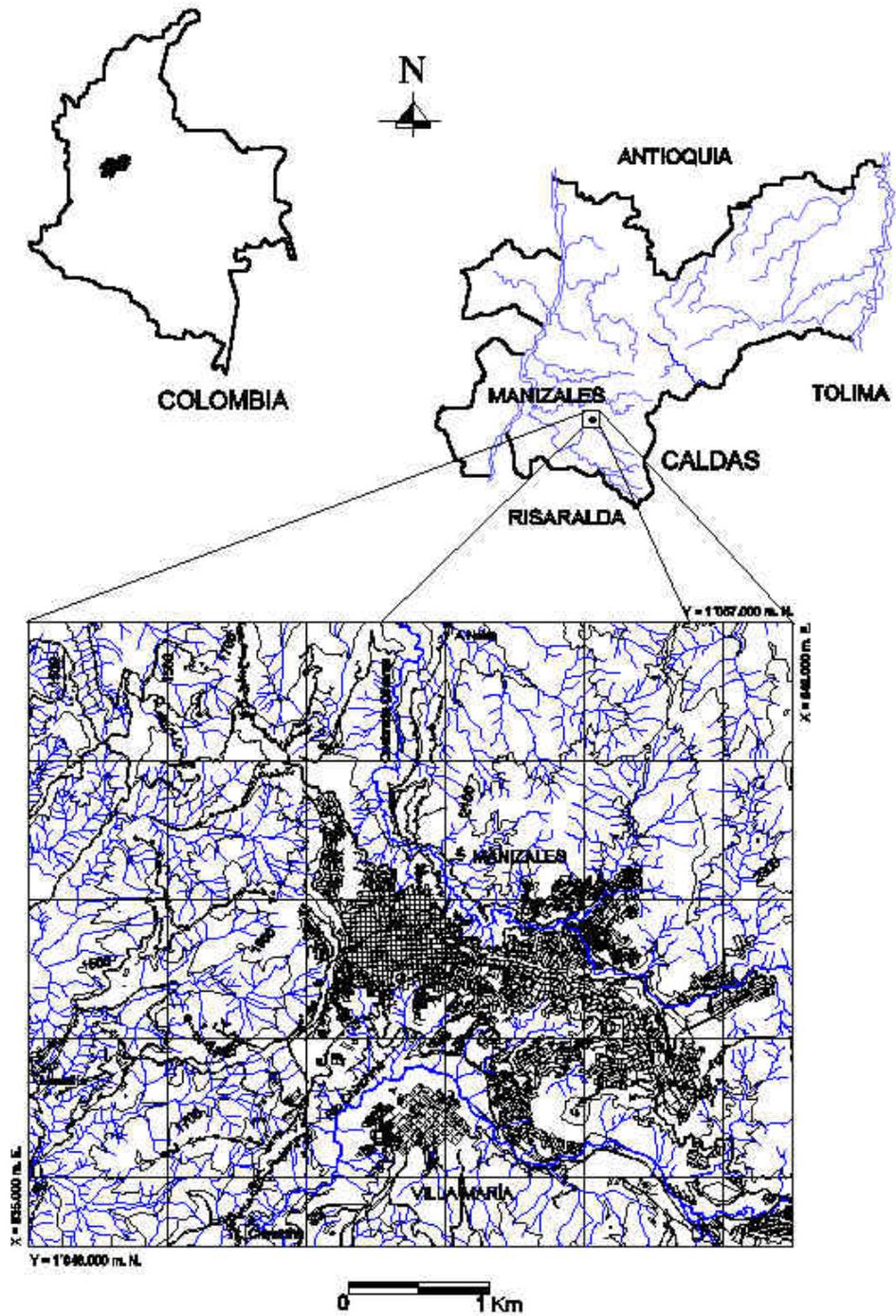


Figura 1. Localización del área de estudio.

***“...Aquella gente estaba colocada a ojos en un plano inferior de vida material y eran incapaces de apreciar el valor simbólico de los fenómenos sensibles...”***

Oscar Wilde. El Fantasma de Canterville.

## 2. METODOLOGÍA.

El presente trabajo fue desarrollado siguiendo una metodología de razonamiento inductivo, es decir, interpretando y reconstruyendo fenómenos particulares a partir del análisis de datos recopilados en campo. El enfoque del proceso investigativo estuvo dirigido por la necesidad de: a) mitigar algunas inconsistencias encontradas por los autores en cuanto a la nomenclatura estratigráfica empleada para la Formación Manizales, y b) plantear nuevas hipótesis sobre su génesis mediante un análisis estratigráfico detallado, que incluyó la elaboración de modelos de depósito. A continuación se presentan de manera general los diferentes procesos que fueron desarrollados en esta investigación, agrupados en fases:

1. Fase preliminar: en ella se revisaron los trabajos anteriores realizados en temas de cartografía geológica del área de estudio y estratigrafía de la Formación Manizales y de otras unidades fluvio – volcánicas, con el fin de definir las hipótesis iniciales sobre la génesis de la unidad de interés (resumidas de manera general en la parte introductoria del CAPÍTULO 4) y determinar la naturaleza de la información de campo requerida y los medios para adquirirla. También en esta fase se llevó a cabo la fotointerpretación general, haciendo énfasis en la identificación de rasgos lineales (fallas y lineamientos) reportados por otros autores, y en el reconocimiento de unidades geomorfológicas diferenciables. En la Tabla 1 se proporciona información de las fotografías aéreas utilizadas.

**Tabla 1.** Fotografías aéreas utilizadas en este trabajo.

VUELO	AÑO	FOTOS	ESCALA
SAV 308	1990	706-708	1:20.000
SAV 308	1990	737-743	1:19.600
IGAC C 2144	1994	134-136	1:25.000
IGAC C 2575	1995	178-182	1:50.000

2. Fase de campo: en la cual se realizó un chequeo general de las unidades lito – estratigráficas cartografiadas en la zona de estudio, y se evaluó el registro preservado de la Formación Manizales a través de la implementación de métodos de campo para el análisis de elementos arquitectónicos (Miall, 1996). En algunos sectores fue posible describir perfiles estratigráficos (secciones estratigráficas) caracterizados por la continuidad relativa del registro preservado tanto en la vertical como lateralmente (ANEXOS 2 y 4); mientras

que en otros casos se recurrió a la elaboración de columnas estratigráficas en lugares de difícil acceso, donde la correlación dependió de la continuidad lateral de los depósitos a través de largos tramos (ANEXO 5). El trabajo estratigráfico incluyó los siguientes aspectos: *a)* Elaboración de mapas base del afloramiento, con énfasis en la descripción de la geometría de los cuerpos sedimentarios (a escala de litofacies) y la extensión de sus límites. Dicha información se complementó con la medición de los espesores máximos de los depósitos y el levantamiento topográfico de los perfiles con el método de poligonales abiertas a cinta y brújula, definiendo puntos de amarre geoposicionados. *b)* A escala de los depósitos se recopiló información sobre rumbo y buzamiento de los estratos, tipo de litofacies, composición litológica, tendencia de la imbricación de clastos de grava y diámetros máximos de partículas. Adicionalmente, en los sectores seleccionados para la toma de muestras de sedimentos para análisis granulométricos y composicionales, se caracterizó la distribución de tamaños de la fracción gruesa mediante estimación visual o con ayuda de una malla de conteo de granos (en el ANEXO 6 se presenta una descripción general de este método).

3. Fase de laboratorio. Consistió en: *a)* la elaboración del tamizado de la matriz de las muestras y el análisis de la fracción <4 Phi por el método de textura por Bouyoucos (ANEXO 6); *b)* lavado y conteo composicional de granos tamaño arena gruesa (ANEXO 7); y *c)* caracterización petrográfica de 4 depósitos de flujos piroclásticos en sección delgada (ANEXO 8).
4. Fase de procesamiento de la información e interpretación. En esta fase se determinaron los tipos de estratos sedimentarios comunes en el registro y se homogeneizó la descripción de litofacies y superficies límite para litosomas volcánicoclásticos y no volcánicos, basada en argumentaciones que se discuten brevemente en el numeral 4.1. Posteriormente, se interpretaron las secciones descritas integrando información de facies, superficies, elementos arquitectónicos y paleocorrientes; con el fin de determinar estilos fluviales y ambientes de depósito, además de evaluar el impacto del vulcanismo en la sedimentación (numeral 4.2 y siguientes). Dicha información, complementada con interpretaciones paleo – geográficas deducidas a partir del estudio de las relaciones estratigráficas entre las unidades presentes en el área de estudio, permitió construir modelos locales de depósito. Las conclusiones obtenidas reflejaron la necesidad de revisar la nomenclatura de las Formaciones Manizales y Casabianca y plantear una nueva propuesta (presentada en el CAPÍTULO 5). Por otra parte, fueron definidas las características granulométricas de los depósitos por medio del análisis estadístico de la distribución de sedimentos (CAPÍTULO 6).
5. Preparación del informe final, teniendo en cuenta las recomendaciones vigentes establecidas para la presentación de trabajos de grado en la Universidad de Caldas. El mapa geológico fue reproducido a escala 1:20.000

para efectos de presentación, aunque la información topográfica que contiene fue recopilada de mapas base a escalas 1:5.000 y 1:10.000. Por otra parte, las secciones estratigráficas fueron elaboradas a diferentes escalas dependiendo de la extensión del registro estudiado, las dimensiones de los diferentes estratos y el grado de detalle requerido en cada caso.

### 3. GEOLOGÍA.

Gran parte del registro pre – Miocénico del Occidente colombiano lo constituye un conjunto de unidades litodémicas (Complejos estructurales) que corresponden a bloques exóticos acrecionados, trasladados y deformados por la superposición de eventos tecto – orogénicos ocurridos durante el Fanerozoico (Moreno and Pardo, *in press*; Cuéllar et al, en preparación).

Hacia el eje y en la parte media del flanco Occidental de la Cordillera Central (contexto regional del área de estudio), el registro geológico está conformado por una gran variedad de unidades de diferentes edades, entre las que se encuentran: Paleozoicas (Complejo Cajamarca en Maya y González, 1995; Gneis de Chinchiná en González, 2001 y Atehortúa y Gutiérrez, 2003), Triásicas (Gneis Milonítico Granitoide del Este de Manizales en Aguirre y López, en preparación), Cretáceas (Complejos Arquía – Guamote y Quebradagrande – Alao en Moreno and Pardo, *in press*; Gabro de Chinchiná – Santa Rosa en Atehortúa y Gutiérrez, 2003; Gabro de Olivares en Naranjo y Ríos, 1989) y Paleógenas (Stock de Manizales en Aguirre y López, en preparación); la mayoría de éstas suprayacidas parcialmente por sucesiones volcánicas del Mioceno superior – Plioceno – Pleistoceno (entre ellas las Formaciones Manizales y Casabianca, este trabajo) y recientes, derivadas de la actividad eruptiva del eje volcánico de la cordillera (Borrero e Hincapié, 1999; Aguirre y López, en preparación; Pinilla y Ríos, en preparación).

#### 3.1 GEOLOGÍA LOCAL.

En este trabajo, el marco geológico local (ANEXO 1) incluye a la Metacuarcarenisca de La Manzanares (Atehortúa y Gutiérrez, 2003), Gneis de Chinchiná (Atehortúa y Gutiérrez, 2003), Complejo Arquía – Guamote (González, 2001; Moreno and Pardo, *in press*), Gabro de Chinchiná – Santa Rosa (Atehortúa y Gutiérrez, 2003), Gabro de Olivares (Naranjo y Ríos, 1989), Complejo Quebradagrande – Alao (Moreno and Pardo, *in press* y Cuéllar et al, en preparación), Cataclasita de La Quebra (Atehortúa y Gutiérrez, 2003) Formaciones Manizales y Casabianca (este trabajo; CAPÍTULO 5), Domo San Cancio (Naranjo y Ríos, 1989), Lava de Lusitania (Naranjo y Ríos, 1989), Depósitos de Flujos de Escombros de La Enea (Naranjo y Ríos, 1989), Depósitos de Caída Piroclástica (Aguirre y Dunóyer, 1997) y Aluviones y Coluviones Recientes.

### **3.1.1 Metacuarzoarenisca de La Manzanares.**

Limitado al oeste por la Falla de Romeral con el Neis de Chinchiná y al este con las rocas del Complejo Quebradagrande – Alao (ANEXO 1). Aflora sobre la quebrada Manzanares un cuerpo de forma lenticular de color gris, grano fino y textura esquistosa levemente marcada y de posible edad paleozoica. Atehortúa y Gutiérrez (2003) lo definen como una cuarzo arenita inmadura con metamorfismo dinámico sobreimpuesto.

### **3.1.2 Gneis de Chinchiná (Pnch).**

En contacto tectónico al Noreste por la Falla Patiobonito con la Cataclasita de La Quebra; al Este por la Falla de Romeral con la Formación Manizales y el Complejo Quebradagrande – Alao y localmente con la Metacuarzoarenisca de La Manzanares; al Norte por la Falla Morrogordo con el Gabro de Chinchiná – Santa Rosa; y al Oeste en contacto inicialmente intrusivo con el Gabro de Chinchiná – Santa Rosa, pero obliterado por el fallamiento frágil posterior (Atehortúa y Gutiérrez, 2003). En la zona de estudio es un cuerpo con tamaño de grano medio a grueso y de estructura neísica; presentando foliación milonítica cerca al contacto occidental con el Gabro de Chinchiná – Santa Rosa (Atehortúa y Gutiérrez, 2003). Según González (2001), se asume una edad probable del Paleozoico por lito – correlación regional con otras unidades descritas al Norte y Noreste, basándose en similitudes en el grado y tipo de metamorfismo.

### **3.1.3 Complejo Arquía – Guamote.**

Aflora en el extremo Noroccidental de la zona de estudio. Limitado al Este con la Cataclasita de La Quebra por la Falla Patiobonito; y al Sur con el Gabro de Chinchiná – Santa Rosa por la Falla Sisilvia. Está representada por la unidad denominada Anfibolita Saussurítica de Chinchiná (**Kach**) (González, 2001), correspondiente a una roca metamórfica que según Atehortúa y Gutiérrez (2003) presenta foliación milonítica, crenulación y microfallamientos. A este complejo se le asigna una edad entre 127 y 94 Ma (Pardo y Moreno, 2001).

### **3.1.4 Gabro de Chinchiná – Santa Rosa (Kgch).**

Se encuentra en contacto tectónico al Norte con el Complejo Arquía por la Falla Sisilvia; al Este con la Cataclasita de La Quebra por la Falla Patiobonito; y al Sur

en contacto tectónico con el Gneis de Chinchiná. Según Atehortúa y Gutiérrez (2003) corresponde a una unidad composicionalmente en la transición entre gabronorita piroxeno – hornbléndica y gabro hornbléndico, la cual presenta metamorfismo regional de bajo grado sobreimpuesto seguido de procesos deformativos dúctiles y frágiles. El Gabro de Chinchiná – Santa Rosa es presumiblemente de edad Cretáceo temprano (Naranjo, 2002).

### 3.1.5 Gabro de Olivares (Kgol).

Este cuerpo aflora al Norte de la ciudad de Manizales y se encuentra en contacto tectónico al Oriente con rocas del Complejo Quebradagrande – Alao, al igual en el Occidente donde está limitado por el trazo de la Falla Morrogacho. Además, aparece suprayacido parcialmente y de manera discordante por la Formación Casabianca (este trabajo) y Depósitos de Caída Piroclástica. Naranjo y Ríos (1989) lo denominan Gabro Saussuritizado, debido a la intensa alteración de la plagioclasa que en ocasiones le imprime un color verde en afloramiento. Según estos autores, el Gabro de Olivares presenta marcados efectos de metamorfismo dinámico, sobre todo en los 10 – 15 mt cercanos a las zonas de Falla. Su edad no ha sido determinada con exactitud.

### 3.1.6 Complejo Quebradagrande – Alao.

Las sedimentitas y metasedimentitas pertenecientes al Complejo Quebradagrande – Alao están limitadas al Este (fuera del área de estudio) con el Complejo Cajamarca por la denominada Zona de Milonitas de San Jerónimo (Cuéllar et al, en preparación), y al Oeste con el Gneis de Chinchiná y localmente con la Metacuarzoarenisca de La Manzanares por la Falla de Romeral (Atehortúa y Gutiérrez, 2003). Gómez et al (1995) definen informalmente en Manizales dos intervalos con características petrográficas diferentes, separados entre sí localmente por una falla sin denominación que coincide con el trazo de la Zona de Cizalla El Perro (Cuéllar et al, en preparación). El Intervalo Oriental (**SdIE**) se compone de cuarzoarenitas, lodolitas (en ocasiones con impresiones de amonites Albienses del género *Oxytropidoceras*, gasterópodos y lamelibranquios) y conglomerados con fragmentos de cuarcitas y rocas metamórficas; son poco frecuentes las rocas volcánicas intercaladas. El Intervalo Occidental (**SdIW**) es una sucesión de arenitas feldespáticas, litoarenitas, lodolitas y conglomerados de líticos ígneos (andesitas, basaltos, tobas y gabros) intercalados con tobas básicas, basaltos y diabasas. Dentro de este intervalo, adyacente a la Zona de Cizalla El Perro, Cuéllar et al (en preparación) cartografiaron un cuerpo ígneo afanítico deformado en condiciones frágiles, y denominado Metadiabasa de Minitas (**DbM**), el cual está en contacto tectónico con el Complejo Quebradagrande – Alao.

### **3.1.7 Cataclasita de La Quiebra.**

En contacto fallado al Este con el Complejo Quebradagrande – Alao por la Falla de Romeral, al Oeste con el Gneis de Chinchiná y el Gabro de Chinchiná – Santa Rosa por la Falla Patiobonito, y al Norte con la Anfibolita Saussurítica de Chinchiná por la Falla Sisilvita (ANEXO 1). Este cuerpo es descrito según Atehortúa y Gutiérrez (2003) como una mezcla tectónica de bloques de las unidades que se presentan al Oeste de la Falla de Romeral, particularmente en la vía que une La Quiebra de Vélez con la vereda San Gabriel (a la altura de la cantera El Faro). Aunque la edad aún no está bien definida, los autores sugieren que esta roca se formó en el Eoceno.

### **3.1.8 Formación Manizales.**

Conformada por el registro geológico de dos miembros (La Linda (**Tsal**) y La Estampilla (**Tsae**)) que afloran en el Occidente del área de estudio (este trabajo; CAPÍTULO 5), compuestos de estratos volcánoclasticos y no volcánicos, conglomeráticos y escasos arenosos; cuyas asociaciones faciales sugieren la depositación de flujos de escombros, flujos hiperconcentrados y flujos de corrientes de baja sinuosidad y lecho gravoso en un ambiente de abanico aluvial. Esta sucesión aparece interrumpida en sectores por unidades sin – eruptivas de depositación de flujos piroclásticos y lahares, que en ocasiones evidencian un impacto en la sedimentación fluvial por agradación. El miembro La Linda está limitado al Norte, Oriente y Sur (parte baja del barrio La Linda) con el Complejo Quebradagrande – Alao por el trazo de una discordancia angular y con la Formación Casabianca por un contacto neto concordante; y al Occidente con la Cataclasita de La Quiebra por el trazo de la Falla de Romeral. El miembro La Estampilla es suprayacido al Este concordantemente por la Formación Casabianca (entre las cotas 1850 m.s.n.m y 1900 m.s.n.m) y discordantemente de manera parcial por depósitos coluviales; al Occidente reposa discordantemente sobre el Complejo Quebradagrande – Alao entre las cotas 1670 m.s.n.m y 1710 m.s.n.m. Aparecen remanentes de la Formación Manizales a los 1500 m.s.n.m sobre la vía Manizales – Medellín en la entrada al caserío San Peregrino, y a los 1950 m.s.n.m en el sector de La Uribe. Según Naranjo y Ríos (1989) esta unidad tiene una edad Mioceno Superior – Plioceno Inferior.

### **3.1.9 Formación Casabianca (Tscb).**

En el sector de Manizales, constituye el registro de un periodo de agradación sin – eruptiva de dos abanicos aluviales en el que fue depositada una espesa sucesión

de flujos volcánico – hidrológicos (lahares y flujos de corriente) y en menor proporción piroclásticos, con altas cantidades de materiales provenientes de un área fuente posiblemente localizada en el eje de la Cordillera Central (este trabajo; CAPÍTULO 5). Sus límites al Norte y al Sur son las márgenes de la quebrada Olivares y del Río Chinchiná respectivamente, al Oriente el trazo de la quebrada El Perro, y al Occidente la base del Escarpe de Chipre, la parte baja del barrio La Linda y el caserío El Arenillo. Esta unidad al Noroeste y Suroeste suprayace concordantemente la Formación Manizales, y en el resto de la zona de estudio reposa discordantemente sobre el Complejo Quebradagrande – Alao y localmente sobre el Gabro de Olivares; a su vez, es suprayacida parcialmente y de manera discordante por depósitos de caída piroclástica. La edad de la Formación Casabianca comprende un rango entre 4 y 1.2 Ma (Thouret et al, 1985 en Borrero, 1991). En la zona de estudio aparecen remanentes de esta unidad a 2020 m.s.n.m sobre la vía que conduce al municipio de Neira (Cal) y al Sur de Manizales en la vía Panamericana cerca del barrio La Playita y en la entrada al municipio de Villa María (Cal).

### **3.1.10 Domo San Cancio (Qbs).**

Roca ígnea con un área aflorante de aproximadamente 0.6 Km<sup>2</sup> en el Sur de Manizales, posiblemente formada por la inyección de magma basáltico (basalto hipersténico en Naranjo y Ríos, 1989) a lo largo de zonas de debilidad relacionadas al Sistema de Fallas Villamaría – Termales y al Sistema de Fallas de Romeral (González y Jaramillo, 2002). Intruye rocas del Complejo Quebradagrande – Alao y a la Formación Casabianca (este trabajo; CAPÍTULO 5). A este Domo se le asigna una edad de  $1.2 \pm 0.8$  Ma (Thouret, comunicación verbal en Naranjo y Ríos, 1989).

### **3.1.11 Lava de Lusitania (Qla).**

Lava andesítica (Naranjo y Ríos, 1989; Salazar, 2002) que aflora al Sureste de la zona de estudio sobre la vía Panamericana, cerca del barrio Lusitania, y corresponde a un derrame fisural que aprovechó la zona de debilidad del Sistema de Fallas Villamaría – Termales (Naranjo y Ríos, 1989; González y Jaramillo, 2002). La edad de este cuerpo no ha sido determinada con exactitud.

### **3.1.12 Depósitos de Flujos de Escombros que Rellenan el Valle de La Enea (Qfe).**

Corresponde a una unidad que geomorfológicamente se extiende de manera continua siguiendo el cauce del Río Chinchiná al Sur de la zona de estudio, y agrupa los depósitos volcanoclásticos intramontanos que rellenan el valle de La Enea (Naranjo y Ríos, 1989). A lo largo de la Vía Panamericana aparecen algunos afloramientos, principalmente en la parte baja del barrio Aranjuez donde se distingue un depósito de flujo gravitacional fino – granular rico en cristales (muestra M30 del ANEXO 7), y cerca de la desviación al barrio La Enea donde yacen cuerpos de flujos de escombros ricos en bloques, embebidos en una matriz cristalina – lítica (muestras M31, M32 y M33 del ANEXO 7). Según Naranjo y Ríos (1989), esta unidad está compuesta de depósitos de flujos de escombros, de lodo, de flujos piroclásticos y varios niveles de turberas; y representa los últimos 10000 años del periodo cuaternario. Suprayace discordantemente el Complejo Quebradagrande y puntualmente al Suroriente del área de estudio a la Formación Casabianca, al Domo San Cancio y al cuerpo de Lava de Lusitania.

### **3.1.13 Depósitos de Caída Piroclástica (Qcp).**

Según Aguirre y Dunóyer (1997 en Casas et al, 1999), corresponden a intercalaciones de capas de tefra de caída compuestas de ceniza y lapilli pumítico, depositadas en un intervalo de tiempo (determinado a partir de dataciones  $^{14}\text{C}$ ) desde antes de 39000 años A.P hasta menos de 5000 años A.P. Con base en estudios estratigráficos, estas autoras diferenciaron 3 unidades: La primera, denominada “Cerro de Oro”, representa una actividad más reciente que 5000 años A.P y está constituida por intercalaciones de capas de lapilli grueso (pumítico) con espesores de hasta 0.6 mt, y pequeños niveles de cenizas de color pardo oscuro con pómez esporádico. La segunda unidad, “La Sultana – Arrow” (que infrayace la primera) abarca un rango de tiempo entre 5000 y  $31170 \pm 980$  A.P, se caracteriza por su grado de alteración y variaciones litológicas; consiste de una serie de capas masivas de ceniza fina a media con pómez esparcida esporádicamente, interestratificadas con capas de ceniza gruesa gris, deleznable, las cuales constituyen guías para correlación. La última, “Palermo”, agrupa eventos anteriores a 39000 A.P y presenta capas potentes y masivas de cenizas finas habanas – grisáceas, con alto contenido de agua. Los depósitos de caída piroclástica están ampliamente distribuidos al Este de la zona de estudio (donde alcanzan los mayores espesores).

### **3.1.14 Depósitos Aluviales y Coluviales Recientes.**

Unidades de aluviones y coluviones recientes de dimensiones mapeables solamente aparecen al Sur y al Occidente de la zona de estudio. Los Depósitos Aluviales Recientes (**Qar**) se encuentran al Sur en las márgenes de la quebrada Manizales y del Río Chinchiná, conformados por depósitos de flujos de escombros. Al occidente de Manizales, en las cabeceras de las quebradas La Francia, El Arenillo y El Presidio, afloran Depósitos Coluviales (**Qco**) que en su interior contienen fragmentos derivados de la erosión de la Formación Casabianca, y localmente (principalmente cerca del sector de La Uribe) incluyen además clastos pertenecientes al Complejo Quebradagrande – Alao.

### **3.2 FALLAS Y LINEAMIENTOS PRESENTES EN EL ÁREA DE ESTUDIO.**

En el sector de Manizales y sus alrededores, diversos autores han cartografiado fallas y zonas de cizalla de extensión local y regional, las cuales pueden ser agrupadas en varias direcciones principales: N – S (Falla Patiobonito, Falla San Peregrino, Falla de Romeral, Falla La Francia, Falla El Tablazo, Falla Morrogacho, Falla Chipre, Falla Manizales – Aranzazu, Falla Solferino – Milán y Zona de Cizalla El Perro), NE – SW (Falla Sisilvia, Falla Morrogordo, Falla La Linda, Falla Cementerio – Solferino y Falla San Cancio) y NWW – SEE (Falla Villamaría – Termales). Otras estructuras correspondientes a fallas sin denominación y lineamientos geomorfológicos de poca extensión y de direcciones variables están presentes en el área de estudio.

#### **3.2.1 Elementos Norte – Sur.**

**3.2.1.1 Falla Patiobonito.** Cruza por el Noroccidente del área de estudio, uniéndose al Sur con la Falla de Romeral. Atehortúa y Gutiérrez (2003) la definen como una falla inversa con componente sinistral (N10°W con fuerte buzamiento al Este) y le atribuyen actividad reciente.

**3.2.1.2 Falla San Peregrino.** Cruza por el Suroccidente del área de estudio y se une al Norte con la Falla de Romeral. Según Atehortúa y Gutiérrez (2003) es una falla inversa con rumbo N15°E y de buzamiento alto al Oriente.

**3.2.1.3 Falla de Romeral.** Cruza por el sector Occidental del área de estudio. Algunos desplazamientos locales que afectan los depósitos de la Formación

Manizales en la parte baja del barrio La Linda, evidencian la ocurrencia de procesos de actividad neotectónica para esta falla, cuyo desplazamiento principal actual es sinistral con un componente inverso y buzamiento al Este (N–S/80°E) (Atehortúa y Gutiérrez, 2003).

**3.2.1.4 Falla La Francia.** Cruza el sector Occidental de la zona de estudio, y se une al Norte con la Falla de Romeral. Guzmán (1991) propone su trazo apoyado en indicios geomorfológicos; mientras que Atehortúa y Gutiérrez (2003) lo definen y caracterizan la falla como inversa de ángulo alto y de fuerte buzamiento al Este.

**3.2.1.5 Falla El Tablazo.** Su trazo se une con la Falla Morrogacho al Suroccidente de Manizales. La Falla El Tablazo fue propuesta por Guzmán (1991), basado en indicios geomorfológicos.

**3.2.1.6 Falla Morrogacho.** Atraviesa la zona de estudio al Occidente, cerca de la base del Escarpe de Chipre. Guzmán (1991) le atribuye un probable desplazamiento dextral basado en indicios morfológicos. Al Oriente de esta Falla la Formación Casablanca (sector del Escarpe de Chipre) y un remanente de la Formación Manizales (sector de La Uribe) están basculándose hacia el Este (este trabajo), hecho que constituye una evidencia de actividad de la Falla, representada por un probable desplazamiento con componente inverso.

**3.2.1.7 Falla Chipre.** De carácter curvilíneo, con tendencia NNW en la base del Escarpe de Chipre y cambiando a N – S al Sur de Manizales. Aguirre et al (1993) definieron su trazo basados en indicios morfológicos. Estos autores y Angel (2000) le atribuían a la Falla la formación del Escarpe de Chipre y el contacto entre las Formaciones Manizales y Casabianca en dicho sector. No obstante, en el presente trabajo se propone una distribución diferente para las unidades mencionadas y la posible existencia de la Falla Chipre queda sustentada solamente a partir de criterios geomorfológicos.

**3.2.1.8 Falla Manizales – Aranzazu.** Atraviesa la zona de estudio por el centro de Manizales, y constituye el límite Oriental del segmento basculado de la Formación Casabianca (este trabajo). Se considera como una falla inversa de ángulo alto (N–S/75°E) con componente de rumbo dextral (Hernández y Valencia, 1991).

**3.2.1.9 Falla Solferino – Milán.** Localizada al Este de Manizales, presenta una disposición curvilínea, pasando de dirección NNW a N – S en su tramo Norte. Según Guzmán (1991) es de carácter normal con buzamiento al Este (N60°W/47°NE) y corta depósitos de caída piroclástica.

**3.2.1.10 Zona de Cizalla El Perro.** Atraviesa el área de estudio en el extremo Oriental, y corresponde a una franja de deformación segmentada con presencia de cataclasis (Cuéllar et al, en preparación). Según Guzmán (1991), cerca del barrio La Sultana están desplazados dentro de dicha zona depósitos de caída piroclástica.

### **3.2.2 Elementos Noreste – Suroeste.**

**3.2.2.1 Falla Sisilvia.** Cruza por el extremo Noroccidental de la zona de estudio. Atehortúa y Gutiérrez (2003) la definen como una falla inversa con componente sinistral (N37°E/70°SE).

**3.2.2.2 Falla Morrogordo.** Ubicada al Noroccidente del área de estudio, extendiéndose hasta el trazo de la Falla de Romeral. Atehortúa y Gutiérrez (2003) reportan una brecha de falla con rumbo N40°E, resultante de la actividad que afectó la zona de contacto entre el Gabro de Chinchiná – Santa Rosa y el Gneis de Chinchiná.

**3.2.2.3 Falla La Linda.** Localizada al Noreste del área de estudio. De carácter inverso con componente dextral y buzando al Este (N55°E/55°SE); se une al sur con la Falla de Romeral (Atehortúa y Gutiérrez, 2003). Desplaza depósitos de la Formación Manizales en la parte baja del barrio La Linda.

**3.2.2.4 Falla Cementerio – Solferino.** Cruza por el centro de la ciudad de Manizales. Se une al sur con la falla Manizales – Aranzazu y al norte con la Falla Solferino – Milán. Según Ríos y Sánchez (1996) esta falla afecta depósitos de caída piroclástica.

**3.2.2.5 Falla San Cancio.** Su trazo pasa por el flanco Oeste del Cerro San Cancio, al Sureste del área de estudio; es inversa con buzamiento al Este y desplaza depósitos de caída (García y Osorio 2000; Bernal y Londoño, 2001).

### **3.2.3 Elemento Sureste – Este.**

**3.2.3.1 Falla Villa María – Termales.** Cruza al sur de la zona de estudio. Su trazo es definido en este sector a partir de rasgos morfoneotectónicos (González y Jaramillo, 2002).

### **3.2.4 Fallas Sin Denominación.**

Corresponden a los límites tectónicos de la unidad de Gabro de Chinchiná – Santa Rosa con el Gneis de Chinchiná al Occidente del área de estudio (Atehortúa y Gutiérrez, 2003); al límite Oriental del Gabro de Olivares con el Complejo Quebradagrande, al Norte de la ciudad de Manizales (Naranjo y Ríos, 1989); y a los límites de la Metadiabasa de Minitas con el Complejo Quebradagrande entre los intervalos Oriental y Occidental de dicho Complejo al Este (Cuéllar et al, en preparación).

### **3.2.5 Lineamientos.**

Elementos geomorfológicos propuestos por Betancur y Ocampo (2000), Araujo et al (2000), Bernal y Londoño (2001) y González y Jaramillo (2002). Los lineamientos pueden aparecer como estructuras individuales, a veces como prolongaciones de Fallas, o agrupados en familias de extensión limitada.

***“...somos prisioneros de nuestra terminología...”***

A. D. Miall. The Geology of  
Fluvial Deposits.

## 4. ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN MANIZALES.

### 4.1 INTRODUCCIÓN.

La Formación Manizales es una unidad volcanoclástica continental que preserva el registro estratigráfico de un vulcanismo calco – alcalino ancestral, cuya actividad apareció en el eje de la parte media de la Cordillera Central colombiana durante el Terciario superior. El conocimiento de los procesos sedimentarios, las características paleo – topográficas de la cuenca de depositación y la configuración geológica regional en el tiempo de formación de dicha unidad, se ha limitado casi exclusivamente a los resultados de las investigaciones de Flórez (1986) y Naranjo y Ríos (1989); algunas de sus ideas principales se presentan a continuación:

- Flórez (1986) propuso informalmente el nombre de Formación Manizales para una unidad volcanodetrítica de piedemonte y de edad Mioceno medio a superior, cuyas facies volcánicas representan la primera manifestación del vulcanismo Cenozoico del eje de la Cordillera Central. Según este autor, dicha unidad cubrió parcialmente y de manera discordante las superficies de aplanamiento posiblemente formadas en ambos flancos de la cordillera en una época de relativa tranquilidad orogénica entre la fase tectónica Pre – Andina, de mayor intensidad en el Eoceno inferior a medio (Van Der Hammen, 1958 en Flórez, 1986), y la fase orogénica Andina actual, la cual inició hacia el Plioceno (Flórez, 1986).
- Posteriormente, Naranjo y Ríos (1989) denominan formalmente la Formación Manizales como un conjunto de rocas sedimentarias volcanogénicas derivadas del Complejo Volcánico Ruiz – Tolima y depositadas en un intervalo de tiempo comprendido entre 8 y 4 Ma antes del presente (Mioceno superior – Plioceno temprano). Esta sucesión representa el primer registro de actividad volcánica en el flanco centro – Occidental de la Cordillera Central. De acuerdo con el análisis de litofacies, predominan los depósitos de flujos de escombros y flujos de corrientes entrecruzadas, los cuales se intercalan con cuerpos volcanoclásticos; dicha asociación corresponde a facies medias en relación con el aparato volcánico (*vent*).

De acuerdo con lo anterior, el ambiente de depósito de la Formación Manizales puede ser interpretado como una planicie aluvial adyacente a un terreno volcánico (? “Apron” de acuerdo con los conceptos de Smith (1991)). Hasta ahora, los

estudios llevados a cabo en el registro estratigráfico de esta Formación, de los cuales sobresalen aquellos realizados por Naranjo y Ríos (1989), Castro et al (1995) y Arbeláez et al (1999), permiten tener una idea general de los procesos de depositación dominantes, aunque no contribuyen al refinamiento de los planteamientos de Flórez (1986) sobre el ambiente sedimentario. La solución de este problema se ha constituido como uno de los principales objetivos del presente trabajo.

Smith (1991) presentó una metodología dirigida al estudio de la influencia de la actividad de los *vents* en la sedimentación fluvial y al reconocimiento de la depositación inducida por vulcanismo, información considerada fundamental para la reconstrucción de patrones de depositación y análisis de sucesiones de relleno de cuencas sedimentarias en áreas volcánicas. En su trabajo, propuso un modelo conceptual de geometría de facies basado en la definición en afloramiento de periodos sin – eruptivos e inter – eruptivos, el cual puede variar dependiendo del potencial de preservación de dichos periodos según la magnitud de la agradación producida (en los sin – eruptivos), la ocurrencia de ajustes en el nivel base de los ríos dentro de una cuenca y la tasa de subsidencia tectónica (en los inter – eruptivos). El análisis estratigráfico de la Formación Manizales fue realizado teniendo en cuenta las ideas de Smith (1991), aunque con algunas modificaciones debido a que la existencia y características de los depósitos volcanoclásticos o su ausencia en una sucesión, no está relacionada directamente con la recurrencia y magnitud de los eventos volcánicos. Los resultados presentados en este capítulo sustentan dicha afirmación; además, permiten concluir que en la Formación Manizales son comunes 4 tipos de estratos sedimentarios coexistiendo a lo largo del registro sedimentario, diferenciables entre sí por los procesos de emplazamiento inferidos a partir del análisis litofacial, espesores resultantes, tamaños máximos de partículas y / o proporciones relativas de fragmentos volcánicos y no volcánicos. Esta agrupación comprende:

1. Depósitos de flujos piroclásticos, de baja densidad y en ocasiones con espesores mayores de 10 mt. Son el resultado de procesos volcánicos primarios (sin – eruptivos), y pueden causar impacto en la sedimentología de un ambiente por agradación derivada del apilamiento de eventos múltiples.
2. Depósitos de lahares (flujos de escombros y flujos hiperconcentrados volcanoclásticos) y de flujos de corriente, caracterizados por su dominante composición volcánica. Los espesores resultantes y tamaños máximos de partículas son similares o mayores a los encontrados en sus correspondientes no volcánicos; debido a esto, se encuentran tanto cuerpos que contrastan con las características de la sedimentación fluvial normal, como cuerpos volcanoclásticos cuyas estructuras sedimentarias reflejan el acomodamiento a las condiciones autogénicas. En cuanto a su origen, pueden derivarse de la

extrusión directa de material del vent, de transformaciones por la dilución de corrientes piroclásticas de densidad o ser el resultado de procesos de resedimentación sin o post – eruptiva. En algunos casos, la depositación sucesiva de diferentes eventos de flujo genera agradación inducida por vulcanismo.

3. Depósitos volcaniclásticos que contienen un bajo contenido de ceniza y / o cristales en la matriz (menos del 40% de acuerdo con los resultados del análisis composicional) y poca o nula presencia de líticos volcánicos en el armazón; esta clase de cuerpos conserva las características del estilo fluvial dominante en la cuenca. En cuanto a su génesis, pueden ser tanto sin – eruptivos como post – eruptivos.
4. Depósitos no volcánicos, cuyas asociaciones litofaciales pueden resultar de la confluencia de factores autogénicos y alogénicos. La ausencia de fragmentos derivados de erupciones no sugiere periodos de quietud en el área fuente volcánica.

Para las secciones estratigráficas estudiadas en este trabajo, fueron definidos periodos de depositación dominados por el alto aporte de flujos volcaniclásticos a la cuenca (periodos sin – eruptivos), cuyos procesos, volúmenes y magnitud de la sedimentación contrastan con el estilo fluvial dominante y generan agradación. En aquellos sectores del registro geológico donde estas características se hicieron presentes, se propusieron modelos de elementos arquitectónicos propios de dichas condiciones. Por otra parte, cuando a pesar de la presencia de depósitos volcaniclásticos no se observaron cambios visibles en la dinámica fluvial comparada con la dominante en los no volcánicos, se concluyó que los procesos corresponden a periodos de depositación de dominio inter – eruptivo (o periodos inter – eruptivos).

Mediante la implementación del análisis de elementos arquitectónicos, se evaluó la respuesta de la sedimentación fluvial a los periodos de actividad sin – eruptiva y además se definió el ambiente de depósito de la Formación Manizales. Dado que la presente investigación se centró en la descripción de estratos predominantemente volcaniclásticos, y teniendo en cuenta que tanto la escala y el tipo de eventos como sus intervalos de recurrencia en algunos casos son notablemente variables con relación a los mencionados por DeCelles (1991) y Miall (1996) para sucesiones fluviales sin influencia volcánica, fue necesario revisar las ideas presentadas por dichos autores y concernientes al estudio de los procesos sedimentarios y sus superficies límite a diferentes escalas. Los fundamentos teóricos de la metodología utilizada se exponen a continuación, empezando con un resumen de algunos de los conceptos relacionados con la dinámica de depositación de los flujos de escombros.

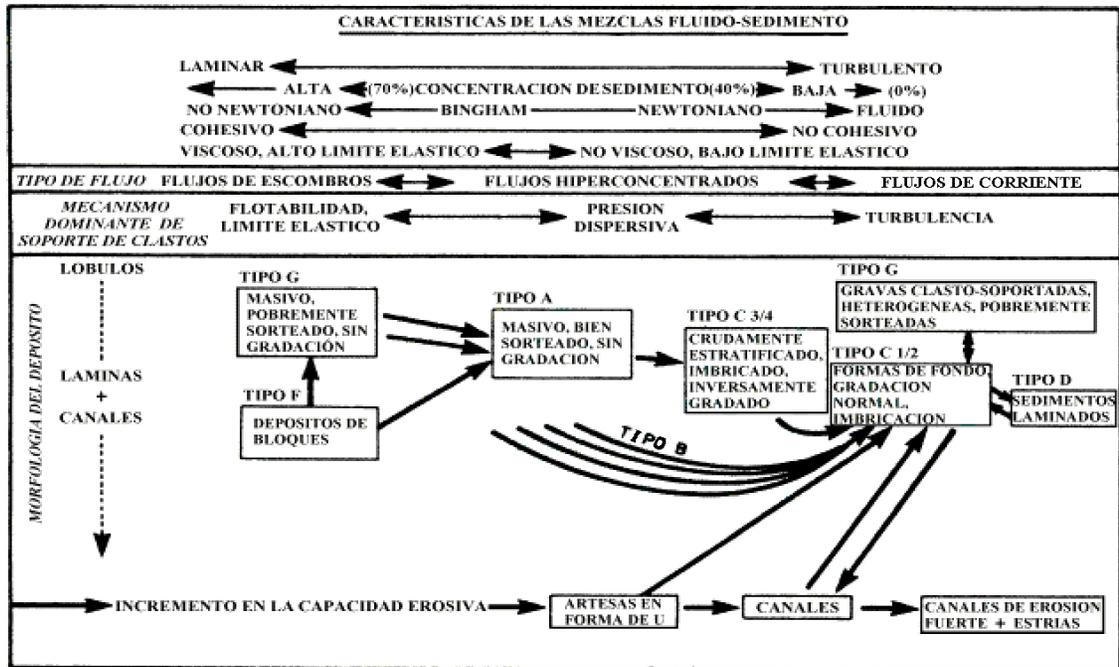
#### 4.1.1 Dinámica de Deposición de Flujos de Escombros.

Flujos gravitacionales es el término que utiliza Miall (1996) para designar todas las mezclas agua-sedimento que poseen altas viscosidades asociadas con altas concentraciones de clastos que amortiguan la turbulencia, conduciendo a un flujo laminar y al soporte de granos por efecto de la capacidad flotante (*buoyancy*). Particularmente, los flujos gravitacionales sub – aéreos asociados o no a vulcanismo, han sido definidos tanto desde un punto de vista cualitativo (estilo y tasa de movimiento, morfología y sedimentología de los depósitos) como en términos de su comportamiento reológico; como ejemplo se citan los trabajos de Pierson and Costa (1987), Costa (1988), Pierson et al (1990), Maizels (1989 en Miall, 1996; Figura 2), Vallance and Scott (1997), Major (1997), Pierson and Scott (*in press*), y Sohn et al (1999), entre otros.

Fraser and Suttner (1986), clasifican algunos de los flujos gravitacionales subaéreos teniendo en cuenta las características de cuatro tipos de procesos (diferenciables a partir de litofacies), e infieren su reología dependiendo de la cantidad de agua, matriz y granos que pudieran estar presentes en el momento de la sedimentación de esos depósitos. Así, tales flujos serían caracterizados por un comportamiento plástico cohesivo, fluido viscoso, granular colisional o alguna combinación de los tres. Schultz (1984 en Miall, 1996) ofrece un esquema de clasificación basado en los mismos conceptos. En estos triángulos no aparecen indicadas de manera cuantitativa las cantidades relativas de los componentes para cada tipo de proceso; no obstante, en el caso de los flujos de escombros cohesivos, es necesario que exista más del 5% de arcilla con respecto al total de la fracción arena + limo + arcilla (Carrasco, 1995; Vallance and Scott, 1997; Capra and Macías, 2000; Pulgarín, 2001) para que el comportamiento físico sea afectado por la cohesión y adhesión electroquímica de partículas. De otra parte, Vallance and Scott (1997) y Sohn et al (1999) afirman que los flujos de escombros cohesivos pueden permanecer sin variaciones hasta su depositación. Pierson and Scott (*in press*) sostienen que desde un punto de vista de mecánica de fluidos, los términos “cohesivo” y “no cohesivo” pueden ser confusos debido a que en la mayoría de los flujos de escombros en la naturaleza, la arcilla es solamente un componente menor de esas mezclas predominantemente arenosas o gravosas, y allí no existe suficiente cantidad como para que las fuerzas cohesivas jueguen más que un papel despreciable en el comportamiento del material. Major (1997) cita algunos trabajos recientes en los cuales también se sugiere que las fuerzas cohesivas pueden proporcionar solo una influencia limitada sobre el comportamiento mecánico de los flujos de escombros.

Vallance and Scott (1997) realizaron un estudio sedimentológico detallado de los depósitos del *Osceola Mudflow* en Washington (E.E. U.U.). Esta unidad, que se

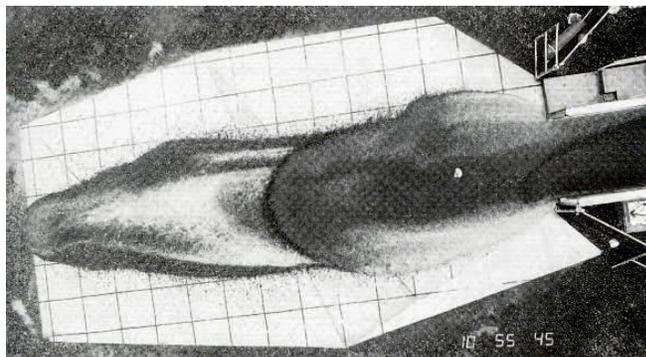
derivó del colapsamiento del sector Noreste del *Mount Rainier* durante la ocurrencia de erupciones freato – magmáticas hace aproximadamente 5.600 años, inició como una avalancha de escombros saturada en agua y a 2 Km de la fuente se transformó en un flujo de escombros (lahar) cohesivo. Dichos autores definieron para el *Osceola* facies de “*hummocks*”, facies de llanura de inundación (“*valley side*”) y facies de canal o axiales; estas últimas presentando comúnmente un notorio desarrollo de gradación normal, estructura que interpretan más bien como el resultado de procesos de agradación progresiva (*Incremental Aggradation*) de un flujo segregado longitudinalmente que por mecanismos de asentamiento gravitatorio. La agradación progresiva hace referencia a los efectos acumulados de depositación sostenida de una oleada de escombros viajante (“*travelling debris floodwave*”) (Leeder, 1999), o en otras palabras a la depositación progresiva de diferentes partes del flujo de escombros, en este caso iniciando con una cabeza grueso – granular y terminando con una cola fino – granular (Pierson and Scott, *in press*).



**Figura 2.** Relaciones entre las características físicas de una mezcla fluido – sedimento, el tipo de flujo resultante y su correspondiente depósito. Nótese que un evento individual puede evolucionar pasando por diferentes estados (en la dirección mostrada por las flechas), dando como resultado gradaciones en textura y estructura tanto verticales como en sentido longitudinal. (Traducido de Miall, 1996).

Major (1997), por medio del análisis de los procesos de depositación, morfología, sedimentología y estratigrafía de una serie de flujos experimentales no cohesivos

producidos en una cubeta de laboratorio (*flume*) de grandes dimensiones, determinó que los depósitos a pesar de caracterizarse por el desarrollo de una textura interna homogénea matriz-soportada masiva, no se derivaron del emplazamiento *en masse* de una única oleada (*surge*), sino más bien resultaron de la acreción múltiple de sedimentos de varias oleadas originadas espontáneamente después de la liberación de cada flujo individual (Figura 3). Además, dependiendo del grado de saturación relativa en agua de los flujos de escombros experimentales, concluyó que en los insaturados predomina la acreción longitudinal de sedimentos en dirección hacia el área fuente, mientras que en los saturados son más importantes los procesos de acreción vertical múltiple. Por otra parte, comparó los resultados de sus experimentos con depósitos de flujos de escombros no volcánicos producidos durante periodos de lluvias intensas en *Jiangjia Gully*, China; estos últimos con grandes cantidades de porcentajes en peso de arcilla, pero característicamente generando en cada evento numerosas oleadas. De acuerdo con este autor, tanto en campo como en laboratorio es muy difícil tratar de diferenciar texturalmente las diversas oleadas y los contactos entre diferentes depósitos de flujos de escombros. Evidencias claras en favor de que los depósitos se derivaron de procesos de acreción múltiple, resultan de estudios de sedimentología de superficie y de la morfología de los depósitos.



**Figura 3.** Vista de planta de un flujo de escombros experimental que muestra trazas bien definidas de frentes de lóbulos de oleadas. Éstas salen de un canal de 30° de pendiente y se depositan sobre una plataforma con la impresión de una rejilla que define áreas de 1 m<sup>2</sup> en su superficie. El flujo contiene una mezcla de partículas arena – grava saturadas en agua, con muy baja proporción de limo o lodo (< 1%). Nótense la forma elongada y la carencia de diques (*levees*) pronunciados. Los lóbulos de las oleadas sucesivas dan lugar a un depósito múltiple (*incremental deposit*), cuya estructura interna puede revelar poca evidencia de un comportamiento de flujo a manera de oleadas. (Traducido de Leeder, 1999).

Sohn et al (1999), también sostienen que algunas unidades individuales de flujos de escombros pueden constar de varias oleadas de diferentes tipos de flujos, los cuales al momento de depositarse generan asociaciones de facies que varían de

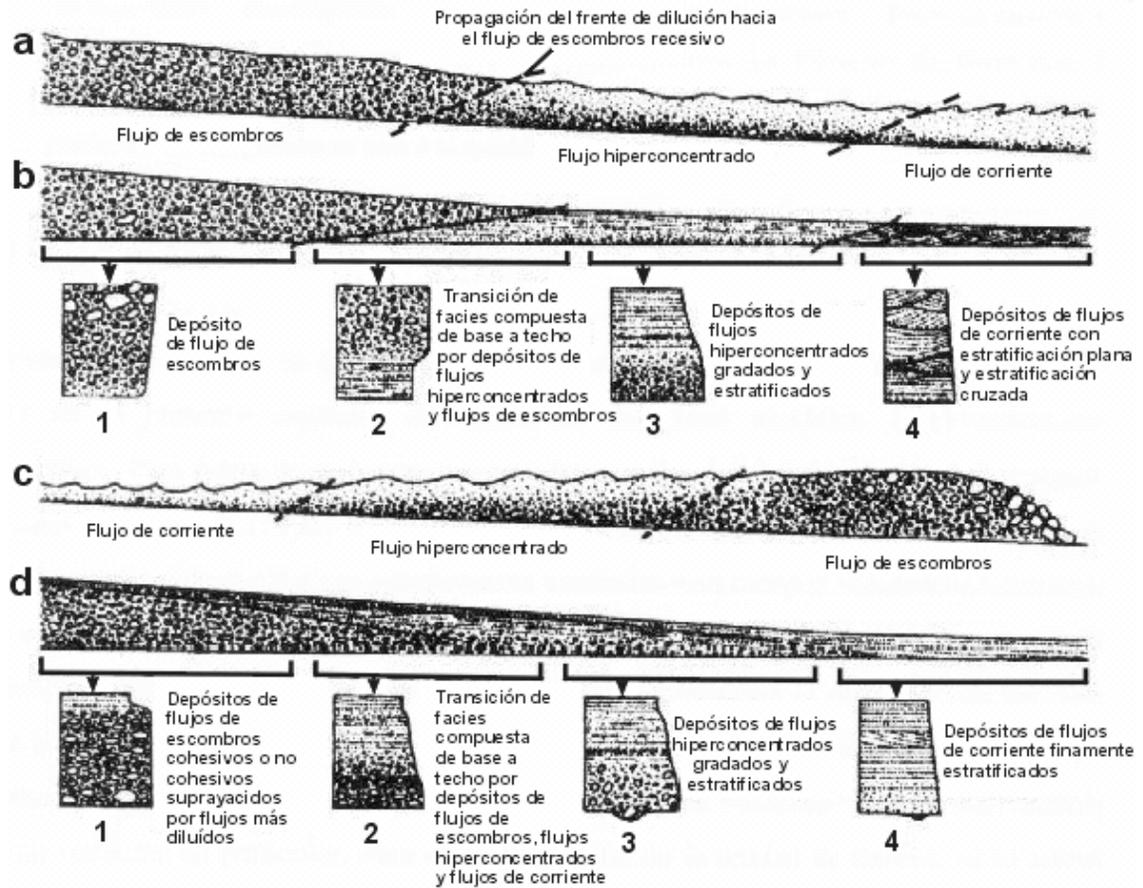
unas a otras transicionalmente, tanto en sentido longitudinal como en el registro vertical. Tales agrupaciones ocurren dependiendo de si la matriz de los flujos de escombros es lodosa o arenosa, ya que en presencia de esta última existe una mayor tendencia a transformarse en flujos más diluidos, resultando de esta manera depósitos con características particulares que se derivan de alguno de los dos estilos de segregación esencialmente longitudinal mencionados por ellos: El primero, conformado por un flujo de escombros precediendo un flujo de rezago más diluido (*trailing dilute flow*) (Figura 4-c) cuyo modo de emplazamiento obedece a procesos de agradación progresiva de oleadas individuales; la unidad de depositación (que incluye facies más diluidas suprayaciendo el flujo de escombros) presenta una disminución progresiva de tamaño de grano hacia el tope (*fining up*). El segundo estilo de segregación comprende una descarga máxima de un flujo hiperconcentrado antecediendo un flujo de escombros recesivo (Figura 4-a), en donde la sucesión de depósitos sugiere una tendencia grano – creciente hacia el tope (*coarse up unit*).

#### **4.1.2 Clasificación de Litofacies.**

Para el análisis facial de la unidad de interés, se ha adoptado la clasificación de litofacies propuesta por Miall (1996). Este autor sugiere que los estratos sean clasificados con base en sus atributos primarios de depositación, como son (en el caso de los depósitos clásticos fluviales) la estratificación, tamaño de grano, textura y estructura sedimentaria, entre otros. Fraser and Suttner (1986) afirman que la distinción entre conglomerados de diferente origen depende de una descripción rigurosa y sistemática, para la cual recomiendan la definición en el afloramiento de cuatro parámetros indicados en Harms et al (1982): el sorteamiento, la fábrica, la estratificación y la gradación.

La sucesión estratigráfica que constituye el tema de investigación muestra en conjunto una suma de depósitos aluviales, fluvio – volcánicos y piroclásticos. Para éstos, ya se propusieron sistemas de clasificación de litofacies según el caso, p. ej. Miall (1996) en depósitos fluviales; y Fritz and Harrison (1985) en rocas sedimentarias volcanoclásticas comúnmente asociadas con campos volcánicos continentales de composición intermedia. El enfoque de la interpretación de ambientes de depósito difiere en ambos trabajos. En el presente estudio, se ha conservado la distinción de los cuerpos que poseen fragmentos derivados de erupciones con el objeto de analizar el impacto que pueden producir los procesos asociados con actividad de volcanes sobre la sedimentología de un ambiente en particular, complementando los códigos litofaciales de Miall (1996) con la utilización del subíndice “v” en aquellos casos donde los cuerpos sedimentarios se caracterizan por contener material volcánico primario relacionado a erupciones volcánicas (como cristales, vidrio, fragmentos de lavas y / o pómez). Otros

subíndices como “n” e “i” sirven para diferenciar las gradaciones normales de las inversas o para distinguir aquellos flujos que presentan gradación inversa – normal (“i-n”). Por otra parte, a los depósitos de flujo piroclástico se les ha asignado un nuevo código denominado Scb.



**Figura 4.** Comparación de dos estilos contrastantes de depositación para eventos de flujos de escombros – flujos hiperconcentrados – flujos de corriente. Para el primer estilo de segregación longitudinal: **a)** Un flujo hiperconcentrado se genera por la dilución de los bordes principales de un flujo de escombros que entra en un valle aluvial, lo que genera que la mezcla agua + sedimento resultante se componga del primer evento inmediatamente suprayacido por el flujo de escombros recesivo. Dado que el frente de dilución se propaga en dirección aguas arriba, este último flujo puede transformarse completamente en un flujo hiperconcentrado. **b)** Las unidades resultantes de esta clase de segregación constan de depósitos de flujos hiperconcentrados engrosándose (y eventualmente adelgazándose) aguas abajo, suprayacidos por depósitos de flujos de escombros que se engrosan en dirección aguas arriba.

Segundo estilo de segregación: **c)** Sohn et al (1999) proponen una organización diferente de los tipos de eventos, donde un flujo de escombros precede en avance a un flujo hiperconcentrado y a un flujo de corriente. **d)** Se ha considerado que los depósitos resultantes (emplazados según los autores en un ambiente de abanico aluvial) incluían facies de flujos de escombros en los sectores proximales, y dichas facies fueron suprayacidas por depósitos de flujos hiperconcentrados y flujos de corriente, o reemplazadas por éstos a medida que se avanzaba en dirección aguas abajo; esto

es esquematizado en 4 columnas representativas. La transición de facies mostrada en la columna 2 es notablemente diferente de la presentada en **b**).

Las facies de gravas son las más representativas a lo largo de todo el registro estratigráfico, algunas veces alternándose con facies arenosas y / o facies donde predomina el aporte de material volcánico. Los códigos litofaciales utilizados aquí para describir tanto los depósitos no volcánicos como los volcanoclásticos son resumidos en la Tabla 2, y algunos de los tópicos en los que se sustenta su interpretación se exponen a continuación. Es muy importante tener en cuenta que la definición de la dinámica de flujo a partir del análisis litofacial se basa solo en parámetros descriptivos en afloramiento, los cuales por sí solos no proporcionan información precisa sobre procesos de adición de material (*bulking*) o transformaciones físicas internas previas al emplazamiento.

**4.1.2.1 Código Gmm.** Las Gravas matriz – soportadas, masivas y pobremente sorteadas han sido atribuidas a la depositación de flujos de escombros viscosos o pseudoplásticos (Schultz, 1984 y Hubert & Filipov, 1989 en DeCelles et al, 1991). Los cuerpos de esta litofacies en zonas no confinadas ocupan de manera pasiva la topografía aluvial pre – existente, y en algunos casos asumen la forma de pequeños canales. La suspensión de clastos durante inundaciones puede generar una fábrica con el eje mayor (a) paralelo al flujo (Miall, 1996), hecho que explica el desarrollo de imbricación incipiente en algunos depósitos. Major (1997) concluye que las gravas matriz – soportadas masivas resultan de la acreción progresiva de sedimentos a partir de múltiples oleadas desarrolladas dentro de unidades individuales de flujos de escombros. Además, afirma que aunque algunas partes de un depósito pueden derivarse localmente del emplazamiento en masa de una única oleada, esto no indica que en la totalidad del flujo ocurra el mismo proceso.

**4.1.2.2 Código Gmg.** Según Pierson and Scott (*in press*) la gradación inversa es algunas veces citada como evidencia de depositación esencialmente en masa, en la que esta estructura, alcanzada durante el flujo por procesos de tamizado cinético, es preservada en el depósito. Ese es probablemente el caso cuando los flujos son relativamente pequeños y que se detienen repentinamente (posiblemente en lugares donde el gradiente cambia bruscamente favoreciendo el emplazamiento). En otros casos, particularmente en las zonas axiales de grandes flujos de escombros, la gradación inversa resulta de la depositación progresiva de un flujo que es inicialmente diluido y finogranular y el cual después se hace más grueso y más concentrado como consecuencia del rezago de la descarga de sedimento con respecto a la descarga máxima de agua. Sohn et al (1999) mencionan este tipo de flujos, que pueden originarse a partir de inundaciones turbulentas de corriente que después se convierten en flujos de escombros por incorporación de sedimentos. Luego, los bordes principales de estos últimos se

transforman corriente abajo en flujos hiperconcentrados debido a la dilución por los canales perennes. Por consiguiente, la unidad completa de flujo de escombros es inversamente gradada y se compone de un flujo hiperconcentrado cambiando verticalmente a un flujo de escombros recesivo (Figura 4-a). Los  $Gmgi$  son interpretados como el producto de la depositación de flujos que sufrieron esta clase de segregación longitudinal. Por otra parte, Sohn et al (1999) interpretan los conglomerados matriz – soportados con gradación normal ( $Gmg_n$ ) como depósitos de dispersión de altas concentraciones de arena y grava desarrollados a partir de un flujo excesivamente cargado de sedimentos. Dado que es difícil que los clastos de grava sean por completo soportados por turbulencia, se concentran hacia la base del flujo para formar una carga de fondo inercial. Dichos clastos en esta capa pueden segregarse de manera efectiva según sus tamaños bajo una condición de asentamiento selectivo. La gradación normal puede desarrollarse a partir de procesos de agradación progresiva de un flujo de escombros (Vallance and Scott, 1997; Sohn et al, 1999, Figura 4-c). Algunos cuerpos de flujos de escombros desarrollan gradación inversa-normal (litofacies  $Gmgi-n$ ) como consecuencia de la depositación progresiva de oleadas diluidas y finogranulares tanto en la base como en el tope (frente y cola del flujo), y separadas entre sí por el arribo de una fase rica en clastos (cuerpo principal del flujo) (Pierson and Scott, *in press*).

**4.1.2.3 Código Gcm.** Gravitas clasto – soportadas masivas. Representan flujos de escombros pseudo – plásticos de baja resistencia (*low strength*) o flujos hiperconcentrados depositados a partir de comportamientos viscosos laminares o turbulentos (Miall, 1996). DeCelles et al (1991) interpretan los Gcm como el resultado de oleadas de alta concentración. La ausencia de estructuras sedimentarias producidas por tracción indica que los flujos no estaban en equilibrio con el régimen típico de formas de fondo. Los clastos más gruesos (guijos, guijarros y bloques) viajaron dispersos dentro de una fase fluida compuesta que incluía arena, lodo y agua. Las fuerzas combinadas entre los diferentes componentes alcanzaron grados variables de importancia durante el flujo, permitiendo transportar los sedimentos que componen estas facies. La pobre imbricación existente en algunas de las gravitas clasto – soportadas con el eje (b) paralelo a la dirección de flujo, sugiere la rápida depositación de una variedad de tamaños en un área posiblemente restringida.

**4.1.2.4 Código Gci.** Se refiere a gravitas clasto – soportadas con gradación inversa. Como se mencionó anteriormente, la suspensión de clastos durante oleadas puede generar una fábrica con el eje (a) paralelo a la dirección de flujo. Dicha fábrica sugiere la depositación a partir de un flujo de escombros de baja resistencia (*low strength*) o de un flujo hiperconcentrado, con carga de fondo inercial y transportado por un régimen laminar o turbulento (Miall, 1996). En este caso, el esfuerzo de cizalla se transmite por la presión dispersiva resultante de las colisiones intergranulares, donde los fragmentos se mueven a regiones de más

bajo esfuerzo de cizalla en el tope y en los bordes del flujo generando una gradación inversa. Sohn et al (1999) advierten que es complicado reconocer los depósitos de flujos hiperconcentrados en secciones estratigráficas antiguas debido a la dificultad para estimar propiedades de flujo como la concentración de sedimentos y la reología, a partir de las características de los cuerpos en afloramiento.

**4.1.2.5 Código Gh.** Gravas clasto – soportadas con imbricación. La geometría lenticular y las bases cóncavas hacia arriba evidencian la depositación en canales (DeCelles et al, 1991); y el desarrollo de imbricación del eje (b) de los clastos inclinándose en sentido contrario a la dirección de flujo sugiere un transporte de sedimentos por corrientes de tracción (Miall, 1996), las cuales se mueven solo durante episodios de descarga máxima (*peak flow*) de agua y sedimento. Estos depósitos crecen verticalmente y aguas abajo por la adición de clastos para formar las barras longitudinales en el canal (*midchannel bars*). En este caso, las gradaciones normales o inversas en los Gh son consecuencia del modo de acreción (Miall, 1996): la acumulación da como resultado una tendencia granodecreciente a medida que la construcción de la barra alcanza los niveles más superficiales del flujo; no obstante, estas macroformas tienden a ser más finas y a migrar corriente abajo, y en tales casos los depósitos gruesos del tope se asientan sobre los más finos que conforman la base de la macroforma. Según Pierson & Scott (*in press*) estas litofacies se forman en eventos de alta descarga de agua con concentraciones normales de sedimentos y en flujos hiperconcentrados (probablemente por corrientes de tracción), o en eventos de flujos de escombros donde las barras longitudinales se originan a partir de obstrucciones locales en el lecho que favorecen la depositación de clastos de un amplio rango de tamaños aleatoriamente distribuidos, evidenciando la notable competencia del flujo e incapacidad para que imperen los procesos de asentamiento selectivo; no obstante, la generación de imbricación es un indicio de crecimiento grano a grano. También puede desarrollarse una incipiente gradación normal en la parte superior de algunas barras derivadas de flujos de escombros.

**4.1.2.6 Código Sm.** Arenitas masivas con mal calibrado, ausencia de estratificación e incipiente desarrollo de gradación inversa sugieren la depositación de flujos gravitacionales fino – granulares (Miall, 1996). De acuerdo con DeCelles et al (1991), en ambientes no confinados pueden ser de formas tabulares, lenticulares y en cuña, y tener espesores variables desde pequeños decímetros hasta metros, intercalándose con conglomerados. Según Pierson and Scott (*in press*) estas litofacies son depósitos comunes de flujos hiperconcentrados. La dilución de flujos gravitacionales fino – granulares volcániclos puede favorecer el desarrollo de gradación normal de líticos y cristales, y gradación inversa de fragmentos de pómez, por procesos de depositación selectiva.

**Tabla 2.** Clasificación de Litofacies. (Modificado de Miall, 1996).

<b>CÓDIGO LITOFACIAL</b>	<b>DESCRIPCIÓN</b>	<b>INTERPRETACIÓN</b>
Gmm	Grava matriz-soportada masiva. Pobre sorteamiento; matriz de hasta el 40%.	Depósito de flujo de escombros resultante de procesos de acreción progresiva de sedimentos o del rápido emplazamiento puntual "en masa".
Gmg	Grava matriz-soportada con gradación normal ("n"), inversa ("i") o inversa-normal ("i-n"). Pobre a moderado sorteamiento. En los depósitos inversamente gradados puede presentarse imbricación incipiente del tipo a(p) a(i).	Depósito de flujo de escombros. La gradación se desarrolla a partir del emplazamiento progresivo de las diferentes partes que lo componen. En flujos de poco volumen, la gradación inversa puede resultar de procesos de "tamizado cinético", y en este caso dicha estructura es evidencia de una rápida depositación "en masa".
Gcm	Grava clasto-soportada masiva. Pobre a buen sorteamiento. Puede presentarse imbricación incipiente del tipo a(t) b(i).	Depósito de flujo de escombros de baja resistencia o de flujo hiperconcentrado.
Gci	Grava clasto-soportada con gradación inversa. Moderada selección de la matriz; incipiente estratificación. Puede presentarse imbricación difusa del tipo a(p) a(i).	Depósito de flujo de escombros de baja resistencia o de flujo hiperconcentrado.
Gh	Grava clasto-soportada con estratificación horizontal e imbricación generalmente del tipo a(t) b(i). Pobre a buen sorteamiento. Pueden aparecer gradaciones normales ("n") o inversas ("i").	Depósito de flujo de corriente de alta descarga de agua y sedimento. El tipo de gradación depende del modo de acreción de fragmentos durante el desarrollo de barras longitudinales en la parte media del canal. Este tipo de barra también resulta de la acreción grano a grano a partir de obstrucciones en el lecho durante la ocurrencia de flujos de escombros.
Sm	Arenita masiva; puede ser guijosa. Pobre a buen sorteamiento; geometría externa tabular. En ocasiones se desarrollan gradaciones normales ("n") o inversas ("i").	Depósito de flujo de escombros o de flujo hiperconcentrado finogranular. La dilución de los flujos favorece el desarrollo de gradación normal por segregación de los granos, o gradación inversa resultante de colisiones intergranulares.
Sh	Arenita con laminación horizontal. Moderada a buena selección. Puede presentar gradación normal ("n") o inversa ("i").	Depósito de flujo hiperconcentrado o de flujo de corriente de régimen alto. La gradación evidencia estados cambiantes en la competencia del flujo.
Scb	Arenita masiva de cristales, mal seleccionada y de baja densidad, con cantidades variables de fragmentos de ceniza fina. Localmente embebe guijos a bloques de pómez, líticos andesíticos, clastos exóticos y restos de materia orgánica vegetal carbonizada. Puede desarrollarse gradación inversa de pómez y gradación normal de accidentales.	Depósito resultante del emplazamiento de un flujo piroclástico altamente móvil y con alta concentración de gas y / o vapor como mecanismo principal de transporte.

("v", "i", "n" e "i-n" son subíndices que se adicionan al código litofacial según el caso).

**4.1.2.7 Código Sh.** Arenitas con laminación horizontal. El desarrollo de laminación plana-paralela en depósitos con buen sorteamiento es interpretado por Miall (1996) como resultante de una condición de régimen alto de flujo de corriente, en la transición de flujos críticos a flujos supercríticos. Este autor sostiene además que los granos más gruesos incluyendo guijos, son poco comunes y se emplazan por rodamiento a lo largo de la carpeta de tracción arenosa. Las gradaciones normales e inversas sugieren variaciones en las condiciones de régimen unidireccional y por ende cambios en la competencia para transportar clastos de diferentes tamaños.

**4.1.2.8 Código Scb.** Fisher (1997) describe depósitos relativamente espesos y pobremente sorteados, conteniendo comúnmente abundantes fragmentos tamaño ceniza y con estratificación cruda o ausente y los denomina Flujos Piroclásticos. Los fragmentos de materia orgánica vegetal carbonizada y la presencia de pómez evidencian un origen volcánico primario y condiciones de alta temperatura. Según Major (1997), los depósitos de enormes flujos piroclásticos pueden resultar de una prolongada sedimentación progresiva. De acuerdo con la Organización Mundial De Observatorios Vulcanológicos (1993), los flujos piroclásticos son masas secas y calientes (300 a >800°C) de escombros piroclásticos y gases que se movilizan rápidamente a ras de la superficie a velocidades con un rango de decenas a varios cientos de metros por segundo.

### **4.1.3 Jerarquía de Superficies Límite.**

La clasificación de jerarquía de superficies límite de Miall (1996) se basa en el principio de agrupación de unidades arquitectónicas (de diferentes escalas físicas de sedimentación) según el intervalo de recurrencia de los procesos de depositación, o sea el tiempo total transcurrido durante la formación del depósito (o sucesión) y sus superficies límite. De acuerdo con este autor, tales superficies poseen formas geométricas típicas, extensión areal definida y determinadas asociaciones litofaciales, y pueden ser usadas para definir jerarquías de unidades de depositación y elementos arquitectónicos. Aunque en este trabajo las superficies límite fueron definidas esencialmente según los conceptos de Schmincke & Van den Bogaard (1991) y Miall (1996), también se adoptaron algunas modificaciones indicadas en DeCelles et al (1991) (Tabla 3, columna 6).

Schmincke & Van den Bogaard (1991) propusieron una jerarquía de unidades de actividad volcánica y productos asociados (Figura 5), fundamentada en la escala de tiempo representada por los depósitos y sus intervalos de recurrencia; y modificada en este trabajo teniendo en cuenta los resultados del análisis estratigráfico. Las similitudes entre dicha escala y la presentada por Miall (1996)

para depósitos aluviales, permite realizar una agrupación de unidades de depositación volcánicas y no volcánicas, asumiendo que existe compatibilidad entre los conceptos de tiempo y procesos sedimentarios a diferentes escalas físicas, tanto en intervalos de actividad sin-eruptiva como en intervalos de dominio inter – eruptivo de la sedimentación en una cuenca fluvial.

En las columnas 3 y 5 de la Tabla 3 se resumen las unidades de depositación descritas en este trabajo y otros ejemplos de Schmincke & Van den Bogaard (1991) y Miall (1996). Dichas unidades están agrupadas en 8 clases extendiéndose en 9 órdenes de magnitud de escalas de tiempo, como se muestra en las columnas 1 y 2.

Tanto los flujos gravitacionales volcánicos como los no volcánicos pueden representar enormes escalas de sedimentación durante cortos intervalos de tiempo y mostrar un marcado contraste entre la duración de un evento de depositación y sus intervalos de recurrencia. Debido a esta variación, en la columna 4 de la Tabla 3 la tasa de sedimentación de dichos procesos no es determinada con exactitud. Por otra parte, los ejemplos de depósitos fluviales que poseen una tasa de sedimentación instantánea definida, fueron tomados de Miall (1996).

- Las superficies de orden 1 hacen referencia a la laminación desarrollada rápidamente por corrientes de tracción y corresponden a los depósitos de los grupos 1, 2 y 3. Este tipo de superficie es aquella donde aparentemente la erosión es poca o ausente, y la superficie registra la sedimentación de formas de fondo similares generando *sets* y *cosets* de laminación (Miall, 1996), o la depositación de oleadas pertenecientes a una unidad de flujo gravitacional volcánico o no volcánico.
- Las superficies límite de orden 2 representan variaciones en la dirección o en las características del flujo que producen cambios en el tipo de forma de fondo (Miall, 1996). Los contactos entre las unidades de flujos gravitacionales (pertenecientes al 4<sup>to</sup> grupo) también pueden ser de orden 2, siendo el caso cuando ocurren varios eventos individuales sucesivos. Según Pierson & Scott (*in press*) el potencial erosivo de los flujos de escombros y flujos hiperconcentrados depende del grado de confinamiento, pendiente, distribución de tamaño de grano, tipo y velocidad de flujo; debido a ello, las superficies límite entre dos unidades de dichos depósitos separadas por cortos intervalos de tiempo pueden ser tanto erosivas (2e) como de acreción (2a).
- Las superficies fluviales de orden 3 se consideran relacionadas a inundaciones eventuales (*seasonal floods*) o a inundaciones a largo periodo (p. ej. las

“inundaciones pico de los 10 años”), las cuales se ubican dentro de los depósitos del 5<sup>to</sup> grupo (Miall, 1996). El crecimiento de macroformas (p. ej. barras como productos típicos de depositación) en ambientes subaéreos se interrumpe por el desarrollo de superficies de reactivación que pueden mostrar truncamientos de bajo ángulo con respecto a las estructuras sedimentarias de las otras macroformas infrayacentes.

- Las superficies de orden 4 corresponden al grupo 6, y representan depósitos que se acumulan en espacios de tiempo de cientos a pocos miles de años. Es probable que en muchos ambientes, eventos dinámicos particularmente violentos ocurran con muy poca frecuencia, razón por la cual han sido comúnmente denominados por conveniencia (más que por exactitud) “inundaciones de los 100 años”. Dentro de ellos se ubican los flujos gravitacionales, los cuales según Miall (1996) pueden llegar a ser lo bastante infrecuentes como para pertenecer a los depósitos del 7<sup>mo</sup> grupo. En el presente trabajo también se incluyen las “unidades de eventos de tefra” de Schmincke & Van den Bogaard (1991) dentro del 6<sup>to</sup> grupo. La mejor forma de distinguir estas superficies de las de orden menor es si las asociaciones litofaciales por encima y por debajo de la superficie son diferentes, indicando un cambio en el tipo de elemento arquitectónico (Miall, 1996). DeCelles et al (1991) proponen superficies erosivas de orden 4 (4e), las cuales se producen por erosión intracanal (*channel scouring*) y migración; y superficies de orden 4 acrecionarias (4a) o superficies superiores de macroformas tales como barras de grava. Dependiendo de la extensión y el corte del afloramiento, en algunas ocasiones estas superficies no pueden ser definidas con precisión, por lo que se debe recurrir a designarlas solamente con el número 4.
- Las superficies de orden 5 (grupo 7) hacen referencia a canales amplios y complejos de relleno de canal (Miall, 1996). Según DeCelles et al (1991 en Miall, 1996) encierran “mosaicos de superficies de 4<sup>to</sup> orden” y representan los límites basales de lóbulos y trincheras en abanicos aluviales. También pueden dividirse en erosivas (5e) y de acreción (5a). En el presente trabajo, las unidades o grupos de unidades volcanoclásticas depositadas durante un periodo eruptivo (Schmincke & Van den Bogaard, 1991) se incluyen dentro del 7<sup>mo</sup> grupo.
- Las superficies de orden 6 (grupo 8) limitan grupos de canales o paleovalles (Miall, 1996). Según DeCelles et al (1991), unidades litoestratigráficas mapeables tales como miembros o sub – miembros también están limitadas por este tipo de superficie.

Superficies de orden mayor no son utilizadas en este trabajo, ya que están relacionadas a procesos de relleno de cuencas sedimentarias que representan mayores intervalos de tiempo y escalas regionales de sedimentación.



**Figura 5.** Clasificación jerárquica de unidades de actividad volcánica y productos asociados. (Modificado de Schmincke & Van den Bogaard, 1991).

**Tabla 3.** Jerarquía de unidades de depositación. (Modificado de Miall, 1996).

Grupo	Escala de tiempo de los procesos (años)	Ejemplos de los procesos	Tasa de sedimentación instantánea (metros / miles de años)	Unidades de depositación piroclásticas, volcaniclasticas y no volcánicas	Orden y características de las superficies límite
1	10 <sup>-6</sup>	Ciclo de barrido súbito (burst – sweep cycle)		Lámina	Superficie de laminación de orden 0
2	10 <sup>-5</sup> - 10 <sup>-4</sup>	Migración de formas de fondo  Oleadas de flujos de escombros u oleadas de otros flujos más diluidos  Oleadas pertenecientes a unidades individuales de lahares o de flujos piroclásticos originados durante fases o pulsos eruptivos	10 <sup>5</sup>  variable  variable	Riple (microforma)  Unidad de oleada de flujo de corriente, de flujo hiperconcentrado o de flujo de escombros; unidad de oleada de flujo piroclástico o de lahar	Orden 1, superficie límite de set o superficie límite de unidad de oleada de flujos gravitacionales
3	10 <sup>-3</sup>	Migración de formas de fondo	10 <sup>5</sup>	Incremento diario de duna	Orden 1, superficie límite de set o superficie de reactivación
4	10 <sup>-2</sup> - 10 <sup>-1</sup>	Migración de formas de fondo  Flujos de escombros  Flujos piroclásticos o lahares pertenecientes a unidades eruptivas	10 <sup>4</sup>  variable  variable	Duna (mesoforma), conjunto de sets de laminación plana-paralela o cruzada  Unidad de flujo de escombros; unidad de flujo piroclástico o de lahar	Orden 2, superficie límite de coset o superficie límite entre unidades de flujos gravitacionales separados por cortos intervalos de tiempo; en este último caso puede ser tanto erosiva (2e) como de acreción (2a)
5	10 <sup>0</sup> - 10 <sup>1</sup>	Inundaciones eventuales, inundaciones pico de los "10 años"	10 <sup>2</sup> - 10 <sup>3</sup>	Crecimiento de macroformas	Orden 3, superficie de reactivación durante el desarrollo de barras longitudinales en la parte media del canal

**Tabla 3.** (Continuación).

Grupo	Escala de tiempo de los procesos (años)	Ejemplos de los procesos	Tasa de sedimentación instantánea (metros / miles de años)	Unidades de depositación piroclásticas, volcaniclásticas y no volcánicas	Orden y características de las superficies límite
6	$10^2$ - $10^3$	Inundaciones pico de los "100 años", migración de formas de fondo  Flujos de escombros  Flujos piroclásticos o lahares pertenecientes a unidades de eventos de tefra	$10^2$ - $10^3$  variable  variable	Barras longitudinales en la parte media del canal (macroformas)  Unidad de flujo de escombros; unidades o sucesiones de flujos piroclásticos y / o de lahares	Superficie de orden 4 erosiva (4e), producida por erosión intracanal y migración; superficie de orden 4 acrecionaria (4a), como lo es la superficie superior de una macroforma o de un flujo gravitacional.
7	$10^3$ - $10^4$	Procesos geomorfológicos a largos periodos de tiempo, por ejemplo cambios repentinos de cauce  Agradación fluvial inducida por la acumulación de unidades predominante o exclusivamente volcaniclásticas, correspondientes a un periodo eruptivo	$10^0$ - $10^1$  variable	Complejos de relleno de canal  Sucesiones agradacionales inducidas por vulcanismo	Orden 5. Representa unidades o grupos de depósitos volcaniclásticos y / o no volcánicos, o las superficies límite basales de lóbulos y trincheras en abanicos aluviales. También puede ser erosiva (5e) o acrecionaria (5a)
8	$10^4$ - $10^5$	Respuesta a un pulso de levantamiento tectónico	variable	Abanicos aluviales volcaniclásticos	Orden 6. Corresponde a superficies planas de extensión regional, o a la superficie de valles incisados. También puede limitar unidades litoestratigráficas como miembros o sub-miembros

#### **4.1.4 Introducción al Concepto de Elemento Arquitectónico.**

En un intento por describir e interpretar de manera sistemática los ambientes sedimentarios en los cuales se preservaron los depósitos de las secciones estratigráficas aquí estudiadas, se ha recurrido al concepto de elementos arquitectónicos (Miall, 1996): “Un elemento arquitectónico puede ser entendido como un componente de un sistema de depositación equivalente o de menor tamaño a un relleno de canal y más grande que una unidad de facies individual; caracterizado por una asociación de facies, geometría interna, forma externa y, en algunas instancias, un perfil vertical distintivo. El término es usado para clasificar descriptiva y genéticamente unidades de depositación fluvial encerradas por superficies límite de tercero a quinto orden en rango”. Miall (1996) presenta una explicación detallada de los tipos comunes de elementos arquitectónicos.

#### **4.2 RESULTADOS DEL ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO.**

A partir de los resultados obtenidos del análisis de la Formación Manizales, se propusieron tres secciones estratigráficas, representativas de diferentes condiciones de depositación: Las dos primeras en nuevas localidades (sectores de La Linda y de La Estampilla al Occidente de Manizales); y la última, resultó del estudio detallado de la sección compuesta definida como localidad tipo de Naranjo y Ríos (1989). La descripción e interpretación general presentada en los siguientes numerales difiere completamente de las planteadas por diversos autores hasta ahora (Flórez, 1986; Naranjo y Ríos, 1989; Borrero et al, 1993; Aguirre et al, 1993; Castro et al, 1995; Sánchez, 1997; Caro et al, 1998 y Arbeláez et al, 1999), por lo cual se elaboró una nueva propuesta de designación estratigráfica (CAPÍTULO 5) en la que dichas secciones son denominadas formalmente Secciones de Referencia.

##### **4.2.1 Sección Estratigráfica La Linda.**

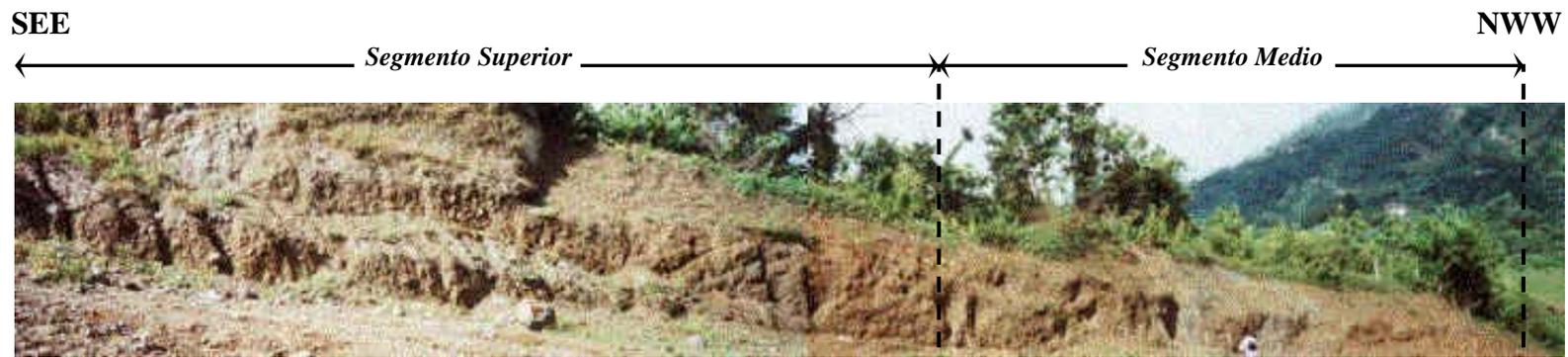
Ubicada en la parte baja del barrio la Linda. Corresponde al conjunto de depósitos aluviales, fluvio – volcánicos y volcánicos agrupados en una sucesión estratigráfica que aflora en el extremo Noroccidental del área de estudio (ANEXOS 2 y 3). Naranjo y Ríos (1989), correlacionan dichos depósitos con la Formación Manizales. Estos autores afirman además que: 1) en el sector de La Linda el basamento lo constituyen rocas de la denominada para entonces Formación Quebradagrande (actual Complejo Quebradagrande – Alao en Moreno and Pardo, *in press*) sobre el cual la unidad volcanoclástica reposa discordantemente; y 2) que esta última se extiende hacia el Norte hasta un límite marcado por el cruce del Río

Olivares (llamado Río Guacaica en la base topográfica No 206-III-B1, escala 1:10.000 del IGAC); no obstante, en el presente trabajo la Formación Manizales al Norte está limitada con el Complejo Quebradagrande - Alao en la ladera Suroccidental de la quebrada La Quinta a aproximadamente 1280 m.s.n.m (ANEXO 1). En el sector de La Linda actualmente la Formación Manizales se encuentra en contacto fallado al occidente con el cerro "Morro Gordo", hecho evidenciado por la ocurrencia de basculamientos en diferentes direcciones que afectan esta unidad cerca del trazo principal de la Falla de Romeral y que por consiguiente dificultan el establecimiento de las relaciones estratigráficas laterales y verticales entre los cuerpos sedimentarios, ya cubiertos en gran medida por la presencia de vegetación.

El análisis estratigráfico presentado en los ANEXOS 2 y 3 es dado por segmentos o sectores de afloramiento (Figura 6), cada uno de ellos con características sedimentológicas particulares y limitados entre sí por fallas y/o por la aparición de materiales que localmente los cubren (p. ej. coluviones y vegetación). Es posible que a la matriz de algunos depósitos conglomeráticos haya sido adicionada una fracción resultante del molimiento de materiales durante la ocurrencia de fallamientos.

#### **4.2.1.1 Litofacies.**

**Gravas matriz – soportadas masivas (Gmm).** Son comunes en los tres segmentos de la sección estratigráfica, presentando un moderado grado de compactación y espesores siempre menores a 4 mt. En el segmento medio (ANEXO 2) estos cuerpos tienen bases ligeramente cóncavas hacia arriba y topes irregulares, y son interrumpidos en el techo por facies arenosas o por facies de gravas clasto - soportadas imbricadas; por otra parte, en el segmento superior (ANEXO 3) se describen como cuerpos tabulares. Las litofacies Gmm no volcánicas presentan una matriz arenosa que constituye entre el 15% y el 30%, la cual está compuesta principalmente de líticos de lodolitas negras y en menor cantidad una fracción lodosa de color marrón. El armazón lo componen clastos de chert negro y bandeado, lodolitas negras, cuarzo lechoso y esquistos grises; se destaca la disposición caótica de los fragmentos, su alta redondez y esfericidad, mal calibrado, tamaños máximos de 40 cm y 4 cm como tamaño predominante. En los segmentos inferior y superior (ANEXOS 2 y 3) las facies volcanoclásticas (Gmm<sub>v</sub>) además de los componentes no volcánicos mencionados, poseen fragmentos de granitoides y abundantes cantidades de andesitas, pórfidos andesíticos grises y cristales en la matriz (muestras M8 y M9 del ANEXO 7); a estos cuerpos se les ha adicionado el subíndice "v" y aparecen intercalados con otras litofacies volcanoclásticas como Sm<sub>v</sub>, Sh<sub>v</sub> y Sc<sub>b</sub>. Algunos clastos presentan imbricación difusa del tipo a(p) a(i). También se encuentran depósitos de



**Figura 6.** Aspecto general del afloramiento de la parte baja del barrio La Linda donde fueron descritos los segmentos medio y superior.

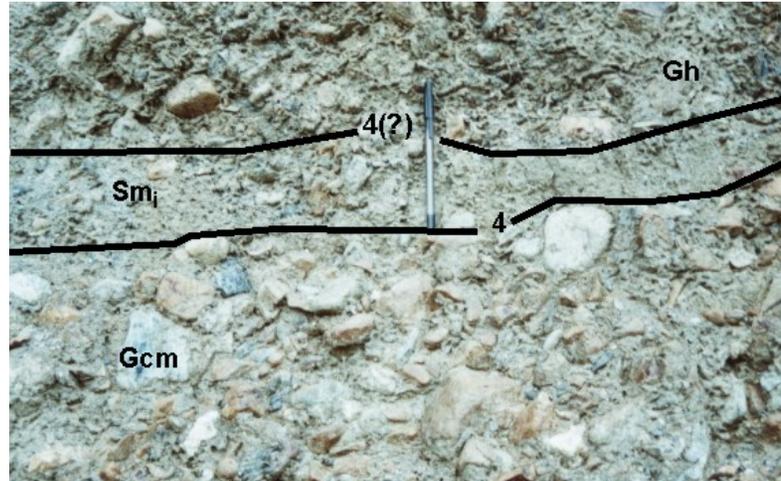
conglomerados matriz-soportados masivos ricos en fragmentos de andesitas y de matriz con abundantes cristales en el camino de herradura que del carreteable hacia el alto de Lisboa se desvía a la Hacienda Honduras, a 1450 m.s.n.m (muestra M1 del ANEXO 7).

**Gravas matriz – soportadas con gradación inversa (Gmg<sub>i</sub>).** Se encuentran en todos los segmentos de la sección, con espesores mayores a 50 cm y de hasta 1.60 mt; tienen bases y topes irregulares, baja compactación, pobre sorteamiento y se componen de una matriz arenosa que alcanza el 50% del total de los depósitos, la cual en los no volcánicos es rica en líticos de lodolitas y esquistos negros y en menor porcentaje posee cuarzo lechoso y/o ahumado, basaltos y una fracción lodosa de color marrón; mientras que en los volcanoclásticos (Gmm<sub>v,i</sub>) puede contener líticos de rocas andesíticas y cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda (muestra M2 del ANEXO 7). Los clastos no volcánicos, similares en composición a los de la matriz, presentan además alteraciones de óxidos de manganeso evidenciados en los basaltos; son de alta redondez, formas variadas y tamaños máximos de 15 cm. Algunos cuerpos presentan imbricación difusa del tipo a(p) a(i). Otros estratos de esta litofacies aparecen sobre trochas, senderos y carreteables en el sector del barrio La Linda.

**Gravas clasto – soportadas masivas (Gcm).** Distribuidas en los tres segmentos de la sección. Presentan bajo grado de compactación, y sus formas son lenticulares pinchándose lateralmente, con facies arenosas en el segmento medio; en el segmento superior la geometría es tabular en apariencia (Figura 7). Los espesores de los cuerpos pertenecientes a estas facies son siempre mayores a 80 cm y alcanzan hasta 1.80 mt. Se caracterizan por su pobre sorteamiento, fragmentos generalmente esféricos altamente redondeados y tamaños de grano máximo de 30 cm y 5 cm como tamaño promedio. Las Gcm se intercalan con facies Gmm, Gh y Gmg en el segmento medio y en la parte inferior del segmento superior (ANEXOS 2 y 3). Los clastos son lodolitas negras, chert negro, basaltos, cuarzo lechoso y esquistos sericíticos. En el segmento medio un depósito presenta además de los componentes anteriormente mencionados, una matriz volcanoclástica con enriquecimiento en plagioclasa y en el armazón clastos de pórfidos andesíticos rojos y grises (muestra M3 del ANEXO 7). En algunas de estas facies se hace notoria una imbricación difusa del tipo a(t) b(i).

**Gravas clasto – soportadas con gradación inversa (Gci).** En la base del segmento superior se reconoce un cuerpo inconsolidado de 56 cm de espesor y geometría aparentemente tabular, el cual consiste de clastos de diversas formas y fábrica aleatoria, con tamaños de grano que no superan los 5 cm y que composicionalmente corresponden lodolitas negras, cuarzo lechoso, chert negro y basaltos alterados. Comienza en la base como una arenita guijosa y hacia arriba

incrementa gradualmente el tamaño resultando una gradación inversa. Algunos de los clastos tabulares y laminares de lodolitas negras y pardas definen una imbricación incipiente del tipo a(p) a(i).



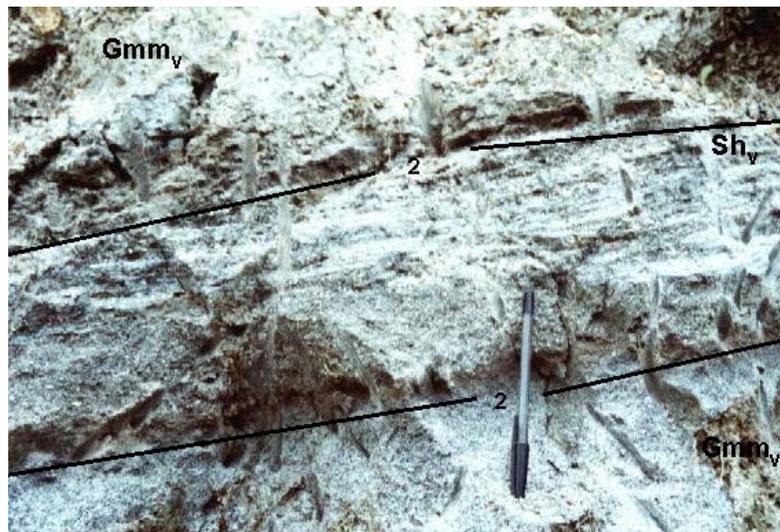
**Figura 7.** Depósitos de gravas clasto – soportadas masivas (Gcm) separadas por un cuerpo tabular de arenita masiva (Sm<sub>i</sub>). Parte inferior del segmento superior, sección La Linda. Longitud del lapicero: 15 cm.

**Gravas clasto – soportadas con imbricación (Gh).** Localizadas en el segmento medio y en la parte inferior del segmento superior. Se trata principalmente de cuerpos inconsolidados con espesores que oscilan entre 50 cm y 1 mt. La geometría tabular de los depósitos en el segmento superior posiblemente se debe al bajo ángulo existente entre el rumbo de la sección de afloramiento y la tendencia general del paleoflujo en este sector (ANEXO 2 y Figura 12); por lo tanto, un corte aproximadamente transversal a la dirección de la corriente mostraría la forma real de los canales. Por otra parte, en el segmento medio los depósitos de estas litofacies poseen una superficie basal cóncava hacia arriba. El armazón en su mayoría lo componen partículas subredondeadas de 5 cm tamaño predominante, y son clasificadas como chert negro, lodolitas negras y esquistos grises; presentan una imbricación clara con eje mayor (a) transversal y eje medio (b) imbricado. Con frecuencia se observan gradaciones normales o inversas (referenciadas con los subíndices “n” e “i”). En la parte inferior del segmento superior aparece un estrato tabular volcanoclástico con baja proporción de cristales en la matriz (muestra M5 del ANEXO 7) y ausencia de clastos volcánicos en el armazón.

**Arenitas masivas (Sm).** Localizadas en el segmento medio y en la parte inferior y media del segmento superior. Son cuerpos moderadamente compactados, con espesores entre 5 y 50 cm y de geometría tabular o en lentes (Figura 7). Están

conformados por granos con tamaños máximos de hasta 5 mm y moderada a pobremente calibrados. En la parte basal del segmento superior predominan los líticos de chert y lodolitas, y en el segmento medio y hacia la parte media del segmento superior (muestra M7 del ANEXO 7) dominan los fragmentos de cristales y líticos andesíticos. En ocasiones se desarrolla una incipiente gradación inversa.

***Arenitas con laminación horizontal (Sh).*** Aparecen en el segmento superior intercaladas entre facies no volcánicas y volcanoclásticas con códigos Gmm, Gci y Gh. Son bandas tabulares de bajo a moderado grado de compactación y siempre de espesores centimétricos (20 – 30cm); en la parte inferior del segmento superior constituidas de arena media a gruesa y compuestas de lodolitas negras, pardas y grises, cuarzo lechoso, y en algunos casos acompañadas de una baja proporción de cristales de plagioclasa y hornblenda; caso contrario las Sh de la parte media del mismo segmento, donde son distintivos el buen calibrado y el predominio de cristales, principalmente plagioclasa euhedral a subhedral blanca e incolora (muestras M4 y M6 del ANEXO 7). Es común encontrar el desarrollo de una laminación plana paralela y gradaciones normales o inversas (Figura 8). En uno de los cuerpos de dicha litofacies se tomó un dato de estratificación N60°E/24°SE; éste se asumió como el grado de basculamiento del segmento superior.



**Figura 8.** Arenitas volcanoclásticas con laminación horizontal (litofacies Sh<sub>v</sub>). Parte superior del segmento superior, sección La Linda. Longitud del lapicero: 15 cm.

***Depósitos de flujos piroclásticos (Scb).*** Se localizan en la base y el tope de la sección La Linda (segmentos inferior y superior). Corresponde a depósitos de moderada a alta compactación, masivos, de baja densidad y tonalidad clara; en el

segmento inferior el espesor supera los 10 mt (aunque está enmascarado por la vegetación), mientras que en el segmento superior estas facies tienen espesores de hasta 2 mt y se intercalan con facies Gmm ricas en material volcánico. Poseen proporciones variables de pómez blanca (alcanzando hasta un 50% en abundancia) de tamaños máximos de 7 cm. La matriz es esencialmente cristalina (del 10% al 80%; constituida de plagioclasa blanca e incolora, biotita, hornblenda y cuarzo vítreo anhedral) y contiene una fracción de ceniza fina gris; puntualmente embebe líticos de andesitas y andesitas porfiríticas grises, lodolitas, esquistos, granitoides y restos de materia orgánica vegetal carbonizada. Dichos líticos alcanzan 10 cm de diámetro.

**4.2.1.2 Análisis de Elementos Arquitectónicos e Interpretación.** La asociación facial de la sección La Linda permite agrupar las litofacies en el elemento arquitectónico SG (depósitos de flujos gravitacionales según la clasificación de Miall, 1996), el cual a su vez contiene dentro de sí el elemento arquitectónico subordinado GB (barras de grava y estructuras asociadas en Miall, 1996). Por otra parte, en este trabajo se propone otro elemento arquitectónico denominado SV, que hace referencia al emplazamiento de flujos volcanoclásticos que en su interior movilizan cantidades representativas de fragmentos volcánicos. Dicho elemento fue definido en aquellos sectores en los que los volúmenes y tipo de sedimentación contrastan notablemente con las características del estilo fluvial dominante y generan agradación; como es el caso del registro estratigráfico de la parte superior del segmento superior, donde aparecen asociaciones de litofacies Scb, Gmm<sub>v</sub>, Gmg<sub>v,i</sub>, Sm<sub>v</sub> y Sh<sub>v</sub>. En este sector, el impacto sedimentológico propio de condiciones de depositación sin – eruptiva puede evaluarse a partir del estudio de las variaciones en los espesores y el tamaño máximo de partículas, ya que ambos parámetros muestran un aumento en magnitud hacia el tope de la sucesión (ANEXO 3). La aparición de un cuerpo de litofacies Scb de espesor considerable y composición andesítica (ANEXO 8) a 1535 m.s.n.m al borde de la vía que conduce al caserío Lisboa (ANEXOS 1 y 2), y otros estratos arenosos y conglomeráticos en la parte superior del segmento inferior, sugieren que el elemento arquitectónico SV puede reflejar un significativo volumen de sedimentación de depósitos volcanoclásticos correspondientes a otro periodo sin – eruptivo cerca de la parte basal de la sucesión.

En la sección La Linda, el elemento arquitectónico SG se caracteriza por el predominio de litofacies Gmm, Gmg, Gci, y Gcm (algunas de ellas volcanoclásticas, pero con espesores y tamaños de partículas similares a los encontrados en los equivalentes no volcánicos), y aparece asociado con el elemento GB en los segmentos medio y superior. Las litofacies al depositarse a veces ocupan pasivamente la forma de los canales o asumen una superficie basal irregular definida por flujos gravitacionales preexistentes. Por otra parte, las litofacies Sm también pueden hacer parte del elemento SG según los criterios de Sohn et al

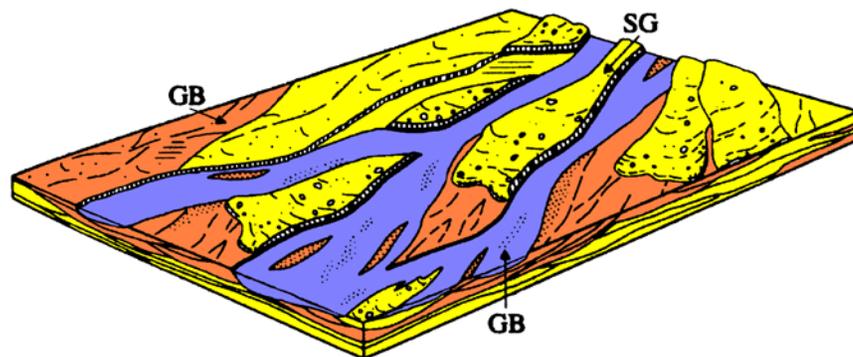
(1999), quienes afirman que los flujos arenosos pueden aparecer antes o después de la ocurrencia de los flujos de escombros, conformando unidades de depositación compuestas relacionadas genéticamente (Figura 4).

El elemento arquitectónico GB está representado en la Sección La Linda solamente por la litofacies Gh, la cual se desarrolla durante la formación de barras longitudinales en episodios de alta descarga de agua y sedimentos, en ocasiones derivándose de la depositación de flujos de escombros (Pierson & Scott, *in press*). Las gradaciones normales e inversas ya han sido discutidas en el numeral 4.1.2.5 de este trabajo. Localmente las Gh aparecen acompañados de las litofacies Sh y Sm, lo cual indica la ocurrencia cambios temporales cortos en las condiciones de flujo, razón por la cual dichas litofacies arenosas también pueden hacer parte de este elemento arquitectónico. El GB es poco frecuente en el segmento medio y más abundante en el segmento superior, donde incluye algunos depósitos volcaniclásticos con bajo contenido de fragmentos volcánicos.

El análisis de jerarquía de superficies en este trabajo diferencia los elementos arquitectónicos mencionados por la definición de superficies de orden 4 ó 5, que pueden ser erosivas (p. ej. 4e en depósitos con bases cóncavas hacia arriba) o de acreción (4a o 5a). Las superficies de orden 3 en el GB del segmento medio, las cuales son interpretadas como superficies de reactivación, hacen referencia al desarrollo de barras como el resultado de la depositación a partir de pulsos irregulares de flujos de alta energía, separados por cortos intervalos de tiempo ( $10^0 - 10^1$  años). Las superficies de orden 2 se han tomado como el reflejo de interrupciones cortas ( $10^{-2} - 10^{-1}$  años) entre la depositación de flujos de escombros sucesivos, o como cambios paulatinos del flujo durante el desarrollo de las macroformas o por procesos de cambios repentinos de cauce (*avulsion*). Sin embargo, es posible que algunas superficies de orden 2 sean más bien de orden 1 ( $10^{-5} - 10^{-4}$  años), indicando la relación entre oleadas de segregación de flujos gravitacionales (Figura 4); o de orden 4, representando intervalos de tiempo mayor ( $10^2 - 10^3$  años) entre unidades individuales depositadas durante eventos de oleadas estratificadas (*Sheetfloods* en Fraser and Suttner, 1986), o en eventos de flujos gravitacionales que incluyen la depositación de flujos de escombros, formación de lóbulos y la construcción de barras de grava. Cuando se presenta confusión, la notación de la superficie es de la forma 4? ó 2? según el tiempo máximo que pueden representar los depósitos en el registro. Dentro del elemento arquitectónico SV del tope del segmento superior, las unidades de los diferentes flujos están limitadas por superficies de orden 4a, 4e y 2a, dado que todos los depósitos incluidos en este elemento representan la gran acumulación de sedimentos de origen volcánico en un corto intervalo de tiempo (hasta  $10^3$  años?), correspondiente a un periodo de actividad sin – eruptiva de un área fuente volcánica localizada al Este. En este sector, una superficie de acreción de orden 5 marca el inicio del registro del elemento SV, el cual presenta dimensiones

mapeables. Por otra parte, se infiere la presencia de otra superficie de orden 5 separando los depósitos de flujos gravitacionales volcánicoclásticos de los no volcánicos en el segmento inferior (ANEXO 2).

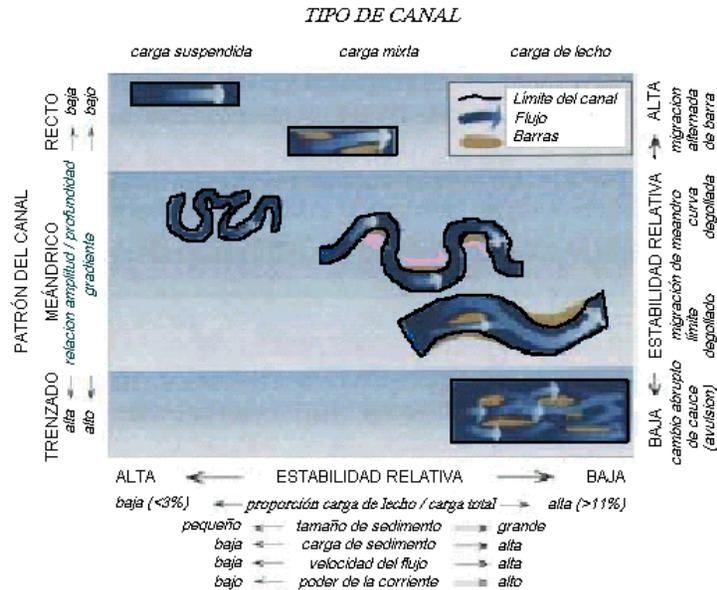
El modelo de elementos arquitecturales coherente con las asociaciones faciales de los periodos de depositación de dominio inter – eruptivo (o periodos sin – eruptivos) y expuestas en el registro preservado de la sección la Linda, corresponde de acuerdo con los conceptos de Miall (1996) a un estilo fluvial de depósitos de flujos gravitacionales disectados por ríos trenzados de lecho gravoso (Figura 9), comunes en ambientes de abanicos aluviales, donde las litofacies del elemento arquitectónico SG aparecen en ocasiones intercalándose con el elemento GB. Se evidencian canales poco sinuosos con corrientes de alta energía por la presencia exclusiva de la litofacies Gh. Según Schumm (1981, 1985b en Miall, 1996) las corrientes de baja sinuosidad se forman en canales de baja estabilidad relativa y con alto grado de trenzamiento, donde la carga de sedimentos es movilizadada y depositada por procesos de tracción (Figura 10). Por otra parte, en la Figura 11 se propone otro modelo (denominado *Modelo sin – eruptivo tipo 1*) que sintetiza las características litofaciales y relaciones entre los cuerpos que componen el elemento SV del segmento superior. Éste se caracteriza por la depositación ininterrumpida y no confinada de lahares (litofacies Gmm<sub>v</sub>, Gmg<sub>v,i</sub> y Sm<sub>v</sub>), flujos piroclásticos (litofacies Scb) y esporádicos flujos volcánicoclásticos de corriente (litofacies Sh<sub>v</sub>), cuya magnitud de sedimentación en un corto intervalo de tiempo genera agradación.



**Figura 9.** Modelo de depósitos de flujos gravitacionales (elemento SG) disectados por ríos trenzados de lecho gravoso (elemento GB). Modificado del modelo 1 de Miall (1996).

Un argumento más en favor de un abanico aluvial como el ambiente a partir del cual se depositó la Unidad en el sector de La Linda, es la definición del patrón

divergente de dirección de paleocorrientes en la Figura 12 y el cual muestra la tendencia general del flujo con sentido hacia el NW.



**Figura 10.** Clasificación simple de canales según la carga de sedimentos. (Modificado de Díaz y Giraldo, 2001).

Para la sección de La Linda, la relación de cuerpos de arenitas y conglomerados es diferente para los segmentos medio y superior. Particularmente, en la parte inferior de este último segmento (ANEXO 3) se observa una alternancia entre facies fino y grueso – granulares, donde la asociación facial refleja la depositación a partir de flujos de corriente de alta energía y/o flujos hiperconcentrados, y en dicho sector las variaciones entre espesores máximos y tamaño máximo de partículas muestran en la vertical el desarrollo de una débil tendencia granodecreciente hacia el tope (*fining*) seguida de otra granocreciente hacia el tope (*coarsening*) mejor definida, pero interrumpida bruscamente por la depositación de flujos gravitacionales relacionados genéticamente a la actividad sin – eruptiva de un área fuente volcánica. La variación vertical en la curva de tamaño máximo de partículas para los depósitos inter – eruptivos del segmento superior, antes de sugerir un proceso de leve retrogradación de lóbulos y posteriormente una progradación hacia la cuenca de acuerdo con los conceptos de Fraser & Suttner (1986), más bien representa cambios abruptos en las condiciones de depositación y posiblemente procesos repentinos de cambio de cauce (*avulsion*) en un ambiente de abanico proximal. También el segmento medio de la sección La Linda se caracteriza por el constante predominio de depósitos clásticos gruesos (ANEXO 2) comunes en las zonas proximales de abanicos aluviales según Rust & Koster (1984 en Miall, 1996), Fraser & Suttner (1986) y Blair & McPherson (1994 en Miall, 1996).

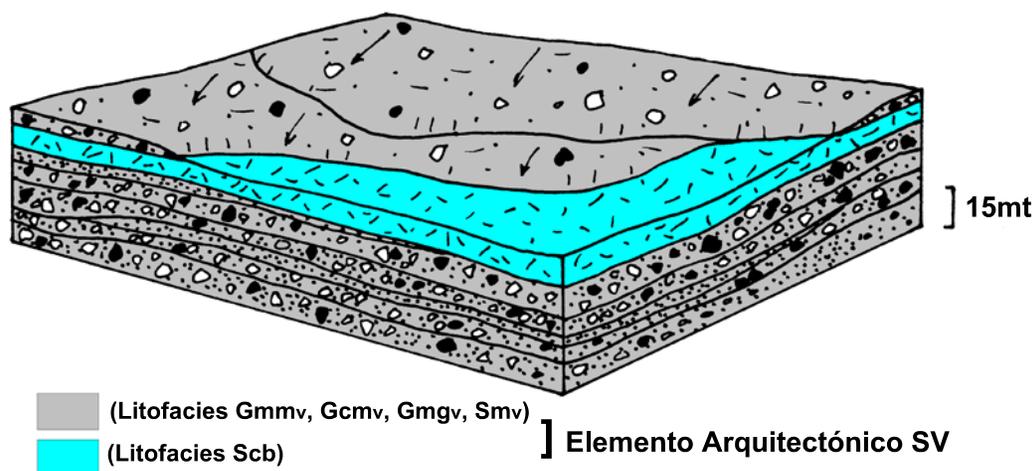


Figura 11. Modelo sin – eruptivo tipo 1.

*POLOS DE DATOS DE IMBRICACIÓN DE CLASTOS DE GRAVA EN DEPÓSITOS DEL SEGMENTO MEDIO.*

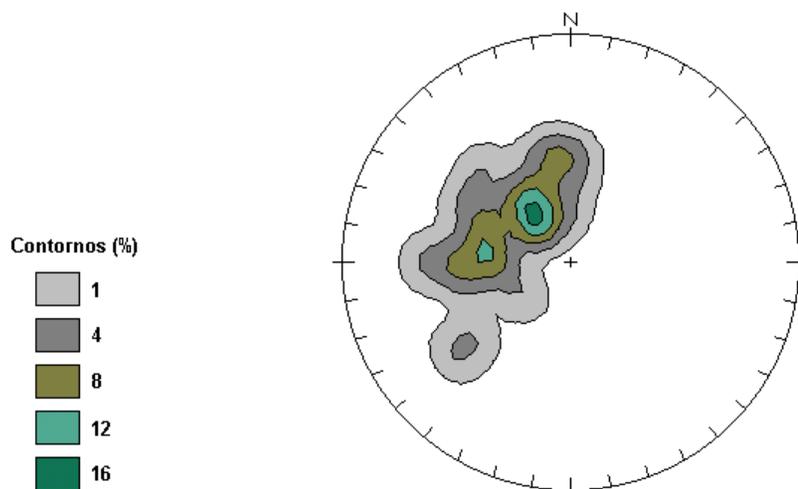


Figura 12. Estereograma de contornos elaborado a partir de datos de imbricación medidos en depósitos de la sección La Linda para el segmento medio.

Los depósitos que constituyen la sección estratigráfica están limitados al Norte y al Sur por rocas del Complejo Quebradagrande – Alao, el cual a su vez ha sido interpretado como el basamento del sistema de depositación. Las cuchillas del Salado y Los López cuya geología se correlaciona a este complejo (ANEXO 1)

constituyen remanentes de las barreras topográficas que limitaron la cuenca durante el tiempo de formación del abanico. De otra parte, el cerro Morro Gordo representa otro paleoalto, el cual en el momento de depositación de los sedimentos volcánoclasticos pudo haber ejercido algún control sobre la distribución de los materiales terrígenos hacia el occidente. La presencia de esta barrera se sustenta en la aparición de un depósito de avalancha de escombros con clastos de composición gabroica (ver CAPÍTULO 3) a 1700 m.s.n.m en la parte baja del barrio La Linda, que posiblemente fluyó desde el occidente tiempo después de iniciarse el periodo de alta producción de sedimentos volcánicos en el tope del segmento superior.

De acuerdo con el entorno geológico actual en el que se ubica la cuenca de La Linda, los sedimentos estudiados se emplazaron en una zona de influencia del trazo de la Falla de Romeral. El registro estratigráfico estudiado no proporciona evidencias concernientes a la regencia y estilo del movimiento tectónico de la falla, dado que la principal deformación en el área es posterior a la construcción del abanico; sin embargo, no se descarta que la actividad de dicha zona haya ejercido algún tipo de control durante la depositación en éste.

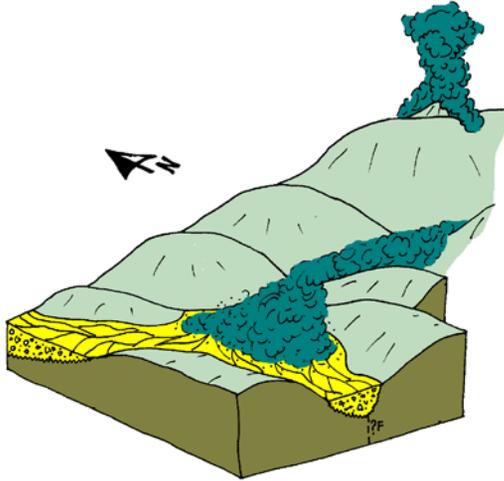
Dado que se tiene una idea general de la configuración topográfica local en la que se construyó el abanico aluvial, y ya que además se definieron algunos de los procesos sedimentarios que dieron origen a los depósitos preservados en el registro estratigráfico, se propone un modelo de depósito local que esquematiza de manera ideal tres estados de desarrollo de dicho abanico (Figura 13), correspondientes a la situación deducida de cada uno de los segmentos.

#### **4.2.2 Sección Estratigráfica La Estampilla.**

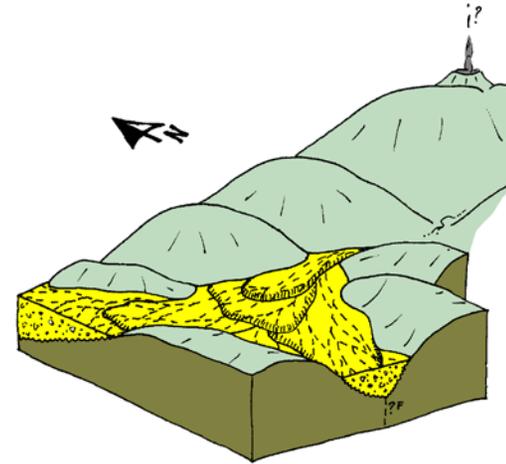
Hacia el Suroccidente de la zona de estudio, en el sector comprendido entre La Estampilla y la vereda el Darién sobre La vía Manizales-Medellín (ANEXO 1 y Figura 14), se encuentra una asociación de depósitos clásticos gruesos no volcánicos alternándose con otros fluvio – volcánicos y volcánicos explosivos; dicho conjunto suprayace discordantemente rocas del Complejo Quebradagrande – Alao. Naranjo y Ríos (1989) incluyen dicha asociación dentro de la Formación Manizales.

En el estudio de la Sección La Estampilla, la reconstrucción lateral prima sobre la sucesión vertical, permitiendo una mejor comprensión de las variaciones longitudinales entre facies. Dicha reconstrucción es posible gracias al predominio de espesos depósitos de origen volcánico primario, tomados por su continuidad

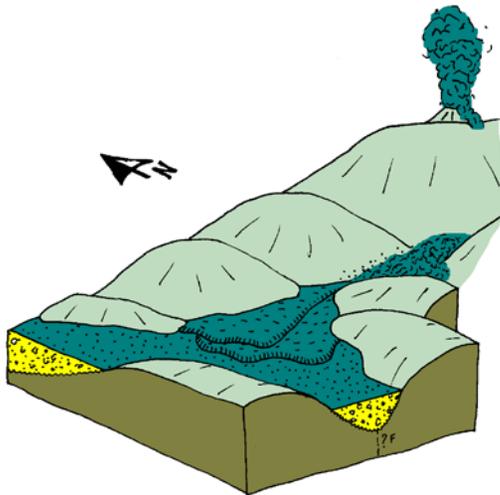
a)



b)



c)



**Figura 13.** Modelo de depósito para el abanico aluvial de La Linda. **a) Segmento inferior:** La sucesión agrupada en un estilo fluvial dominado por facies de flujos de escombros (en amarillo), es interrumpida por la depositación sin – eruptiva de flujos piroclásticos y lahares (gris). **b) Segmento medio y parte inferior del segmento superior:** Las asociaciones faciales permiten definir un estilo fluvial de lóbulos de flujos de escombros disectados por corrientes de baja sinuosidad (amarillo). **c) Parte superior del segmento superior:** Inicio de un periodo de actividad sin – eruptiva con alto aporte de sedimentos volcánicos a la cuenca sedimentaria (gris) (basamento en verde).

lateral como referencia y representados gráficamente asumiendo una horizontalidad ideal, con el fin de ubicar los otros estratos de flujos gravitacionales en su posición espacial y temporal relativa con respecto a dichos cuerpos volcánicos, sin tener en cuenta su altura real. El ANEXO 4 fue elaborado a partir de un levantamiento topográfico de la vía a cinta y brújula y reproducido a escala 1:5.000, y las características puntuales en los diferentes sectores de afloramiento se esquematizaron a escala 1:200.

Otros afloramientos de la unidad ubicados también al Suroccidente del área de estudio (sector de La Uribe y sobre la vía Manizales – Medellín en la desviación al caserío San Peregrino) y que no hacen parte del ANEXO 4 fueron incluidos en la descripción.

#### **4.2.2.1 Litofacies.**

**Gravas matriz – soportadas masivas (Gmm).** Estas litofacies se encuentran en todos los sectores de la sección estratigráfica; presentan espesores máximos en afloramiento entre 1.5 y 3 mt y en la parte central de dicha sección asumen una forma cóncava hacia arriba en sus superficies basales, preservando la geometría aparente de canales poco profundos que incisaron en varios lugares las superficies superiores de los tres cuerpos de flujos piroclásticos (litofacies Scb) localizados en este sector. Los conglomerados no volcánicos poseen en general alto grado de compactación, contienen una matriz arenosa – lodosa de color marrón, de proporciones entre el 15 y 30%, que embebe clastos subredondeados a subangulares y en general altamente esféricos, aunque también se encuentran fragmentos de forma elongada a veces mostrando una imbricación incipiente del tipo a(p) a(i). Dichos clastos han sido clasificados como lodolitas negras, grises y cafés, chert negro, esquistos grises sericíticos y cuarzo-moscovíticos, basaltos (moderadamente alterados), cuarzo lechoso, cuarcitas y granitoides (algunos con metamorfismo dinámico sobreimpuesto). A los Gmm que poseen en la matriz cantidades variables de ceniza fina gris y cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda (muestra M15 del ANEXO 7), se les ha designado el subíndice “v”. Algunos de estos cuerpos volcanoclásticos se caracterizan por la notable presencia de andesitas y pórfidos andesíticos grises acompañando los clastos anteriormente mencionados, pómez blanca y restos de materia orgánica vegetal carbonizada, y color del depósito gris en afloramientos frescos y blanco pardusco en zonas de alteración (Figura 15). El tamaño máximo de partículas comúnmente no excede los 60 cm; no obstante, se han encontrado clastos de hasta 2.50 mt. Otras litofacies Gmm<sub>v</sub> aparecen en las quebradas El Arenillo, La Francia y El Presidio, en el sector de La Uribe y en la cabecera de la quebrada El Rosario; y las no



**Figura 14.** Vista general del sector de La Estampilla, con un tramo de la vía Manizales-Medellín donde se describió parte de la sección estratigráfica.

volcánicas en la carretera que de la vía Manizales – Medellín conduce al caserío El Arenillo.



**Figura 15.** Litofacies Gmm<sub>v</sub>. Nótese el color de alteración de la matriz. Sección La Estampilla, afloramiento sobre la vía Manizales – Medellín a 1742 m.s.n.m. Diámetro del círculo negro: 2.5 cm.

**Gravas matriz – soportadas con gradación (Gmg).** Los depósitos con gradación son poco frecuentes y aparecen en la parte media de la sección estratigráfica amalgamándose con otras litofacies Gmm y Gcm o separando unidades de depositación de flujos piroclásticos (litofacies Scb). Particularmente, aquellos que desarrollan gradación inversa (facies que se complementan con el subíndice “i”) están muy compactados y tienen espesores entre 1.50 y 4 mt, presentan pobre sorteamiento, color marrón y comúnmente poseen fábrica aleatoria (aunque en uno de los cuerpos, algunos clastos elongados permiten el desarrollo de imbricación incipiente del tipo a(p) a(i)). Los Gmg<sub>i</sub> están compuestos de líticos de lodolitas negras, grises, verdosas y pardas, chert negro y gris, esquistos biotíticos y cuarzo-moscovíticos, granitoides (algunos con metamorfismo dinámico sobreimpuesto) y fragmentos de cuarzo lechoso; embebidos en una matriz (del 20 al 30%) de líticos más una fracción tamaño lodo y de color pardo claro. Los clastos presentan redondez alta y buena esfericidad, tamaños máximos comúnmente de 60 cm y rara vez alcanzando 1 mt. De otra parte, un solo cuerpo con gradación normal (subíndice “n”) se encuentra en la parte media de la sección estratigráfica, suprayaciendo una unidad de facies Scb. Litofacies Gmg<sub>i</sub> volcánicas también se encuentran al borde de la carretera que de la vía Manizales – Medellín conduce al caserío El Arenillo y en las cabeceras de las quebradas La Francia, El Rosario y El Arenillo. Particularmente, en la cabecera de la quebrada El Rosario, uno de

estos depósitos posee en su matriz fragmentos de biotitas, moscovitas, cuarzo lechoso y vítreo, plagioclasas, esquistos y lodolitas (muestra M11 del ANEXO 7).

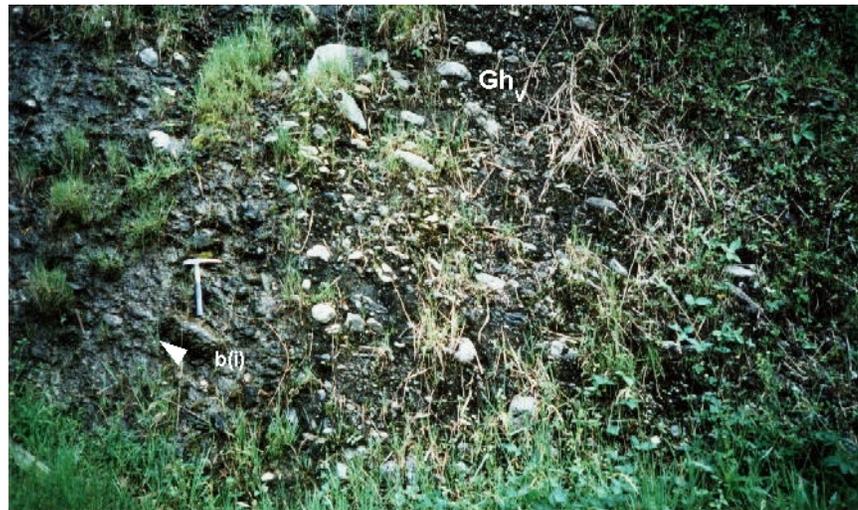
**Gravas clasto – soportadas masivas (Gcm).** Se encuentran en el centro y hacia el Oriente de la sección estratigráfica (ANEXO 4); presentan formas cóncavas hacia arriba solamente en la parte central donde separan unidades de depositación de flujos piroclásticos (Figura 16). Los cuerpos son de color marrón, están moderada a altamente compactados, poseen espesores que oscilan entre 1.50 y 2 mt y se caracterizan además por el pobre sorteamiento, esfericidad alta y alto grado de redondez de los clastos, los cuales alcanzan aproximadamente 50 cm de diámetro máximo. Unas pocas formas elongadas evidencian el desarrollo de imbricación incipiente del tipo a(t) b(i) en algunos de los conglomerados. Los Gcm están compuestos de líticos de lodolitas negras, grises y marrón, chert café y negro, esquistos sericíticos, cuarcitas y cuarzo lechoso; esporádicamente aparecen granitoides y andesitas grises. La matriz de los intersticios es siempre menor del 10% y la constituyen fragmentos líticos tamaño arena y una fracción de lodo. Otros afloramientos de estas litofacies han sido descritos en la Estación Uribe, en la quebrada La Francia y en la carretera que cruza por el sector del caserío El Arenillo.



**Figura 16.** Litofacies Gcm. Nótese la superficie de erosión (orden 4e) sobre una unidad de depositación de flujo piroclástico. Sección La Estampilla, afloramiento sobre la vía Manizales – Medellín a 1777 m.s.n.m.

**Gravas clasto – soportadas con imbricación (Gh).** Aparecen de manera discreta en el centro de la sección estratigráfica cortando unidades de flujos piroclásticos; y también hacia el Oriente, donde desaparecen los depósitos con material volcánico. Estos cuerpos poseen una superficie basal cóncava hacia arriba y espesores máximos que no exceden los 1.20 mt (Figura 17). Presentan

compactación moderada a alta, color gris en afloramientos frescos, fábrica orientada (imbricación general en a(t) b(i)), y están compuestos de clastos con alto grado de redondez y formas elongadas predominantes, de tamaños máximos de hasta 30 cm y excepcionalmente alcanzando 1 mt, clasificados como lodolitas (de colores negro y gris), chert negro, esquistos grises sericíticos, basaltos moderadamente alterados, cuarcitas, cuarzo lechoso y granitoides (varios de ellos con metamorfismo dinámico sobreimpuesto). De otra parte, la matriz (siempre menor del 10%) la conforman granos de lodolitas, cuarzo lechoso, esquistos, y en ocasiones en baja proporción cuarzo vítreo bipiramidal y anhedral y cristales de plagioclasa blanca e incolora (muestras M13, M14 y M15 del ANEXO 7). Esporádicamente pueden encontrarse intraclastos de depósitos de flujos piroclásticos en los Gh<sub>v</sub> que separan litofacies Scb en el centro de la sección.



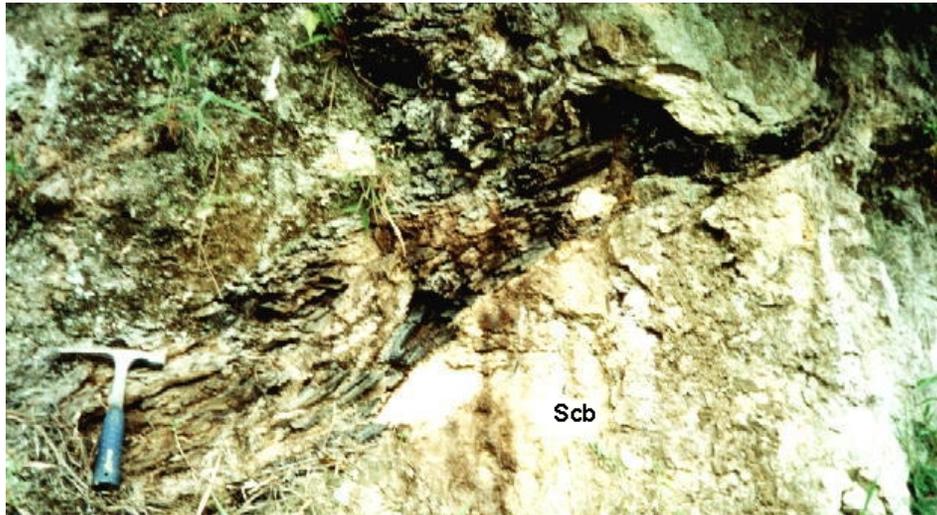
**Figura 17.** Litofacies Gh: clastos imbricados. Sección La Estampilla, afloramiento sobre la vía Manizales – Medellín a 1805 m.s.n.m. Longitud del martillo: 32.5 cm.

***Arenitas masivas (Sm).*** Aparecen en el sector de La Uribe a 1950 m.s.n.m alternándose con litofacies Gcm y Gmm, todas afectadas por microfallamientos y con un basculamiento N11°E/15°SE. En este sector las litofacies Sm están moderadamente compactadas, y aunque corresponden a depósitos volcanoclásticos, poseen altas cantidades de material no volcánico (muestra M17 del ANEXO 7). En el borde de la carretera que de la vía Manizales – Medellín conduce al caserío El Arenillo, a 1870 m.s.n.m, se encuentra otro cuerpo de arenita gruesa masiva, de bajo grado de compactación y compuesta de lodolitas y en menor proporción cristales de cuarzo vítreo bipiramidal y anhedral, plagioclasa, biotita y fragmentos de cuarzo lechoso (muestra M16 del ANEXO 7). En la cabecera de la quebrada El Rosario, aparece otro depósito Sm<sub>v</sub> compuesto principalmente de plagioclasa, cuarzo vítreo anhedral y anfíboles (muestra M10 del ANEXO 7).

**Depósitos de flujos piroclásticos (Scb).** Las litofacies Scb están en la parte central de la sección estratigráfica, y afloran sobre vía Manizales – Medellín desde los 1733 m.s.n.m hasta los 1793 m.s.n.m. Básicamente son 3 cuerpos tabulares con alto grado de compactación, masivos, de baja densidad, color blanco-pardusco y espesores aproximados entre 10 mt y más de 25 mt. Dichos depósitos parecen estar en contacto neto mas no erosivo con los cuerpos infrayacentes. La matriz aparece en proporciones del 60 al 80% y está compuesta de plagioclasa blanca e incolora, biotita, hornblenda, una fracción de ceniza fina y en menor proporción cuarzo vítreo anhedral y líticos de lodolitas negras, esquistos y andesitas grises (muestra M12 del ANEXO 7); embebe fragmentos de esquistos biotíticos y cuarzo-moscovíticos, andesitas y pórfidos andesíticos grises, lodolitas negras, grises y cafés, granitoides (algunos con metamorfismo dinámico sobreimpuesto), chert negro y gris, cuarzo lechoso, pómez blanca afanítica, en ocasiones alcanzando proporciones del 40%, altamente vesiculadas, afaníticas a porfiríticas, de tamaño promedio lapilli fino y máximos de 20 cm, con presencia de cristales euhedrales de plagioclasa blanca e incolora, biotita y hornblenda en una matriz afanítica de color blanco; y restos de materia orgánica vegetal carbonizada de diferentes tamaños (desde varios mm hasta más de 50 cm en longitud) (Figura 18). Los clastos no volcánicos, de mayores concentraciones en la base de los Scb, alcanzan 1 mt de diámetro aproximado, exhiben diferentes grados de redondez y esfericidad y una fábrica aleatoria; no obstante, unos pocos fragmentos tabulares delgados pudieron haberse imbricado durante la depositación. Los depósitos anteriormente descritos poseen baja densidad y están parcialmente cortados por paleocanales (ANEXO 4). Los Scb además afloran en otros sectores como en la cabecera de la quebrada El Rosario y en la quebrada La Francia. De acuerdo con el análisis de la sección delgada Mz2 (ANEXO 9) estos cuerpos provienen de un “vent” andesítico.

**4.2.2.2 Análisis de Elementos Arquitectónicos e Interpretación.** Las asociaciones faciales del registro de esta sección se agruparon en 3 elementos arquitectónicos los cuales son: SG, GB (subordinado y poco frecuente) y SV (que hace referencia a la sedimentación de flujos volcanoclásticos, y que representa los mayores espesores en afloramiento).

Estratigráficamente, el elemento arquitectónico SV lo conforman 3 unidades de depositación de flujos piroclásticos (litofacies Scb), de grandes espesores y separables debido a la presencia de lentes de depósitos volcanoclásticos y no volcánicos pertenecientes a los elementos SG (litofacies Gmm, Gmg y Gcm) y GB (litofacies Gh). El SV está además en la cabecera de la quebrada El Rosario y en la quebrada La Francia, sectores que de acuerdo con su ubicación y altura hacen parte de un periodo de sedimentación sin – eruptiva observado con más detalle en la sección La Estampilla (ANEXO 4). SV puede definirse también a 1870 m.s.n.m, en la vía que pasa por el caserío El Arenillo y en el sector de La Uribe.



**Figura 18.** Fragmento de madera carbonizada en un depósito de flujo piroclástico (litofacies Scb). Sección La Estampilla, afloramiento sobre la vía Manizales – Medellín a 1764 m.s.n.m. Longitud del martillo: 28.5 cm.

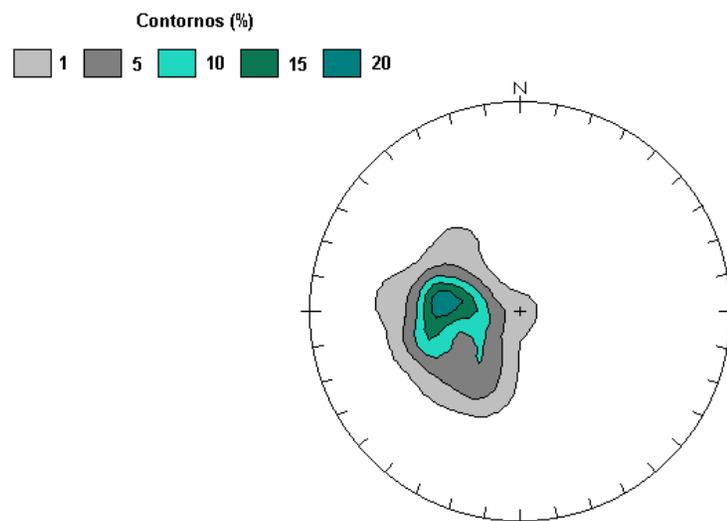
El elemento SG está conformado por las litofacies Gmm, Gmg<sub>n</sub>, Gmg<sub>i</sub> y Gcm, que sugieren la depositación de flujos de escombros y flujos hiperconcentrados, los cuales en el centro de la sección dan realce a formas de paleocanales. En la parte Occidental, dicho elemento está representado por la ocurrencia de depósitos de litofacies Gmm, mientras que hacia el Oriente lo definen las litofacies Gmm y Gcm. Los SG también están agrupando otros cuerpos localizados en el sector de La Uribe, en la vía que pasa por el caserío El Arenillo y en la entrada al caserío San Peregrino sobre la vía Manizales – Medellín.

El elemento arquitectónico subordinado GB está constituido solamente por litofacies Gh, algunas de las cuales presentan gradación inversa, sugiriendo el crecimiento aguas abajo de barras longitudinales en el canal durante estados de alta descarga de agua y sedimentos, y desarrollando una fábrica general a(t) b(i) a partir de procesos de tracción. Esta litofacies, a diferencia de las descritas en la Sección La Linda, no aparece acompañada de cuerpos arenosos indicadores de cambios en la capacidad de transporte de las corrientes durante la construcción de macroformas.

Los drenajes desarrollados en este sector fueron preferiblemente poco sinuosos, caracterizados por la ocurrencia episódica de flujos de alta energía (flujos de escombros y flujos hiperconcentrados). De acuerdo con la Figura 10, este tipo de drenajes corresponde según la clasificación de Schumm (1981,1985b en Miall, 1996) a corrientes trenzadas de baja estabilidad relativa y dominadas por

procesos de carga de fondo (*bed load*). Por otra parte, según Schumm (1963, 1985b en Miall, 1996) los sistemas múltiples de canales del tipo *bed load* hacen referencia a distributarios en ambientes de abanicos aluviales. También el dominio de facies clásticas gruesas según Fraser and Suttner (1986) y Blair and McPherson (1994 en Miall, 1996) es indicador de este tipo de ambiente.

El análisis de paleocorrientes realizado a partir de clastos imbricados en depósitos de litofacies Gcm y Gh, sugiere de acuerdo con la Figura 19 una tendencia de flujo hacia el occidente, donde además puede apreciarse un patrón divergente propio de sistemas de abanicos aluviales. La dirección donde se concentra la mayor cantidad de datos en la Figura 19 es cercana al rumbo de la sección estratigráfica, lo cual indica que el corte de la carretera donde se describieron los depósitos muestra de manera general las características del abanico en sentido longitudinal.



**Figura 19.** Estereograma de contornos y dirección de flujo a partir de datos de imbricación medidos en depósitos de la sección La Estampilla.

A partir del análisis de jerarquía de superficies, los elementos arquitectónicos en la sección La Estampilla son separables entre sí por superficies acrecionarias y de erosión de órdenes 4 ó 5 (representando intervalos de tiempo de  $10^2 - 10^3$  y  $10^3 - 10^4$  años respectivamente), u otras no definidas claramente, p. ej.  $4e?$ . Hacia la parte central las facies constituyen principalmente depósitos de flujos piroclásticos, limitados entre sí por superficies de orden 4a o cortados por depósitos de flujos de escombros, flujos hiperconcentrados y flujos de corriente de régimen alto,

evidenciando el desarrollo de superficies de orden 4 erosivas, y donde dominan las condiciones de depositación canalizada en ocasiones con presencia de barras longitudinales de grava. A su vez, dentro del elemento GB aparecen superficies de reactivación de orden 3 registrando cortas interrupciones ( $10^0 - 10^1$  años) durante el desarrollo de las estructuras. Una superficie de orden 5 erosiva agrupa los cuerpos de flujos gravitacionales que componen el elemento SG en la parte media de la sección estratigráfica y que están erosionando cuerpos del elemento SV, lo cual permite suponer la existencia de una amplia zona de dominio de flujos de canales y lóbulos de flujos de escombros (limitados por superficies 4e) emplazados en un periodo de interrupción inter – eruptiva inmediatamente posterior a un periodo de agradación fluvial (inducida principalmente por la sedimentación de flujos piroclásticos de grandes volúmenes) que refleja la ocurrencia de un proceso de atrincheramiento de facies clásticas gruesas, posiblemente desarrollado como consecuencia de la necesidad de los canales del abanico de re – establecer el equilibrio entre el lecho de éstos y la posición del nivel base local. La aparición de depósitos de flujos gravitacionales al oriente de la sección indican la probable continuación del dominio de condiciones inter – eruptivas con presencia de superficies del tipo 4e (limitando elementos arquitectónicos) y 3 (dentro de barras de grava). Por otra parte, el contacto basal a partir del cual se depositaron los cuerpos del elemento arquitectónico SV en la vía que pasa por el caserío El Arenillo, a 1870m.s.n.m, es definido como una superficie de orden 5, mapeable, específicamente del tipo 5a, dado que agrupa una gran cantidad de flujos gravitacionales volcanoclásticos limitados entre sí por superficies de orden 2 y 4, depositados en un periodo ininterrumpido de agradación inducida por vulcanismo. Entre 1670 m.s.n.m al occidente de la sección estratigráfica y 1710 m.s.n.m al oriente, está ubicado el contacto discordante del abanico de La Estampilla sobre las rocas del basamento pertenecientes al Complejo Quebradagrande (Figura 20). Dicho contacto corresponde a una superficie de orden 6, dado que es una superficie mayor, también mapeable, sobre la cual se construyó una unidad volcanoclástica completa.

En la sección estratigráfica La Estampilla, el estilo fluvial dominante durante los periodos de dominio inter – eruptivo corresponde según la clasificación de Miall (1996) a lóbulos de depósitos de flujos gravitacionales disectados por corrientes trenzadas de baja sinuosidad y lecho gravoso, donde comúnmente están presentes los elementos arquitectónicos GB (en este caso subordinado) y SG (Figura 9).

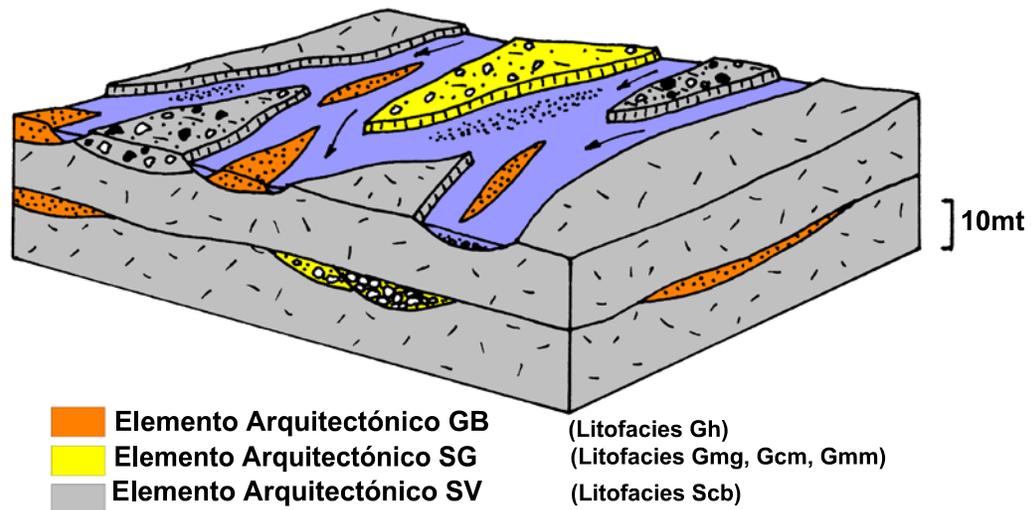
Las condiciones cambian notablemente en el periodo sin – eruptivo (cuyo registro representa un intervalo de tiempo de  $10^3 - 10^4$  años), en el cual los depósitos de flujos piroclásticos (litofacies Scb) alcanzan espesores mayores de 10 mt y se extienden lateralmente a lo largo de gran parte de la sección estratigráfica. Las

superficies erosivas (4e) de los paleocanales que separan localmente los Scb evidencian la ocurrencia de procesos de leve retrabajamiento fluvial de la superficie y el emplazamiento de lahares ricos en bloques (litofacies Gmm<sub>v</sub>, Gmg<sub>v,i</sub> y Gcm<sub>v</sub>) y flujos volcánicoclásticos de alta energía (litofacies Gh<sub>v</sub>); y en cortos intervalos de tiempo de no registro de material volcánico, la deposición de fragmentos no volcánicos en flujos de escombros (litofacies Gmm, y Gmg<sub>i</sub>) y flujos hiperconcentrados (litofacies Gcm). En la Figura 21 se propone el *Modelo sin – eruptivo tipo 2*, el cual esquematiza las características arquitectónicas de la sedimentación predominantemente sin-eruptiva que interrumpió la construcción del abanico aluvial de La Estampilla durante sus estados iniciales de formación.



**Figura 20.** Contacto discordante (superficie de orden 6) entre la Formación Manizales (este trabajo) y el Complejo Quebradagrande – Alao. Afloramiento sobre la margen derecha aguas debajo de la cabecera de la quebrada El Presidio, a 1710 m.s.n.m. Longitud del Lapicero: 15 cm.

Es de resaltar en la sección estratigráfica el alto aporte de material volcánico primario de una fuente localizada al Este, la cual en un tiempo determinado suministró sedimentos al sistema de deposición. La presencia de los elementos arquitectónicos SG y GB tanto al occidente como al oriente de la sección permite suponer: a) que al tratarse de una zona proximal de abanico (en caso de ser posible la aplicación del concepto de zonación de facies), el atrincheramiento deducido a partir de la superficie 5e en el centro de la sección sería del tipo “Atrincheramiento en el ápice del abanico” (*Fanhead Trench* en DeCelles et al, 1991); y b) que el periodo de sedimentación sin-eruptiva definido por el elemento SV en la sección estratigráfica causó un impacto durante la construcción del abanico aluvial, aunque sin modificar las características del estilo fluvial dominante en periodos inter – eruptivos.



**Figura 21.** Modelo sin – eruptivo tipo 2.

Sobre la vía Manizales-Medellín, en la entrada a la vereda San Peregrino (extremo Occidental de área de estudio), la discordancia entre las rocas del basamento (Complejo Quebradagrande – Alao) y los depósitos pertenecientes al abanico aluvial aparece a 1500 m.s.n.m. Dado que esta superficie está más de 150 mt por debajo del nivel en el que se encuentra en el sector de La Estampilla, es posible deducir que durante o después de la construcción de dicho abanico, ocurrió un proceso de subsidencia local asociada a la dinámica tectónica de la Falla de Romeral; no obstante, no ha sido cartografiada ninguna estructura que corrobore esta hipótesis.

La extensión de los depósitos de La Estampilla al norte está controlada por la aparición de dos barreras paleo – topográficas compuestas de rocas pertenecientes al Complejo Quebradagrande, y representadas al Norte por la cuchilla de Los López y el alto topográfico donde se encuentran los barrios Morrogacho y La Aurora (ANEXO 1), y al Sur por el Alto El Tablazo.

Por otra parte, en el presente trabajo los depósitos encontrados en el sector de La Uribe fueron incluidos dentro del conjunto de cuerpos pertenecientes al abanico aluvial de La Estampilla. Esta correlación se sustenta en que: a) en ambas localidades reposan discordantemente sobre las rocas del Complejo Quebradagrande – Alao, y b) para que ocurriera la acumulación de sedimentos en el sector de La Uribe hubiese sido necesario que el área de estudio tuviera una configuración morfológica y redes de drenaje diferentes a las actuales, y dado que no es así, la clasificación de los depósitos como Coluviones Cuaternarios (Araujo et al, 2000) es imprecisa en edad y equívoca desde el punto de vista

geomorfológico, ya que el análisis litofacial hace referencia a cuerpos de origen aluvial. Por el hecho de encontrarse la sucesión de La Uribe altamente fracturada e inclinándose al SEE, se deduce que este sector se levantó después de la acumulación de los depósitos de La Estampilla, afectando el patrón de drenaje local y causando probablemente la deflexión hacia el sur del cauce actual del Río Chinchiná a la altura del municipio de Villamaría.

En la Figura 22 se propone un modelo de depósito local para la unidad estudiada en este sector, mostrando la situación general en un periodo sin – eruptivo y en un estado relativo de no registro de actividad volcánica en la sedimentación del abanico aluvial.

#### **4.2.3 Sección Estratigráfica Escarpe de Chipre.**

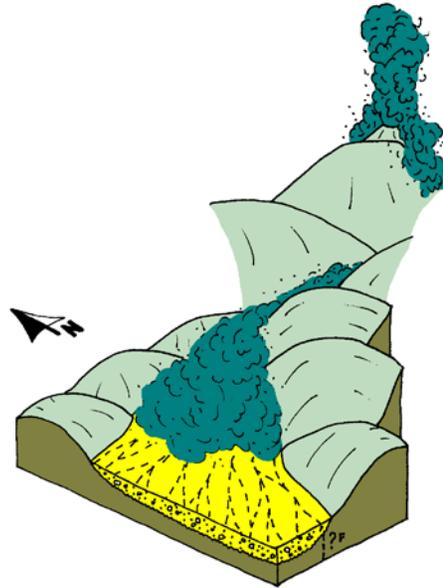
Sobre el talud de la vía que del Parque Olaya conduce al barrio La Francia al Occidente de Manizales, entre las alturas de 2040 m.s.n.m. y 2110 m.s.n.m, puede seguirse una sucesión monótona de depósitos con alto contenido de material volcánico. De cara a este talud denominado “Escarpe de Chipre” (Figura 23), y por caminos de herradura que comunican esta vía con la avenida 12 de Octubre, se distinguen algunos cuerpos principalmente flujos de escombros y en menor proporción flujos piroclásticos y estratos fino – granulares predominantemente arenosos, ricos en cristales. Dicha sucesión hace parte de la sección tipo de la Formación Manizales según Naranjo y Ríos (1989).

La sección estratigráfica de este sector, presentada en el ANEXO 5, fue construida a partir de la correlación de 13 columnas, cada una de ellas ubicada en su posición relativa con respecto a las demás, teniendo en cuenta criterios de continuidad lateral de los depósitos y asumiendo el desarrollo de una superficie aplanada al tope de algunos de los cuerpos fino – granulares.

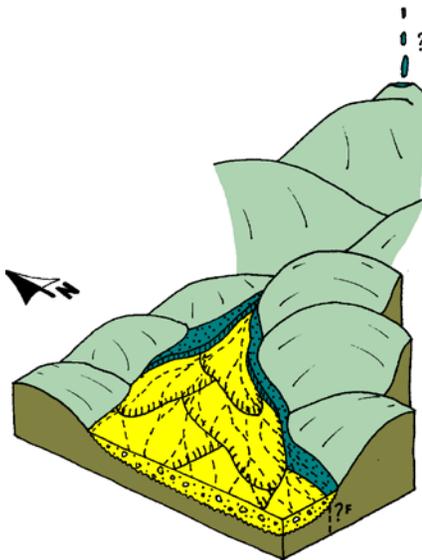
##### **4.2.3.1 Litofacies.**

**Gravas Matriz – soportadas masivas (Gmm).** Son las litofacies más representativas en cuanto a la frecuencia y volúmenes de los depósitos en la sección estratigráfica (Figura 24), de formas tabulares continuas que pueden seguirse lateralmente por largos tramos (ANEXO 5). Poseen un color gris característico (no obstante, en algunos sectores pueden tornarse crema y/o blancuzco producto de la alteración), con moderado a alto grado de compactación y espesores en afloramiento entre 1 mt y más de 12 mt. Los Gmm son

a)



b)



**Figura 22.** Modelo de depósito del abanico de La Estampilla. **a)** La sedimentación de dominio inter – eruptivo en facies de flujos gravitacionales (en amarillo) es interrumpida por el emplazamiento de unidades volcánicas de origen sin – eruptivo (gris); **b)** atrincheramiento y re – establecimiento de condiciones de sedimentación de depósitos clásticos gruesos (inter – eruptivos) (basamento en verde).

exclusivamente volcaniclásticos (razón por la cual se les ha designado el subíndice “v”), están mal calibrados y sus clastos varían en cantidad del 30% al 85% del total de los cuerpos, desarrollan en general esfericidad alta y un grado de redondez variable, siendo en su mayoría angulares a sub – angulares y esporádicamente sub-redondeados. De dichos clastos, un 65% a 90% de ellos son andesitas y pórfidos andesíticos (grises y en menor proporción rojos), y el restante lo conforman fragmentos de esquistos verdes, lodolitas negras y grises, granitoides (algunos con metamorfismo dinámico sobrepuesto), fragmentos de cuarzo lechoso, esquistos grises sericíticos y cuarzo – moscovíticos; esporádicamente aparecen fragmentos de materia orgánica vegetal carbonizada y pómez blanca afanítica a porfirítica (con cristales de plagioclasa blanca, biotita, hornblenda y presencia de vesículas en la matriz; los tamaños de las pómez van desde Lapilli fino hasta 7 cm, o sea el límite lapilli – bloque). Los líticos de granitoides presentan los mayores grados de redondez en todos los depósitos llegando a ser hasta sub-redondeados, mientras que las andesitas y pórfidos andesíticos grises y rojos, los cuales alcanzan tamaños de 1.20 mt, son generalmente sub – angulares a angulares. Es de resaltar que dentro de algunas unidades de flujo meteorizadas, los clastos andesíticos pueden tener diferentes estados de alteración aunque conservan las características texturales propias; a su vez, los más alterados están comúnmente un tanto más redondeados que los demás. La matriz la componen cristales (en cantidades desde un 80% hasta un mínimo que no supera el 10%) de plagioclasa blanca, biotita, hornblenda y una fracción de ceniza fina gris y/o lodo (muestras M20 y M21 del ANEXO 7). Los Gmm pueden presentar grandes cambios texturales, encontrándose en varios casos transiciones laterales a litofacies  $Sm_v$  y  $Gmg_v$  dentro de un mismo evento.

***Gravas matriz – soportadas con gradación (Gmg).*** Solamente dos depósitos de estas litofacies aparecen al sur de la sección estratigráfica a 2100 m.s.n.m. sobre la vía que del Parque Olaya Herrera conduce al barrio La Francia. Poseen forma tabular, moderado a alto grado de compactación, 5 mt de espesor y una tonalidad gris clara. Se caracterizan por presentar un pobre sorteamiento, fábrica aleatoria matriz-soportada y gradación simétrica inversa-normal (razón por la cual se les designó el subíndice “i-n”); no obstante, dicha estructura no tiene continuidad lateral. Puntualmente los clastos alcanzan proporciones de hasta el 80%; se distingue en ellos una alta esfericidad aunque con muy bajo grado de redondez (angulares a sub – angulares), y llegan a tener tamaños máximos de aproximadamente 1.90 mt. Predominan en más del 70% del total del armazón las andesitas y pórfidos andesíticos grises, y el restante lo constituyen lodolitas negras, granitoides (algunos con metamorfismo dinámico sobrepuesto), esquistos grises sericíticos, fragmentos de cuarzo lechoso y esporádicamente pómez blanca afanítica (con tamaños menores de 5 mm). Particularmente, algunos líticos de composición granítica son sub-redondeados. Todos los clastos están embebidos en una matriz de color gris, la cual está compuesta en proporciones variables por cristales de plagioclasa blanca, biotita, hornblenda,

líticos de lodolitas negras y una fracción de ceniza fina gris y/o lodo. Estas litofacies, de origen volcánico (subíndice “v”), lateralmente muestran grandes cambios texturales, pudiendo pasar a litofacies  $Sm_v$  o  $Gmm_v$  dentro de una misma unidad de depositación (ANEXO 5).



**Figura 23.** Vista general del Escarpe de Chipre al Occidente de Manizales.

**Gravas clasto – soportadas masivas (Gcm).** Hacia la parte media de la sección estratigráfica se distinguen dos depósitos de esta litofacies, las cuales tienen formas tabulares delgadas y se pinchan lateralmente, son de color gris, baja compactación y espesores entre 20 cm y 30 cm. Los Gcm están moderadamente calibrados, poseen tamaños de grano predominantes de aproximadamente 7 cm (aunque pueden encontrarse diámetros de hasta 20 cm), y sus clastos son altamente esféricos y están compuestos en más del 70% de andesitas y pórfidos andesíticos grises (generalmente angulares a sub – angulares), y en menor proporción aparecen granitoides y fragmentos de cuarzo lechoso (sub-redondeados). Los líticos intersticiales (de igual composición a los del armazón), junto con los cristales de plagioclasa blanca, biotita y hornblenda, son de máximo 1 cm. Estos depósitos han sido clasificados como volcánico (litofacies con subíndice “v”) y separan cuerpos  $Gmm_v$ .

**Arenitas Masivas (Sm).** Tienen una amplia distribución dentro de la sección estratigráfica, y comúnmente se intercalan o se constituyen como variaciones de las litofacies  $Gmm_v$  ó  $Gmg_{v,i-n}$ . Los depósitos de arenitas masivas presentan formas tabulares de amplia extensión lateral facilitando la correlación; son de color beige, poseen moderada a alta compactación y espesores que van de aproximadamente 18 cm a 1.90 mt; se caracterizan además por su mal calibrado, en ocasiones llegando a ser guijosas debido a la aparición poco frecuente de clastos de hasta 1 cm, y por su carácter volcánico, dado que están compuestas de una fracción de ceniza fina (gris en afloramientos frescos y beige

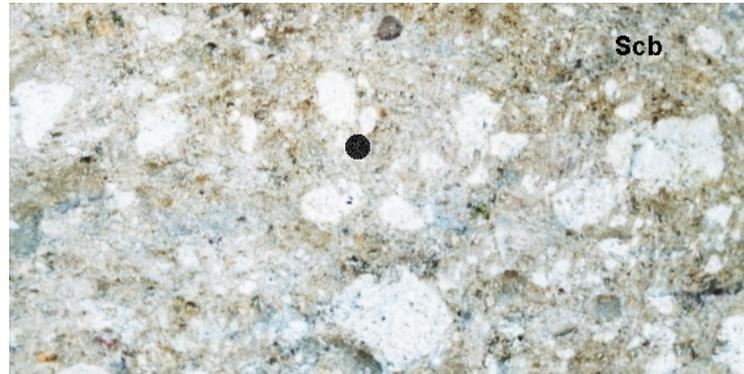
en zonas de alteración) variable en proporción y la cual embebe cristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y esporádicamente líticos de andesitas y pórfidos andesíticos grises, restos de materia orgánica vegetal carbonizada y fragmentos de pómez blanca afanítica (muestra M19 del ANEXO 7). Puntualmente, se desarrollan gradaciones normales e inversas resaltadas por niveles de enriquecimiento de cristales y líticos, o solo gradaciones inversas de pómez embebidas en una matriz mal seleccionada; dichas estructuras no tienen continuidad lateral. Por otra parte, como consecuencia de la alteración algunos cuerpos muestran grupos de líneas de oxidación semejanado una falsa laminación plana-paralela y en artesa. Sobre la superficie superior de un depósito rico en finos ubicado hacia el sur de la sección estratigráfica, a 2100 m.s.n.m. sobre la vía que del Parque Olaya Herrera conduce al barrio La Francia, fue medido un dato de inclinación con una actitud N20°W/14°NE; éste ha sido tomado como el grado de basculamiento de la sucesión estratigráfica del Escarpe de Chipre.



**Figura 24.** Litofacies Gmm<sub>v</sub>. Sección Escarpe de Chipre, afloramiento sobre la vía que conduce al barrio La Francia.

***Depósitos de flujos piroclásticos (Scb).*** Solamente un depósito se encuentra en el tope de la sección estratigráfica, y presenta forma tabular lateralmente continua, aspecto masivo, alto grado de compactación, baja densidad, color pardo claro y espesores en afloramiento entre 1.50 mt y 2 mt (Figura 26). Está compuesto de pómez blancas (de tamaños desde lapilli muy fino hasta bloques de 20 cm, porfiríticas, esféricas y de sub – redondeadas a angulares, compuestas de cristales de plagioclasa blanca e incolora, biotita y hornblenda, embebidos en una matriz afanítica de color blanco no mayor del 40% y con abundantes vesículas de estructuras fibrosas o cilíndricas menores de 1 mm, orientadas en su eje mayor siguiendo la dirección de orientación de los cristales en algunos de los clastos) y andesitas y pórfidos andesíticos grises y rojos sub-angulares, de alta esfericidad y tamaños variables de pocos mm a más de 12 cm. Todos los clastos flotan en una matriz de cristales de plagioclasa incolora, biotita, hornblenda, pómez, líticos de

composición andesítica y una fracción de ceniza fina (gris en afloramientos frescos y blancuzca en zonas de alteración) (muestra M18 del ANEXO 7). Las proporciones de los componentes de este depósito se describen a continuación: fragmentos de pómez (20%), clastos de andesitas y pórfidos andesíticos (20%), y matriz (60%, de ella 20% son pómez, 10% andesitas y pórfidos andesíticos, 10% cristales y 20% ceniza fina). Petrográficamente, el Scb corresponde a un cuerpo andesítico (ANEXO 8).



**Figura 25.** Depósito de flujo piroclástico (litofacies Scb). Sección Escarpe de Chipre, afloramiento sobre la vía que conduce al barrio La Francia. Diámetro del círculo negro: 2.5 cm.

**4.2.3.2 Análisis de Elementos Arquitectónicos e Interpretación.** El registro estratigráfico de la sección Escarpe de Chipre evidencia un periodo de actividad sin – eruptiva dominada por la depositación exclusiva de flujos volcaniclásticos provenientes de un área fuente localizada al Este, y agrupados en el elemento arquitectónico SV. Los lahares (presumiblemente no cohesivos de acuerdo con los análisis granulométricos de las muestras M19, M20 y M21 del ANEXO 7) preservados dentro de este elemento, poseen facies tanto de flujos de escombros ricos en bloques ( $Gmm_v$  y  $Gmg_{v,i-n}$ ) y flujos de escombros fino – granulares ( $Sm_v$ ), como de flujos hiperconcentrados finos ( $Sm_{v,i}$ ,  $Sm_{v,n}$  y  $Sm_{v,i-n}$ ), en ocasiones relacionadas haciendo parte de una misma unidad de flujo y reflejando el cambio lateral y vertical de texturas y estructuras sedimentarias debido a procesos de segregación por densidad en sectores más diluidos, donde la depositación progresiva y selectiva no confinada y las interacciones intergranulares favorecieron el desarrollo local de gradación. Por otra parte, las litofacies  $Gcm_v$  fueron interpretadas como resultantes del leve retrabajamiento fluvial de la superficie de flujos de escombros tiempo después de su emplazamiento, o derivadas del arribo de las partes rezagadas o los bordes diluidos de éstos.

Aunque dentro de la sección estratigráfica solamente aflora un depósito de flujo piroclástico (litofacies Scb) de composición andesítica (ANEXO 8), el alto

contenido de ceniza y cristales y la esporádica aparición de pómez en los demás cuerpos indica que durante el proceso de agradación sin – eruptiva que dio origen al elemento SV, perduró la actividad piroclástica del área fuente volcánica.

Los lahares representan los eventos más abundantes y de mayores volúmenes, razón por la cual el área de acumulación sufrió un impacto esencialmente hidrológico. Particularmente, las facies de flujos de escombros ricos en bloques muestran un predominio de clastos de andesitas y pórfidos andesíticos grises y rojos entre el 65% y el 90%, la mayoría de ellos inalterados y de alta angularidad, mientras que en unos pocos depósitos, algunos de estos clastos son deleznable y están más redondeados. Dichos líticos, debido a su dominante composición y diferentes grados de alteración, se asume que se derivaron del colapso de sectores de un edificio volcánico debilitado por una meteorización hidrotermal intensa, el cual falló durante un periodo de actividad eruptiva con un notable componente explosivo. Por otra parte, La variación en el grado de redondez de los fragmentos andesíticos obedece a que los clastos más frágiles son más susceptibles a la acción de la abrasión, tanto entre partículas colisionando como entre las partículas y el canal (Pierson & Scott, *in press*), durante la ocurrencia de flujos de escombros y posiblemente avalanchas de escombros (no presentes en el registro, y en ese entonces probablemente restringidas a zonas más proximales al (a los) foco (s) de emisión); mientras que la alta redondez de las rocas granitoides y demás líticos exóticos, todos de alta compactación, puede ser consecuencia de los procesos físicos que sufrieron éstos antes de su incorporación en los lahares.

De acuerdo con el análisis de superficies límite de los cuerpos pertenecientes a esta sección, el tipo de superficie más común es 2a, y hace referencia al emplazamiento sucesivo y pasivo (intervalos máximos de recurrencia estimados en  $10^{-2}$  –  $10^{-1}$  años) de lahares y flujos piroclásticos no confinados. Cuando estas superficies están limitando lahares ricos en bloques, se ocultan puntualmente en varios sectores donde se hace imposible diferenciar grupos de unidades de flujo, pareciendo a primera vista como si se tratara de una sola unidad masiva; no obstante, el seguimiento de dicha superficie límite por tramos de fácil identificación basada en cambios texturales de los depósitos tanto lateralmente como en el registro vertical, permite hacer más precisa la interpretación. La segregación lateral de algunas de las facies finogranulares dio origen a varios pulsos de depositación caracterizados por el desarrollo de gradación y limitados entre sí por superficies de orden 1 (que representan escalas de tiempo de  $10^{-5}$  –  $10^{-4}$  años), evidenciando la ocurrencia de procesos de acreción progresiva de sedimentos. Solamente una superficie de orden 4 ( $10^2$  –  $10^3$  años) fue definida en la parte media de la sección estratigráfica, y pasa lateralmente de erosiva (4e) a acrecionaria (4a). Este cambio sugiere el emplazamiento pasivo de un depósito de flujo de escombros sobre una topografía ligeramente irregular (con presencia de paleo – canales) generada por el retrabajamiento fluvial de la superficie tiempo

antes de la ocurrencia de dicho flujo y no durante éste, ya que de acuerdo con los conceptos de Pierson & Scott (*in press*), los lahares en zonas planas y no confinadas se movilizan generalmente sin erodar los materiales infrayacentes.

Un modelo de elementos arquitectónicos que esquematiza las relaciones entre los cuerpos que componen el elemento SV, es presentado en la Figura 11 (*Modelo sin – eruptivo tipo 1*); éste se caracteriza en el sector de La Francia por la depositación continua de lahares y en menor proporción flujos piroclásticos, todos de amplia distribución lateral y carentes de intercalaciones con flujos de composición no volcánica, evidenciando un corto intervalo de tiempo (hasta  $10^3$  años?) en la producción de flujos volcaniclásticos durante un periodo de destrucción (parcial o total) de un edificio volcánico. Para este caso, los volúmenes y el espesor total de la unidad resultante, es mucho mayor que la representada en el *Modelo sin – eruptivo tipo 2* (Figura 21), y a su vez puede requerir de menos tiempo para su formación que este último.

Otros depósitos de flujos de escombros volcaniclásticos alterados y no alterados que amplían el registro de la unidad sin – eruptiva descrita en esta sección, afloran al Noroeste de Manizales sobre la vía que del barrio Villa Pilar conduce al barrio La Linda, hacia el Sur a borde de carretera entre el restaurante El Peñón y el sector de La Uribe (Figura 26), y esporádicamente al Suroeste por la vía que del hospital Santa Sofía conduce al caserío El Arenillo. De acuerdo con lo anterior, las facies volcaniclásticas aparecen de manera ininterrumpida a partir del elemento arquitectónico SV del segmento superior de la sección La Linda (ANEXO 3) y del elemento SV que se registra desde los 1870 m.s.n.m. en la vía que pasa por el caserío El Arenillo cerca del sector de La Estampilla.

En la Figura 27 se propone un modelo de depósito donde se esquematiza un proceso de agradación fluvial inducida por vulcanismo, a la cual pertenece el registro estratigráfico de la sección Escarpe de Chipre. Es de resaltar que la distribución de los depósitos tanto al norte como en el sur es restringida debido a la presencia de dos grandes barreras paleo – topográficas, cuya litología es correlacionable con las rocas del complejo Quebradagrande – Alao. Dichas estructuras en la actualidad son de fácil reconocimiento, alcanzando las mayores alturas dentro de la zona de estudio.

El elemento arquitectónico SV de esta sección marca para el área de Manizales la culminación de una época ancestral de vulcanismo calco – alcalino que causó un gran impacto de carácter sedimentológico y morfológico en dos abanicos aluviales volcaniclásticos antiguos, al menos durante dos periodos sin – eruptivos diferentes y crono – correlacionables en las cuencas de La Linda y de La Estampilla: El

primero, generando agradación pero sin modificar el estilo fluvial dominante en periodos de dominio inter – eruptivo; y el segundo, que debido a los enormes volúmenes de los depósitos acumulándose durante un corto intervalo de tiempo, colmató dichas cuencas y además cubrió completamente la barrera topográfica que las separaba, dando como resultado un amplio valle que contrastó con los posibles rasgos topográficos locales impresos por los procesos de evolución morfológica del área fuente de sedimentos en ese entonces.



**Figura 26.** Depósito de flujo de escombros volcánico (litofacies Gmm<sub>v</sub>). Afloramiento frente al Restaurante El Peñón, al Occidente de Manizales. Longitud del martillo: 32.5 cm.

Actualmente la sucesión estratigráfica de esta sección está basculándose hacia el Este, lo cual indica que después de la depositación de esta unidad volcánico, al menos el sector occidental de la zona de estudio (incluyendo el sector de La Uribe donde afloran otros depósitos también inclinados hacia el Este y los cuales fueron descritos en el numeral 4.2.2.2) estuvo sometido a una intensa deformación. La extensión de dicho basculamiento abarca desde el trazo de la Falla Morrogacho al Occidente, hasta el trazo de la Falla Manizales – Aranzazu en el centro de Manizales (ANEXO 1).

#### **4.2.4 Algunos Comentarios Sobre Otros Afloramientos de Depósitos Volcánico en Áreas Circunvecinas de Manizales.**

En este apartado son indicados otros afloramientos pertenecientes al registro estratigráfico preservado del periodo sin – eruptivo que colmató las cuencas de La Linda y de La Estampilla, correspondiente al descrito en el numeral 4.2.3 (sección estratigráfica Escarpe de Chipre). La correlación estratigráfica entre los diferentes sectores se basa exclusivamente en la configuración inferida de la cuenca sedimentaria (Figura 27 – b) que permite definir la posible extensión del intervalo

volcanoclástico, sus relaciones de altura, y las características litofaciales que muestran notables semejanzas en las proporciones de material volcánico movilizado, volúmenes y condiciones de depositación propias de dicho periodo.

Además, se incluye en la descripción otro afloramiento ubicado en el Río Chinchiná a la altura del puente de CENICAFÉ, cercano al municipio de Chinchiná (fuera del área de estudio).

**4.2.4.1 Vía que Conduce del Terminal de Villa Pilar al Parque Liborio Gutiérrez (Sector Noroccidental de Manizales).** Sobre la vía que presenta una tendencia general NNW – SSE, afloran diversos depósitos oscilando en altura entre 2040 y 2080 m.s.n.m (ANEXO 1), correlacionados por Naranjo y Ríos (1989) y Castro et al (1995) con la Formación Manizales. Se infiere que en este sector todos los estratos están basculados buzando hacia el Este de la misma manera que lo está el registro del Escarpe de Chipre (correlacionable) y del sector de La Uribe, dado que se encuentran dentro de la zona limitada al occidente por la Falla Morrogacho y al oriente por la Falla Manizales – Aranzazu.

Las litofacies predominantes ( $Gmm_v$ ) corresponden a lahares ricos en clastos, que presentan porcentajes de matriz oscilando entre el 10% y el 50%. Existe una relación directa entre el grado de consolidación de los depósitos y su estado de alteración; debido a ello, pueden encontrarse cuerpos desde fácilmente deleznable de color blancuzco – pardo claro (en su mayoría) hasta moderada a altamente compactados y de color gris; además, composicionalmente se caracterizan por la abundancia (50% al 80% del total del armazón) de clastos de andesitas y pórfidos andesíticos grises (y esporádicamente rojos), de tamaños que llegan a superar 2 mt de diámetro, acompañados en menor proporción de líticos de granitoides (algunos con metamorfismo dinámico sobreimpuesto), esquistos grises sericíticos, lodolitas negras, chert negro, fragmentos de cuarzo lechoso y en ocasiones pómez blancas (5 cm de tamaño máximo, sub – redondeadas, afaníticas a porfiríticas con cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda). Todos los clastos son de alta esfericidad y de redondez variable (las rocas andesíticas angulares a sub – angulares, mientras que los demás componentes sub – redondeados a redondeados). La matriz es predominantemente cristalina (plagioclasa, biotita, cuarzo vítreo bipiramidal y anhedral, hornblenda y piroxeno) con una fracción de ceniza fina gris y / o lodo (muestras M24 y M26 del ANEXO 7).

A 2045 m.s.n.m. y a 2060 m.s.n.m. aparecen depósitos de flujos piroclásticos (litofacies Scb) de ceniza y de ceniza y pómez (muestra M25 del ANEXO 7), de compactación baja a alta, intercalándose con las facies de lahar. Estas relaciones y las particularidades de los cuerpos son similares a las descritas en el numeral

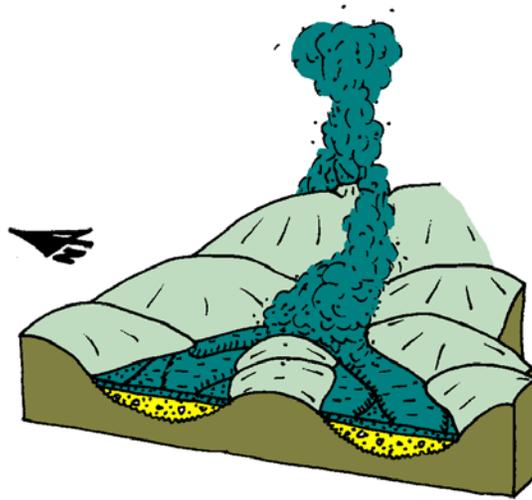
4.2.3, razón por la cual se consideran una parte de la continuación del registro del Escarpe de Chipre.

**4.2.4.2 Vía Panamericana Entre el Sector de La Uribe y el Estadero Los Cámbulos al Sur de Manizales.** A partir del análisis y correlación de los cuerpos encontrados en este sector, Aguirre et al (1993) muestran relaciones estratigráficas complejas entre la Formación Manizales de Naranjo y Ríos (1989) y la Formación Casabianca (definida por Borrero, 1991), pareciendo que en algunos lugares ésta suprayace discordantemente sobre la primera, mientras que en otros puntos se interdigitan.

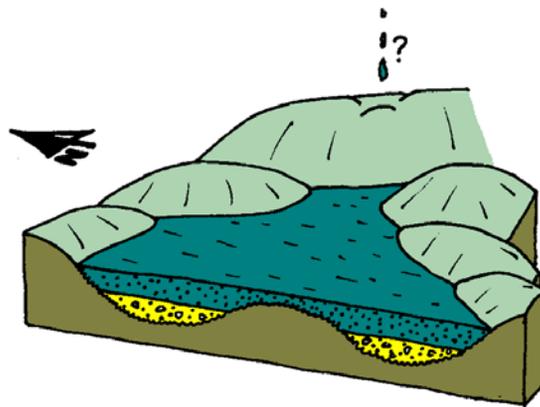
De acuerdo con los resultados del análisis estratigráfico realizado durante el desarrollo de este trabajo, los depósitos que afloran a lo largo de la vía Panamericana entre las cotas 1955 m.s.n.m. (al Occidente) y 1890 m.s.n.m. (al Oriente), constituyen una parte del registro preservado cercano al límite sur de la unidad de depositación sin – eruptiva que suprayace concordantemente los abanicos aluviales volcanoclásticos antiguos de La Linda y de La Estampilla. Esta afirmación está sustentada en la semejanza composicional y textural de las facies de lahares fino y grueso – granulares ricas en material de origen volcánico y en la intercalación local de estos cuerpos con depósitos de flujos piroclásticos de ceniza fina y de ceniza y pómez, hecho que apoya la hipótesis presentada en el numeral 4.2.3.2 referente a un proceso de agradación inducida por vulcanismo y dominada por la ocurrencia de eventos volcano – hidrológicos, pero con aporte sostenido de piroclastos (originados en eventos explosivos).

Los lahares son predominantemente ricos en clastos y en algunos sectores exhiben facies clasto – soportadas, principalmente entre el barrio Estambul y el sector de La Uribe donde se distingue un alto grado de compactación y color gris en afloramiento; no obstante, predominan los conglomerados matriz – soportados masivos ( $Gmm_v$  con matriz entre el 15% y el 50%, rica en cristales) a lo largo de la vía. Los cuerpos se presentan en ocasiones altamente compactados y de color gris oscuro en las zonas de exposición del material fresco; mientras que en afloramientos con evidencias de meteorización, dicha matriz posee colores crema y los clastos aparecen en diferentes estados de alteración, aunque siempre conservando sus texturas propias (Figura 28). Es de resaltar que todos éstos se caracterizan por la abundancia (70% al 80% con respecto al total del armazón) de clastos de andesitas y pórfidos andesíticos (grises y en menor proporción rojos), comúnmente de tamaño bloque y de diámetros que esporádicamente superan los 3 mt.

a)



b)



**Figura 27.** Modelo de depósito para la sección Escarpe de Chipre. **a)** Estados iniciales del periodo de actividad sin-eruptiva (gris) que empezó a colmatar simultáneamente las cuencas de La Linda y de La Estampilla (en amarillo). **b)** En el proceso ininterrumpido de agradación fluvial inducida por vulcanismo al cual pertenece el registro estratigráfico del Escarpe de Chipre, fueron sepultados completamente los dos abanicos aluviales y además la barrera topográfica que las separaba. Como consecuencia, los rasgos geomorfológicos locales cambiaron drásticamente con la formación de un amplio valle (basamento en verde).

**a)**



**b)**



**Figura 28.** Afloramiento de depósitos de lahares ricos en clastos al borde de la vía Panamericana entre el sector de La Uribe y el Estadero Los Cámbulos, al Sur de Manizales (**b**) es un close – up de **a**). (Figura tomada de Borrero, 1991; citada en dicho trabajo como representativa de las características generales de la Formación Casabianca para el sector de Manizales).

**4.2.4.3 Otros Sectores de Afloramiento.** En diferentes sectores del área urbana de Manizales se hacen presentes afloramientos de depósitos de lahares fino – granulares y grueso – granulares de composición predominantemente volcánica, y que permiten extender el registro antiguo sin – eruptivo superior de Manizales. Algunas de las localidades más representativas se encuentran al Norte sobre la vía que conduce al municipio de Neira (muestra M27 de los ANEXOS 6 y 7) y en las márgenes de la quebrada Olivares; al Este sobre la vía que conduce del Batallón Ayacucho a Expoferias y puntualmente en la ladera occidental de la quebrada El Perro; al Sur en la vía de entrada al barrio Camilo Torres y en el lecho de la quebrada San Luis a 2025 m.s.n.m.(muestras M28 y M29 de los ANEXOS 6 y 7), sobre la vía Panamericana entre los barrios Lusitania y La Playita, y localmente siguiendo la ruta de entrada al municipio de Villamaría.

**4.2.4.4 Márgenes del Río Chinchiná – Área aledaña al Puente de CENICAFÉ (Fuera del Área de Estudio).** Varios afloramientos de estratos volcanoclásticos en las márgenes del río fueron descritos y propuestos como parte de la sección tipo de la Formación Manizales de Naranjo y Ríos (1989). De acuerdo con las relaciones estratigráficas definidas por dichos autores, se delimitaron niveles asociados con el primer registro de la actividad lávica y explosiva derivada del complejo volcánico Ruiz – Tolima y preservada en el flanco centro – Occidental de la Cordillera Central. En el presente trabajo, pudieron diferenciarse depósitos de flujos de escombros y flujos hiperconcentrados ricos en clastos, flujos gravitacionales finogranulares y flujos de corriente (Figura 29), puntualmente intercalándose con depósitos de flujos piroclásticos andesíticos de ceniza y pómez (ANEXO 8). A excepción de estos últimos, todos los cuerpos contienen en su interior además de la presencia de clastos accidentales (chert, granitoides, lodolitas, esquistos y cuarzo lechoso), proporciones variables de fragmentos volcánicos como lavas de composición andesítica, pómez blanca y cristales (muestras M34 y M35 del ANEXO 7). Particularmente, la matriz de un depósito perteneciente a los conglomerados basales de Naranjo y Ríos (1989) presenta una alta cantidad de líticos de chert sub – redondeado (muestra M34 del ANEXO 7), característica no reportada en ninguna de las otras muestras de finos localizadas dentro de la zona de estudio.

Teniendo en cuenta los resultados del análisis estratigráfico de la Formación Manizales presentado en este capítulo, la sucesión encontrada en el Río Chinchiná no debe incluirse como una localidad equivalente con el registro de las secciones de La Linda, La Estampilla y / o el Escarpe de Chipre al Norte, dada la carencia de evidencias estratigráficas y paleo – geográficas que sustenten dicha correlación.



**Figura 29.** Afloramiento de depósitos volcánico-clásticos altamente compactados en la margen izquierda del Río Chinchiná, 500 mt aguas abajo del puente de CENICAFÉ. La sucesión de base a techo está conformada por un depósito de flujo de escombros volcánico-clástico rico en clastos de composición andesítica (A); seguido de bandas centimétricas de lodolitas laminadas (B) de facies de inundación y con alto contenido de restos de plantas, suprayacidas por un cuerpo tabular de arenita volcánico-clástica, rica en cristales y con estratificación en artesa (C), depositada a partir de un flujo unidireccional de régimen alto. De A y C se tomaron las muestras de sedimentos M34 y M35 respectivamente. (Para Naranjo y Ríos (1989) estos depósitos constituyen la base de la Formación Manizales).

***“Llévame lejos de la inteligencia  
que todo lo complica.”***

Robert Bresson. Apuntes sobre el cinematógrafo.

## **5. REVISIÓN DE LA NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN MANIZALES Y REDESCRIPCIÓN DE LA FORMACIÓN CASABIANCA PARA EL SECTOR DE MANIZALES.**

Los resultados del análisis de la Formación Manizales (CAPÍTULO 4) permitieron la elaboración de un mapeo donde se muestra la distribución y relaciones estratigráficas de los intervalos de depositación mayores preservados en el registro (ANEXO 1), correspondientes tanto al proceso de formación de dos abanicos aluviales volcániclasticos (abanicos de La Linda y de La Estampilla), como al periodo de agradación sin – eruptiva que interrumpió el desarrollo de ambas cuencas y además las colmató simultánea y completamente.

El registro estratigráfico del periodo sin – eruptivo que suprayace concordantemente el registro de los abanicos volcániclasticos y la barrera topográfica que los separa, fue estudiado con detalle en el sector del Escarpe de Chipre (numeral 4.2.3), localidad perteneciente al estratotipo compuesto de Naranjo y Ríos (1989) pero lito – correlacionado en el presente trabajo con la Formación Casabianca (Borrero, 1991), dadas las similitudes en composición, litofacies, aspecto general de los afloramientos y distribución areal (limitada a determinados niveles altitudinales). Por otra parte, la extensión de los abanicos aluviales concuerda con la localización occidental del registro de la Formación Manizales según Naranjo y Ríos (1989), razón por la cual es conveniente denominarlos con el mismo nombre; no obstante, los abanicos fueron definidos a partir del análisis de nuevas secciones estratigráficas (numerales 4.2.1 y 4.2.2). La correlación planteada sugirió la necesidad de realizar una nueva propuesta para la designación estratigráfica de ambas Formaciones, la cual es presentada a continuación. Dicha propuesta se ajusta a los planteamientos del Código Estratigráfico Norteamericano (*The North American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, 1983), concernientes a la descripción de unidades litoestratigráficas.

### **5.1 REVISIÓN DE LA FORMACIÓN MANIZALES.**

Se considera una revisión formal de la Formación Manizales, debido a que se propone el cambio en la localidad tipo, distribución, límites, interpretación general y relaciones estratigráficas con las unidades adyacentes.

#### **5.1.1 Categoría. Unidad Litoestratigráfica.**

### 5.1.2 Rango. Formación.

**5.1.3 Nombre.** Formación Manizales. Constituye el registro estratigráfico preservado de dos unidades sedimentarias volcánicas coetáneas que afloran al occidente de la ciudad de Manizales, correspondientes a dos abanicos aluviales actualmente no coalescentes. Dichas unidades deben ser tratadas y descritas como sucesiones independientes, dado que los procesos de relleno de cuencas en este tipo de ambiente obedecen a una suma de factores autocíclicos y alocíclicos que pueden afectar los patrones de depositación de maneras diferentes en sistemas adyacentes, dificultando o incluso imposibilitando la correlación de eventos entre ellos a menos que se identifiquen superficies o capas guías; debido a ello, ambos abanicos a continuación son definidos formalmente con el rango de miembros, cada uno de éstos de carácter mapeable, y representados en detalle por secciones de referencia (neoestratotipos), las cuales en conjunto caracterizan la Formación Manizales.

### 5.1.4 Subdivisiones.

#### 5.1.4.1 Miembro La Linda (Tsal).

**Sección de referencia.** Aflora en la parte baja del barrio La Linda, al Noroccidente de la zona de estudio entre las cotas aproximadas 1280 m.s.n.m y 1680 m.s.n.m. La sucesión se caracteriza por la presencia de depósitos de flujos de escombros, los cuales a lo largo del registro están intercalándose en ocasiones con lentes o estratos de barras longitudinales de grava y depósitos de flujos de corriente de régimen alto (a veces arenosos), o puntualmente con unidades de flujos piroclásticos (parte inferior de la sección). Composicionalmente, se distinguen desde cuerpos conformados de clastos derivados exclusivamente de la erosión de las unidades Paleozoicas (Complejo Cajamarca), Mesozoicas (Complejos Quebradagrande – Alao y Arquía – Guamote y Gneis Milonítico Granitoide del Este de Manizales) y del Terciario inferior (Stock de Manizales) que afloran en el flanco Occidental de la parte media de la Cordillera Central, hasta cuerpos volcánicas que contienen en su interior además de la posible aparición de los líticos accidentales mencionados, proporciones variables de fragmentos de lavas y pórfidos andesíticos, pómez dacíticas, cristales y partículas de ceniza fina gris, producidos durante una época de actividad sin – eruptiva de un área fuente volcánica probablemente localizada en el eje de la Cordillera Central hacia el Terciario Superior. En el numeral 4.2.1 se presenta un estudio detallado de la sección estratigráfica La Linda.

#### **5.1.4.2 Miembro La Estampilla (Tsae).**

**Sección de referencia.** Aflora en el Suroccidente de Manizales sobre la vía Manizales – Medellín, en el sector comprendido entre la vereda El Darién y La Estampilla entre las cotas 1670 m.s.n.m. y 1806 m.s.n.m. La sucesión se caracteriza por la aparición de depósitos de flujos piroclásticos en gran parte de la sección estratigráfica, separables entre sí por lentes de flujos de escombros y en menor proporción barras longitudinales de grava. Tanto hacia la base como al tope del registro, donde los cuerpos de flujos piroclásticos no están presentes, los depósitos de flujos de escombros aparecen de manera predominante y solo en sectores puntuales se intercalan con las barras de grava. Al igual que en el Miembro La Linda, los conglomerados pueden presentar en su interior proporciones variables de fragmentos volcánicos primarios, siendo más abundantes cuando se intercalan con los estratos de flujos piroclásticos. En el numeral 4.2.2 se describe de manera detallada esta sección.

#### **5.1.5 Otros Sectores de Afloramiento.**

Sobre la vía Manizales – Medellín en la entrada al caserío San Peregrino, a 1450 m.s.n.m, y en el sector de La Uribe al Suroccidente de Manizales, a 1950 m.s.n.m, aparecen depósitos litológicamente correlacionables con la Formación Manizales. Se trata principalmente de cuerpos de flujos de escombros. En el afloramiento de La Uribe también están presentes algunos estratos tabulares arenosos.

#### **5.1.6 Distribución y Límites.**

La Formación Manizales posee un área total de aproximadamente 4 Km<sup>2</sup>; distribuida en ambos Miembros, cada uno con un área aflorante de aproximadamente 2 Km<sup>2</sup>. Los espesores máximos de la unidad son diferentes en ambas localidades, con aproximadamente 200 mt en el sector de La Estampilla; mientras que en la parte baja del barrio La Linda el registro completo (basculado en su mayoría) alcanza los 400 mt de diferencia en altura, debido al intenso fallamiento que afecta la sucesión. El miembro La Linda está limitado al Norte, Oriente y Sur con el Complejo Quebradagrande – Alao por el trazo de una discordancia angular, y con la Formación Casabianca por un contacto neto concordante; y al Occidente con la Cataclasita de La Quebra por la Falla de Romeral (Atehortúa y Gutiérrez, 2003). Por otra parte, el miembro La Estampilla está limitado al Oeste con el Complejo Quebradagrande – Alao por el trazo de una discordancia entre 1670 y 1710 m.s.n.m, y al Oriente con la Formación Casabianca por el trazo de una concordancia a 1870 m.s.n.m (ANEXO 1).

### **5.1.7 Correlación y Edad.**

Naranjo y Ríos (1989), Hernández y Valencia (1991) y Castaño y Gómez (2001) plantean una posible coetaneidad de la Formación Manizales con la Formación Mesa (8 a 4 Ma) y la denominada informalmente “Secuencia Volcanoclástica de Aranzazu”, teniendo en cuenta las similitudes en la composición volcánica reportada dentro de algunos cuerpos que conforman dichas unidades; evidenciando la ocurrencia de una actividad de carácter explosivo que suministró sedimentos a ambos lados de la Cordillera Central desde su eje en el Mioceno tardío (Van Houten, 1976 en Naranjo y Ríos, 1989). Por otra parte, puede verificarse la correlación entre las Formaciones Manizales y Mesa a partir de las relaciones estratigráficas presentadas por Borrero (1991), dado que este autor sostiene que la Formación Casabianca (edad 4 a 1.2 Ma según Thouret et al, 1985 en Borrero, 1991) las suprayace.

## **5.2 REDESCRIPCIÓN DE LA FORMACIÓN CASABIANCA PARA EL SECTOR DE MANIZALES.**

La Formación Casabianca (**Tscb**) fue definida por Borrero (1991) como un conjunto de sedimentos volcanogénicos de edad 4 a 1.2 Ma (Thouret et al, 1985 en Borrero, 1991), producidos principalmente por flujos de escombros relacionados con la actividad del eje volcánico Ruiz – Cerro Bravo (anterior al periodo Ruiz ancestral según Borrero e Hincapié, 1999), y ampliamente distribuidos en la parte media de los flancos Occidental y Oriental de la Cordillera Central. De las nueve secciones estratigráficas que componen esta Formación, solamente la descrita en el sector de Manizales constituye el tema de discusión, dado que en el presente trabajo dicha unidad posee una distribución areal diferente de la sugerida por Naranjo y Ríos (1989), Borrero (1991), Aguirre et al (1993), Sánchez (1997) y Arbeláez et al (1999), entre otros; además, sus características generales pueden estudiarse con mayor detalle en una localidad (Escarpe de Chipre) diferente de la propuesta por Borrero (1991), la cual se propone designarla como sección de referencia suplementaria.

### **5.2.1 Sección de Referencia Escarpe de Chipre (Suplementaria).**

Aflora en diferentes sectores del talud con cara libre hacia el Occidente que aparece al Oeste de la ciudad de Manizales, principalmente a lo largo de la vía que del Parque Olaya conduce al barrio La Francia y por caminos de herradura y senderos que comunican dicha vía con la avenida 12 de Octubre. La sucesión, con un espesor máximo esperado de aproximadamente 220 mt calculado en el

Oriente donde se presume que preserva el registro más completo y no ha sido afectado por desplazamientos tectónicos mayores, corresponde a un periodo corto (hasta  $10^3$  años?) e ininterrumpido de agradación sin – eruptiva en el que dos sistemas de abanicos aluviales (constituyendo actualmente los Miembros de la Formación Manizales) fueron colmatados completamente por la depositación volcanoclástica sucesiva de flujos de escombros ricos en bloques y en ocasiones flujos piroclásticos, flujos de escombros fino – granulares y flujos hiperconcentrados (también grueso y fino – granulares). Los conglomerados poseen un predominio clastos de andesitas y pórfidos andesíticos grises y rojos (generalmente entre el 65% y el 90%, posiblemente derivados del colapso de sectores de un edificio volcánico) y en menor proporción lodolitas, esquistos, granitoides, fragmentos de cuarzo lechoso y esporádicamente pómez; mientras que la matriz es rica en ceniza fina gris y cristales, similar a la composición de los cuerpos arenosos. En la parte superior de la Sección de Referencia La Linda (ANEXO 2 y numeral 4.2.1) se aprecia el inicio de dicho periodo, marcado por la aparición de un paquete compuesto exclusivamente de depósitos volcanoclásticos. En los numerales 4.2.3 y 4.2.4 se presenta una descripción más detallada de la sección de referencia suplementaria Escarpe de Chipre y de otros sectores de afloramiento lito – correlacionables.

### **5.2.2 Distribución y Límites.**

La Formación Casabianca se distribuye por gran parte de la ciudad de Manizales, y sus límites geográficos están localizados al Norte y al Sur sobre las márgenes de la quebrada Olivares y del Río Chinchiná respectivamente, al Oriente siguiendo el trazo de la Quebrada El Perro, y al Occidente se ubican hacia la base del Escarpe de Chipre, en la parte baja del barrio La Linda y en el caserío El Arenillo. Esta unidad reposa concordantemente sobre la Formación Manizales (este trabajo) en los extremos Noroccidente (donde el contacto basal oscila en alturas entre 1650 m.s.n.m y 1700 m.s.n.m) y Suroccidente (a partir de los 1870 m.s.n.m.); y en el resto de la zona de estudio suprayace discordantemente al Complejo Quebradagrande – Alao, y localmente al Gabro de Olivares. Su área aflorante es de aproximadamente 11 Km<sup>2</sup>.

## 6. GRANULOMETRÍA.

En el presente trabajo, fueron analizadas 35 muestras de sedimentos de cuerpos volcanoclásticos y no volcánicos de varias litofacies, con el fin de establecer las posibles relaciones entre la curva de tamaño de partículas y el tipo de flujo. Dichas muestras se encuentran dentro de los grupos texturales de Gravas arenosas a Arenas gravosas a excepción unas pocas clasificadas como Arenas lodosas (Folk, 1974), y corresponden a unidades litoestratigráficas de diferentes edades y sistemas de depositación, siendo M1 – M17 pertenecientes a la Formación Manizales (este trabajo), M18 – M29 a la Formación Casabianca (este trabajo), M30 – M33 a los Depósitos de Flujos de Escombros que Rellenan el Valle de La Enea (numeral 3.1.11), y M34 y M35 a los depósitos que afloran en las márgenes del Río Chinchiná cerca de CENICAFÉ (numeral 4.2.4.4). De acuerdo con los resultados que se presentan en este capítulo, el análisis granulométrico permite para todos los casos agrupar y caracterizar los tipos de depósitos independientemente de su procedencia, planteando algunos parámetros estadísticos (Inman, 1952; Folk, 1974) en los gráficos: Desviación estándar gráfica inclusiva ( $\sigma$ ) vs Mediana (Md) y Asimetría gráfica inclusiva (Sk<sub>l</sub>) vs Mediana (Md), escogidos por el grado de precisión que ofrecen para describir el comportamiento de las distribuciones de sedimentos.

En el ANEXO 6 se presenta la metodología empleada para la realización del análisis granulométrico y el cálculo de parámetros estadísticos; además, se muestra la curva de distribución de tamaños (polígono de frecuencias) para cada depósito estudiado, de la cual se concluye que en todos los cuerpos volcanoclásticos existe una marcada homogeneidad en el valor de la moda de la fracción matriz, lo que representa un tamaño de cristales de composición constante ( $\Phi_2$ ) emanado de la(s) fuente(s) volcánica(s) en los periodos sin – eruptivos, tanto para la época de actividad ancestral registrada en la Formaciones Manizales y Casabianca como para la época Ruiz a la que pertenecen los depósitos recientes incluidos en el muestreo. Por otra parte, en algunos casos los depósitos de flujos de escombros volcanoclásticos ricos en clastos tienden a definir una bimodalidad en la distribución, aunque no existe un valor constante de la moda de los gruesos (que corresponden en su mayoría a clastos de composición andesítica sin importar la unidad sedimentaria a la que pertenecen).

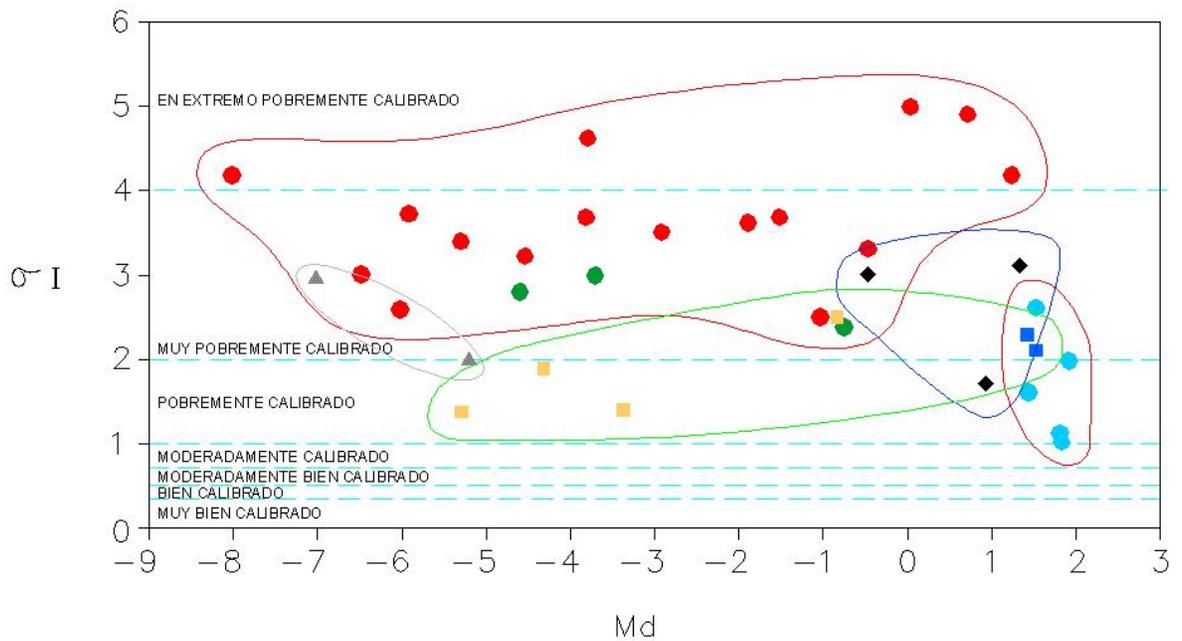
En general, todos los depósitos presentan exceso de material tamaño arena en la matriz y poca o nula aparición de la fracción lodo. Solamente un cuerpo volcanoclástico perteneciente a la Formación Casabianca puede ser clasificado como cohesivo (muestra M29 del ANEXO 6), puesto que contiene arcilla en

proporciones mayores al 5% con respecto al total de la matriz (Vallance & Scott, 1997).

### **6.1 DIAGRAMA DESVIACIÓN ESTÁNDAR GRÁFICA INCLUSIVA ( $\sigma$ ) vs MEDIANA (Md).**

En él se definieron contornos en los que se agrupan los parámetros estudiados por tipo de depósito, este último inferido a partir del análisis litofacial (Figura 30). Dado que cada contorno (o campo) ocupa un sector particular en la gráfica, es posible establecer para éstos algunas características granulométricas que se presentan a continuación:

- En los depósitos de flujos piroclásticos (muestras M12, M18 y M25 del ANEXO 6), la Mediana se mantiene en un valor cercano a 1, pero el campo está definido en valores de pobre a muy pobre sorteamiento.
- Para los depósitos de flujos de escombros volcanoclásticos y no volcánicos ricos en clastos (muestras M1, M2, M8, M9, M11, M13, M16, M20 – M24, M26 – M28 y M31 – M34 del ANEXO 6), el campo definido en la gráfica incluye depósitos con muy pobre a en extremo pobre calibrado, independientemente del rango de la mediana (la cual oscila entre -8 y 2 Phi).
- Los depósitos de flujos de escombros volcanoclásticos fino – granulares (muestras M7, M10, M19, M29 y M30 del ANEXO 6) poseen pobre a muy pobre calibrado.
- Solamente se describieron dos cuerpos de flujos hiperconcentrados grueso – granulares no volcánicos con Medianas entre -5 y -7 Phi, pertenecientes a la Formación Manizales (muestras M3 y M17 del ANEXO 6), que se caracterizan por ser muy pobremente calibrados.
- Los depósitos de flujos de corriente se mantienen en valores límite entre pobre a muy pobre calibrado, tendiendo a agruparse dependiendo de su granulometría: Los flujos de corriente grueso – granulares (muestras M5, M14 y M15 del ANEXO 6) están dentro de valores de Mediana cercanos al rango -5 a -3 Phi; mientras que los fino – granulares no volcánicos poseen una Mediana menor a -1 Phi (muestra M4 del ANEXO 6), y los fino – granulares volcanoclásticos (muestras M6 y M35 del ANEXO 6), una Mediana de cristales entre 1 y 2 Phi.



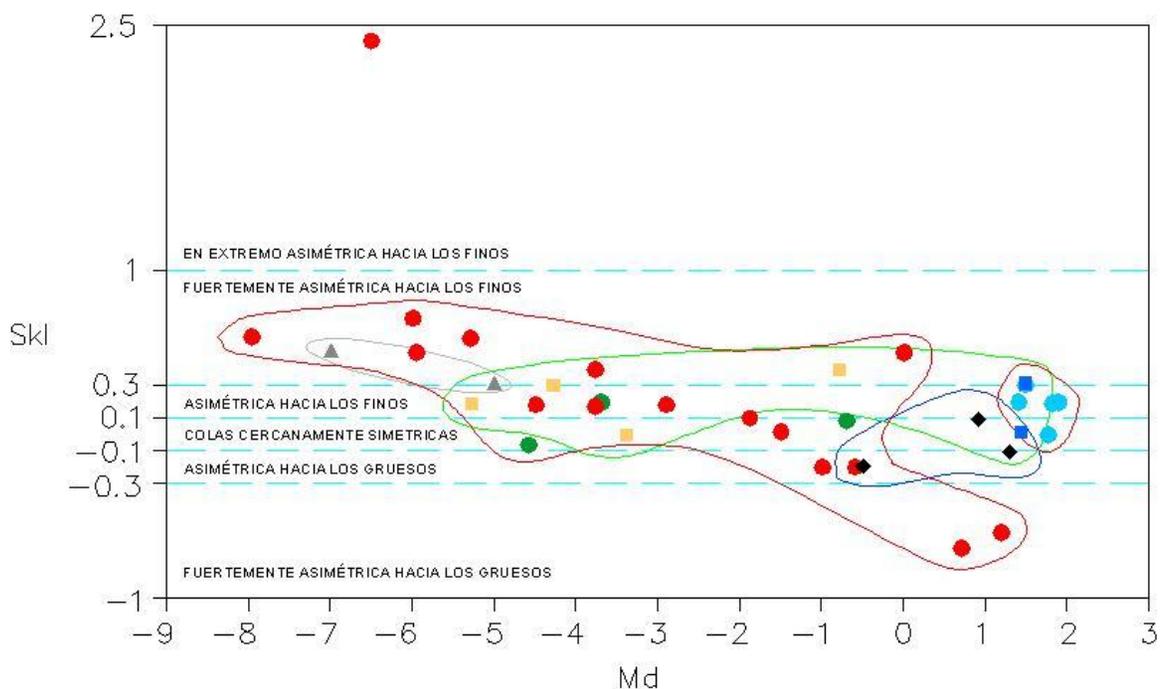
- ◆ Depósito de Flujo Piroclástico
- Depósito de Flujo de Escombros Volcaniclástico
- Depósito de Flujo de Escombros no Volcánico
- Depósito de Flujo de Escombros Volcaniclástico Finogranular
- ▲ Depósito de Flujo Hiperconcentrado Gruesogranular no Volcánico
- Depósito de Flujo de Corriente Volcaniclástico
- Depósito de Flujo de Corriente no Volcánico

- Campo para Depósitos de Flujos de Escombros
- Campo para Depósitos de Flujos Hiperconcentrados Gruesogranulares
- Campo para Depósitos de Flujos de Corriente
- Campo para Depósitos de Flujos Piroclásticos

**Figura 30.** Diagrama Desviación estándar gráfica inclusiva ( $\sigma I$ ) vs Mediana ( $Md$ ).

## 6.2 DIAGRAMA ASIMETRÍA GRÁFICA INCLUSIVA (SKI) vs MEDIANA (Md).

Aunque este diagrama (Figura 31) no muestra diferencias notables entre parámetros estadísticos en los depósitos de flujos de escombros grueso – granulares volcaniclásticos y no volcánicos, flujos hiperconcentrados grueso – granulares no volcánicos y flujos de corriente no volcánicos, para los cuales se superponen los campos de flujo, es posible visualizar una tendencia lineal que verifica la relación directa existente entre la Mediana y la asimetría de la distribución. Solamente dos muestras de flujos de escombros grueso – granulares volcaniclásticos se alejan de esta tendencia, la M22 (Formación Casabianca) y la M32 (perteneciente a los depósitos de flujos de escombros que rellenan el valle de La Enea), esta última con un marcado exceso de bloques y cuyo valor de asimetría permitió proponer un nuevo límite (ANEXO 6). También los depósitos de flujos de escombros volcaniclásticos fino – granulares, flujos de corriente volcaniclásticos fino – granulares y flujos piroclásticos se apartan de dicha tendencia, dada la alta cantidad de cristales que definen una Mediana cercana a 2 Phi. Otras características deducibles en la Figura 31 son descritas a continuación:



**Figura 31.** Diagrama Asimetría gráfica inclusiva (SKI) vs Mediana (Md). Las convenciones son presentadas en la Figura 30.

- El campo los depósitos de flujos piroclásticos refleja un exceso en finos para las muestras analizadas (pertenecientes a las Formaciones Manizales y Casabianca), aunque éstas no poseen fuertes valores de asimetría.

- Los depósitos de flujos de escombros ricos en clastos (tanto volcanoclásticos como no volcánicos) se distinguen por presentar asimetría hacia los finos (exceso de tamaño grava); mientras que los volcanoclásticos fino – granulares tienden a ser más simétricos (de asimétricos hacia los finos a distribuciones con colas cercanamente simétricas).
- Los depósitos de flujos hiperconcentrados ricos en clastos presentan fuerte asimetría hacia los finos.
- En general los depósitos de flujos de corriente muestran curvas desde cercanamente simétricas (en los volcanoclásticos) a fuertemente asimétricas hacia los finos (en los no volcánicos, reflejando un exceso en la concentración de clastos tamaño grava).

***“Es un error capital teorizar antes de tener datos. Sin darse cuenta, uno empieza a deformar los hechos para que se acomoden a las teorías, en lugar de adaptar las teorías a lo hechos.”***

Sherlok Holmes. Escándalo en Bohemia.  
Sir. Arthur Conan Doyle.

## 7. GEOLOGÍA HISTÓRICA.

La estratigrafía del centro – Occidente colombiano evidencia la sobreimposición de varios eventos tecto – orogénicos Meso – Cenozoicos relacionados con la apertura del Proto – caribe (Toussaint y Restrepo, 1995), y con la generación y posterior traslación Norte – Noreste de un antiguo *Plateau* Oceánico (Placa Caribe en Moreno and Pardo, *in press*).

Desde finales del Cretáceo inferior hasta el Paleoceno, la convergencia oblicua del *Plateau* con el borde Noroeste de la placa suramericana causó obducciones y acreciones de bloques de diversos orígenes y afinidades, los cuales progresivamente fueron levantados (representando el primer evento orogénico Norandino) y expuestos. Dicha convergencia produjo además deslizamientos dextrales entre los Complejos Cajamarca, Quebradagrande – Alao y Amaime – Cauca. El Complejo Arquía – Guamote representa la mezcla tectónica resultante de uno de los más importantes movimientos transcurrentes de dicho periodo (Moreno and Pardo, *in press*). Es de resaltar que el Complejo Cajamarca contiene en su interior varias “suites” plutónicas ácidas a intermedias orogénicas, algunas de las cuales corresponden a eventos anteriores a la dispersión de bloques al Noroccidente de Suramérica (Aguirre y López, en preparación); y otras de edad Paleoceno, que aparecen hacia las proximidades y el Eje de la parte media de la Cordillera Central actual intruyendo rocas de los Complejos Cajamarca y Quebradagrande – Alao (Aguirre y López, en preparación; Pinilla y Ríos, en preparación).

Para el Paleoceno – Eoceno, la colisión de la placa oceánica del Caribe con el borde Noroeste de Suramérica incrementó el levantamiento de los Andes Colombianos. A su vez, el cabalgamiento de parte del piso oceánico del Caribe inició el levantamiento de la Cordillera Occidental (Complejo Cordillera Occidental). La ausencia de vulcanismo en la parte central de Colombia probablemente se debió a la obstrucción de la subducción por el arribo de la espesa Placa Caribe (Moreno and Pardo, *in press*). Desde este periodo hasta principios del Mioceno, al Oeste de la Cordillera Central empezaron a acumularse depósitos clásticos terrestres y costeros, algunos de ellos rellenando cuencas de tracción desarrolladas a partir del Oligoceno a lo largo de sistemas de fallas transcurrentes obedeciendo a un movimiento principal dextral (Toussaint, 1999; Naranjo, 2002) relacionado a la traslación general de la Placa Caribe con respecto a Suramérica. La aparición de fragmentos volcánicos al tope de la Formación Amagá (sucesión correspondiente a uno de los sistemas de cuencas de tracción

según Guzmán et al, 1991) sugiere la reanudación de la subducción al Occidente del Complejo Chocó antes del Mioceno temprano.

Dos eventos tectónicos de importancia ocurrieron antes de ser modificado el modelo de convergencia de placas en el Noroccidente de Suramérica: a) Según Müller et al (1999 en Arcila et al, 2002) la Placa Caribe dejó de desplazarse desde hace 38.4 Ma (Eoceno). b) Por otra parte, Taboada et al (2000) plantean para hace 25 Ma (Oligoceno) la fragmentación de la Placa Farallón en las Placas Nazca y Cocos, que reorientó la convergencia entre el Noroeste de Suramérica y la Placa Farallón / Nazca a un sentido Este – Oeste que se preserva en la actualidad (Arcila et al, 2002).

Para Moreno and Pardo (*in press*) en el Mioceno Medio la actividad volcánica empezó a migrar progresivamente desde la Cordillera Occidental hasta las proximidades y el Eje de la Cordillera Central. Posteriormente, en el Mioceno medio – superior empezó la acreción del Complejo Panamá – Chocó (Taboada et al, 2000; Moreno and Pardo, *in press*), que representó el inicio de la mayor fase tectónica Andina (que aún continúa) responsable de la actual configuración de los Andes colombianos. Este evento es de particular interés para la comprensión del contexto geodinámico local en el que se desarrolló la sucesión estratigráfica preservada de la Formación Manizales (este trabajo), puesto que a latitudes superiores a 4°N (Taboada et al, 2000) la última acreción y el consecuente cambio en el régimen regional de esfuerzos produjeron el inicio del movimiento tectónico actual de la Falla de Romeral (de desplazamiento principal sinistral según Atehortúa y Gutiérrez, 2003), que generó el basculamiento y levantamiento de los dos sistemas de cuencas de tracción localizados al Noroeste y Suroeste de Manizales (Naranjo, 2002); y a su vez, ocasionó posiblemente la pérdida de soporte estructural de los bloques deformados que constituían la zona de transpresión (de la cual hacía parte el actual cerro Morro Gordo según Naranjo, 2002) que separaba ambas cuencas. De esta manera, y contemporánea con la fase de levantamiento de la Cordillera Central, se concentró la acción de los procesos denudativos en el Occidente de Manizales (en la antigua zona de transpresión) y progresivamente hacia el Eje de la Cordillera, favoreciendo el desarrollo de cuencas sedimentarias donde se acumularon dos unidades volcanoclásticas en ambientes de abanicos aluviales (Formación Manizales).

La Formación Manizales (Mioceno superior – Plioceno temprano) contiene en su interior sucesiones volcanoclásticas relacionadas con una época de actividad ancestral de un área fuente volcánica andesítica posiblemente ubicada en el Eje de la cordillera (próximo a la latitud 5°N) que además según Naranjo y Ríos (1989) proporcionó sedimentos al valle del Magdalena (parte superior del Grupo Honda y Formación Mesa). El final de este ciclo de actividad volcánica en el registro

estratigráfico está representado por un periodo sin – eruptivo de agradación de los sistemas de abanicos aluviales de Manizales, preservado en los depósitos de la Formación Casabianca (este trabajo). Dicha unidad (de edad Plioceno superior – Pleistoceno) es de amplia distribución en ambos flancos de la Cordillera Central (Borrero, 1991; Pinilla y Ríos, en preparación) y suprayace también la Formación Mesa en el sector de Lagunillas (Tolima) (Borrero, 1991).

La deformación actual en la zona Andina, a la que se asocian los procesos de fallamiento y levantamiento en el área del presente estudio (afectando las Formaciones Manizales y Casabianca, y en ocasiones a depósitos volcanoclásticos recientes), está relacionada a la convergencia Este – Sureste a Oeste – Noroeste entre la Placa Suramericana y el Bloque Andino. Dicho movimiento hace parte de una configuración global del modelo de movimiento de placas y microplacas para la esquina Noroccidental de Suramérica y el Sur de Centroamérica (Arcila et al, 2002), que rige probablemente a partir del Mioceno superior – Plioceno.

## **CONCLUSIONES.**

La Formación Manizales es definida en este trabajo como una unidad volcanoclástica de edad Mioceno superior – Plioceno Temprano, cuyo registro preservado en dos localidades (para las cuales se propusieron los Miembros La Linda y La Estampilla) refleja la depositación principalmente de flujos gravitacionales (piroclásticos, volcanoclásticos y no volcánicos), y en menor proporción flujos de corriente, en ambientes de abanicos aluviales.

Adaptando la metodología de análisis de elementos arquitectónicos, pudo estudiarse en la sucesión el grado de influencia volcánica en la sedimentación a través de la definición de periodos inter – eruptivos y sin – eruptivos, estos últimos caracterizados por sucesiones derivadas del apilamiento de múltiples eventos, cuyos volúmenes (a veces con marcadas variaciones en la granulometría y / o en el tipo de sedimentación) contrastan con las características fluviales normales de los periodos inter – eruptivos, generando agradación.

Para el sector de Manizales, el registro preservado del periodo de actividad sin – eruptiva (representada por depósitos de lahares y en menor proporción flujos de corriente y piroclásticos; posiblemente relacionada con la destrucción parcial o total de un vent) que colmató completamente las cuencas de los abanicos La Linda y La Estampilla, fue lito – correlacionado con la Formación Casabianca. A esta unidad se le ha asignado una edad entre 4 y 1.2 Ma; no obstante, los resultados del análisis estratigráfico en esta investigación permiten sugerir un intervalo de tiempo mucho menor para su formación, del orden de  $10^3$  años (?).

## REFERENCIAS.

AGUIRRE M., F. M.; BALLESTEROS B., H. F.; MONTOYA G., M.; GUTIERREZ A., J. C. Modelo tridimensional de las formaciones superficiales en Manizales, 1993. 142p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

AGUIRRE S., Róbinson y LÓPEZ I., Julián A. Cartografía geológica y petrografía del Stock de Manizales y su relación con sus rocas encajantes (en preparación). Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

ANGEL GÓMEZ, Julio C. Análisis e interpretación del estudio de estabilidad de laderas de los nacimientos de las quebradas La Francia y El Rosario al occidente de la ciudad de Manizales, 1999. 132p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

ARAUJO C., C. I.; CARMONA D., J.; CUERVO G., A.; GUANEME, C. A.; GUZMÁN C., A.; GARCIA F., D. C.; LASSO A., J. A.; TORRES J., C. E.; VALENCIA, S. Zonificación geotécnica para el sector de Villa Kempis y laderas adenañas a la Universidad Antonio Nariño, 2001. 140p. Seminario de grado (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

ARBELAEZ L., G. D.; CASTRO N., L. F.; FUENTES A., M.; HERNÁNDEZ R., J. A.; MONTOYA A., A. M.; MURILLO J., N. G.; SALAZAR A., B. C.; TABARES O., J. A. Estratigrafía y estabilidad del escarpe de Chipre en el sector comprendido entre La Pichinga y las antenas de RCN. Manizales, Caldas, 1999. 138p. Seminario de grado (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

ARCILA, M.M.; MUÑOZ, M.; DE VICENTE, G.. Análisis Sismotectónico de la Convergencia Caribe, Nazca, Sudamérica. En: Primer Simposio Colombiano de Sismología 2002. Bogotá.

ATEHORTÚA TRUJILLO, Felipe y GUTIERREZ MORALES Germán R. Análisis estructural de las rocas aflorantes en los alrededores de la falla de romeral al oeste de Manizales, 2003. 124p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

BERNAL RUBIO, Sergio A y SEPÚLVEDA LONDOÑO, Jhon S. Análisis de estabilidad geotécnica de la vertiente oriental de la quebrada El Guamo Manizales,

2001. 100p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

BETANCUR BARCO, Alonso y OCAMPO OSPINA Jorge A. Estudio Geológico – Geotécnico en el sector de la Linda, noroeste de Manizales, 2000. 159p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

BORRERO P., Carlos A. Definición de la Formación Casabianca, 1991. 93p. Proyecto de investigación (informe final como requisito para ascenso a profesor asociado en el escalafón docente). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

BORRERO P., Carlos A.; HERNÁNDEZ R., Elmer; VALENCIA S., Mauricio. Secuencias volcanoclásticas mio – pleistocénicas en la parte central del viejo Caldas. En: CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA (1993 Medellín) Memorias del VI Congreso Colombiano de Geología. Tomo II. Medellín 1993. p 419 – 433.

BORRERO P., Carlos A. e HINCAPIÉ, Gustavo. Estratigrafía de los depósitos volcánicos, volcanoclásticos y glaciogénicos recientes en el Volcán Nevado del Ruiz. Manizales: Universidad de Caldas, 1999. 97p.

CAPRA, L. & MACÍAS, J. L. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central México. In: Journal of Volcanology and geothermal research 102, 2000. p. 149-168.

CARO C., A. F.; GONZALEZ V., J. S.; GONZALEZ. , A. G.; LOZANO C., W.; SÁNCHEZ U., W.; VEGA M., D.; VEGA M., H. Análisis probabilístico de estabilidad de laderas por el método de taludes naturales para el bloque central del municipio de Manizales Caldas, 1998. 91p. Seminario de grado (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

CARRASCO NÚÑEZ, Gerardo. Glaciated active volcanoes as potential sources for voluminous cohesive lahars. In: Proceedings of the workshop on debris avalanche and debris flow on volcano. Science and Technology Agency, Japan National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (march 1995). p. 71–84.

CASAS P., E. A.; HERNÁNDEZ C., J. R.; MONTOYA A., C. A.; TRUJILLO J., L. G. Estudio Geoeléctrico de las formaciones superficiales de Manizales con una aproximación preliminar al modelo hidrogeológico, 2000. 97p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

CASTRO N., L. F.; OROZCO C., V. M.; FRANCO Y., L. B.; PUERTA G., V. E. Propuesta de descripción facial y determinación del ambiente de la Formación Manizales. En: Revista Geológica Universidad de Caldas, Manizales. No.1 (Jul. – Dic. 1995); p. 28 – 35.

COSTA, Jhon E. Mitigation, rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows, In: Baker, V.R. Kochel, R. C. and Patton, P. C., Flood Geomorphology: Jhon Wiley and Sons, New York, 1988. p113-122.

CUÉLLAR, M. A.; SÁNCHEZ, C. A.; VALENCIA, M. Caracterización petrográfica y deformativa de las rocas aflorantes en los alrededores de la Falla San Jerónimo, al Este del municipio de Manizales (en preparación). Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

DECELLES, P. G.; GRAY, M. B.; RIDGWAY, K. D.; COLE, R. B.; PIVNIK, A.; PEQUERA, N.; SRIVASTAVA, P. Controls on synorogenic alluvial – fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. In: Sedimentology. Vol.38 (1991); p 567 – 590.

DIAZ GUTIERREZ, Sergio A y GIRALDO GALLEGOS José F. Estratigrafía de los depósitos recientes y geomorfología fluvial en el canal principal del río Molinos Caldas, 2001. 86p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. Cycles and events in stratigraphy. Springer – Verlag – Berlin – Heidelberg – New York, 1991. 955p.

FLÓREZ, Antonio. Geomorfología del área Manizales – Chinchiná, Cordillera Central de Colombia. Amsterdam, 1986. 158p. Tesis (Philosophical Doctor). Universidad de Amsterdam. Facultad de Matemáticas y Ciencias Naturales.

FOLK, Robert L. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Texas: Hemphill Publishing C. O., 1974. 182p.

FRASER, Gordon S. & SUTTNER, Lee. Alluvial Fans and Fan Deltas: A guide to exploration for oil and gas. Boston – Houston – London: International Human Resources Development Corporation, 1986. 199p.

FRITZ, William J. and HARRISON Sylvia. Early tertiary volcanoclastic deposits of the northern rocky mountains. In: Rocky Mountain Paleogeography Symposium III. Denver, Colorado (1985); p 383 – 402. FLORES, R. M. AND KAPLAN, S. Eds.

FISHER 1997.

GARCIA CANO, Lina C y OSORIO OSORIO, Héctor A. Zonificación preliminar de la amenaza por movimientos en masa en la microcuenca de la quebrada Las Camelias, zona oriental del municipio de Manizales Caldas, 2002. 156p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

GOMEZ C., A.; MORENO S., M.; PARDO T, A. Edad y origen del “Complejo metasedimentario Aranzazu Manizales” en los alrededores de Manizales (Departamento de Caldas, Colombia). En: Geología Colombiana No. 19 (1995); p 83 – 93.

GONZALEZ GONZALEZ, Liliana y JARAMILLO ECHEVERRI, Carlos. Estudio Neotectónico multidisciplinario aplicado a la falla Villamaría –Termales, 2002. 168p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

GUZMÁN GIRALDO, Jaime. Evidencia de actividad Neotectónica en el área de Manizales Colombia, 1991. 111p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

GUZMÁN L., Carlos A.; DUNOYER M., Mónica; SÁNCHEZ A., Luis H. Factores tectónicos que intervinieron en la configuración de las cuencas sedimentarias asociadas al sistema de fallas Cauca – Romeral en el NW colombiano. Tomo I: Cuencas de Amagá – Angelópolis y Chinchiná – Riosucio. (Informe final de Proyecto de investigación, Convenio Universidad de Caldas – Instituto Colombiano del Petróleo). 1991. 348p.

HARMS, J. C. , SOUTHARD, J. B. & WALKER, R.G. Structures and sequences in clastic rocks. S.P.E.M. short course, No. 9 (1982); 249p.

HERNÁNDEZ R., E. O. y VALENCIA S., M. Configuración estratigráfica y aspectos tectónicos de la cuenca de Aranzazu, 1991. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

INMAN, Douglas D. Measures for Describing the Size Distribution of Sediments. In: Journal of Sedimentary Petrology. Vol.22 No.3 (Sep. 1952); p. 125 – 145.

LEEDER, Mike. Sedimentology & Sedimentary Basins: From turbulence to tectonics. Oxford: Blackwell Science Ltd, 1999. 592p.

MAJOR, Jon J. Depositional processes in Large – Scale Debris Flow Experiments. In: The Journal of Geology, Vol.105 (1997); p 345 – 366.

MAYA, M. and GONZÁLEZ, H.. Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. Boletín Geológico. Ingeominas. Vol.35, Nos. 2 – 3 (1995); p 43 – 57.

MIALL, Andrew D. The geology of fluvial deposits. Springer – Verlag – Berlin – Heidelberg – New York, 1996. 582p.

MORENO S., Mario & PARDO T., Andrés. Stratigraphical and Sedimentological constrains of west Colombia: Implications on the evolution of Caribbean Plate In: BARTOLINI, C.; BURKE, K. AAPG (2003). Memories.

NARANJO, José L. Modelo de evolución Morfotectónica del sistema de fallas de Romeral entre Pereira (Risaralda) y Filadelfia (Caldas), 2002. 89p. Proyecto de investigación (informe final como requisito para ascenso a profesor titular en el escalafón docente). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

NARANJO, J. L y RIOS, P. A. Geología de Manizales y sus alrededores y su influencia en los riesgos geológicos En: Revista Universidad de Caldas, Manizales. Vol.10 Nos. 1 – 3 (Ene – Dic. 1989); 113p.

NORTH AMERICAN STRATIGRAPHIC CODE. Vol.67 No. 5 (1983); p 841-875.

PARDO T., Andrés y MORENO S., Mario. Estratigrafía del occidente colombiano y su relación con la provincia ígnea cretácea del caribe colombiano En: IX Congreso Colombiano de Geología. Manizales (2001). 19 p. Memorias.

PIERSON, Thomas C. & SCOTT, Kevin M. Surficial Hydrologic Hazards at Volcanoes. Debris Avalanches, Lahars, and Floods: processes, interpretation of deposits, and techniques of hazard assessment and mitigation. Vancouver, Washington: U.S. Geological Survey (in press).

PIERSON, Thomas C. & COSTA, John E. A rheologic classification of subaerial sediment – water flows. In: Debris Flows / Avalanches: Process, recognition, and mitigation. COSTA, J. E. & WIECZOREK Eds. Colorado: The Geological Society of America, 1987. 239p.

PIERSON, T. C.; JANDA, R. J.; THOURET, J. C.; BORRERO, C. A. 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. In: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41 (1990); p 17 – 66.

PULGARÍN ALZATE, Bernardo. Dinámica y emplazamiento de un flujo de escombros cohesivo de gran magnitud, sobre el valle del río Páez. En: IX Congreso Colombiano de Geología. Manizales. 2001. Memorias.

SALAZAR VELÁSQUEZ, Sonia P. Mapa geoquímico del gas Radón para el sur oriente del municipio de Manizales, 2002. 104p. Tesis (Geólogo). Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología.

SÁNCHEZ ZAPATA, Fernando. Estabilidad de la secuencia piroclástica en la quebrada san Luis, Manizales – Caldas, 1997. 141p. Tesis (especialista en Geotecnia Vial). Universidad Nacional de Colombia. Sede Manizales. Facultad de Ingeniería y Arquitectura.

SCOTT, William E. Los Peligros Volcánicos. En: Apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos. Robert I. Tilling (ed). ORGANIZACIÓN MUNDIAL DE OBSERVATORIOS VULCANOLÓGICOS, 1993.

SMITH, Gary A. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. In: Sedimentation in Volcanic Settings. SEPM Special Publication, No.45 (1991); p 109 – 121.

SOHN, Y. K.; RHEE, C. W.; KIM, B. C. Debris Flow and Hyperconcentrated Flood – Flow Deposits in an Alluvial Fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. In: The journal of Geology. 1999. vol 107. p 111-132.

TABOADA, A.; Rivera, L. A.; FUENZALIDA, A.; CISTERNAS, A.; PHILLIPE, H.; BIJWAARD, H.; OLAYA, J.; RIVERA, C. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). Tectonics, Vol.19 (2000); p. 787 – 813.

TOUSSAINT, Jean F. Evolución Geológica de Colombia, (Precámbrico – Paleozoico). Medellín: Universidad Nacional, 1993. 229p.

TOUSSAINT, Jean F. Evolución Geológica de Colombia, (Triásico – Jurásico). Medellín: Universidad Nacional, 1995. 115p.

TOUSSAINT, Jean F. Evolución Geológica de Colombia, (Precámbrico, Paleozoico, Mesozoico, Cenozoico), 2001. (En CD – ROM).

VALLANCE, James W. & SCOTT, Kevin M. The Osceola mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay – rich debris flow. GSA Bulletin. Vol. 09 No.2 (1997); p 143 – 163.