

**EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA –
ARMENIA, COLOMBIA.**

CLAUDIA PATRICIA LALINDE PULIDO

Clalind1@eafit.edu.co

plalinde@hotmail.com

DIRECTORA:

GLORIA ELENA TORO VILLEGAS

gtoro@eafit.edu.co

PROFESORA DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

UNIVERSIDAD EAFIT

MAESTRIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

UNIVERSIDAD EAFIT.

MEDELLÍN, MARZO DE 2004

RESUMEN

El presente trabajo sintetiza los resultados de la investigación paleosísmica adelantada en la región del Eje Cafetero, en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia, entre los 4° y 5° de latitud norte y entre los 74° y los 76° de longitud oeste. Este territorio está cruzado por el Sistema de Fallas Romeral, descrito para la zona como un sistema con cinemática de tipo lateral izquierdo con componente inversa. Los estudios se centraron en la parte norte del abanico Pereira-Armenia, donde se cuenta con una secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos que abarca los últimos 50.000 años. Esto posibilita el tener evidencias de sismos importantes a los que se les puede asignar una edad relativa por correlación estratigráfica o por datación mediante ^{14}C .

Se realizó un estudio geomorfológico del abanico, para tener una visión regional y con ello lograr un mejor entendimiento de la afectación que han producido en éste las estructuras tectónicas que lo cruzan. Se presenta un mapa de unidades morfológicas de terreno en el cual se identifican 14 unidades diferentes. Igualmente se realizaron perfiles topográficos y longitudinales a lo largo de las principales corrientes que drenan la región.

El área cuenta con pocos registros históricos de actividad sísmica y los estudios realizados hasta 1998 han tenido en cuenta las fallas cercanas, basándose en su expresión geomorfológica y en algunas evidencias de campo. Con base en los estudios anteriores, en la región se han calculado sismos máximos de Mw 6.2 y 6.6 para distancias segmento-sitio de hasta de 35 km, con períodos de retorno entre 1.000 y 2.000 años, considerando un régimen tectónico en la actualidad principalmente compresivo y secundariamente distensivo con un σ_1 en dirección NW-SE. En este trabajo se encontró evidencia de un sismos Mw 6.9 con una distancia segmento - sitio de ~ 9 km.

Según la localidad, se resumen las principales evidencias paleosísmicas encontradas en la región, atribuidas a las diferentes trazas de falla asociadas a la dinámica del sistema de fallas Romeral. Estos sitios son:

-Liceo Taller San Miguel (~9 km al sur de Pereira). Se encontraron evidencias de actividad de la Falla Cestillal de orientación EW, siendo una falla de tipo normal y acorde con el elipsoide de deformación. Se observó el basculamiento de la secuencia de cenizas

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

volcánicas de caída y de paleosuelos con un valor máximo de 50°N, así como el desplazamiento de la secuencia por un evento posterior, o por el mismo evento, que se estima tuvo una magnitud de Mw 6.9. Otras evidencias observadas se asocian con la actividad de la Falla Tribunias de rumbo N40°E, interpretada como falla normal en superficie y que se genera como respuesta a una falla inversa del basamento que se encuentra oculta, con un movimiento sísmico calculado para la falla normal de Mw 6.6. Una datación ¹⁴C permite asignar a este último evento una edad más reciente que 13.150±310 años B.P.

-Región de Laguneta (~13 km al sur de Pereira). Se encontraron evidencias de actividad sísmica de la falla Consota de rumbo N50°W, normal con pliegue de propagación, que afectan un paleosuelo de 30.710±1.220años B.P. (¹⁴C), asignándole un sismo Mw 6.4. La interpretación permite diferenciar tres posibles eventos, uno que genera un abombamiento a la base del paleosuelo, el que afecta el paleosuelo y un tercer evento que afecta el horizonte que recubre el paleosuelo mencionado. En este mismo sitio se encontró evidencia de actividad de la falla Laguneta, identificándose un sismo de Mw 6.4.

-Alto El Roble (~22 km de Pereira). En este sitio se estudió una grieta que llega a superficie y que afecta la secuencia visible de las cenizas volcánicas de caída y los paleosuelos intercalados (2.66 m) y cuya apertura varía entre 0.05 m y 0.68 m. Esta grieta afecta paleosuelos de 6.300±230 años B.P., y 2.630±80 años B.P. (¹⁴C). Se tienen dos posibles interpretaciones: (1) deformación gravitacional o (2) que la grieta corresponda al eje de un pliegue formado por la actividad de una falla inversa que afecta los materiales competentes del basamento y que en los materiales más superficiales se propagaría como una grieta de tensión, dando la impresión de ser un ambiente de falla normal. La segunda interpretación es la que se propone para este sitio. Si se considera una evidencia de falla se le asigna un sismo de Mw 6.2 con base en el desplazamiento de 0.25m en el paleosuelo de 6.300±230años.

-Relleno Sanitario de Pereira (~10 km al W de Pereira). Se encontraron evidencias de actividad de falla N40°W con un sismo estimado de Mw 6.4 afectando la parte basal de la secuencia de cenizas volcánicas de caída, cuya edad se calcula superior a los 30.000 años, por correlación estratigráfica.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Como parte de los estudios realizados se excavó una trinchera exploratoria en la región Planes del Tigre (~4 km al occidente del aeropuerto de Pereira y ~5 km al sur) sobre la traza de lo que se ha denominado alineamiento Alcalá. Las estructuras que se encuentran hacia el extremo oriental de la trinchera sugieren la existencia de la falla Alcalá con una actividad que no alcanza a afectar los horizontes más superficiales y que por correlación estratigráfica corresponde a la secuencia de cenizas volcánicas de caída de los últimos 15.000 años. La dinámica identificada para esta estructura indica el bloque oeste hundido. El movimiento de la falla Alcalá no explica la existencia de las colinas y el terreno levantado al occidente de ésta estructura. Se propone como hipótesis de trabajo que en la región existía un paleorelieve con colinas hacia el occidente, las cuales fueron cubiertas por las cenizas volcánicas de caída y a pesar del movimiento descendente hacia el oeste siguen resaltando en la topografía de la región.

Es de anotar que lo que se está denominando sismo máximo corresponde a la observación de un evento en un solo sitio por lo tanto, desde el punto de vista geológico, corresponde a un sismo mínimo que puede ser igual al sismo máximo. Para los cálculos de amenaza sísmica se toma como sismo máximo, ya que es el máximo reportado hasta el momento.

Los resultados presentados indican que debe hacerse una reevaluación de la amenaza sísmica para la región teniendo en cuenta los resultados de este trabajo. Es importante continuar de manera sistemática la caracterización de los segmentos de falla en la región para trabajar con datos más reales y disminuir el nivel de incertidumbre en los análisis de amenaza sísmica.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este estudio fue posible gracias a la ayuda y apoyo incondicional de numerosas personas e instituciones tales como:

Universidad EAFIT, que gracias a su programa de Maestría en Ciencias de la Tierra y a su labor investigativa brindó la oportunidad de llevar a cabo esta investigación.

Fundación para la Promoción del Avance de la Ciencia y Teconología, del Banco de La República y COLCIENCIAS, quienes apoyaron este proyecto de investigación.

A la CARDER, especialmente a Francisco Uribe, Jorge Orozco, Ana Campos, Patricia De La Rosa, Willy Ramírez, Olimpo García, Jaime Guzmán, Margarita Ochoa y Gabriel Arias por facilitar la consulta de la información y apoyar los trabajos en campo.

A Aguas y Aguas de Pereira, especialmente a Roberto Parra, Jorge Hernán Marulanda y Robinson Morales por el apoyo para la excavación de la trinchera en la Hacienda San Felipe.

A Miguel Gutiérrez, por dar el permiso de excavación para la trinchera exploratoria en la Hacienda San Felipe; al igual que por su invaluable ayuda y apoyo durante los trabajos realizados en la hacienda.

Al personal que labora en la Hacienda San Felipe, especialmente a Francisco Duque por la colaboración y apoyo en las labores de excavación de la trinchera exploratoria en terrenos de la hacienda.

A Gloria Elena Toro, Andrés Velásquez y Franck Audemard por la dirección y asesoría del proyecto.

A Michel Hermelín, que con su apoyo facilitó las labores para la excavación de la trinchera exploratoria en la Hacienda San Felipe.

A Diego Armando Rendón quien con su apoyo y sugerencia me dio una luz en el camino.

A Humberto Caballero por sus observaciones y sugerencias.

Al geólogo Michael Tistl por reportar el sitio del Liceo Taller San Miguel para su estudio detallado y por su apoyo para los trabajos de campo.

EVIDENCIAS PALEOSÍMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

A la señora Teresa Tisnés quien facilitó el acceso a los predios del Liceo Taller San Miguel y autorizó las investigaciones realizadas en el sitio.

A los estudiantes Fabián González y Carolina Franco de la Universidad Tecnológica de Pereira por su incondicional y continuo apoyo en las labores de campo.

A los estudiantes Juan Carlos Pérez y Mauricio Gordón de la Universidad Tecnológica de Pereira y al señor Francisco Guerrero por su apoyo y ayuda en los trabajos de campo.

A los profesores del departamento de Geología y el personal de laboratorio por sus voces de aliento que ayudaron en los momentos más difíciles.

Un especial agradecimiento a mi familia por su apoyo y ayuda que me permitieron superar las dificultades e hicieron posible la realización de este proyecto.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	1
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 OBJETIVO	1
1.2 ZONA DE ESTUDIO	1
1.3 METODOLOGÍA	3
1.3.1 Trabajo de Campo	6
1.3.2 Dataciones	8
2 GEOMORFOLOGÍA DEL ABANICO	10
2.1 INTRODUCCIÓN	10
2.2 MARCO DE REFERENCIA	10
2.3 GEOMORFOLOGÍA DEL ABANICO PEREIRA - ARMENIA	12
2.3.1 Unidades morfológicas de terreno	12
2.3.2 Características generales del abanico	27
3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	43
3.1 INTRODUCCIÓN	43
3.2 PRINCIPALES FALLAS	43
3.2.1 Estructuras norte sur	43
3.2.2 Estructuras N45°W	53
3.2.3 Estructuras N30°-60°E	54
3.2.4 Estructuras EW	58
3.3 RESULTADOS SEGMENTOS DE FALLA ACTIVOS: APORTES A LA CARACTERIZACIÓN ACTUAL Y DEFINICIÓN DE NUEVAS ESTRUCTURAS EN LA ZONA.	59
3.3.1 Falla Consota.	59
3.3.2 Falla La Glorita	59
3.3.3 Falla Armenia.	60
3.3.4 Falla Puerto Samaria.	60
3.3.5 Falla Tribunas	60
3.3.6 Falla Laguneta	61
3.3.7 Falla Cerritos.	61
3.3.8 Falla Cestillal.	61

3.3.9	Falla Cuba.	61
3.3.10	Falla El Laurel	62
3.3.11	Falla Alcalá 1	62
3.3.12	Falla Alcalá 2	63
4	PERFILES DE CENIZAS VOLCÁNICAS	66
4.1	INTRODUCCIÓN	66
4.2	PERFILES GUÍA	67
4.3	PERFILES LEVANTADOS	69
4.4	COLUMNA GENERALIZADA	72
5	ESTUDIOS PALEOSÍSMICOS	74
5.1	GENERALIDADES	74
5.2	SÍNTESIS DE LOS ESTUDIOS DE NEOTECTÓNICA PREVIOS	76
5.2.1	Thouret (1983).	76
5.2.2	Chec (1983).	78
5.2.3	Egeo Ltda (1984).	78
5.2.4	James (1986).	80
5.2.5	Page (1986).	80
5.2.6	Ortega (1991).	81
5.2.7	Arango y Trillos (1993).	82
5.2.8	Cardona y Ortíz (1994).	82
5.2.9	Ego <i>et al.</i> (1995).	83
5.2.10	Guzmán <i>et al.</i> (1998).	83
5.2.11	Monsalve <i>et al.</i> (2000).	85
5.2.12	Paris <i>et al.</i> (2000).	85
5.2.13	Monsalve (2001).	85
5.2.14	Bohórquez <i>et al.</i> (2001).	85
5.3	RESULTADOS: EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS	86
5.3.1	Liceo Taller San Miguel.	86
5.3.2	CPL10 Sector Laguneta.	90
5.3.3	CPL25 - Sector Alto El Roble.	93
5.3.4	Relleno Sanitario.	93
5.3.5	Estación CPL54.	102
5.3.6	CPL58 - Sector Filandia.	102
5.4	ANÁLISIS DE LAS EVIDENCIAS	105
5.4.1	Liceo Taller San Miguel.	105
5.4.2	CPL10 Sector Laguneta.	109
5.4.3	CPL25 - Sector Alto El Roble.	111

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

5.4.4	Relleno Sanitario.	112
5.4.5	CPL58 - Sector Filandia.	114
5.5	ESTIMACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA	114
5.5.1	Liceo Taller San Miguel.	116
5.5.2	CPL10 Sector Laguneta.	118
5.5.3	CPL10-talud W.	118
5.5.4	Sector Alto El Roble.	118
5.5.5	Relleno Sanitario.	119
5.5.6	El Sismo de Armenia (Colombia) 1999 y las Nuevas Evidencias	120
5.6	TRINCHERA HACIENDA SAN FELIPE	120
5.6.1	Análisis de las evidencias	127
6	CONCLUSIONES	131
7	RECOMENDACIONES	136
8	BIBLIOGRAFÍA	139
	ANEXO 1. PERFILES	1
	ANEXO 2 ANÁLISIS MINERALÓGICOS	2
	ANEXO 3 SELECCIÓN POSIBLES SITIOS PARA EXCAVAR TRINCHERAS	3
	ANEXO 4 DATACIONES Y REPORTES DE LABORATORIO	4

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localización regional de la zona de estudio, modificado de Taboada <i>et al.</i> , (2000). Los vectores de movimiento fueron tomados de Freymueller <i>et al.</i> , (1993) y Kellogg y Vega (1995)	2
Figura 2: Principales estructuras en la zona de estudio según los trabajos de Gúzman <i>et al.</i> (1998); Aranzazu y Ríos, (1989); Ortega, (1991); González, (1990); González y Nuñez (1991); Caballero y Zapata (1983), McCourt <i>et al.</i> (1984). Se incluyen los perfiles con evidencia de neotectónica según Egeo Ltda (1984), Toro y Hermelin (1991), Arango y Trillos, (1993).	4
Figura 3: Mapa de estaciones y segmentos de falla caracterizados en este trabajo.	7
Figura 4: Mapa de Unidades Morfológicas de Terreno.	13
Figura 5: Unidad 1 de colinas bajas y relieve suavemente ondulado.	15
Figura 6: Unidad 2 de relieve moderado.	15
Figura 7: Unidad 3 de relieve plano y suavemente ondulado.	16
Figura 8: Unidad 4, valles amplios con suaves ondulaciones.	16
Figura 9: Unidad 5, frente de erosión del Río La Vieja.	18
Figura 10: Unidad 5, frente de erosión del Río La Vieja en el sector de Puerto Samaria.	18
Figura 11: Unidad 7, relieve plano por el sector de Montenegro.	19
Figura 12: Unidad 8, colinas alargadas.	21
Figura 13: Unidad 9, altos topográficos.	21
Figura 14: Unidad 10, relieve plano a levemente ondulado.	22
Figura 15: Unidad 11, relieve plano con inclinación hacia el este.	23
Figura 16: Unidad 12, colinas tipo media naranja.	23
Figura 17: Unidad 13, cañones estrechos y profundos.	25
Figura 18: Unidad 13, cañones estrechos y profundos.	25
Figura 19: Unidad 14, cañones estrechos con fondo amplio.	26
Figura 20: Localización de los perfiles topográficos y perfiles longitudinales de los ríos.	28
Figura 21: Perfiles topográficos Norte – Sur.	29
Figura 22: Perfiles topográficos Este – Oeste.	31
Figura 23: Perfiles topográficos noroeste.	33
Figura 24: Perfiles topográficos Noreste.	34
Figura 25: Perfil longitudinal del río Consota.	35
Figura 26: Perfil longitudinal de la Quebrada Cestillal.	37
Figura 27: Perfil longitudinal del Río Barbas.	38
Figura 28: Perfil longitudinal del Río Robles.	39
Figura 29: Perfil longitudinal del Río Espejo.	41
Figura 30: Perfil longitudinal del Río Quindío.	42
Figura 31: Modelo sismotectónico regional según Guzmán <i>et al.</i> , (1998).	44
Figura 32: Fotointerpretación de la cuenca baja del Río Robles	64
Figura 33: Anomalías de drenaje y posible escarpe de falla en inmediaciones de Piedecuesta, vertiente sur del Río Robles en su cuenca baja.	65
Figura 34: Perfiles de tefras de caída utilizados como guía para la correlación estratigráfica.	68
Figura 35: Columna de tefras generalizada para la región Pereira – Armenia.	73
Figura 36: Principales estructuras en la zona de estudio según los trabajos de Gúzman <i>et al.</i> (1998); Aranzazu y Ríos, (1989); Ortega, (1991); González, (1990); González y	

Nuñez (1991); Caballero y Zapata (1983), McCourt <i>et al.</i> (1984). Se incluyen los perfiles con evidencia de neotectónica según Egeo Ltda (1984), Toro y Hermelin (1991), Arango y Trillos. (1993)	77
Figura 37: Liceo Taller San Miguel, localización de los sectores identificados y estudiados en detalle.	88
Figura 38: Liceo Taller San Miguel Sector Canchas. Esquema paleosísmico.	89
Figura 39: Liceo Taller San Miguel, Sector Canchas. Se aprecia la Falla Cestillal.	89
Figura 40: Liceo Taller San Miguel, Sector Parqueadero. Esquema paleosísmico.	91
Figura 41: Liceo Taller San Miguel. Sector Parqueadero. Se aprecia la Falla Tribunias.	91
Figura 42: Liceo Taller San Miguel, Sector Parqueadero. Evidencia de licuación.	92
Figura 43: Sitio CPL10. Sector Laguneta, talud oriental. Esquema paleosísmico.	94
Figura 44: Sitio CPL10, sector Laguneta, talud oriental. Falla Consota.	94
Figura 45: Sitio CPL10, sector Laguneta. Talud oeste. Se aprecia la Falla Laguneta.	95
Figura 46: Estación CPL25, Sector Alto El Roble. Esquema paleosísmico.	96
Figura 47: Estación CPL25, sector Alto El Roble.	97
Figura 48: Sector Relleno Sanitario, estación CPL52. Esquema paleosísmico.	99
Figura 49: Estación CPL52, sector Relleno Sanitario de Pereira. Falla La Glorita.	100
Figura 50: Estación CPL53, Relleno Sanitario de Pereira.	100
Figura 51: Estación CPL53, Sector Relleno Sanitario de Pereira.	101
Figura 52: Estación CPL54, sector Relleno Sanitario de Pereira. Falla Alcalá 2.	103
Figura 53: Estación CPL54, Relleno Sanitario de Pereira, esquema paleosísmico.	104
Figura 54: Estación CPL58 sector Filandia, extremo oriental del corte.	106
Figura 55: Estación CPL58, sector Filandia. Detalle agrietamiento.	106
Figura 56: Estación CPL58, sector Filandia. Esquema paleosísmico.	107
Figura 57: Localización de la trinchera Hacienda San Felipe.	122
Figura 58: Esquema de la pared oriental de la trinchera Hacienda San Felipe.	122
Figura 59: Esquema de la pared oeste de la trinchera Hacienda San Felipe.	123
Figura 60: Esquema de la pared norte, trinchera Hacienda San Felipe.	124
Figura 61: Esquema de la pared sur, trinchera Hacienda San Felipe.	125

1 INTRODUCCIÓN

A continuación se presentan tanto la síntesis metodológica como los resultados obtenidos, según los objetivos trazados en el proyecto de investigación. Cada uno de los temas es discutido en capítulos independientes, con un capítulo final de resultados, donde se sintetizan los aportes que en materia de paleosismicidad, geocronología, tefraestratigrafía y geomorfología del abanico Pereira-Armenia se logró para la región. Durante la realización del proyecto se contó con la asesoría del Dr. Frank Audemard, de FUNVISIS, Venezuela. Igualmente participaron los geólogos Andrés Velásquez del Observatorio Sismológico del Suroccidente Colombiano, de la Universidad del Valle y Myriam López, de la Corporación OSSO.

1.1 OBJETIVO

El objetivo central fue el de caracterizar algunos de los segmentos de falla, que afectan el abanico Pereira-Armenia determinando el sismo máximo que han generado, el período de retorno de éstos eventos y la longitud de ruptura de la falla. Se buscó probar la validez y aplicabilidad de indicadores geológicos de movimientos sísmicos tales como horizontes deformados, desplazados y/o truncados, utilizando como principal método geocronológico la datación por radiocarbono. Igualmente, por ser este un trabajo interinstitucional, entre la Universidad del Valle, La Universidad EAFIT y la Corporación OSSO, enmarcado dentro del Proyecto “Hacia un modelo de Sismicidad de Suroccidente Colombiano” financiado por COLCIENCIAS, este proyecto tenía igualmente como objetivo el fortalecimiento de la investigación colombiana en el campo de la geocronología Cuaternaria y específicamente en una de sus principales aplicaciones importante para el país, la paleosismicidad.

1.2 ZONA DE ESTUDIO

El Abanico Pereira-Armenia (Thouret, 1983), zona del presente estudio, corresponde a la región conocida en Colombia como “Eje Cafetero” donde se localizan las ciudades de Pereira y Armenia. Está situado en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia, entre los 4° y 5° de latitud norte, dentro de lo que se ha denominado a nivel regional, Bloque Andino (Figura 1). Como lo ilustra la Figura 1, el Bloque Andino es una

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Figura 1: Localización regional de la zona de estudio, modificado de Taboada *et al.*, (2000). Los vectores de movimiento fueron tomados de Freymueller *et al.*, (1993) y Kellogg y Vega (1995)

zona amplia de deformación situada entre el Océano Pacífico, Panamá, el Mar Caribe, la Cuenca de Maracaibo y los Llanos Orientales. Es un territorio a través del cual se liberan los esfuerzos generados por la interacción de las placas Nazca, Caribe y Sur América (Cline *et al.*, 1981; Ego *et al.*, 1996). Los movimientos de estas placas, tomando como referencia la placa Sur Americana, dan vectores de movimiento de 6.4 cm/año hacia el este para la Placa Nazca y de 1.7 cm/año hacia el sureste para la Placa Caribe (Freymueller *et al.*, 1993; Kellogg y Vega, 1995). El movimiento del Bloque Norte de los Andes con respecto a la placa Sur América sería de ~8 mm/año hacia el noreste (Kellogg y Vega, 1995).

La liberación de los esfuerzos generados por los movimientos de las placas Nazca, Caribe y Sudamérica, han reactivado varios de los antiguos sistemas de falla en el Bloque Norte de los Andes, siendo el Sistema de Fallas de Romeral en Colombia uno de los más importantes, ya que cruza el territorio Colombiano de sur a norte (Page, 1986). Este Sistema atraviesa la zona de estudio y ha sido reactivado desde el Plioceno Tardío (Page, 1986). Es un sistema con cinemática de tipo lateral izquierdo con componente inversa en un ambiente tectónico donde σ_1 tiene dirección NW- SE (Guzmán *et al.*, 1998). De acuerdo con el elipsoide de deformación para fallas de rumbo, formulado por Wilcox *et al* (1973) y Silvestre y Smith (1976) (En Yeats *et al*, 1997 y Keller, 1986), en la región de Pereira – Armenia el Sistema de Fallas Romeral presenta asociadas fallas NW de tipo normal, fallas NE de tipo inverso y pliegues, y estructuras EW dextrales de tipo normal.

1.3 METODOLOGÍA

A partir de la recopilación de los estudios anteriores, y el trabajo preliminar de campo, inicialmente se preseleccionaron para su caracterización las fallas Matecaña, Consota, El Roble, Armenia, Quebrada Nueva y el alineamiento Alcalá (Figura 2), ya que eran las estructuras que reportaban mayores indicios de actividad neotectónica en inmediaciones de la ciudad de Pereira. Posteriormente, al avanzar la investigación y teniendo el estudio geomorfológico y el trabajo de campo, se reevaluaron las fallas preseleccionadas retomándose las fallas Consota, Armenia y Alcalá y agregándose nuevas fallas de acuerdo con las evidencias encontradas.

Una vez establecida la secuencia de los depósitos recientes de cenizas de caída (últimos 50.000 años) con base en el estudio tefraestratigráfico y las dataciones efectuadas, se

Figura 2: Principales estructuras en la zona de estudio según los trabajos de Gúzman *et al.* (1998); Aranzazu y Ríos, (1989); Ortega, (1991); González, (1990); González y Nuñez (1991); Caballero y Zapata (1983), McCourt *et al.* (1984). Se incluyen los perfiles con evidencia de neotectónica según Egeo Ltda (1984), Toro y Hermelin (1991), Arango y Trillos, (1993).

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

realizaron 6 trincheras, en sitios con evidencias neotectónicas (ver capítulo 5). Para las trincheras de los sitios Laguneta, Filandia y Robles se rectificaron y pulieron los cortes de carretera de la ampliación de la autopista del Café. Para la trinchera del Liceo Taller San Miguel, se aprovecharon los cortes durante la construcción del Liceo, los cuales se pulieron y ampliaron. Para la trinchera del Relleno Sanitario se amplió, con tractor, una de las paredes del relleno y para la trinchera de la Hacienda San Felipe, donde no se contaba con ningún afloramiento por lo plano del sector, se efectuó una excavación de 33 metros de longitud por 3 metros de profundidad, con tres apiques hasta los 5 metros. En todos los sitios de trinchera se empleó una malla de 1 m por 1 m y se hizo un levantamiento detallado. Finalmente, aplicando los indicadores geológicos de movimientos sísmicos (se detallan en cada una de las trincheras), se lograron caracterizar varios de los segmentos de falla cercanos a la población de Pereira. No todas las fallas inicialmente preseleccionadas pudieron ser caracterizadas, a medida que se fue avanzando en el trabajo y se fueron encontrando evidencias se priorizaron las fallas a caracterizar. Los segmentos caracterizados pertenecen a las fallas Alcalá, Consota, La Glorita, Cestillal, Tribunas, Laguneta y Armenia.

A continuación se especifican las fotografías aéreas con sus respectivas líneas de vuelo, que fueron analizadas. Igualmente se detalla la información cartográfica utilizada. De acuerdo con las sugerencias del Dr. Audemard, se amplió la zona de observación a todo el abanico, para tener una visión regional del origen y de las principales estructuras.

VUELO	ESCALA	AÑO	FOTOS
C2196	1:20.000	1985	68-80
C2119	1:20.000	1984	0-21
C731	1:23.000	1957	0-21
M1109	1:55.000	1961	17432-17445
M551	1:60.000	1959	7503-7509
M549	1:50.000	1959	7289-7295
M549	1:50.000	1959	7278-7285
C2118	1:20.000	1984	229-252
C2071	1:25.000	1983	84-92
M1109	1:55.000	1961	17425-17433

Los mapas topográficos empleados a escala 1:25.000 del IGAC fueron:

224-I-B, 224-I-C, 224-I-D, 224-II-A, 224-II-C, 224-III-A, 224-III-B, 224-III-C, 224-III-D, 224-IV-A, 224-IV-C, 243-I-A, 243-I-B, 243-I-C, 243-I-D, 243-II-A, 243-II-C, 244-I-B, 244-I-D, 225-III-B, 225-III-D, 225-IV-A, 225-IV-C.

1.3.1 Trabajo de Campo

En la Figura 3 se resumen las estaciones de campo y los segmentos de falla caracterizados; esta nomenclatura se conservará durante el presente informe. En total se realizaron cinco etapas de trabajo de campo.

- Levantamiento de los perfiles expuestos por la construcción de la autopista del café. Duración 8 días durante el mes de Junio (2001).
- Trabajo regional, con ocho días de duración, en el mes de Julio (2002). Se estudiaron las principales formaciones superficiales de la zona, sus principales rasgos morfológicos, con un énfasis en el recubrimiento de las cenizas volcánicas.
- Levantamiento de los perfiles a lo largo de las vías principales en los alrededores de Pereira, duración 15 días durante los meses de Agosto y Septiembre (2002). Se levantó la trinchera en la estación CPL10.
- Trabajo de campo concentrado en los alrededores de Pereira y a lo largo de las principales estructuras que por campo y/o fotointerpretación presentaban posibles evidencias neotectónicas. Duración 20 días en el mes de Noviembre (2002). Se levantaron las trincheras Liceo Taller San Miguel y Relleno Sanitario .
- Trabajo de campo en el mes de Mayo de 2003. Se realizó la excavación de la trinchera de la Hacienda San Felipe y se recopiló toda la información.

En resumen, las trincheras para los estudios de neotectónica fueron: Trinchera Laguneta-CPL10 (Agosto-Septiembre de 2001), Trinchera Alto el Roble-CPL25 (Agosto-Septiembre de 2001), Trinchera Liceo Taller San Miguel (Noviembre de 2002), Trinchera Relleno Sanitario (Noviembre 2002), Trinchera Filandia (Noviembre de 2002) y Trinchera Hacienda San Felipe (Mayo 2003).

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Figura 3: Mapa de estaciones y segmentos de falla caracterizados en este trabajo.

1.3.2 Dataciones

Las dataciones para radiocarbono se realizaron en el Laboratorio de Geochron (USA), obteniendo cinco edades para la zona de estudio. Dado el alto costo de las mismas, US\$300, las últimas muestras tomadas en el Liceo Taller San Miguel (1 muestra), el relleno sanitario (1 muestra) y Trinchera San Felipe (1 muestra) fueron enviadas al profesor Roberto Bracco en la Universidad de Uruguay para su análisis de laboratorio; de las tres muestras, sólo una (Liceo Taller San Miguel) pudo ser datada; las otras no contenían suficiente materia orgánica. En total se obtuvieron siete dataciones ^{14}C durante este estudio.

Para las dataciones por trazas de fisión, se seleccionaron muestras de la ignimbrita que aflora en el túnel de la vía del ferrocarril, cerca de la ciudad de Pereira, donde no se encontraron circones ni apatitos. Igualmente se trabajaron muestras de las ignimbritas rosadas del Río Robles (puente de la vía Montenegro Quimbaya), la ignimbrita del Río Barbas (Vía Pereira-Armenia) y de los depósitos del relleno sanitario que se encuentran en la base de las cenizas volcánicas de caída. El material seleccionado para la datación fue circón. Estos circones están recubiertos por una capa de óxidos de hierro que fue imposible remover, aunque se empleó ácido fluorhídrico. El ataque con NaOH y KOH no reveló trazas en estos materiales, por lo que, o bien su edad es menor a 300.000 años, límite de aplicabilidad de este método para estos materiales, o el recubrimiento de óxidos no permite su datación. El resto de depósitos trabajados, principalmente cenizas volcánicas de caída sobre los cuales se concentró la investigación dado el objetivo del estudio, tienen una edad inferior a los 50.000 años, rango en el que esta metodología no es aplicable.

Las dataciones obtenidas en este trabajo se sintetizan en la Tabla 1.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

SITIO	METODO	COORDENADA X	COORDENADA Y	EDAD	ERROR
Sector Laguneta CPL10	RADIOCARBONO	1'159,900	1'014,800	30,710	± 1,220
Sector Alto El Roble CPL25	RADIOCARBONO	1'163,560	1'009,000	6,860 6,300 2,630	± 130 ± 230 ± 80
Liceo Taller San Miguel, canchas CPL55	RADIOCARBONO	1'156.160	1'016,500	19,710	± 830
Liceo Taller San Miguel, canchas CPL55 (*)	RADIOCARBONO	1'156.160	1'016,500	<i>GASES NO PERMITIERON SU DATACIÓN</i>	
Liceo Taller San Miguel Parqueadero, LSTM(*)	RADIOCARBONO	1'156.160	1'016,500	13,150	± 310
Trinchera Hacienda San Felipe	RADIOCARBONO	1'140,920	1'020,120	21,510	± 440
Trinchera Hacienda San Felipe(*)	RADIOCARBONO	1'140,920	1'020,120	<i>NO DATABLE POR FALTA DE MATERIA ORGANICA</i>	
Sector Relleno Sanitario CPL52	RADIOCARBONO	1'142,200	1'018,700	<i>NO DATABLE POR FALTA DE MATERIA ORGANICA</i>	
10 diferentes muestras	TRAZAS DE FISION			<i>NO DATABLES, RANGO DE EDAD POSIBLEMENTE <300.000 años.</i>	

Tabla 1: Dataciones obtenidas en el presente estudio. (*) indica las muestras analizadas por el profesor Roberto Bracco en la Universidad de Uruguay.

2 GEOMORFOLOGÍA DEL ABANICO

2.1 INTRODUCCIÓN

Se emprendió el estudio geomorfológico del Abanico Pereira Armenia, con el objetivo de contar con una visión regional que permitiera una mejor comprensión de su origen y evolución, al igual que un mejor entendimiento de cómo las estructuras que lo cruzan han afectado esta macrounidad geomorfológica de la Cordillera Central de Colombia. Este estudio está basado en el análisis de fotografías aéreas, elaboración de perfiles topográficos y perfiles longitudinales de los ríos elaborados a una escala 1:25.000 y trabajo de campo. Es importante especificar que en este trabajo se retoma el nombre dado por Thouret, (1983), de Abanico de Pereira-Armenia, entendiéndose que se trata de un abanico volcánico-torrencial cuyo origen está íntimamente asociado no sólo a la actividad volcánica del Macizo Ruíz-Tólima durante los últimos 4.5 Ma, sino también al levantamiento de la Cordillera Central, los procesos fluvio-glaciales y a los movimientos de las fallas.

A partir de un marco de referencia, se describen los principales rasgos topográficos del abanico y sus unidades morfológicas.

2.2 MARCO DE REFERENCIA

Los trabajos anteriores realizados en la zona de estudio, como por ejemplo los de Parra y James (1984); Borrero e Hincapié (1997) y Guarín (2002), son locales y no siguen criterios unificados para la cartografía de unidades geomorfológicas en el abanico Pereira-Armenia. Al tomar otros autores que presentan síntesis metodológicas para trabajos regionales en Colombia, como por ejemplo, Villota (1997), quien propone una clasificación fisiográfica del terreno, se encontró que estos trabajos tienen un enfoque con énfasis en la cartografía de mapas pedológicos. Ahnert, (1998), elaboró una síntesis de recopilación de las diferentes metodologías utilizadas para la cartografía geomorfológica y entre ellas destacan las de Verstappen y Van Zuidam, (1968) y el trabajo de Emblenton y Verstappen, (1988). Estos últimos autores discuten ampliamente los trabajos internacionales en el campo de la geomorfología. El International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC) estandarizó una metodología para realizar análisis geomorfológico que

permitiera producir mapas geomorfológicos sintéticos mediante el trabajo de grupos multidisciplinarios estudiando el paisaje (Verstappen *et al.*, 1996). En este trabajo se optó por seguir la metodología propuesta por el ITC (Verstappen *et al.*, 1996), la cual es esencialmente igual a la de Verstappen y Zuidam, (1968), excepto por que incorpora los sistemas de información geográficos y el empleo de imágenes satelitales y radar. El principio general es que las formas del terreno determinan las características inherentes y potenciales de cada unidad diferenciada denominada unidad de mapeo de terreno (UMT). En el estudio de las UMT se incorporan tanto las propiedades geomorfológicas como características hidrológicas, de vegetación, uso del suelo y topografía entre otras.

Verstappen *et al.* (1996) distinguen cuatro niveles de unidades de mapeo de terreno de acuerdo con la escala de trabajo y el tipo de levantamiento. Estos niveles son: Componentes de terreno, para escalas 1:10.000 o mayores; unidades de terreno para escalas entre 10.000 y 100.000; sistemas de terreno para escalas 1:250.000 y provincias de terreno para escalas regionales. Por la escala de trabajo, 1:25.000, se elaboró un mapa de unidades morfológicas de terreno. Cada unidad se refiere a una forma del relieve o a un complejo homogéneo de formas del relieve. Estas formas se relacionan con una característica particular del terreno o un patrón de componentes de éste. Reflejan características tanto externas como internas diferentes a las de las unidades que la rodean y con las que puede encontrarse genéticamente relacionada.

Otro aspecto importante en el estudio geomorfológico es el levantamiento de perfiles topográficos y perfiles longitudinales de los ríos, los cuales ayudan a entender las formas del paisaje. En los perfiles longitudinales de los ríos se identifican los puntos de quiebre que reflejan cambios en la pendiente del cauce, los cuales se deben, entre otros, a cambios litológicos o a la presencia de estructuras tectónicas (Ahner, 1998; Burbank y Anderson, 2001). Los perfiles longitudinales y topográficos son ampliamente utilizados en Colombia como parte de los estudios geomorfológicos y tectónicos pero poco detallados a nivel de publicaciones. Entre los trabajos publicados se encuentra Duran, (1964) quien hace el análisis de perfiles longitudinales de algunas corrientes que drenan el territorio colombiano y analiza las anomalías identificadas con la información geológica disponible en la época.

Existe un amplio rango de factores que influyen en el perfil longitudinal de los ríos (Demoulin, 1998; Ahner, 1998; Burbank y Anderson, 2001). Schumm *et al.* (2000) presentan medidas de la tectónica activa y la respuesta de los ríos en las que utilizan como herramienta de análisis los perfiles longitudinales y perfiles topográficos; como en el caso de la cuenca del Río Mississippi.

2.3 GEOMORFOLOGÍA DEL ABANICO PEREIRA - ARMENIA

Para definir la geomorfología del abanico Pereira Armenia se realizaron una serie de perfiles topográficos y longitudinales de las principales corrientes que lo drenan. Teniendo en cuenta esta información, los recorridos de campo realizados y los trabajos de fotointerpretación se elaboró el mapa de unidades morfológicas de terreno (Figura 4), el cual sintetiza los resultados obtenidos. Inicialmente se describirán las 14 unidades morfológicas de terreno identificadas para pasar a presentar las características generales del abanico a partir del análisis de los perfiles realizados.

2.3.1 Unidades morfológicas de terreno

Se describen los rasgos característicos principales que permiten delimitar cada unidad morfológica, el sitio donde se localiza y su posible origen. Todos los nombres están indicados en las Figuras 3 y 4. Dada la asimetría del abanico, el orden de descripción se hace desde el ápice hacia su parte distal, tomando inicialmente un corte este oeste en el centro de abanico, para posteriormente describir las unidades morfológicas del sur y las del norte. Por último se describen las unidades recientes asociadas a los cañones de los ríos principales.

2.3.1.1 Unidad 1. Colinas bajas y relieve suavemente ondulado. Corresponde a una superficie entre los 1.800 y 2.000 m.s.n.m. (Figura 4). Presenta colinas y ondulaciones del orden de los 10 m de altura y una cubierta de cenizas volcánicas de caída con un espesor visible superior a los 10 m (Figura 5). Los drenajes presentan incisión moderada. En esta unidad se encuentran los nacimientos de la Quebrada Cestillal y el Río Robles. Esta unidad coincide con el ápice del abanico, con el volcán Quindío en su cabecera. Es un sector estable tomando en cuenta la excelente conservación no sólo de las cenizas volcánicas de caída, sino también,

Figura 4: Mapa de Unidades Morfológicas de Terreno.

vestigios de antiguos lagos que tienen a su base niveles de turba, como por ejemplo, los depósitos lacustres cerca al reten en la vía Pereira-Armenia.

- 2.3.1.2 **Unidad 2. Relieve moderado.** Los drenajes presentan incisión moderada a fuerte. El relieve presenta formas irregulares y no muy continuas, longitudes menores de 200 m, con alturas superiores a los 50 m (Figura 6). Son los terrenos comprendidos entre la parte alta y media de la cuenca de la Quebrada Cestillal y la parte alta de la cuenca del Río Espejo. Muchas de las características corresponden a rasgos geomorfológicos de las fallas que cruzan el abanico y que controlan y favorecen una mayor incisión de los drenajes. Se remarca la importancia de emprender estudios de cartografía detallada de los diferentes depósitos de flujos de lodo, depósitos de flujos de escombros, ignimbritas, flujos de ceniza, etc., que conforman el abanico, pues el control litológico, de existir, puede jugar un papel importante en esta unidad.
- 2.3.1.3 **Unidad 3. Relieve plano y suavemente ondulado.** Las ondulaciones no alcanzan los 50 m de altura. El drenaje es de moderado a levemente incisado. Comprende los terrenos localizados en inmediaciones del Río La Vieja (Figura 7), entre la quebrada Cestillal y el Río Robles. Corresponde a la parte distal del abanico, (Figura 4). Esta morfología se ha desarrollado sobre depósitos esencialmente de flujo de lodo antiguos, posiblemente preholocénicos, por su coloración rojiza. Este sector del abanico está levantado, lo que ha generado posiblemente la conservación de una superficie de relieve plano y suavemente ondulado que no estaría directamente asociada a los procesos actuales.
- 2.3.1.4 **Unidad 4. Valles amplios con suaves ondulaciones.** Son valles con amplitud superior a los 500 m que presentan ondulaciones y colinas del orden de los 10 m de altura. Se encuentra en la cuenca media del Río Consota, entre la población de Cuba y el alto de Cerritos (Figura 8), en la desembocadura del Río Consota al Río La Vieja, donde la corriente presenta dirección NS, en la parte baja de la cuenca del Río Robles y en la cuenca del Río Espejo por el sector de La Tebaida (Figura 4).

Figura 5: Unidad 1 de colinas bajas y relieve suavemente ondulado. Superficie comprendida entre los 1.800 y los 2.000 m.s.n.m. Son colinas y ondulaciones del orden de los 10 m de altura y una cubierta de cenizas volcánicas de caída con espesor visible superior a los 10 m. Los drenajes presentan incisión moderada. Esta unidad coincide con el ápice del abanico con el volcán Quindío en su cabecera. Visual hacia el noroeste.

Figura 6: Unidad 2 de relieve moderado. Los drenajes presentan incisión moderada a fuerte; el relieve presenta formas irregulares y no muy continuas, con alturas superiores a los 50 m. Se aprecia la parte media de la cuenca de la Quebrada Cestillal. Visual hacia el sur.

Figura 7: Unidad 3 de relieve plano y suavemente ondulado, corresponde a la vertiente derecha del Río Barbas en la parte baja de su cuenca, en el sector de la Hacienda El Palmar. Se observa esta parte del abanico levantada respecto a la parte oriental. Visual hacia el oriente.

Figura 8: Unidad 4, valles amplios con suaves ondulaciones. Cuenca del Río Consota en los predios de la Universidad Católica, entre las poblaciones de Cuba y el alto de Cerritos. Visual hacia el noreste. Ilustra los valles amplios con suaves ondulaciones que conforman esta unidad.

- 2.3.1.5 **Unidad 5. Frente de erosión del Río La Vieja.** Son los terrenos localizados entre los 1.100 y los 900 m.s.n.m. (Figura 4). Presentan un relieve abrupto, con valles en V, vertientes empinadas y ausencia de colinas redondeadas (Figura 9 y 10). Comprende los terrenos en inmediaciones del Río La Vieja. Normalmente deja al descubierto el basamento del Terciario. Estas geoformas tienen un origen estructural, asociadas a la estratificación, plegamiento y fallamiento del basamento terciario.
- 2.3.1.6 **Unidad 6. Flujos del Río Quindío.** Su relieve es suave y ondulado con colinas alargadas con longitud de ~ 500 m. El drenaje es poco incisado. Comprende los terrenos entre los ríos Espejo y Quindío (Figura 4). El origen de esta unidad estaría directamente asociado al emplazamiento de flujos de lodo y escombros a lo largo del Río Quindío. El drenaje desarrollado en estos depósitos es aproximadamente paralelo al sentido de depositación de los flujos, dando origen a las colinas alargadas.
- 2.3.1.7 **Unidad 7. Relieve plano, sector Montenegro.** Se diferencia de la unidad 6 por presentar un drenaje de muy poca incisión y estar en un nivel topográfico más alto (Figura 11). Estas dos últimas unidades de terreno se encuentran separadas por lo que se conoce como el escarpe de la falla Montenegro. Si bien un origen tectónico, con el levantamiento del bloque oeste a lo largo de la Falla de Montenegro podría explicar la mejor conservación y poca incisión en los depósitos, existe la posibilidad de un control litológico (Figura 4). En el sector de Montenegro se observó en campo un depósito de flujo de cenizas, posiblemente más resistente a la erosión o de edad más reciente. Se deja planteado este tema para investigaciones futuras.
- 2.3.1.8 **Unidad 8. Colinas alargadas.** Esta unidad se caracteriza por colinas con un ancho inferior a los 200 m y que presentan una longitud de ~ 1 km con una deflexión hacia noroeste. El drenaje presenta incisión de moderada a fuerte. Se localiza entre el Río Consota y la Quebrada Cestillal en la parte alta y media de sus cuencas

Figura 9: Unidad 5, frente de erosión del Río La Vieja. Presenta un relieve abrupto, con valles en V y vertientes empinadas. Normalmente deja al descubierto el basamento del Terciario. Foto tomada hacia el occidente.

Figura 10: Unidad 5, frente de erosión del Río La Vieja en el sector de Puerto Samaria. Vista aguas arriba del río. Se aprecia el relieve abrupto. Foto tomada hacia el sur.

Figura 11: Unidad 7, relieve plano por el sector de Montenegro. Se aprecia la morfología plana con drenaje de poca incisión en terrenos a occidente de la población de Montenegro. Vista hacia el noreste.

(Figura 4). Estas geoformas tienen un origen estructural y han sido generadas por la actividad de las fallas durante el Cuaternario, e incluso, como se verá más adelante, durante el Holoceno. Otro rasgo geomorfológico importante, son los vestigios dejados por las poblaciones prehispánicas en la región (Figura 12) (Cano *et al.*, 2001).

2.3.1.9 **Unidad 9. Altos topográficos.** Corresponden a afloramientos del Grupo Diabásico. Es un cuerpo alargado de dirección NS cartografiado por Cardona y Ortiz (1994). Se localiza entre los ríos Consota y Barbas (Figuras 4 y 13). Este remanente de rocas cretácicas constituye un rasgo geomorfológico importante y difícil de explicar teniendo en cuenta los volúmenes de material emplazado. Además coincide con un quiebre general del abanico que lo divide en dos sectores diferentes. El sector oriental presenta una pendiente general de 2° al oeste y el sector occidental de 4° al oeste.

2.3.1.10 **Unidad 10. Relieve plano a levemente ondulado.** Son terrenos con suaves colinas en general con alturas menores de 10 m. Se caracterizan por la presencia de zonas pantanosas y anegadas y de algunos lagos. Presentan drenajes bloqueados. Se da intervención antrópica con construcción de canales para el drenaje de los terrenos (Figura 14). Se localiza entre el Río Consota y la Quebrada Cestillal en la parte media a baja de su cuenca (Figura 4). Estas geoformas se originaron por el represamiento de los ríos asociado posiblemente al levantamiento de la parte distal del abanico.

2.3.1.11 **Unidad 11. Relieve plano con inclinación al este.** Es un terreno plano con algunas ondulaciones de ~ 5 m de altura (Figura 15). Se localiza inmediatamente al oeste de la unidad anterior (Figura 4). El abanico Pereira Armenia presenta una inclinación al oeste mientras que esta unidad está inclinada 5° al este. Su origen igualmente debe estar asociado con la formación de lagos generados por el represamiento de los ríos.

Figura 12: Unidad 8, colinas alargadas. Se caracteriza por colinas con un ancho inferior a los 200 m, con una longitud de ~ 1 km con deflexión hacia el noroeste. El drenaje presenta incisión de moderada a fuerte. En la foto se ilustra el sector en la cuenca del Río Consota donde además de las colinas deflectadas al noroeste, se encuentran vestigios de poblaciones prehispánicas. Visual tomada hacia el oriente.

Figura 13: Unidad 9, altos topográficos. Son afloramientos del Grupo Diabásico que conforman un cuerpo alargado en dirección NS, reportado por Cardona y Ortiz (1994). Es un rasgo geomorfológico importante que coincide con un quiebre general del abanico. Se aprecia el alto topográfico donde se localiza la población de Altagracia, situada al sur de Pereira. Visual tomada hacia el sur.

Figura 14: Unidad 10, relieve plano a levemente ondulado. Son terrenos de suaves colinas, en general con alturas menores de 10 m, se caracteriza por zonas pantanosas y anegadas y localmente presenta lagos. Se aprecia la zona localizada entre el Río Consota y la Quebrada Cestillal. Visual tomada hacia el oriente.

Figura 15: Unidad 11, relieve plano con inclinación hacia el este. Zona del Río Consota en inmediaciones de su desembocadura. Se observa la morfología de la vertiente izquierda del río, donde el terreno presenta la superficie inclinada 5° hacia el oriente. La foto es tomada desde el Alto de Cerritos hacia el sur. El origen de ésta unidad debe estar asociado con la formación de lagos generados por el represamiento de los ríos.

Figura 16: Unidad 12, colinas tipo media naranja, se aprecian las colinas cóncavas de ~ 10 m de alto localizadas en la divisoria entre los ríos Otún y Consota, cuando el Otún toma dirección NW para alejarse del Consota y desembocar al río Cauca. Visual tomada hacia el norte desde el Alto de Cerritos.

2.3.1.12 **Unidad 12. Colinas tipo media naranja.** Se caracteriza por ser terrenos que presentan colinas cóncavas de ~ 10 m de alto, tipo media naranja. Es un relieve suave a moderadamente ondulado. Comprende los terrenos localizados entre los ríos Consota y Otún en la parte baja de sus cuencas (Figura 4). Estas geoformas se han desarrollado sobre basamento Terciario, recubiertos o no por material volcánico, por lo tanto se interpretan como vestigios de una morfología heredada del Terciario antes de la formación del abanico. El aspecto típico se presenta en la Figura 16.

2.3.1.13 **Unidad 13. Cañones estrechos y profundos.** Esta unidad morfológica se caracteriza por cañones con profundidades ~150 m, con un ancho entre 300 y 500 m y una amplitud en el fondo menor de 100 m. Está restringido a la parte alta de la cuenca del Río Consota (Figura 17), donde este drenaje tiene dirección N45°W, a la cuenca baja de la misma corriente, entre el alto de Cerritos y el sitio donde gira para tomar dirección NS antes de su desembocadura (Figura 18) y por último al Río Barbas a lo largo de todo su recorrido (Figura 4). Esta morfología se interpreta como un rasgo estructural asociado a los escarpes de la Falla Consota y al lineamiento del Río Barbas, paralelo a la Falla Cestillal, comprobada en campo y no cartografiada en trabajos anteriores.

2.3.1.14 **Unidad 14. Cañones estrechos con fondo amplio.** Son cauces que presentan profundidades del orden de 150 m., un ancho entre 300 y 500 m y una amplitud en el fondo mayor de 150 m, con ríos confinados meándricos, rasgo geomorfológico principal que diferencia esta unidad de la unidad 13 de cañones estrechos y profundos. Se presenta en la parte alta y media del Río Robles, en el Río La Vieja cuando toma dirección NS al suroccidente de La Tebaida, en el Río Otún a su paso por la ciudad de Pereira (Figura 19) y en algunos afluentes del Río Consota que le llegan por su vertiente sur en inmediaciones de las poblaciones de Pereira y Cuba (Figura 4). Si bien estos cañones inicialmente tuvieron un origen posiblemente tectónico, asociados a los principales sistemas de fallas de la región, combinado con un control litológico dada la diferencia de materiales que conforman el abanico (depósitos de flujos de lodo y escombros, flujos de cenizas, ignimbritas,

Figura 17: Unidad 13, cañones estrechos y profundos. Se aprecia la cuenca alta del Río Consota, donde esta corriente presenta dirección N45°W. Estos cañones presentan profundidades de ~ 150 m con un ancho entre 300 y 500 m y una amplitud de fondo menor de 100 m.

Figura 18: Unidad 13, cañones estrechos y profundos. Se aprecia la zona de la desembocadura de los ríos Barbas y Consota donde se encuentra la parte final de los cañones de estas corrientes en el sector de la Hacienda Bagatela. En este sector ésta morfología se interpreta como un rasgo estructural asociado a los escarpes de la Falla Consota y la Falla Cestillal .

Figura 19. Unidad 14, cañones estrechos con fondo amplio. Se aprecia la cuenca del río Otún a su paso por la ciudad de Pereira donde el río alcanza a presentar meandros. Visual hacia el occidente.

lahares y depósitos de caída de tefras), la acumulación de sedimentos en la base se podría explicar por cambios en la capacidad de transporte de la corriente asociados al levantamiento observado en la parte distal del abanico. Este tipo de cañones anómalos están restringidos en el abanico sólo al sector entre Filandia y Cuba, que es donde el levantamiento de la parte distal del abanico se aprecia claramente en el terreno.

2.3.2 Características generales del abanico

Entre los principales rasgos observados en el abanico están las anomalías topográficas, peldaños, quiebres y aparentes pliegues hacia su parte distal, difíciles de explicar por génesis o evolución de un abanico volcánico torrencial. Estas anomalías se relacionan con la tectónica activa de la región. Para facilitar el entendimiento de la relación entre la tectónica y el modelado del paisaje, se realizaron perfiles perpendiculares a los principales sistemas de fallas y que abarcan la totalidad del abanico.

Se buscaron cambios de pendiente y quiebres en los perfiles que confirmaran la actividad de las fallas y que permitieran visualizar estructuras aún no cartografiadas. Todos los perfiles fueron realizados empleando mapas topográficos a escala 1:25.000 con ayuda del software Excell para su elaboración y del programa Corell para su edición (Ver perfiles detallados en el Anexo 1).

Los depósitos de origen volcánico, volcano-detritico, torrencial y fluvio-glacial, están asociados a la actividad volcánica del Macizo Ruíz Tólima, (Thouret, 1983 y 1989; Thouret y Fabre, 1989) y dan origen a uno de los rasgos geomorfológicos más importantes de la Cordillera Central de Colombia: El abanico Pereira - Armenia. Esta superficie de 30 km de largo por 40 km de ancho se extiende desde los 2.300 m a los 1.000 m de altura. En la Figura 20 se indica la localización de los perfiles elaborados y en las Figuras 21 a la 30 se presentan los perfiles. Se identificaron varias anomalías en los perfiles topográficos y en los perfiles longitudinales de los ríos, a saber:

-En la parte alta y media, la altura del abanico es mayor en el norte y disminuye gradualmente hacia el sur a partir de la cuenca del Río Robles (Figura 21, cortes BB', CC'

Figura 20: Localización de los perfiles topográficos y perfiles longitudinales de los ríos.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Figura 21: Perfiles topográficos Norte – Sur. Cada uno de los perfiles se encuentra en el Anexo 1

y FF'). En la parte distal, con una topografía más plana (Figura 21, cortes NN' y HH'), predomina el levantamiento de los bloques donde se localizan las poblaciones de Quimbaya y Montenegro (Figura 21, corte NN'), y el sector entre el Río Consota y la Quebrada Cestillal (Figura 21, corte HH') y entre la Quebrada Buena Vista y el Río Espejo (Figura 21, corte NN').

Igualmente disminuye el grado de incisión de los drenajes secundarios, dando como resultado un abanico fuertemente disectado en la parte este, para pasar al oeste a una superficie relativamente plana entre los ríos Robles y Quindío. Los cambios de profundidad de valles de los ríos principales que recorren el abanico con dirección general este oeste, como por ejemplo el observado entre el Río Otún, el Río Consota y la Quebrada Cestillal, y entre el Río Espejo y el Río Robles (Figura 21), estarían asociados a una tectónica de bloques producto del movimiento vertical de las fallas Cestillal y Laurel, de dirección EW, definidas en este trabajo (ver capítulo 5).

Otro rasgo topográfico importante del abanico es el escalonamiento hacia el oeste, visible en los corte topográficos elaborados en sentido EW (Figuras 20 y 22). Los quiebres coinciden en general con las estructuras identificadas en los trabajos de fotointerpretación. Las estructuras más comunes son N30° - 60°E. En el perfil KK' (Figura 22) se identifica una contrapendiente en la cota 1150 que coincide con la falla Alcalá y con estructuras fotointerpretadas N20°E al igual que algunas zonas de lago. En las exploraciones paleosísmicas realizadas en la región y en los perfiles longitudinales de los ríos se aprecia para la falla Alcalá un movimiento con el bloque oeste descendido en este sector (ver información trinchera Hacienda San Felipe, capítulo 5). Este movimiento no coincide con la topografía que se aprecia en el perfil; por el momento se explica como un paleorelieve existente en la zona, posiblemente correspondiente a la Formación Cinta de Piedra y que en la actualidad se encuentra cubierta por las cenizas volcánicas de caída con un espesor superior a los cuatro metros. Este paleorelieve a pesar de haber sido afectado por la falla Alcalá sigue como un relieve positivo para la zona, sin que se pueda estimar el salto o movimiento de la falla.

Figura 22: Perfiles topográficos Este – Oeste. Cada uno de los perfiles se encuentra en el Anexo 1.

Entre los perfiles se destaca el bloque descendido que se aprecia en la cota 1200 en el perfil II' (Figura 22), que coincide con estructuras N25° - 50°E. Se sugiere que esta anomalía corresponde a las que se aprecian en los perfiles GG' (cota 1700, quebradas Portachuelo y Agua Serena), KK' (cota 1600, Quebrada Cestillal) y LL' (cota 1500, Río Otún) (Figura 22). Estas anomalías presentan el bloque occidental levantado aunque no en la misma dimensión que en el perfil II'.

Estos quiebres y escalonamientos se reflejan en los perfiles longitudinales de los ríos.

Los perfiles topográficos en sentido NW (perfiles EE', AA', PP', Figura 23) reflejan las diferencias mencionadas para el abanico en sus extremos norte y sur. Se sugiere una división del abanico a la altura de la quebrada Cestillal o el Río Barbas. El cambio coincide con el trazo de la falla Cestillal propuesta en este trabajo.

Los perfiles topográficos en sentido NE (perfiles JJ' y OO', Figura 24) confirman la diferencia existente entre los extremos norte y sur del abanico Pereira Armenia.

Las anomalías en los perfiles en su mayoría se explican por tectónica sin que se pueda definir con esta información la continuidad y longitud de los segmentos de falla. Es necesario realizar estudios geomorfológicos de las diferentes cuencas que drenan el abanico Pereira - Armenia para complementar el conocimiento morfotectónico de la región (Shumm *et al.*, 2000 ; Burbank y Anderson, 2001).

Las anteriores anomalías descritas quedan reflejadas en los perfiles longitudinales de los ríos que se describen a continuación.

El perfil del **Río Consota** (Figura 25) presenta un cambio importante en la cota 2100, muy cercano a su nacimiento, esto se interpreta como un control estructural de las fallas NS cartografiadas para la región. Presenta un perfil cóncavo entre las cotas 1900 y 1300. El cambio en la pendiente entre las cotas 1300 y 1200 coincide con un cambio litológico o una zona de levantamiento que sería la continuación norte de las rocas del Grupo Diabásico propuesto por Cardona y Ortiz (1994); en esta zona se da el máximo acercamiento entre los ríos Otún y Consota. Entre las cotas 1200 y 1150 se adquiere un perfil más plano donde el río presenta meandros y un cauce amplio. Esto se interpreta como un levantamiento del

Figura 23: Perfiles topográficos noroeste. Cada uno de los perfiles se encuentra en el Anexo 1.

Figura 24: Perfiles topográficos Noreste. Cada uno de los perfiles se encuentra en el Anexo 1.

Figura 25: Perfil longitudinal del río Consota. Es cóncavo entre las cotas 1.900 y 1.300, el cambio en la pendiente entre las cotas 1.300 y 1.200 coincide con un cambio litológico o una zona de levantamiento que concuerda con la continuación norte de las rocas del Grupo Diabásico propuesto por Cardona y Ortiz (1994). Entre las cotas 1.200 y 1.150 el perfil es más plano donde el río presenta meandros y un cauce amplio, lo cual se interpreta como un levantamiento asociado a la falla Alcalá. A partir de la cota 1.150 el perfil es empinado, aunque existe un cambio litológico se pasa de materiales de menor dureza a otros de mayor dureza, por lo que se interpreta como debido a la actividad tectónica de las fallas Alcalá y Cuba, al igual que el nivel base del río La Vieja.

terreno generado por la actividad de la falla Alcalá (bloque descendido hacia el oeste). A partir de la cota 1150 el Río Consota presenta un perfil empinado donde se tiene un cambio litológico, afloran las ignimbritas del túnel del ferrocarril en Cerritos, no cartografiadas hasta el momento, y las rocas de la Formación Cinta de Piedra; este cambio litológico no explica el cambio en el perfil del río pues se está pasando de materiales de dureza menor a otros de mayor dureza pero los movimientos tectónicos de la falla Alcalá y posiblemente de la falla Cuba, al igual que el nivel base del río La Vieja facilitan este poder erosivo de la corriente.

En cuanto a la amplitud del cauce, se encuentran tramos de cauce más amplio entre las cotas 1700 - 1500 y entre 1400 – 1200.

El perfil de la **Quebrada Cestillal** (Figura 26) se presenta convexo entre las cotas 1450 y 1250 que coincide con las rocas diabásicas cartografiadas por Cardona y Ortíz (1994). El cambio entre las cotas 1250 y 1200 se da por una mayor amplitud del cauce y un perfil más plano causado posiblemente por el pliegue que se insinúa entre las cotas 1200 y 1100, esto se sugiere como evidencia de la actividad de la falla Alcalá. El cañón que se presenta a partir de la cota 1100 no se explica por cambios litológicos pues se pasa a materiales de mayor dureza pertenecientes a la Formación Cinta de Piedra pero la falla Alcalá con bloque descendido al oeste y el nivel base del río La Vieja favorecen el cambio en el perfil de esta corriente.

El perfil del **Río Barbas** (Figura 27) muestra un quiebre importante en su perfil en la cota 1550 la cual coincide con las anomalías en los perfiles Río Robles - Quebrada Portachuelo (cota 1650), quebrada Cestillal (cota 1600), Río Consota (cota 1500), Río Otún (cota 1400), lo cual sugiere la presencia de una estructura NS. Esta anomalía no coincide con ninguna estructura fotointerpretada. Entre las cotas 1400 y 1250 se presentan meandros en el río y un pliegue en el perfil longitudinal que coincide con la presencia de rocas del Grupo Diabásico reportado por Cardona y Ortíz (1994) . En la cota 1200 se identifica el salto de la falla Alcalá.

El perfil longitudinal del **Río Robles**, Figura 28, (Cuenca alta por quebrada Portachuelo) presenta quiebres interpretados como fallas que coinciden con estructuras NS identificadas en los trabajos de fotointerpretación. Estas anomalías coinciden con las que se presentan en

Figura 26: Perfil longitudinal de la Quebrada Cestillal. Se presenta convexo entre las cotas 1.450 y 1.250 que coincide con las rocas diabásicas cartografiadas por Cardona y Ortiz (1994). Entre las cotas 1.200 y 1.100 se insinúa un pliegue que estaría asociado a la actividad de la falla Alcalá. El cañón que presenta esta corriente a partir de la cota 1.100 se explica por la falla Alcalá con bloque descendido al oeste y por el nivel base del río La Vieja.

Figura 27: Perfil longitudinal del Río Barbas. Presenta un quiebre importante en la cota 1.550 que coincide con las anomalías en los perfiles Río Robles – Quebrada Portachuelo (cota 1.650), Quebrada Cestillal (cota 1.600), Río Consota (cota 1.500), Río Otún (cota 1.400) lo que sugiere la presencia de una estructura NS, no identificada en la fotointerpretación. Entre las cotas 1.400 y 1.250 se presentan meandros en el río y un pliegue en el perfil longitudinal coincide con la presencia de rocas del Grupo Diabásico reportado por Cardona y Ortiz (1994). En la cota 1.200 se identifica el salto de la falla Alcalá.

Figura 28: Perfil longitudinal del Río Robles. Presenta quiebres que coinciden con estructuras NS identificadas en la fotointerpretación y coincide con las anomalías que presenta el perfil de esta corriente por Circacia. No hay cambio litológicos reportados que expliquen las anomalías en el perfil longitudinal del río.

el perfil del Río Robles por Circacia. En los perfiles longitudinales de las corrientes que drenan el territorio hacia el norte no se aprecian estos cambios tan abruptos y más bien presentan ligeros cambios o abombamientos. Hasta el momento no se tienen cambios litológicos reportados en la cuenca del Río Robles que expliquen las anomalías en el perfil longitudinal del río.

En el **Río Espejo**, Figura 29, se observa como el perfil se aplanan hacia la cota 1.200 para luego presentar el escarpe de falla en la cota 1.150. En este sitio el río cambia de dirección y se amplía su cauce y su valle. Este sitio es donde esta corriente abandona el escarpe de Montenegro y busca la desembocadura al Río La Vieja. Esto sugiere la presencia de una estructura EW con bloque descendido hacia el sur.

Aunque el perfil del **Río Quindío**, Figura 30, presenta algunas anomalías no son tan claras como las de las demás corrientes que drenan la región, es un perfil muy plano y no presenta la forma cóncava ideal esperada en este tipo de drenaje.

Figura 29: Perfil longitudinal del Río Espejo. El perfil se aplana hacia la cota 1.200 para luego sugerir el escarpe de falla en la cota 1.150. En este sitio el río cambia de dirección y se amplía su cauce y su valle, abandonando lo que se conoce como escarpe de Montenegro y busca la desembocadura al Río La Vieja. Esto sugiere la presencia de una estructura EW con bloque descendido al sur.

Figura 30: Perfil longitudinal del Río Quindío. Presenta algunas anomalías aunque no son tan claras como en las demás corrientes que drenan la región.

3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

3.1 INTRODUCCIÓN

Partiendo del marco tectónico regional sintetizado en el capítulo 1, los mecanismos tectónicos primarios que afectan el noroccidente colombiano son la subducción y el fallamiento de rumbo. Estas condiciones tectónicas han tenido vigencia al menos en los últimos cinco millones de años (James, 1986; Page, 1986; Kellogg y Vega, 1995).

Un modelo tectónico se utiliza para relacionar en las condiciones geológicas locales el fallamiento activo con el marco tectónico regional (Page, 1986); en esta investigación se toma el modelo planteado por Guzmán *et al.* (1998) (Figura 31) para el territorio comprendido entre las ciudades de Pereira y Armenia.

La zona de estudio se encuentra cruzada por el Sistema de Fallas Romeral descrito para la zona del Eje Cafetero como un sistema con cinemática de tipo lateral izquierdo con componente inversa (Woodward Clyde Consultants, 1980; James, 1986; Page, 1986; Guzmán *et al.* 1998). Este sistema de fallas, de acuerdo con el elipsoide de deformación (Wilcox *et al.*, 1973, en Keller, 1986), genera fallas NW de tipo normal, NE de tipo inverso al igual que pliegues, y estructuras EW dextrales de tipo normal. A continuación se describen las principales estructuras que cruzan la región, de acuerdo con su tendencia y su localización de sur a norte y de este a oeste, (Figura 2). Finalmente se presentan las evidencias paleosísmicas que permitieron definir el mapa de segmentos de falla activos para algunas fallas ya reportadas en trabajos anteriores y para las nuevas fallas propuestas en este trabajo (Figura 3).

3.2 PRINCIPALES FALLAS

Dado el objetivo del proyecto, a continuación se sintetiza la información que sobre las distintas estructuras se ha establecido para la zona de estudio. Todas las estructuras que se describen a continuación están localizadas en las Figuras 2 y 3.

3.2.1 Estructuras norte sur

Las estructuras que pertenecen al Sistema de Fallas Romeral presentan esta dirección. A este sistema de fallas se asignan terremotos históricos entre los que se destacan el de

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Figura 31: Modelo sismotectónico regional según Guzmán *et al.*,(1998).

Popayán el 31 de marzo de 1983 y el de Armenia el 25 de enero de 1999 (Ingeominas y Comunidad Económica Europea, 1982; Page, 1986; Ingeominas, 1999; Ingeominas, 1999-2000; Monsalve, 2001; Bohórquez *et al.*, 2001).

En la zona de estudio las principales fallas norte sur son:

3.2.1.1 **Falla Navarco.** Cartografiada por McCourt *et al.* (1984). James (1986) la localiza bordeando el extremo sur del abanico Pereira Armenia, pasando al oriente del Río Quindío y terminando cerca a la población de Salento con una longitud de 22 km. La disposición estructural varía de N35°E/vertical (James, 1986) a N18.5°E/vertical (París *et al.*, 2000). Separa rocas sedimentarias del Terciario y las de la Formación Quebradagrande del Cretáceo. James (1986) le asigna actividad cuaternaria y un desplazamiento leve de la superficie del abanico al SE de la población de Salento con el bloque este levantado. Guzmán *et al.* (1998), la consideran una falla activa con un sismo máximo probable de magnitud Mw entre 6.1 y 6.9.

París *et al.* (2000) la presentan como la falla Córdoba-Navarco. Su localización la estiman terminando dentro del área epicentral del sismo de Armenia de enero 25 de 1999, evento que asignan a ésta estructura. La definen como una falla lateral izquierda por anomalías del drenaje y como evidencias geomorfológicas de su actividad reportan control de drenajes, silletas y escarpes de falla erodados.

3.2.1.2 **Falla Silvia Pijao.** Cartografiada por McCourt *et al.* (1984), para Guzmán *et al.* (1998) es uno de los rasgos estructurales más importantes del occidente colombiano, el cual coincide con el piedemonte de la Cordillera Central. La definen como la estructura que marca el límite entre el Complejo Quebradagrande al este y el Grupo Arquía al oeste. McCourt *et al.* (1984) le asignan un rumbo N20°E, reportándola como una falla inversa de alto ángulo con componente de rumbo dextral. Como evidencias geomorfológicas Guzmán *et al.* (1998) reportan lomos de flexión, lomos de obturación, cauces desplazados, silletas y valles alineados entre otros; consideran que las fallas Bananera, La María, Los Cuervos,

Dosquebradas y Jardín son segmentos de esta estructura. La designan como falla activa con magnitud máxima probable entre Mw 6.1 y 6.9 (Guzmán *et al.* 1998).

Parra y James, (1984) reportan un flujo de lodo de edad superior a 37.600 años B.P. (^{14}C) afectado por una zona de diaclasamiento débil (3 a 4 diaclasas por metro) que interpretan como debidos a hidratación de la matriz arcillosa o a esfuerzos tectónicos generados en el lineamiento Dosquebradas, en cuyo caso sería una falla con actividad reciente. Guzmán *et al.* (1998) atribuyen este rasgo a la actividad durante el Pleistoceno Superior - Holoceno de la falla Silvia Pijao y específicamente se lo atribuyen al segmento de falla Cuervos, descrito más adelante.

3.2.1.3 **Falla Aeropuerto.** Descrita por Gillam, (1979) (en Page, 1986) como una falla localizada en inmediaciones del aeropuerto de Armenia, de donde toma su nombre. Le asigna una longitud de ~ 10km. Es una estructura de dirección NS que presenta anomalías de drenaje y un escarpe hacia el oriente.

Guzmán *et al.* (1998) la definen como un segmento de la falla Montenegro, con disposición estructural NS/60°W, cinemática inversa sinistral y longitud de 10 km. Le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.2 con un período de retorno entre 1.000 y 2.000 años.

3.2.1.4 **Falla Romeral.** Descrita por Grosse, (1926) como una falla inversa con disposición estructural N10°W/35°E; con rasgos geomorfológicos claros como surcos en los flancos de las quebradas, quiebres de pendiente y contrafuertes. París *et al.*, (2000) la describe con una disposición estructural promedio de N17.6°±16°E/65°E. Para Woodward Clyde Consultants, (1979) los Sistemas de Falla Cauca y Romeral son estructuras con dirección norte que se superponen a la zona de Cizalladura de Dolores; la cual definen como una zona de fuerte deformación, cizalla y fallamiento inverso de edad Cretácea que marca el límite entre las rocas oceánicas y sedimentos marinos profundos al oeste y anfíbolitas, esquistos y cuerpos graníticos al este. La zona de Cizalla de Dolores se extiende desde el Ecuador hasta el norte de Colombia entre las cordilleras Central y Occidental. La Woodward Clyde Consultants, (1980) le asigna a el tren de fallas

de dirección NS desde el Ecuador hasta el norte de Colombia. Caballero y Zapata (1983) la describen como una estructura que produce milonización y cizallamiento intenso en las rocas volcánicas, metamórficas y sedimentarias del Cretáceo. Woodward Clyde Consultants (1979, 1980) reportan para las regiones de Amagá, Sopetrán e Ituango (Antioquia) expresiones geomorfológicas que sugieren su actividad en el Cuaternario Tardío y la describen como un sistema de fallas inversas con movimiento lateral izquierdo y componente vertical con bloque descendido al oriente. Ego *et al.* (1995) realizan estudios sobre el Sistema de Fallas Cauca - Patía - Romeral y en su trabajo proponen un cambio de movimiento en este sistema de fallas, siendo lateral izquierdo al norte de la latitud 5°N y lateral derecho hacia el sur de la latitud 4°N. El movimiento inverso que presenta en el extremo norte lo explican como un posible indicador del cambio en las condiciones de borde como consecuencia de la colisión entre el bloque Panamá y el bloque Andino. Plantean que el cambio en la dinámica de las fallas es posiblemente debido al plegamiento relacionado con un acortamiento NS alrededor de la latitud 5°N, el cual genera un movimiento dextral. Escobar (2002) propone dividir las fallas de Romeral en siete segmentos teniendo en cuenta la subducción de la placa de Nazca, la dirección preferencial de las fallas, el tipo de falla y el comportamiento sísmico. El segmento de interés para este estudio es el segmento Valle Norte donde las estructuras presentan dirección predominante NS siendo fallas de tipo inverso. Este segmento lo describen como una zona de falla compuesta por numerosas fallas subparalelas anastomosadas, asignándose diferentes nombres a las fallas individuales, cuyas longitudes pueden variar de unos pocos kilómetros a más de cincuenta, hecho también mencionado por Woodward Clyde Consultants (1980) y París *et al.* (2.000). Reporta evidencias de actividad neotectónica a lo largo de toda la longitud de la zona de falla pero sólo se han estudiado algunas de ellas (Page, 1986; París *et al.* 2.000). A este sistema de fallas se le asigna el sismo de Popayán (Cauca) el 31 de marzo de 1983 (magnitud Mb 5.5, profundidad 15km) (Sarria *et al.*, 1983 y Page, 1983; Ingeominas y Comunidad Económica Europea, 1992). Ingeominas (1999) asigna el sismo de Armenia (Quindío) del 25 de enero de 1999 (magnitud Mb 5.9,

profundidad 35km) a una falla geológica cortical de dirección N10-20°E de movimiento principal lateral izquierdo y componente normal. Lo atribuye generado por el Sistema de Fallas Romeral aunque sin certeza absoluta sobre la falla que lo generó debido a que no se detectó ruptura en superficie. Para Escobar (2002), el 75% de los sismos asociados a éste sistema de falla corresponde a sismos superficiales; las describen como fallas que presentan actividad tectónica reciente que pueden provocar sismos de gran magnitud cerca de ciudades importantes del país como Medellín, Manizales, Cali, Pereira, Armenia y Popayán entre otras.

- 3.2.1.5 **Falla Potrerillos - Río La Vieja.** Cartografiada por McCourt *et al.* (1984). Cardona y Ortíz (1994) la describen como una falla con rumbo N15°E y longitud de 34 km. La reportan como aparentemente anastomasada con la Falla Sevilla. Guzmán *et al.* (1998) la denominan Falla Potrerillos y la describen como una falla inversa con buzamiento hacia el este, con escarpes de falla juveniles afectando abanicos coluvio aluviales con un salto cercano a los 10 m y un cambio de buzamiento, criterio por el cual se guían para dividir la falla en dos segmentos. Para el segmento sur, describen un escarpe de falla en el Cuaternario y la definen como probablemente activa. Para el segmento norte, describen su buena expresión en las imágenes de satélite, definiéndola como probablemente activa. Como evidencias geomorfológicas de su actividad neotectónica Cardona y Ortíz (1994) reportan quiebres topográficos y silletas.
- 3.2.1.6 **Falla Quebradanueva.** Cartografiada por Caballero y Zapata (1983) y McCourt *et al.* (1984). Caballero y Zapata (1983) la describen como una falla inversa de ángulo alto buzando al oriente, con el bloque oriental levantado; pone en contacto la Formación Cinta de Piedra y la Formación La Paila. James (1986) la describe como una estructura que deforma y desplaza las formaciones Zarzal y la Paila por el cabalgamiento de la Formación Cinta de Piedra desde el este hacia el oeste, la define como una falla inversa con componente sinistral, con disposición estructural N15°-25°E/60°-70°E y un desplazamiento de 10 a 15 m en capas fluvio volcánicas del abanico Pereira Armenia, asignándole una tasa de fallamiento de moderada a baja. Guzmán *et al.* (1998) la definen compuesta por varios ramales,

dentro de una faja de ~ 10 km de amplitud; estos ramales son las fallas: Río Barbas, quebrada Caucho - Río Cauca y Quebrada La Arenosa - La Suiza; reportan microescarpes, lomos alineados de pequeñas dimensiones y cauces menores alineados en el abanico Pereira Armenia interpretandolo como retro cabalgamientos con buzamiento al oeste. Ingeominas (1999) plantean la posibilidad de que la falla Potrerillos - Río La Vieja sea una estructura antitética de ésta.

- 3.2.1.7 **Falla San Jerónimo.** Cartografiada por McCourt *et al.* (1984), es la traza más oriental del Sistema de Fallas de Romeral. Su disposición estructural es N15°E/80°E. La describen como una estructura que parece haber tenido gran influencia en la distribución de los depósitos cuaternarios en la región del Eje Cafetero. Guzmán *et al.* (1998) la reportan como parte del sistema de fallas Silvia Pijao y la definen como la estructura que marca el límite entre el Grupo Cajamarca al este y el Complejo Quebradagrande al oeste. La expresión fisiográfica de la estructura presenta una buena definición con valles rectilíneos por varias decenas de kilómetros y solo sectorialmente presenta rasgos que pudieran atribuirse a su actividad neotectónica.
- 3.2.1.8 **Falla Sevilla.** Cartografiada por McCourt *et al.* (1984), es definida por Cardona y Ortiz (1994) como una estructura que presenta escarpes y controla parte del río La Vieja. La dividen en dos segmentos, uno de 32 km de longitud y dirección N15°E y el otro de 9 km de longitud y dirección NS.
- 3.2.1.9 **Lineamiento Alcalá.** James (1986) lo define como un lineamiento originado posiblemente por un pliegue localizado al occidente de la población de Alcalá y es paralelo al río La Vieja, con rumbo N5°E y longitud de 30 km. Cardona y Ortiz, (1994), le asignan una longitud total de 65 km con el bloque este levantado dividiendola en tres segmentos así: uno de longitud 38 km y rumbo N18°E, el segundo con 13 km de longitud y rumbo N11°E y el último con longitud de 27 km y rumbo N5°W.
- 3.2.1.10 **Falla Río Barbas.** Guzmán *et al.* (1998) la definen como una estructura de tipo inverso, con disposición estructural NNE/55°W y una longitud de 11.5 km; con

basculamiento hacia el este y buena expresión geomorfológica. Le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.3 con periodos de retorno de 800 a 1.500 años.

3.2.1.11 **Falla Holguín.** Cardona y Ortiz (1994) la localizan 3km al oeste de la falla Quebradanueva y paralela a ésta. Le asignan un longitud total de 38 km, dividiéndola en dos segmentos, el primero de 30 km de longitud y disposición estructural N14°E/E y el segundo de 8 km de longitud con disposición estructural N30°E/E y cinemática de tipo inverso.

3.2.1.12 **Falla La María.** Guzmán *et al.* (1998) la describen como un segmento de la falla Silvia Pijao de tipo inversa sinistral, con disposición estructural NS/60°E y 22 km de longitud, con un sismo máximo de magnitud Mw 6.6 y período de retorno de 2.000 a 3.000 años, clasificándola como una falla de actividad moderada. Como evidencias de actividad neotectónica reportan escarpes y silletas de falla y drenajes rectilíneos.

3.2.1.13 **Falla Bananera.** Guzmán *et al.* (1998) la describen como un segmento de la falla Silvia Pijao de tipo inverso, con disposición estructural NS/55°E y una longitud de 19 km. Le asignan un período de retorno de 800 a 2.000 años y un sismo máximo de Mw 6.6, siendo una falla con actividad moderada. Como evidencias de actividad neotectónica reportan facetas triangulares y escarpes de falla.

3.2.1.14 **Falla Cauca - Almaguer.** Denominada por Case *et al.* (1971) como Romeral pero trabajos sistemáticos de Ingeominas en la región la renombraron como falla Cauca - Almaguer. Ingeominas (1992) lo reporta como el sistema de fallas de dirección noreste en la Cordillera Central, de carácter regional, algunas de las cuales se extienden desde el Ecuador hasta el norte de Colombia, constituyéndose en un rasgo estructural de mayor relevancia que separa rocas de naturaleza continental al oriente de rocas de afinidad oceánica al occidente. Ingeominas y Comunidad Económica Europea (1992) la describen como una falla de rumbo dextral inversa con buzamiento vertical y con actividad neotectónica moderada. Guzmán *et al.* (1998) definen para la zona de estudio un segmento con disposición estructural NS/50°E siendo una falla inversa sinistral con una longitud de 12 km, le asignan un sismo de magnitud Mw 6.3 y un período de retorno de 2.000 a 4.000

años. Como evidencia morfotectónica más significativa mencionan cambios en el patrón de drenaje del río Consota y la distribución de depósitos holocénicos de mayor amplitud hacia el oeste; hacia el norte reportan la presencia de silletas y valles alineados. Asignan los segmentos Matecaña, Matecaña 2 y Morritos a la falla Cauca Almaguer. En los estudios geofísicos realizados por Ingeominas (1998) se calculó el buzamiento para la falla Cauca - Almaguer a partir de perfiles gravimétricos dando valores que oscilan entre 65° y 77° al SW.

3.2.1.15 **Lineamiento Matecaña y Fallas Matecaña y Matecaña 2.** James (1986) la propone como lineamiento pero la describe como una de las estructuras más importantes dada su cercanía a las poblaciones de Montenegro, Quimbaya, Pereira, Cuba y Marsella. Muestra un quiebre topográfico fuerte en la superficie del abanico Pereira Armenia, levantando el bloque oriental y estima que influyó en la depositación de algunos flujos y probablemente ha afectado depósitos cuaternarios al norte de Marsella. En 1979 Woodward Clyde Consultants le asignan una disposición estructural NS/vertical a 80°E y una longitud de 80 km; sin embargo en 1986 James la reporta como lineamiento y posterior Cardona y Ortiz (1994) la reportan como falla Montenegro o Lineamiento Matecaña. Para Guzmán *et al.* (1998) es un segmento correspondiente a la falla Cauca Almaguer, ya descrita, denominandola falla Matecaña.

3.2.1.16 **Falla Marmato.** Ingeominas (1990) la define como una falla que cruza el abanico Pereira - Armenia, con dirección aproximada NS, sin que se encuentre mayor información referente a esta estructura.

3.2.1.17 **Falla Cuervos.** Guzmán *et al.* (1998) la describen como un segmento de la falla Silvia Pijao con disposición estructural NNE/60°E, cinemática de tipo inverso sinistral y una longitud de 22km, le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.6 y un período de retorno de 1.000 a 2.000 años. Este segmento lo definen como el que presenta los rasgos neotectónicos más prominentes, con lomos de flexión que tienen desplazamientos horizontales dentro del rango 160-220 m, algunos evolucionando a lomos de obturación; reportan trinchera de falla e interfluvios desplazados.

- 3.2.1.18 **Falla Filandia.** Para James (1986) es una continuación de la falla Armenia, que pasa al este de la población de Filandia sobre el abanico Pereira - Armenia y al este de la población de Santa Rosa, la define como una falla que desplaza la superficie del abanico levantando la parte oriental y que permite la formación de dos grabens: uno al oriente de Filandia y otro al norte de Pereira; por lo anterior la define como una estructura geotectónica muy importante. Cardona y Ortiz, (1994) le asignan una longitud total de 36 km con dirección que varía de N20°E a N7°E.
- 3.2.1.19 **Falla Dosquebradas.** Guzmán *et al.* (1998) la describen como un segmento de la Falla Silvia Pijao, de tipo inversa sinistral, con una disposición estructural NS/60°E y una longitud de 14 km. Le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.4 y un período de recurrencia de 2.000 a 3.000 años.
- 3.2.1.20 **Falla La Arenosa - La Suiza.** Guzmán *et al.* (1998) la definen como un segmento activo de la Falla Quebradanueva, con disposición estructural NS/55°W de tipo inversa sinistral y una longitud de 9.5 km; la expresión geomorfológica la describen como notoria, con lomos de presión y drenajes rectilíneos. Le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.2 y un período de recurrencia de 1.000 a 2.000 años.
- 3.2.1.21 **Falla Quebrada Caucho - Río Cauca.** Guzmán *et al.* (1998) la definen como un segmento activo de la Falla Quebradanueva, con un escarpe de falla bien definido en el abanico Pereira Armenia, con disposición estructural NS/55°W, una longitud de 10.5 km y movimiento de tipo inverso sinistral. Le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.2 con período de recurrencia de 1.000 a 2.000 años
- 3.2.1.22 **Falla La Virginia.** Egeo (1984) la menciona y parece coincidir con lo que James (1986) denomina Falla Quebradanueva ya que este último autor le da continuidad al norte hasta la población de La Virginia. Cardona y Ortiz (1994) la describe con una longitud de 14.5 km, disposición estructural N12°E/vertical con el bloque oriental levantado, atribuyéndole el basculamiento de los flujos de escombros y sedimentos fluviales al SE de la Virginia y el control del Río Risaralda en inmediaciones de su desembocadura al Río Cauca.

3.2.1.23 **Falla El Toro.** Cartografiada por Caballero y Zapata (1983) quienes la definen como una falla inversa con disposición estructural N20°E/W y longitud de 15 km. James (1986) la describe como una estructura que controla el drenaje y cita remanentes de la Formación Zarzal levemente desplazados (Parra, 1983 en James 1986). Guzmán *et al.*, (1998) la denominan falla Toro o Ansermanuevo, con una longitud mayor de 60 km y vergencia hacia el oriente, pero sin rasgos morfoestructónicos sistemáticos a lo largo de su trazo, excepto sutiles evidencias al oeste de Cartago. Le asignan un desplazamiento sinistral total de ~ 55 m

3.2.2 Estructuras N45°W

3.2.2.1 **Falla Consota.** James (1986) la reporta como un fotolineamiento N40°W destacado en las imágenes Landsat con desplazamiento y deflexión aparente del Sistema de Fallas Romeral y posible desplazamiento de la superficie de Pereira respecto al abanico Pereira Armenia; menciona que en el sismo de noviembre 23 de 1979, las franjas más afectadas en la ciudad de Pereira tenían orientación similar a ésta estructura. Guzmán *et al.* (1998) le asignan a esta falla una actividad moderada, con un sismo máximo probable de Mw 6.4 y un período de retorno de 1.000 a 3.000 años, y una longitud de ruptura superficial de 14 km; le asignan un buzamiento de 65°SW y una cinemática normal dextral; como evidencias geomorfológicas reportan valles rectilíneos, basculamiento al NE y depresiones anómalas. Reportan una estación microtectónica en unidades del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno Inferior y Medio relacionada con esta estructura donde se obtiene un valor cercano al límite entre el régimen de rumbo y el régimen distensivo. En los estudios geofísicos realizados por Ingeominas (1998) se reporta una discontinuidad geoelectrica de dirección noroeste-sureste, que interpretan como posiblemente relacionada con la presencia de una falla en el sentido del Río Consota.

3.2.2.2 **Falla Otún.** James (1986) la define como un fotoalineamiento N40°W destacado en las imágenes Landsat con desplazamiento y deflexión aparente del Sistema de Fallas Romeral y posible actividad durante el Terciario Superior; como evidencia de falla reporta una diferencia de nivel entre 15 y 20m entre las poblaciones de

Dosquebradas y Pereira. Cardona y Ortíz. (1994) le asigna un rumbo N56°W y 22 km de longitud, con posible continuidad al oeste de Marsella con un lineamiento N37°W. Guzmán *et al.* (1998) la denominan falla del Río Otún, no la presentan en la cartografía pero si presentan dos lineamientos con expresión fisiográfica máxima y alta continuidad regional que definen como posibles estructuras tectónicas; estos lineamientos coinciden con lo planteado por James (1986) y Cardona y Ortíz. (1994). Guzmán *et al.* (1998) reportan un segmento de la Falla Palestina al que le asigna el nombre de Falla Otún que no coincide con la planteada por James (1986), lo definen como un segmento activo, de tipo sinetral, con disposición estructural NE/75°NW, al cual le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.6 y un período de recurrencia de 2.000 a 3.000 años con grado de actividad moderada.

3.2.2.3 **Falla Belalcazar N y S.** Guzmán *et al.* (1998) la describen como un segmento de la falla Santa Rosa - Río Mapa con disposición estructural NW/70°NE, cinemática normal dextral y probablemente activa, le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.4 y un período de recurrencia de 2.000 a 4.000 años. Como evidencias neotectónicas reportan anomalías de relieve, drenajes rectilíneos, valles rectilíneos y una buena expresión en imágenes Spot. La asocian con inyecciones lávicas.

3.2.3 Estructuras N30°-60°E

3.2.3.1 **Falla Armenia.** Esta falla presenta como rasgo neotectónico sobresaliente un escarpe que según diferentes autores varía entre 20 y 50 m de altura (Cline *et al.*, 1981; París *et al.*, 2000; Guzmán *et al.*, 1998; Ingeominas, 1999 - 2000), con una longitud de 35 km, de los cuales ~ 2 km se encuentran dentro del casco urbano de la ciudad de Armenia, afectando flujos piroclásticos, lahares y depósitos del Holoceno. James (1986) le asigna un rumbo N35°E. Cardona y Ortíz (1994) la describen con una longitud total de 39 km y la dividen en dos segmentos uno con rumbo N22°E y 16 km de longitud y el otro con rumbo N35°E y 23 km de longitud. Posteriormente Guzmán *et al.* (1998) dividen esta falla en dos segmentos, el segmento sur lo describen como una falla inversa sinetral con disposición estructural NS/60°W y longitud de 20 km y el segmento norte lo

describen como una falla inversa con disposición estructural NNE/60°NW, con 9 km de longitud. París *et al.* (2000) la describen como una falla con rumbo N23°E y alto buzamiento hacia el oeste y aunque la definen como una falla normal sinistral describen el bloque oeste de la falla levantado lo que implica que la falla es inversa sinistral. Otros autores como Cline *et al.* (1981) e Ingeominas (1999 – 2000) con sondeos eléctricos verticales reportan el bloque occidental de la falla levantado, mientras Cardona y Ortíz (1994) reportan el bloque oriental levantado. Ingeominas (1999 - 2000) realizó sondeos geofísicos y la reporta como una falla de tipo back thrust con vergencia al occidente y componente inverso; presenta una anomalía de gravedad debida al contraste lateral de densidad en inmediaciones de la falla, resaltándose el salto de esta estructura; el basamento de mayor densidad lo interpreta como correspondiente a rocas metamórficas. Como rasgos morfotectónicos presenta control de drenajes (Cline *et al.*, 1981; Ingeominas, 1999 – 2000), basculamiento al occidente, tectónica de bloques y la presencia de lomos de presión (Guzmán *et al.*, 1998), drenajes decapitados, empozamiento de corrientes, drenajes alineados, deslizamientos en roca y suelo y localmente basculamiento del terreno (París *et al.*, 2000). James (1986) la define por rasgos fotogeológicos que aparentemente desplazan el abanico de Pereira Armenia al igual que horizontes de cenizas volcánicas de caída. Cardona y Ortíz (1994) consideran esta falla como un ramal este de la Falla Filandia, de la cual se separa al sur de Armenia. Guzmán *et al.* (1998) la describen como una falla con actividad moderada a alta y le asignan un sismo máximo de Mw 6.2 y un período de recurrencia de 500 a 1.000 años. París *et al.* (2000) citan un trabajo inédito de Espinosa (2001) con las evidencias paleosísmicas encontradas en la trinchera exploratoria excavada sobre la traza de la Falla Armenia, cerca a Circacia; asignan a esta estructura un último movimiento en el Holoceno como más joven que 4.820 años y probablemente más joven que 3.000 años basados en un horizonte de lapilli, previamente datado, proveniente del Volcán Machín.

3.2.3.2 **Falla Caicedonia.** Esta estructura se presenta en la cartografía regional pero los diferentes autores no la describen, sólo Cardona y Ortíz (1994) la reportan con un rumbo N27°-16°E y una longitud de 22 km.

3.2.3.3 **Falla Montenegro.** Descrita por Mary Gillam (1979) (*en* Page, 1986). Esta estructura forma un escarpe notable con su cara libre al oriente. Según la descripción, el escarpe tiene una longitud de ~ 20 km, dirección N20°E y una altura variable, siendo de 32 m en cercanías de Montenegro, 64 m en su parte media y 35 m en las cercanías al río La Vieja. El escarpe lo describe conformado por aglomerados volcánicos que se extienden entre la población de Montenegro y el Río La Vieja. Se interpretó el decrecimiento rápido del escarpe al norte de Montenegro como una posible terminación de la falla o como una falla que tiende a presentar un levantamiento al oriente o que se convierte en un monoclinal que se extiende hacia Pereira. El extremo sur de la falla cerca al río La Vieja está cubierto por un gran depósito, pero Page, (1986) menciona que al sur se presenta un lineamiento en un depósito aluvial reciente, al parecer controlado por la falla Montenegro. James (1986) menciona un Lineamiento Montenegro de dirección N40°W pero no corresponde a la estructura planteada en este trabajo ni a las planteadas por los otros autores, se menciona para dar claridad al respecto. Cardona y Ortíz (1994) la describen como una falla con movimiento de tijera con el punto cero de movimiento localizado un poco al norte del sitio en el que el río Roble cruza la traza de la falla; le reportan una longitud total de 67 km y la dividen en tres segmentos: el primero con 10 km de longitud y dirección N 13°-18°E, el segundo con 15 km de longitud en sentido N34°E y el último con una longitud de 42 km y dirección N10°E en el cual describen el movimiento en tijera. Guzmán *et al.* (1998) dividen esta estructura en tres segmentos: uno NNE-NE/55°W que describen como falla inversa con longitud de 23 km y le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.7 con período de retorno entre 1.000 y 2.000 años; el segundo segmento que denominan falla Aeropuerto ya descrita y un tercer segmento NNE-NE/60°W que es una falla inversa de 18 km de longitud a la que le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.5 con período de retorno entre 1.500 y 3.500 años. Paris *et al.* (2000) la describen con disposición estructural N25°E/90° con una longitud de 21.7 km; el sentido de movimiento es de una falla inversa con componente lateral izquierda, destacan el escarpe de falla asignándole 60 m de altura.. Como expresión geomorfológica presenta drenajes

decapitados, valles colgados, aluviales empozados, drenajes alineados, drenajes perdidos, al igual que deslizamientos de roca y suelos en la cara del escarpe.

- 3.2.3.4 **Falla El Roble.** Guzmán *et al.* (1998) la describen como una falla NE/55°NW de tipo inverso, con una longitud de 20 km, buena expresión cerca a las poblaciones de Filandia y Circasia, que se extiende hasta la población de Montenegro y cruza transversalmente la falla Montenegro. La presentan como una falla con rasgos de actividad neotectónica a lo largo de la mayor parte de su longitud, genera basculamiento del abanico Pereira Armenia hacia el NW al igual que inversiones en el drenaje. Le asocian un sismo máximo de magnitud Mw 6.6 y período de retorno entre 2.000 y 3.000 años, siendo su actividad moderada.
- 3.2.3.5 **Falla Agua Bonita.** Guzmán *et al.* (1998) la describe como una falla con disposición estructural NE/55°NW de tipo inversa, con buena expresión en las imágenes Spot que afecta el abanico Pereira Armenia con un basculamiento hacia el NW, presenta inversiones de drenaje asociado. Le asignan un sismo de magnitud Mw 6.2 con un período de retorno de 3.000 a 4.000 años.
- 3.2.3.6 **Falla El Jardín.** Guzmán *et al.* (1998) la definen como un segmento de la falla Silvia Pijao con disposición estructural NS/60°E de tipo inversa sinextral. Se incluye en las estructuras NE pues en la cartografía de estos autores la falla El Jardín la dibujan como dos segmentos diferentes de los cuales el más norte es el que se retoma en este trabajo. La describen como una falla activa asignándole un sismo máximo de magnitud Mw 6.1 con períodos de recurrencia de 2.000 a 4.000 años. La reportan con buena expresión en imágenes Spot.
- 3.2.3.7 **Falla Santa Rosa.** James (1986) la presenta como una falla comprobada importante. Cardona y Ortíz. (1994) reportan su afloramiento en la cantera de Pereira; la definen paralela a la falla Boquerón con disposición estructural N65°-70°E/75°E y longitud de 9 km, mientras que para Guzmán *et al.* (1998) la longitud es de 24 km. Como rasgos neotectónicos presenta colinas disectadas, cambios de pendiente, control de drenajes (Cardona y Ortíz, 1994) y silletas de falla (Guzmán *et al.*, 1998).

3.2.3.8 **Falla Boquerón.** Egeo (1984) infiere esta falla a partir de anomalías que encuentran en las cenizas volcánicas de caída que cubren la región. Cardona y Ortíz. (1994) la definen como una estructura N65°E/75°E, con una longitud de 9 km; la describen como paralela a la falla Santa Rosa.

3.2.4 Estructuras EW

3.2.4.1 **Falla Río Verde.** Cartografiada por McCourt *et al.* (1984) quienes definen las estructuras EW como posibles paleofallas de transformación que han sufrido reorientación y desplazamiento por movimientos recientes de los sistemas de fallas NS. Cardona y Ortíz (1994) la definen como la mayor estructura que presenta esta dirección en la región, le asignan un rumbo N83°E y una longitud de 30 km. Ingeominas (1999) la describe como una falla que interrumpe las fallas del Sistema Romeral y transcurre perpendicular a éstas y coincide con una importante variación en la anomalía simple de Bouguer, mostrando el bloque sur de la falla levantado

3.2.4.2 **Falla Salento.** Guzmán *et al* (1998) la describen como una falla probablemente activa con disposición estructural EW/80°N, una longitud de 10 km y cinemática normal dextral. Ingeominas (1999) la define como una estructura que segmenta parte de la Cordillera Central en sentido EW y corta el trazo de varias fallas que recorren la parte sur del Eje Cafetero en sentido NS. Espinosa (1996) reporta el sismo de Salento, ocurrido el 3 de abril de 1973, que causó daños graves en esa localidad y se sintió claramente en Pereira. Guzmán *et al* (1998) reporta lomos desplazados y facetas triangulares como características geomorfológicas y le asignan un sismo máximo de magnitud Mw 6.2 y un período de recurrencia de 3.000 a 2.000 años.

3.3 RESULTADOS SEGMENTOS DE FALLA ACTIVOS: APORTES A LA CARACTERIZACIÓN ACTUAL Y DEFINICIÓN DE NUEVAS ESTRUCTURAS EN LA ZONA.

Se resumen las nuevas evidencias de actividad paleosísmica encontradas durante el desarrollo de la presente investigación. Estas evidencias aportan nuevos datos para la caracterización de los segmentos de falla activos en la región asociados a estructuras cartografiadas por otros autores y a estructuras hasta ahora no reportadas en la literatura. Los detalles paleosísmicos se detallan en el capítulo 5. La síntesis de esta información se encuentra en la Figura 3.

3.3.1 Falla Consota.

En la interpretación de fotografías aéreas de la zona, se identificó un control de las cabeceras del Río Consota que coincide con la dirección N53°W. Entre la Troncal del Café y las cabeceras del río se aprecia un desplazamiento de la topografía, colinas desplazadas, que indicaría un fallamiento dextral (vuelo C2119, fotos 11-12 del año 1984, escala 1:20.000), al igual que otras anomalías geomorfológicas como cambios de pendiente y control de drenaje. En la actualidad la zona se encuentra muy intervenida antrópicamente con una alteración notoria del paisaje que dificulta los estudios neotectónicos y paleosísmicos.

En el sector Laguneta, sobre la carretera Pereira Armenia, se encontró evidencia de actividad de esta falla. Es una falla normal con disposición estructural N53°W/85°SW. Con la evidencia encontrada se le asigna un sismo de Mw 6.5 (ver capítulo 5) y una longitud de ruptura de 18 km. Afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída entre 30.000 y 15.000 años.

3.3.2 Falla La Glorita

En el sector del Relleno Sanitario de Pereira se encontró evidencia de actividad de esta falla, no reportada previamente en la literatura. Es una falla normal con disposición estructural N40°W. Con la evidencia encontrada se le asigna un sismo de Mw 6.4 (ver capítulo 5) y una longitud de ruptura de 16 km. Afecta la parte basal de la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos y por correlación estratigráfica se estima que afecta horizontes de edad superior a 30.000 años B.P.

3.3.3 Falla Armenia.

En el sector Alto El Roble se encuentra una secuencia visible de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos afectada en su totalidad por una grieta que llega hasta superficie. Esta grieta podría corresponder al eje de un pliegue formado por la actividad de una falla inversa que afecta los materiales competentes del basamento y que en los materiales más superficiales se propagaría como una grieta de tensión (ver capítulo 5), dando la impresión de ser un ambiente de falla normal (McCalpin, *et al.*, 1996). Se le asigna una disposición estructural promedio de N50°E/vertical. Con la evidencia encontrada se le asigna un sismo Mw 6.2 (ver capítulo 5) y una longitud de ruptura de ~ 11 km. Se afecta un paleosuelo de 6.300±230 años B.P. (¹⁴C) y el horizonte 9 de 2.630±80 años B.P. Dentro de la grieta se encuentra un paleosuelo de 6.860±130 años B.P. (¹⁴C) lo que indica que la secuencia fue afectada después de formado éste. En las fotografías aéreas no fue posible seguir esta estructura. Se resalta el rasgo geomorfológico particular que presenta la quebrada Portachuelo, parte alta de la cuenca del Río Roble. Es un cañón rectilíneo con fondo amplio donde el río presenta meandros. La dirección de este cañón es paralela a esta estructura.

3.3.4 Falla Puerto Samaria.

Esta falla no se encuentra cartografiada y se propone como resultado de las investigaciones realizadas. En la estación de campo identificada como CPL27 (Figura 3) se encontró esta falla de dirección N40°E, afectando las formaciones del Terciario en inmediaciones del sitio del cual toma su nombre.

3.3.5 Falla Tribunias

En el Liceo Taller San Miguel, sector Parquadero, se encontró evidencia de actividad de esta falla. Es una falla no reportada previamente, de tipo normal con rumbo N40°E. Con la evidencia encontrada se interpreta como una falla secundaria, asociada al movimiento flexural de una falla inversa. Se le asigna un sismo Mw 6.6 (ver capítulo 5) con una longitud de ruptura de ~ 22 km. Afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída de los últimos 13.000 años (se dato un paleosuelo en 13.150±310 años B.P.(¹⁴C)).

3.3.6 Falla Laguneta

Esta falla no se encuentra cartografiada y se sugiere su existencia a partir de la evidencia encontrada en los recorridos de campo y en los trabajos de fotointerpretación realizados durante esta investigación. Se identificó en el sector Laguneta en el sitio denominado CPL10 (capítulo 5). Es una falla normal con disposición estructural N30°E/70°SE que afecta toda la secuencia visible de cenizas volcánicas de caída hasta el suelo actual. Con la evidencia encontrada se le asigna un sismo Mw 6.5 y una longitud de ruptura de 18 km.

3.3.7 Falla Cerritos.

Esta falla no se encuentra cartografiada y se propone con base en los datos recopilados en la fotointerpretación y los trabajos de campo realizados. En el túnel del ferrocarril localizado en la base del alto de Cerritos, vertiente norte del río Consota afloran depósitos ignimbríticos afectados por esta estructura N60°E/65°NE, el afloramiento no permite identificar si es una falla normal o inversa.

3.3.8 Falla Cestillal.

Esta falla no se encuentra cartografiada y se propone en el presente estudio, con base en la información levantada en el Liceo Taller San Miguel y en el análisis de los perfiles topográficos realizados (ver capítulo 5). Es una falla normal con disposición estructural EW/50°S, a la que se le asigna un sismo de magnitud Mw 6.9 y una longitud de ruptura de ~ 35 km. Afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída de 19.000 años (se dató un paleosuelo de 19.710±830 años B.P. (¹⁴C)). Presenta un levantamiento del bloque norte superior a los 50 m que se refleja en el perfil topográfico H-H' (capítulo 2).

3.3.9 Falla Cuba.

Es una estructura EW que no se encuentra cartografiada en la región pero se propone en esta investigación a partir de las anomalías de drenaje que presentan los afluentes del río Consota por su vertiente norte en el sector comprendido entre la población de Cuba y el alto de Cerritos. Las anomalías corresponden a lo que Audemard, (1999) ha definido como rastrillo o "Broom - Shaped". Este autor describe este tipo de características, presentes en el piedemonte de los Llanos Orientales tanto en Venezuela como en Colombia, posiblemente asociados con un pliegue o falla inversa, pero aclara que hasta el momento no hay manera

de esclarecer el mecanismo responsable de la formación de este patrón de anomalías hasta contar con datos sísmicos. Menciona que podrían estar asociados al empuje principal de un plegamiento por fallamiento inverso, a un basculamiento importante o a la combinación de ambos mecanismos. Otra evidencia que hace pensar en la existencia de esta estructura es la asimetría en la forma del cañón del Río Otún a su paso por la ciudad de Pereira (Guzmán *et al.*, 1998). La deflexión que se aprecia en la falla Otún podría estar relacionada con esta estructura, sin que hasta el momento sea clara la relación existente entre las fallas Otún y Cuba. Se propone esta estructura a partir de evidencias morfológicas pero se hace necesario hacer estudios adicionales que dadas las condiciones de la zona implicaría la excavación de trincheras exploratorias.

Los cambios de nivel del Río Consota respecto al Río Otún sugiere la presencia de dos pliegues o zonas levantadas que han afectado los terrenos en la vertiente sur del Río Otún pero no alcanza a reflejarse en el perfil longitudinal del Río Consota (Figura 25), posiblemente debido a que la Falla Cuba es una barrera para esta deformación.

3.3.10 Falla El Laurel

Esta estructura no se encuentra cartografiada en la región pero se propone a partir de las anomalías morfológicas identificadas en la parte baja de la cuenca del Río Robles, vertiente sur. Es una estructura EW que marca el contacto entre las unidades morfológicas de terreno 11 y 14 (ver capítulo 2), presentando el bloque sur levantado. En el perfil topográfico H-H' (Figura 21 y anexo 1) se aprecia un cambio topográfico superior a 50m en inmediaciones del Río Robles. Al realizar los recorridos de campo a nivel regional, se identificaron anomalías en la zona de Piedecuesta, vertiente sur del Río Robles en su cuenca baja (Figuras 32 y 33). Se observó tanto en la fotointerpretación como en campo un posible escarpe de falla normal y anomalías de drenaje.

3.3.11 Falla Alcalá 1

Es una falla N10°E/vertical, identificada en la trinchera excavada en la Hacienda San Felipe (ver capítulo 5). Se identificó en los trabajos de fotointerpretación donde se aprecian evidencias de drenajes bloqueados en el pasado, en campo se comprobó que la acción del hombre mediante la construcción de acequias ha permitido el desbloqueo de estas corrientes. En la trinchera se encontró, hacia la base, un paleosuelo o posible nivel de turba,

de 21.570 ± 440 años B.P. (^{14}C), el cual se identificó en dos sitios diferentes de la trinchera, presentando entre ambos un desnivel de 0.75 m. El no haber podido visualizar la continuidad del horizonte mencionado y su cambio de nivel hace que esta evidencia sea incierta para tomar este dato como desplazamiento por actividad de la falla. Si se supusiera esta evidencia como válida para hacer un estimativo de la actividad de la falla en los estudios de amenaza sísmica se obtiene un sismo máximo de Mw 6.6 y una longitud de segmento de falla de ~ 22 km, afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída de más de 15.000 años. La dinámica identificada para esta estructura indica el bloque oeste hundido. El movimiento de la falla Alcalá no explica la existencia de las colinas y el terreno levantado al occidente de ésta estructura. Se propone como hipótesis de trabajo que en la región existía un paleorelieve con colinas hacia el occidente, las cuales fueron cubiertas por las cenizas volcánicas de caída y a pesar del movimiento descendente hacia el oeste siguen resaltando en la topografía de la región.

3.3.12 Falla Alcalá 2

Es una falla NS/74°E, normal, identificada en el Relleno Sanitario de Pereira, estación CPL 54 (capítulo 5). Se separa de la Falla Alcalá 1 ya que entre estas dos estructuras se encuentra la Falla Cuba y dado que no se sabe la relación existente entre estas fallas se presentan como segmentos independientes. Cuando se tenga mayor información sobre la Falla Cuba, se debe reevaluar las fallas Alcalá 1 y 2. A esta falla se le asigna un sismo de Mw 6.4 y una longitud de segmento de falla de ~ 16 km, afectando la secuencia de cenizas volcánica de caída y paleosuelos anteriores a 30.000 años B.P.

Figura 32: Fotointerpretación de la cuenca baja del Río Robles

Figura 33: Anomalías de drenaje y posible escarpe de falla en inmediaciones de Piedecuesta, vertiente sur del Río Robles en su cuenca baja, foto tomada hacia el sur.

4 PERFILES DE CENIZAS VOLCÁNICAS

4.1 INTRODUCCIÓN

Como se había mencionado, una de las características importantes para los estudios de neotectónica en el abanico Pereira-Armenia, es la presencia de cenizas volcánicas de caída que recubren la región en el Cuaternario, siendo la principal fuente, la actividad volcánica del Macizo Ruíz Tolima (Toro y Hermelin, 1991; Thouret, 1983; Thouret, 1989; Thouret y Fabre 1989), donde existen al menos siete centros volcánicos activos (Mendez, 1989). En este capítulo se presentan una síntesis de los trabajos realizados para tener una secuencia estratigráfica guía que permita localizar temporalmente eventos sísmicos por correlación estratigráfica. En el anexo 2 se presenta la información detallada de cada una de las estaciones mencionadas y la columna estratigráfica para cada sitio.

Varios autores han estudiado la región y caracterizado desde diferentes aspectos los niveles de ceniza y lapilli, entre los cuáles cabe mencionar Egeo (1984), Toro y Hermelin, (1991), Ortega (1991), Arango y Trillos (1993), Cardona y Ortíz (1994). Dunoyer y Aguirre (2001), Borrero e Hincapié (1997), Toro (1999).

Una columna generalizada para el sector de Pereira de los últimos 14.000 se encuentra en Toro *et al.* (2001). Durante el desarrollo del presente trabajo, se caracterizaron cenizas volcánicas de edades superiores a los 30.000 años, lo que permitió ampliar la columna estratigráfica para la región. Aunque se realizaron caracterizaciones mineralógicas y dataciones radiométricas, quedan pendientes investigaciones detalladas futuras, ya que, si bien los diferentes horizontes de cenizas de caída constituyen importantes marcadores temporales y ofrecen la posibilidad de correlacionar sobre grandes distancias, para tener correlaciones confiables se requieren múltiples criterios de aproximación para la caracterización de las cenizas. La equivalencia de las muestras debe sólo ser considerada como firmemente establecida si su estratigrafía, paleontología, paleomagnetismo y edad radiométrica son compatibles y si las propiedades fisicoquímicas de sus vidrios y fenocristales concuerdan, tal como lo plantea Wetsgate y Gorton (1981).

4.2 PERFILES GUÍA

En la Figura 34 se sintetiza la información disponible para tefras de caída y los datos de edades radiométricas. Para la correlación estratigráfica se partió de la información existente que permitía continuar completando la secuencia de tefras de caída para la región, por lo que se seleccionaron los perfiles del Palacio de Justicia, el Perfil Pereira y el de la Laguna del Otún, descritos por Toro y Hermelin, (1991), Toro (1999) y Toro *et al.* (2001). A continuación se resumen las principales características de estos perfiles, para estos autores:

- Perfil Palacio de Justicia. descrito por Toro y Hermelin (1991) durante los trabajos de excavación para la construcción del actual Palacio de Justicia de Pereira. Describen 21 horizontes de cenizas volcánicas de caída esencialmente arcillosos que agrupan en cuatro conjuntos de acuerdo con la composición de minerales densos. El conjunto hipersténico se caracteriza por tener más del 50% de hiperstena, más del 20% de clinopiroxenos y menos del 20% de anfíbol. Un conjunto anfibólico con opacos y algo de ortopiroxenos, con clinopiroxenos y biotita como accesorios. Un segundo conjunto anfibólico, con variaciones en los colores y texturas, una composición en los minerales densos muy similar, siendo esencialmente anfíbol en más de un 70%. Un tercer conjunto anfibólico con algo de biotita accesoria, clinopiroxeno tipo augita y piroxeno de pleocroísmo fuerte, en este conjunto se encuentra el horizonte guía 2 descrito para la región como arenoso, compacto y discontinuo en algunos sectores.
- El perfil Pereira de Toro (1999), con características mineralógicas similares al anterior que permiten su correlación con el Perfil Palacio de Justicia generando un perfil conjunto Pereira – Palacio de Justicia. Presenta tres dataciones radiocarbono para los paleosuelos intercalados en la secuencia que son 14.635 ± 125 años B.P., 11.670 ± 80 años B.P y 10.930 ± 65 años B.P.
- Perfil Laguna del Otún. Aunque se localiza en el Macizo Ruíz Tólima, las edades radiocarbono disponibles permiten un criterio de correlación para las cenizas holocénicas, de características mineralógicas similares al conjunto hipersténico. Toro y Hermelin (1991), reportan un paleosuelo de 8.250 ± 140 años B.P. (^{14}C).

Figura 34: Perfiles de tefras de caída utilizados como guía para la correlación estratigráfica, complementados con algunos de los perfiles de tefras de caída levantados en este trabajo y que permiten deducir la columna generalizada propuesta para la región que se presenta más adelante. Se incluyen los datos de edades radiométricas.

Otras dataciones disponibles en la Laguna de Otún están entre 6.000 y 7.000 años B.P. y de 3.260 años B.P. (^{14}C)(ver Toro *et al.*, 2001).

4.3 PERFILES LEVANTADOS

Se sintetiza la información de los perfiles estudiados que servirán de base para los estudios paleosísmicos (ver capítulo 5). La localización de las estaciones se aprecia en la Figura 3. En el anexo 2 se presentan los perfiles levantados y los análisis mineralógicos con la descripción de los diferentes horizontes observados en cada estación. Cumpliendo con el objetivo principal de este trabajo, tuvieron prelación para análisis detallados las estaciones donde se encontraron evidencias paleosísmicas.

Sector Laguneta - Estación CPL10

Localizado a ~ 13 km de la ciudad de Pereira por la Troncal del Café que comunica esta ciudad con Armenia, a una altura de ~ 1900 m. Son terrenos utilizados para vivienda, potreros y pequeños cultivos. Corresponde a un corte de la carretera donde se aprecia la secuencia de cenizas volcánicas de caída con un espesor ~ 9 m, de los cuales se describieron los 2 m de la base. En este perfil se tiene un paleosuelo datado en este estudio por radiocarbono en 30.710 ± 1.220 años B.P. (^{14}C), situado a 7m de la superficie, por lo tanto se concluye que en este sitio aflora una secuencia de tefras que se extiende hasta el Pleistoceno superior. La secuencia descrita presenta afectación paleosísmica (capítulo 5). En el perfil se encuentran intercalados horizontes de cenizas volcánicas de caída hipersténicos, anfibólicos y biotíticos.

Sector Alto Robles - Estación CPL25.

Localizado a ~ 22 km de la ciudad de Pereira por la Troncal del Café que comunica a esta ciudad con Armenia, a una altura ~ 2000 m. El sector corresponde a un alto topográfico de relieve ondulado, cubierto por pastos y utilizado como potrero para ganadería. En este sitio se tienen tres dataciones por radiocarbono 6.300 ± 230 años B.P., 6.860 ± 130 años B.P. y 2.630 ± 80 años B.P. (^{14}C) Este sitio fue estudiado desde el punto de vista paleosísmico (capítulo 5). En el perfil se encuentran intercalados horizontes de cenizas volcánicas de caída anfibólicos e hipersténicos.

Sector La Casona - Estación CPL40.

Localizada en la vereda Tribunias a ~ 9 km al sur de la ciudad de Pereira. Son terrenos de relieve ondulado, utilizados para vivienda, cultivos y como potreros. Presenta una cubierta de cenizas volcánicas de caída superior a los cuatro metros. La secuencia descrita no presenta afectación paleosísmica. En el perfil se encuentran horizontes de cenizas volcánicas de caída anfibólicos e hipersténicos.

Sector Cipango - Estación CPL 41.

Localizado en la vereda Tribunias, a ~ 9 km al sur de la ciudad de Pereira. Se levantó un perfil con la secuencia de las cenizas volcánicas de caída de la parte superior. Son terrenos de relieve ondulado utilizados para vivienda. La secuencia descrita no presenta afectación paleosísmica. En el perfil se encuentran intercalados horizontes de cenizas volcánicas de caída anfibólicos e hipersténicos.

Sector Combia - Estación CPL43.

Se localiza en la vía que conduce al relleno sanitario de Pereira a ~ 5km al oeste de la ciudad de Pereira. Son terrenos de relieve ondulado utilizados para vivienda de recreo, cultivos y potreros. La secuencia descrita se caracteriza por su color rojizo. No presenta afectación paleosísmica. En el perfil se encuentran intercalados horizontes de cenizas volcánicas de caída anfibólicos y biotíticos.

Sector Montelargo - Estación CPL46.

Se localiza a ~ 8 km al sur de la ciudad de Pereira. Son terrenos utilizados para vivienda , cultivos y como potreros, su relieve es ondulado. En este sector la secuencia de cenizas volcánicas se encuentra afectada sin que sea clara si su afectación es de tipo tectónico o no. Se aprovecharon cortes realizados para la construcción de la vía Variante Sur. En el perfil se encuentran intercalados horizontes de cenizas volcánicas de caída anfibólicos e hipersténicos.

Sector Río Barbas - Estación CPL 57.

Se localiza ~ 20 km al sur de la ciudad de Pereira. Esta estación se levantó en el corte de la vía que discurre paralela al Río Barbas. Se localiza a ~ 3 km al oeste de la Troncal del Café. Son terrenos ondulados utilizados como vivienda, potreros y pequeños cultivos. En el perfil

se encuentran intercalados horizontes de cenizas volcánicas de caída anfibólicos e hipersténicos.

Perfil Relleno Sanitario de Pereira.

Se localiza a ~ 10 km al oeste de la ciudad de Pereira, vertiente norte del río Otún, parte baja de su cuenca. Son terrenos utilizados como relleno sanitario para la ciudad de Pereira. Se levantaron las estaciones, CPL52, CPL53 y CPL54. Las estaciones CPL52 y CPL54 presentan evidencias paleosísmicas (capítulo 5). Esta secuencia de cenizas volcánicas de caída se caracteriza por su color rojizo. Se enviaron muestras para datación por ^{14}C al profesor Bracco en la Universidad de Uruguay pero no fue posible obtener la edad por falta de materia orgánica. En el perfil se encuentran intercalados horizontes de cenizas volcánicas de caída biotíticos.

Perfil Liceo Taller San Miguel - Sector Canchas.

Este perfil se levantó en el Liceo Taller San Miguel, en el sector de Tribunas, a ~ 9 km al sur de la ciudad de Pereira. Se identificó como estación CPL 55. Esta estación se estudió desde el punto de vista paleosísmico (capítulo 5). Se tiene un paleosuelo datado en 19.710 ± 830 años B.P. (^{14}C). En el perfil se encuentran intercalados horizontes de cenizas volcánicas de caída hipersténicos y anfibólicos.

Sector Montelargo - Estación CPL56.

Esta estación se localiza ~ 9 km al sur de Pereira. Corresponde a uno de los cortes realizados para la construcción de la vía Variante Sur. Se localiza a ~ 5.5 km al oeste de la Troncal del Café. Corresponde a la secuencia de cenizas volcánicas de caída que se encuentran ~10 m por encima de depósitos de flujo de escombros. Los niveles inferiores presentan una coloración rojiza similar a las que se encuentran en el relleno sanitario de Pereira. Son terrenos utilizados para vivienda, cultivos y como potreros. En el perfil se encuentran intercalados horizontes de cenizas volcánicas de caída anfibólicos y biotíticos.

Sector Filandia - Estación CPL 58

En inmediaciones de la población de Filandia se levantó esta estación. Corresponde al talud norte de la vía (a ~ 500 m de Filandia) que comunica esta población con la Troncal del Café. Este sitio fue estudiado desde el punto de vista paleosísmico (capítulo 5). Son

terrenos utilizados para vivienda, pequeños cultivos y potreros. En el perfil se encuentran intercalados horizontes de cenizas volcánicas de caída anfibólicos e hipersténicos.

4.4 COLUMNA GENERALIZADA

Con la información de los perfiles levantados y comparando con los perfiles tipo se complementó una propuesta de columna generalizada de tefras para la zona estudiada, donde se incluye la información que aporta este trabajo (Figura 35), esperando con ello contribuir al conocimiento de la tefraestratigrafía de la región. Esta columna generalizada se debe continuar revisando para complementarla con nueva información.

La base de las cenizas volcánicas de caída en la región son arcillas rojizas, biotíticos, oxidados esencialmente volcánicas, no datables por el método de radiocarbono y por lo tanto de edad superior posiblemente a los 40.000 años. Estas arcillas rojizas están recubiertas por más de 22 horizontes de cenizas volcánicas con intercalaciones de paleosuelos de composición variable, pero con un predominio de los niveles anfibólicos en la parte intermedia y piroxénicos en la parte superior.

Figura 35: Columna de tefras generalizada para la región Pereira – Armenia. Se presenta la información de edades radiométricas, las principales estructuras tectónicas que afectan la secuencia y los sitios donde fue descrita.

5 ESTUDIOS PALEOSÍSMICOS

Este capítulo resume los resultados de las evidencias de paleosismicidad y neotectónica encontrados en la zona de estudio, sector norte del abanico Pereira Armenia. Se revisó la información geológica que pudiera aportar datos en la interpretación de la historia paleosísmica de la región (Meissner *et al.*, 1976; Etayo *et al.*, 1983; McCourt, 1984; Restrepo y Toussaint, 1988; Toussaint, 1989; Alfonso *et al.*, 1994; Toussaint, 2001). Las estaciones, estructuras y perfiles estudiados ya han sido descritas en los capítulos anteriores.

5.1 GENERALIDADES

El estudio de los eventos sísmicos de una región se basa en el registro instrumental disponible, el registro histórico que se tenga, los estudios paleosísmicos y la neotectónica.

Algunas fallas presentan períodos de retorno de decenas a cientos de miles de años. La información respecto al desplazamiento cosísmico por evento, la tasa de desplazamiento promedio de la falla, la longitud de ruptura cosísmica, el tiempo transcurrido desde el último evento y el tiempo transcurrido entre eventos, para fallas que se han movido en momentos por fuera del registro instrumental o histórico disponible, sólo es posible adquirirlos mediante estudios paleosísmicos. Con lo anterior la paleosismicidad se convierte en una herramienta importante en los estudios de evaluación de la amenaza sísmica con fines de reducción de la vulnerabilidad de las infraestructuras ante la eventualidad de un sismo. Durante la evaluación sísmica de una región generalmente se confronta algunos de los siguientes problemas (Audemard y Singer, 1997):

-Los accidentes tectónicos activos son poco o mal conocidos, lo cual implica que deben ser descritos por medio de estudios de geomorfología y geología clásica o sea mediante estudios de neotectónica; ciencia que abarca los eventos ocurridos en el Cuaternario y para algunos autores incluye parte del Terciario.

-Existen regiones de gran complejidad estructural, con una sismicidad asociada distribuida en franjas de deformación que dificulta la asociación sismotectónica de la actividad sísmica. Tal es el caso de la región objeto de esta investigación.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

-La sismicidad instrumental difícilmente sobrepasa los inicios del siglo pasado; esto restringe el conocimiento a ~ 100 años; por lo que se desconocen los períodos de retorno de los sismos destructores.

-La tradición escrita en muchos países, entre ellos Colombia, es inferior a los cinco siglos. La recurrencia de los grandes terremotos se expresa en términos de cientos a miles de años, haciendo que el aporte de la sismicidad histórica sea insuficiente para establecer uno o más ciclos sísmicos en una falla o segmento sismogénico de la misma. Este vacío de información ha tratado de coparlo la investigación paleosísmica.

-Algunas fallas han demostrado que los grandes terremotos no se rigen por la relación de Gutenberg - Richter, la cual es generalmente válida para sismos de magnitud inferior a Ms 5,5.

Para avanzar en el campo paleosísmico se requiere tener una síntesis neotectónica, un buen mapeo neotectónico y conocer el Cuaternario ya que es el agente que va a permitir establecer la edad de los sismos y cuantificar el desplazamiento en cada evento.

En Colombia, las investigaciones en el campo de la neotectónica y la paleosismología se han desarrollado con los grandes proyectos hidroeléctricos y se han complementado con algunos estudios de amenaza sísmica para las principales ciudades del país, al igual que con investigaciones a nivel de pre y postgrado (Woodward and Clyde *et al.*, 1979,1980; Escobar, 2002; entre otros) . A pesar de los esfuerzos realizados hasta el momento, se tiene sólo una aproximación a la caracterización de algunas fallas importantes (García *et al.*, 1984; AIS *et al.*,1998; Escallón y Perdomo, 1995; entre otros). Con el sismo de Armenia (Quindío) en enero de 1999, se generó conciencia a nivel de la comunidad científica nacional, de que los sismos esperados en una región no solo provienen de fuentes lejanas, sino que es necesario estudiar las fallas intraplacas proximales. Este trabajo pretende aportar información paleosísmica de los principales segmentos de falla que cruzan la región de Pereira – Armenia y mejorar la caracterización que se tiene hasta el momento de estas estructuras, permitiendo disminuir la incertidumbre en la estimación de la amenaza sísmica y en los cálculos estructurales para reducir la vulnerabilidad de la infraestructura.

5.2 SÍNTESIS DE LOS ESTUDIOS DE NEOTECTÓNICA PREVIOS

La región comprendida entre las ciudades de Pereira y Armenia ha sido objeto de numerosos estudios geológicos que de alguna manera han aportado al conocimiento neotectónico que se tiene de la zona (Meyer *et al.*, 1977; Mosquera, 1978; Barrero, 1979; Álvarez, 1983; Toussaint y Restrepo, 1987; París y Marín, 1989; Nivia, 1989; Cardona y Hurtado, 1993; González, 1993; Estrada, 1995; Guzmán y Martínez, 1996; Espinosa, 1996; Guzmán *et al.*, 1998; López *et al.*, 1999; entre otros). A continuación se recopila la información relacionada con los aspectos neotectónicos disponibles en los trabajos publicados de la región. En la Figura 36 se retoma, para facilidad del lector, la Figura 2 con los sitios y las principales estructuras reportadas por los diferentes autores. A continuación se hace una síntesis de cada uno de ellos, con énfasis en los aspectos neotectónicos.

5.2.1 Thouret (1983).

Como parte del estudio de los Ecosistemas Tropoandinos, describe los abanicos y flujos volcánicos, definiendo y nombrando el abanico Pereira - Armenia. En sus estudios plantea la hipótesis de que el mayor relieve estructural al norte de Pereira - Chinchiná y al sur de Armenia, podría explicarse por la exhumación de las formas cretácicas y del escarpe de la Falla Romeral, a partir de una cubierta volcano detrítica más amplia, gracias a la reactivación de varias fallas subparalelas. Los depósitos fluvio volcánicos se encuentran sobre las vertientes de los montes alargados en el sentido estructural (un anticlinal estrecho y alargado) y horsts NS dentro de la depresión caucana, en posiciones y a alturas muy variables, sin relación desde el punto de vista sedimentario que se entienda hasta el momento.

El Río Cauca, a lo largo de su rumbo NNE- SSW presenta varios codos EW, como el que se encuentra a nivel del Río Otún. Esto lo explica como una posible superposición en la superficie infra terciaria y una posible reactivación tectónica reciente asociada a fallas que cruzan el abanico Pereira - Armenia. Igualmente, éste autor, destaca como dato curioso la localización de los lahares antiguos y/o flujos de lodo volcánicos en el lado este de la Falla Romeral y la ubicación de los escarpes mayores hacia ella, sugiriendo una reactivación neotectónica. Aclara que no se cuenta con evidencias claras que lo confirmen.

Figura 36: Principales estructuras en la zona de estudio según los trabajos de Gúzman *et al.* (1998); Aranzazu y Ríos, (1989); Ortega, (1991); González, (1990); González y Nuñez (1991); Caballero y Zapata (1983), McCourt *et al.* (1984). Se incluyen los perfiles con evidencia de neotectónica según Egeo Ltda (1984), Toro y Hermelin (1991), Arango y Trillos. (1993)

5.2.2 Chec (1983).

Esta entidad se interesa por el potencial geotérmico del macizo Ruíz Tolima, por lo que procede a realizar un estudio geológico y tectónico detallado.

Describen la Falla Salento como una estructura de dirección EW y como uno de los límites del volcanismo en la región estudiada. Mencionan la importancia de fracturas paralelas que pueden tener gran influencia en las emisiones recientes de éste macizo volcánico.

5.2.3 Egeo Ltda (1984).

Después de ocurrido el sismo de Popayán (Cauca) el 31 de marzo de 1983 (magnitud Mb 5.5, profundidad 15km), asociado a la actividad del Sistema de Fallas Romeral, se emprenden nuevamente estudios del Cuaternario en la región del Eje Cafetero, como un primer paso para los estudios de amenaza sísmica y volcánica, siendo este uno de los numerosos trabajos realizados. Enmarcado todo esto en la nueva visión que se adquiere en el país sobre las amenazas naturales. Los sitios reportados con evidencias neotectónicas son (Figura 36):

Basculamiento y diaclasamiento de conglomerados de edad Terciaria, asociados a la actividad de la Falla La Virginia. La actividad en el Cuaternario asociada a esta estructura la reportan como incierta (Sitios 1 y 2).

En la vía a Marsella informan fracturamiento de los horizontes de ceniza volcánica de caída inferiores con desplazamiento de un horizonte oliva y densidad de fracturamiento alta. Las estructuras son N20°-50°W/ vertical. La expresión topográfica la describen como fuerte, con rocas ígneas muy cizalladas en la base de las cenizas. La asignan como actividad en el Cuaternario (Sitios 3 y 4).

Al este de la Terminal de Transporte de Pereira identifican desplazamientos normales de 0.30 m en los horizontes de ceniza volcánica de caída de color oliva. Son estructuras NS/65°W, con zonas de cizalla que parecen afectar hasta el segundo horizonte bajo superficie. Reportan un débil alineamiento en dirección NW sobre el abanico Pereira - Armenia de longitud corta. Esta evidencia neotectónica la relacionan a la zona de falla de Romeral y la definen como actividad en el Cuaternario comprobada – incierta (Sitio 5).

Reportan basculamiento de terrazas. La expresión geomorfológica la describen como moderada y la actividad en el Cuaternario la clasifican como comprobada - incierta. (Sitio 6).

Mencionan fracturas de varios metros de longitud que parecen afectar hasta el segundo horizonte de las cenizas volcánicas de caída de color café amarillento, presentan dirección N60°W. Estas estructuras cortan y desplazan fracturas N30°W. La asignan a la falla inferida de Boquerón, perteneciente al Sistema de Fallas de Romeral. La expresión geomorfológica la describen como moderada y la actividad en el Cuaternario la definen como comprobada (Sitio 7).

Encuentran fracturamiento de las cenizas volcánicas de caída, con direcciones N30°W a N10°W, algunas N70°E. Parecen llegar hasta el horizonte que identifican como 2, el cual se encuentra cerca de la superficie. Mencionan planos continuos N15°E/80°S que cortan y desplazan planos N35°E/80°S. Los autores asignan estas evidencias a fallas y lineamientos con tendencia NW, que tienen una expresión geomorfológica moderada. Esta actividad en el Cuaternario la clasifican como comprobada (Sitios 8, 9 y 10).

Al este de la población de Santa Rosa, encontraron grietas, rectas y profundas, de dirección N15°W sobre depósitos altos del Río San Eugenio, las cuales parecen presentar cizalla pero sin evidencias topográficas mayores. Reportan la actividad Cuaternaria como incierta sin descartar influencia de estructura prismática profunda en las cenizas (Sitio 11).

Reportan planos de fracturamiento lisos y rectos, que cortan y desplazan ~ 0.30 m un horizonte de cenizas volcánicas de caída de color oliva. Son estructuras N55°W con expresión geomorfológica fuerte que controla el curso NS del Río San Eugenio y asignan al Sistema de Fallas Romeral. La actividad en el Cuaternario la informan como comprobada (Sitio 12).

Encontraron grietas profundas y zonas de posible cizalla que parecen afectar el horizonte de cenizas volcánicas de caída que identifican como 2. No encontraron relación con rasgos geomorfológicos. Esta evidencia la asignan a la Zona de Falla de Romeral y la actividad la reportan como incierta (Sitio 13).

5.2.4 James (1986).

Es un estudio para evaluar la amenaza sísmica en la zona del Eje Cafetero, el autor describe estructuras no cartografiadas hasta ese momento y sitios con evidencias neotectónica. Define la Falla Otún como una estructura que posiblemente defleca el Sistema de Fallas Romeral; para este autor, esta estructura cruza el valle del Río Cauca al norte de La Virginia, donde presenta el bloque norte levantado, explicando de esta forma la no acumulación de las unidades de la Formación Zarzal al norte de este sitio. Plantea la Falla Consota como una estructura que posiblemente desplaza la superficie de Pereira con respecto a la del abanico Pereira - Armenia. Este autor es quien describe el Lineamiento Alcalá.

Como sitios con evidencias neotectónicas presenta un contacto fallado entre un flujo de lodo de 37.000 años B.P (^{14}C) y la Formación Quebradagrande a ~ 16 km al NE de la ciudad de Pereira. Esta evidencia la atribuye a actividad de la Falla Silvia Pijao.

A la Falla Navarco le atribuye sutiles desplazamientos dentro del abanico Pereira - Armenia y la describe con fuerte expresión geomorfológica al sur de la población de Salento.

Respecto a la Falla Holguín la reporta como desplazando sedimentos de la Formación Zarzal y horizontes fluviovolcánicos del abanico Pereira - Armenia, igualmente basculamiento en sedimentos fluviales y flujos.

5.2.5 Page (1986).

Durante las décadas de los 70 y los 80 se adelantan en Colombia estudios para grandes proyectos hidroeléctricos que incluyen los aspectos relacionados con la neotectónica y la sísmica. En 1986 se publica la recopilación de la información tectónica y sísmica disponible hasta ese momento para el noroccidente colombiano.

Presenta la información detallada de la Falla Montenegro (ver capítulo 3); asociados a esta estructura reporta buzamientos al oriente y otros sitios con buzamientos al occidente, interpretando los primeros como relacionadas con deslizamientos de tierra mientras que las que buzán al occidente como debidas posiblemente a fallamiento sugiriendo que el desplazamiento en la falla de Montenegro puede ser de carácter inverso.

En reconocimiento aéreo reporta un cambio sutil en la pendiente con hundimiento al occidente a lo largo de la continuación de la traza de la Falla Montenegro al norte de la población del mismo nombre, e interpreta este rasgo topográfico como el posible reflejo de una transición tipo tijera de la falla

En la Tebaida reporta la Falla Aeropuerto como similar a la Falla Montenegro.

Respecto a los escarpes de las fallas Montenegro y Aeropuerto, plantea que el desplazamiento comenzó luego de que la superficie del abanico se formó; para esto se basa en los modelos del drenaje próximos a los escarpes mencionados y en las siguientes evidencias:

-Los escarpes de falla tienen cresta uniforme sin que sea truncada por canales de corrientes, lo cual indica que el abanico ha sido poco disectado desde el fallamiento.

-Únicamente unas pocas corrientes atraviesan el eskarpe. Al parecer, al tiempo del fallamiento pocas corrientes tenían caudal suficiente para mantener sus canales a través de los escarpes en desarrollo. Las corrientes que atravesaron los escarpes lo hicieron solo en cercanías de los extremos, donde la tasa de desplazamiento fue más baja.

-Las corrientes se deslizan según la inclinación de la superficie del abanico. El drenaje del lado oriental del eskarpe de la falla tiene una tendencia general SW que contrasta con una tendencia oeste del drenaje del lado occidental de la falla, lo cual indicaría que el abanico ha sido inclinado del SW al W.

-Se propone que el fallamiento y la inclinación han sido ya finalizados poco después de la formación del abanico ya que los canales de las corrientes al occidente de los escarpes mencionados no son asimétricos en forma notoria.

5.2.6 Ortega (1991).

Esta autora reporta algunas evidencias neotectónicas encontradas al realizar las labores de campo para su trabajo de tefraestratigrafía en el municipio de Santa Rosa y sus alrededores. En el perfil 24 (D24 en la Figura 36) identifica una estructura N80°W/70°SW con desplazamiento de 0.15 m que afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída.

Encontró diaclasas N24°W/86°SE y EW/67°NW afectando la secuencia de cenizas volcánicas de caída, al igual que una falla N48°W/76°NE con un desplazamiento de 0.49 m

(sitio 6 en la Figura 36). Como hipótesis plantea la posibilidad de la existencia de un lineamiento marcado por la dirección de esta microfalla (sitio 6 en la Figura 36) y la encontrada en el perfil 24 (D24 en la Figura 36), aunque no la detectó en los trabajos de fotointerpretación ni en campo.

En el sitio de la estación número cuatro (4 en la Figura 36) reporta diaclasas afectando las cenizas volcánicas de caída, con direcciones predominantes de $N10^{\circ}W/45^{\circ}SE$ y $N24^{\circ}W/63^{\circ}SE$.

5.2.7 Arango y Trillos (1993).

En los trabajos sobre la tefraestratigrafía de Armenia y sus alrededores, estas autoras reportan desplazamiento de las cenizas volcánicas de caída en la estación 6 (Figura 36), localizada a ~ 8 km al S de Montenegro. El desplazamiento de 1.06 m fue medido entre costras de hierro y lo asocian a una falla $N30^{\circ}E$.

En el sitio de control P.C.14.3 (Figura 36), localizado hacia el este del municipio de Montenegro, reportan un depósito de flujo de lodo y cenizas volcánicas de caída afectado por diaclasas; identificaron las siguientes direcciones principales: $N50^{\circ}W/31^{\circ}W$, $N20^{\circ}W$ /vertical, $N30^{\circ}E/76^{\circ}NW$, $N50^{\circ}E$ /vertical.

5.2.8 Cardona y Ortíz (1994).

En su estudio estratigráfico hacen una descripción de cada una de las estructuras que cruzan el abanico Pereira - Armenia, recopilan la información existente y dividen las fallas en segmentos. Asignan la Falla Armenia al Sistema de Fallas de Palestina de dirección NE, prolongándola hasta adentrarse en el macizo volcánico Ruíz Tolima.

Interpretan la Falla Montenegro como una falla en tijera y localizan el punto de movimiento cero un poco al norte del sitio en el que el Río Roble cruza la traza de la falla.

La Falla Quebradanueva la describen como un lineamiento moderado, evidenciado por quiebres topográficos y por cambios en el valor de la pendiente.

Describen un lineamiento $N37^{\circ}W$ al SW de Marsella, proponiéndolo como posible continuación deflectada de la Falla Otún.

Reportan lineamientos similares a la Falla Consota al norte y sur de Pereira.

Estos autores retoman la información de Egeo (1984), para la Falla La Virginia y la describen como un lineamiento fotogeológico de moderado a débil, con escarpe continuo que presenta su cara libre al oeste y con control de drenajes.

Describen la Falla Holguín como una estructura a través de la cual la Formación Cartago (Cinta de Piedra para otros autores) cabalga sobre la Formación La Paila.

5.2.9 Ego *et al.* (1995).

Realizan estudios sobre el Sistema de Fallas Cauca - Patía - Romeral y en su trabajo proponen un cambio de movimiento en este sistema de fallas, siendo lateral izquierdo al norte de la latitud 5°N y lateral derecho hacia el sur de la latitud 4°N. El movimiento inverso que presenta en el extremo norte lo explican como un posible indicador del cambio en las condiciones de borde como consecuencia de la colisión entre el bloque Panamá y el bloque Andino. Plantean que el cambio en la dinámica de las fallas es posiblemente debido al plegamiento relacionado con un acortamiento NS alrededor de la latitud 5°N, el cual genera un movimiento dextral.

5.2.10 Guzmán *et al.* (1998).

Es el trabajo de amenaza sísmica que se adelantó para la ciudad de Pereira y otros centros urbanos, partiendo de la conciencia adquirida respecto a la amenaza sísmica en polos de desarrollo como lo es el Eje Cafetero, especialmente después de los sismos ocurridos durante la década de los 80 y 90. Con esto se da cumplimiento de la Norma Colombiana de Construcciones Sismo-resistentes (Norma NSR-98), Ley 400 de 1997, que reglamenta en la Sección A.2.9, la realización de estudios de Microzonificación, y establece: "En las zonas de amenaza sísmica intermedia y alta, las capitales de departamento y las ciudades de más de 100.000 habitantes, toda reglamentación municipal de ordenamiento del uso de la tierra podrá tener en cuenta, por medio de un estudio o estudios de microzonificación, el efecto que sobre las construcciones, que se permiten dentro de ella, tenga la propagación de la onda sísmica a través de los estratos de suelo subyacentes a la construcción".

Realizan estudios de microtectónica en 41 estaciones de campo de las cuales 4 corresponden a unidades del Holoceno, dos de ellas localizadas al norte de Santa Rosa y las otras dos por fuera del área que abarca la Figura 36. Plantean un modelo deformativo y sismotectónico cortical del Cuaternario, en el sector noroccidental colombiano (Figura 31),

con un tensor de esfuerzos principalmente compresivo y secundariamente de rumbo, cuyo eje (σ_1) se orienta, en dirección NW-SE. Evidencian distensiones en sentido NNE-SSW a NE-SW, que explican dentro del modelo del elipsoide deformativo.

Plantean como patrón dominante de sistemas de fallamiento activo y probablemente activo en la región, a las estructuras NS a NNE y otras estructuras importantes en sentido WNW-ESE y NE-SW.

Diferencian los siguientes patrones de fallamiento:

-Fallas NS a NNE-SSW con mayor continuidad y expresión fisiográfica. Las definen como de carácter anastomosado, con divergencia y convergencia de trazos. Relacionan la génesis de estas estructuras con los eventos de acreción ocurridos durante el Cretáceo temprano y tardío, y el Terciario temprano. Desde del punto de vista de desplazamiento neotectónico estas fallas las presentan como las de mayor desplazamiento.

-Fallas NW-SE a WNW-ESE las definen como estructuras con actividad neotectónica que cruzan desde la Cordillera Central a la Occidental. Relacionan su aparición con una fase post-Orogenia Andina (post-Mioceno). Hacen referencia a algunos sectores donde presentan cinemática de tipo normal con componente lateral derecho cortando las estructuras NS; aclarando que no son desplazamientos notorios.

-Fallas NE-SW las describen como de mayor diferenciación hacia el piedemonte occidental de la Cordillera Central. Mencionan que algunas estructuras se encuentran acompañadas de pliegues y fallamiento inverso.

Calculan sismos máximos de Mw 6.2 y 6.6 para distancias segmento - sitio de hasta 35 km, con períodos de retorno entre 1.000 y 2.000 años. A distancias entre 35 y 50 km el rango de magnitudes se amplía hasta 6.8, mientras que a mayores distancias ya se incluyen algunos segmentos con magnitudes 6.9.

Establecen un orden relativo de actividad de los segmentos de falla, desde el punto de vista de la amenaza sísmica para las ciudades estudiadas, los cuales serían las fallas Quebradanueva, Silvia - Pijao y Cauca Almaguer. Mencionan que deben tenerse en cuenta algunas fallas de dirección WNW-ESE entre las que se encuentra la Falla Consota, aunque aclaran que los criterios de actividad son menos contundentes.

5.2.11 Monsalve *et al.* (2000).

En los estudios adelantados para estimar la amenaza sísmica en el Eje Cafetero reportan al oriente de Pereira, sector La Bella (Figura 36), escarpes de falla en el Cuaternario con desplazamientos totales que superan los 60 m en la componente vertical y los 180 m en la horizontal.

5.2.12 Paris *et al.* (2000).

Es un trabajo de recopilación de información donde se presenta una base de datos de las fallas identificadas como activas o probablemente activas en Colombia.

Citan un trabajo inédito de Espinosa (2001) de las evidencias paleosísmicas encontradas en una trinchera exploratoria excavada sobre la traza de la Falla Armenia, cerca a Circacia. Asignan a esta estructura un último movimiento en el Holoceno como más joven que 4.820 años y probablemente más joven que 3.000 años basados en un horizonte de lapilli, previamente datado, proveniente del volcán Machín.

5.2.13 Monsalve (2001).

Evalúa el sismo de Armenia (Colombia) ocurrido el 25 de enero de 1999, concluye que fue originado por una falla normal de desplazamiento lateral izquierdo, con una longitud de ruptura de 11.7 km y un ancho de 10.6 km para un área total de ruptura estimada en 124 km². El evento lo considera como una fuente simple con una ruptura de propagación del SE al NW.

El mecanismo focal es consistente con una falla normal de desplazamiento lateral izquierdo con un buzamiento de 67.3° hacia el oriente y un azimut de 356±10° y un ángulo de desplazamiento de 33.8°. Se estimó una magnitud Mw 6.2.

Hace énfasis en que la evaluación sísmica de la región presenta un gran vacío por el desconocimiento de los sismos superficiales asociados al Sistema de Fallas Romeral en la zona central de Colombia, específicamente en el Eje Cafetero.

5.2.14 Bohórquez *et al.* (2001).

Evalúan el sismo de Armenia (Colombia) del 25 de enero de 1999. Le calculan una profundidad de 10 km y analizan las réplicas presentadas hasta septiembre del año 2000. Le

atribuyen el sismo a las fallas Córdoba o Navarco. Identifican un σ_1 horizontal orientado en sentido NNW, indicando un régimen de rumbo deslizante con componentes normal e inversa, siendo coherente con estudios anteriores para esta zona.

5.3 RESULTADOS: EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS

En los trabajos de campo realizados, en este estudio, se encontraron cortes de carretera o cortes para adecuar terrenos para construcción con evidencia de movimiento de fallas que afectan la secuencia de ceniza volcánica de caída presente en la región. Estos taludes se trabajaron siguiendo la metodología planteada para los estudios paleosísmicos, básicamente la utilizada en las trincheras exploratorias, de acuerdo con los trabajos realizados por Woodward and Clyde Consultants (1979) y en las trincheras exploratorias sobre las fallas Romeral (Mesa *et al.*, 2001), Espíritu Santo (Mesa y Lalinde, 2001), Sistema de Fallas Cauca (Mesa y Lalinde, 2000), Armenia (Universidad del Quindío *et al.*, 2001) e Ibagué (Ingeominas, 2002). Se consideró también la información de otros autores como Allen, 1986; National Academic Press, 1986; Reiter, 1995; Diederix, 1997; entre otros.

Los cortes que se estudiaron son verticales a casi verticales, lo cual facilita su dibujo. Se realizó la limpieza retirando el material alterado con azadón y espátulas. Se tuvo especial cuidado de no dejar huellas con las herramientas que indujeran a errores tanto en el dibujo como en la interpretación. Se instaló sobre el talud una cuadrícula de 1mx1m con cuerdas de nylon de colores, las cuales se utilizan como plantilla que facilita hacer el dibujo en un papel milimetrado donde se plasma la cuadrícula. Con esta guía se asentó toda la información que se estimó de interés inmediato o futuro en la interpretación de lo que se observó en campo. Igualmente se dejó registro filmico y fotográfico. Se tuvo presente que esta información fuera lo más confiable posible para quedar a disposición de los investigadores. Esto facilita dar una nueva mirada a este territorio en el futuro y reinterpretar los datos recopilados a la luz del nuevo conocimiento disponible.

A continuación se describen los sitios que presentan evidencia paleosísmica.

5.3.1 Liceo Taller San Miguel.

Se encuentra localizado en inmediaciones de la vía que comunica las ciudades de Pereira y Armenia (Troncal del Café), en la vereda de Tribunas, a ~ 9 km al sur de la ciudad de

Pereira. Son terrenos que forman parte del abanico Pereira - Armenia (Figura 3). Presenta una secuencia visible de cenizas volcánicas de caída con espesor de ~ 3 m. Sus terrenos forman parte de la cuenca alta del Río Consota, una de las principales corrientes que drenan la región.

Se caracteriza por un relieve de colinas bajas y suaves ondulaciones. El drenaje es poco incisado. Presenta depresiones cerradas con dirección N40° - 50°E. Son terrenos usados principalmente para sitios de recreo, vivienda, ganadería y algo de cultivos. Su localización geográfica es X=1'155.664 Y=1'017.047 con una altura de 1.680 m.s.n.m.

Durante los trabajos de construcción del liceo se realizaron cortes que permitieron observar deformaciones sísmicas en la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos. Gracias al aviso oportuno por parte del geólogo Michael Tistl fue posible hacer su estudio detallado, para lo cual se seleccionaron dos sitios denominados Sector Parquadero y Sector Canchas (Figura 37). En el anexo 2 se encuentra la descripción de la secuencia de cenizas volcánicas de caída del sitio.

Sector Canchas. En los cortes realizados para la construcción de las canchas se observan los horizontes de cenizas volcánicas de caída intercalados con tres paleosuelos. Esta secuencia se presenta basculada 50°N (Figura 37 y 38). Se encuentran tres estructuras que desplazan los horizontes: la estructura norte desplaza los horizontes 0.60 m, la estructura del medio desplaza los horizontes 0.10 m y la estructura sur desplaza los horizontes 1.00 m. Presentan una disposición estructural EW/50°S.

Figura 37: Liceo Taller San Miguel, visual hacia el sur. Se aprecia la localización de los sectores identificados y estudiados en detalle. El Sector Canchas se localiza por detrás del edificio que se aprecia en la foto y corresponde al talud este y el Sector Parqueadero se localiza por delante del edificio mencionado y corresponde al talud oeste.

Figura 38: Liceo Taller San Miguel Sector Canchas. Esquema paleosísmico. Se aprecia la Falla Cestillal con disposición estructural EW/50°S que desplaza los horizontes de ceniza volcánica de caída. La estructura norte desplaza los horizontes 0.60 m, la estructura del medio desplaza los horizontes 0.10 m y la estructura sur desplaza los horizontes 1.00 m; presentando un desplazamiento total de 1.70 m, con el bloque norte levantado.

Figura 39: Liceo Taller San Miguel, Sector Canchas. Se aprecia la Falla Cestillal.

En campo este sitio se denominó estación CPL 55. Se obtuvo una edad de 19.710 ± 830 años B.P. (^{14}C) para el paleosuelo superior de la secuencia descrita.

Sector parqueadero. El horizonte identificado como horizonte 1 se encuentra desplazado 0.65 m por una estructura $\text{N}40^\circ\text{E}$ presentando el bloque norte levantado. En el extremo sur de este talud (Figuras 40 y 41) se aprecia un paleosuelo segmentado. En la base del horizonte 1 se encuentra un material más arenoso que presenta evidencias de licuación (Figura 40 y 42).

Por problemas de logística este talud no fue descrito en su totalidad. Sólo fueron descritos los horizontes que se consideraron más importantes. Donde no se presenta nomenclatura de horizonte significa que hay ausencia de información y puede corresponder a uno o varios horizontes de cenizas volcánicas de caída. La descripción de la secuencia de cenizas volcánicas de caída se encuentra en el anexo 2. En la parte superior del talud, sector sur, se dató una muestra de paleosuelo en 13.150 ± 310 años B.P. (^{14}C)

5.3.2 CPL10 Sector Laguneta.

En el sector de Laguneta se levantó la estación de campo denominada CPL10. Se localiza a ~13 km al sur de la ciudad de Pereira por la vía que une a esta ciudad con Armenia (Figura 3). Son terrenos que conforman la cuenca alta del Río Consota, de morfología suave y ondulada con pendientes fuertes hacia las corrientes que lo drenan. El uso del suelo es principalmente para vivienda, potreros y pequeños cultivos. Se identificaron anomalías paleosísmicas en ambos taludes de la vía. Para su descripción se denominan CPL10-talud E y CPL10-talud W.

5.3.2.1 **CPL10-talud E.** Corresponde a un corte de la carretera de ~ 9 m de altura. Se describió en forma detallada los primeros 2 m de la secuencia (piso), donde se encuentra un paleosuelo de 30.710 ± 1220 años B.P. (^{14}C) desplazado y segmentado por dos estructuras con disposición $\text{N}70^\circ\text{W}/85^\circ\text{SW}$ a vertical y $\text{N}53^\circ\text{W}/85^\circ\text{SW}$ (Figuras 43 y 44). A través de estas estructuras se presenta flujo de agua. El paleosuelo de 30.710 ± 1220 años B.P. (^{14}C) se encuentra plegado, segmentado y

Figura 40: Liceo Taller San Miguel, Sector Parqueadero. Esquema paleosísmico. Se aprecia la Falla Tribunas con disposición estructural N40°E que desplaza los horizontes de ceniza volcánica de caída de 0.65 m. Presenta bloque norte levantado.

Figura 41: Liceo Taller San Miguel. Sector Parqueadero. Se aprecia la Falla Tribunas con disposición estructural N40°E que desplaza los horizontes de ceniza volcánica de caída 0.65 m. Presenta el bloque norte levantado. Visual hacia el occidente.

Figura 42: Liceo Taller San Miguel, Sector Parqueadero. Se aprecia el horizonte 1 (ceniza volcánica de caída de color gris medio) con evidencia de licuación hacia la base. Esta evidencia puede corresponder al mismo evento que desplazó el horizonte 0.65 m, o deberse a otro evento diferente pero anterior al mencionado.

presenta un abombamiento hacia su base. El horizonte 1 (Figura 43) muestra un desplazamiento posterior a 30.710 ± 1220 años B.P., ya que se encuentra depositado entre los segmentos del paleosuelo. Se identificaron ocho horizontes numerados de techo a piso como horizonte 1 a horizonte 7 y un paleosuelo al que no se le asignó numeración. La descripción de estos horizontes se encuentra en el anexo 2.

5.3.2.2 CPL10-talud W. Este sitio no pudo ser estudiado con las técnicas paleosísmicas descritas ya que fue protegido con cobertura vegetal antes de ser trabajado. La información que se presenta corresponde a la tomada en una primera visita donde se identificó el sitio. Es un talud de la carretera con dirección $N75^\circ E$. Se identificó una estructura $N30^\circ E/70^\circ SE$ que afecta toda la secuencia visible de cenizas volcánicas de caída hasta el suelo actual (Figura 45). En superficie esta estructura varía su dirección a NS/vertical. En campo se interpretó como una falla normal con desplazamiento de 0.37 m de uno de los horizontes grises de la secuencia de cenizas volcánicas de caída.

5.3.3 CPL25 - Sector Alto El Roble.

Se localiza a ~ 22 km al sur de la ciudad de Pereira. Es un alto topográfico de relieve ondulado, cubierto por pastos y utilizado como potrero para ganadería. Se identifica como CPL25 al talud este de la vía Pereira - Armenia. Este corte presenta una dirección $N35^\circ W$. Se encuentra en la parte alta de la cuenca del Río Roble y marca la divisoria de aguas entre esta corriente y el Río Barbas.

Presenta una secuencia visible de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos de 2.66 m. Se encuentra afectada en su totalidad por una grieta que llega hasta superficie y cuya apertura varía entre 0.05 m y 0.68 m (Figuras 46 y 47).

La grieta está definida por estructuras $N60^\circ E/vertical$ y $N45^\circ E/vertical$. La descripción de los horizontes de ceniza volcánica de caída se encuentra en el anexo 2.

5.3.4 Relleno Sanitario.

Se localiza en la vertiente norte del Río Otún en inmediaciones de la vereda Combia, a ~ 10 m al oeste de la ciudad (Figura 3). Son terrenos de relieve suave a moderadamente

Figura 43: Sitio CPL10. Sector Laguneta, talud oriental. Esquema paleosísmico. Se aprecia la Falla Consota que afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída presentando un pliegue de propagación (fault propagation fold).

Figura 44: Sitio CPL10, sector Laguneta, talud oriental. Se aprecia la Falla Consota que afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída presentando un pliegue de propagación (fault propagation fold). Visual hacia el oriente.

Figura 45: Sitio CPL10, sector Laguneta. Talud oeste. Se aprecia la Falla Laguneta con disposición estructural N30°E/70°SE que afecta toda la secuencia de cenizas volcánicas de caída que aflora en el sitio. Visual hacia el suroccidente.

Figura 46: Estación CPL25, Sector Alto El Roble. Esquema paleosísmico. Se aprecia la grieta que afecta toda la secuencia de cenizas volcánicas de caída y el adelgazamiento del suelo actual en la zona de la grieta.

Figura 47: Estación CPL25, sector Alto El Roble. Se aprecia la grieta que afecta toda la secuencia de cenizas volcánicas de caída y como el suelo actual se adelgaza en el sitio de la grieta. Visual hacia el oriente.

ondulado con colinas tipo media naranja. Aunque este sitio es utilizado como relleno sanitario, en los alrededores el uso del suelo es para fincas de recreo, con algo de ganadería y agricultura.

Los cortes realizados para adecuar el terreno como relleno sanitario han permitido acceder a los flujos que conforman el abanico Pereira - Armenia. Son flujos de escombros con espesor promedio de ~ 7 m, localizados a ~ 11 m de la superficie. Presentan bloques andesíticos muy meteorizados, de tamaño centimétrico y algunos hasta de 0.50 m. Se encuentran afectados por numerosos lisos de falla. Se identificaron planos N75°W/85°S con lisos de falla 85°S, lo que indica un movimiento de tipo normal. Sobre estos flujos de escombros se encuentra la parte basal de la secuencia de cenizas volcánicas de caída caracterizada por ser horizontes de color rojizo. Se seleccionaron dos cortes cercanos con evidencias paleosísmicas. Se identificaron como CPL 52 y CPL 54.

5.3.4.1 **CPL52.** Corresponde a un corte en cenizas volcánicas de caída de 8m de altura, con dirección NS. En este sitio se trabajaron los 2 m de la base (Figura 48). Los horizontes de ceniza volcánica de caída se encuentran desplazados 0.35 m (Figuras 48 y 49). Las características de color que presenta el material facilita la visualización del movimiento. Es una falla N40°W de tipo normal que afecta todos los horizontes descritos (Figura 49). El evento es posterior a la depositación del horizonte 6. Se tomó muestra del horizonte 5 para análisis de ¹⁴C, la cual no presentó suficiente contenido de materia orgánica para su datación. Por la relación estratigráfica se puede decir que este evento afecta los horizontes de la secuencia anteriores a 30.000 años B.P. Esta evidencia se asocia a la Falla La Glorita.

Los horizontes de esta parte de la secuencia son muy arcillosos, lo que dificulta el despejar superficies para análisis de las estructuras. La base del horizonte 1 se mezcla con el horizonte que lo subyace (Figura 50) tal como se aprecia en la estación CPL 53. Igualmente se observa material arcilloso blanco (Figura 51) alineado como si fuera el relleno de una fractura o diaclasa.

Se identificaron seis horizontes (Figura 48) cuya descripción de piso a techo se presenta en el anexo 2.

Figura 48: Sector Relleno Sanitario, estación CPL52. Esquema paleosísmico. Se aprecia la Falla La Glorita de dirección N40°W que afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída. Por la coloración rojiza de los horizontes y por correlación estratigráfica, se estima una edad anterior a 30.000 años B.P.

Figura 49: Estación CPL52, sector Relleno Sanitario de Pereira. Se aprecia el desplazamiento de los horizontes de cenizas volcánica de caída que por su contraste de colores es muy visible (ver esquema paleosismico, Figura 48).

Figura 50: Estación CPL53, Relleno Sanitario de Pereira. Se observa el horizonte rojizo (horizonte 1) que se entremezcla con el horizonte que lo subyace (ver detalle en Figura 51).

Figura 51: Estación CPL53, Sector Relleno Sanitario de Pereira. Se aprecia material arcilloso de color blanco alineado como si fuera el relleno de una fractura o diaclasa. Se observa también como el horizonte 1 se mezcla con el horizonte que lo subyace.

5.3.5 Estación CPL54.

Este sitio corresponde a un corte de dirección EW localizado a ~ 200 m al sur del sitio anteriormente descrito. En este corte no se aprecian los flujos de escombros que conforman el abanico. La secuencia de cenizas volcánicas de caída se caracteriza porque los horizontes rojizos de la base no se pueden diferenciar como en CPL52. Se encuentra afectado por estructuras que en su mayoría se presentan rellenas de arcilla gris y blanca (Figura 52).

En el proceso de limpieza del talud se observó que el material se desprendía siguiendo posibles estructuras EW rellenas de material arcilloso de color blanco. Dado que esta dirección coincide con el corte del talud y por el tipo de material y su dureza, no fue posible encontrar información que confirmara la existencia de esta estructura. En visita preliminar se identificaron planos N75°W/85°S con lisos de falla 85°S en inmediaciones de lo que posteriormente se denominó estación CPL52.

Los horizontes 0, 1 y 2 de la secuencia de cenizas volcánicas de caída se encuentran afectados por numerosas estructuras. Se destacan N40°E/80°SW, N40°W/65°SE, N20°W/75°E, N70°E/80°N, N15°W/vertical, N15°W/85°W, N10°E/vertical, N5°W/70°W y NS/74°E con bloque descendido al occidente. El horizonte 1 presenta un desplazamiento de 0.40 m.

El material que rellena las estructuras es diferente al de los horizontes 1 y 2.

La descripción de los horizontes identificados en esta estación se hace de piso a techo (Figura 53) y se presenta en el anexo 2.

5.3.6 CPL58 - Sector Filandia.

Este sitio corresponde a un corte de la vía que comunica esta población con la Troncal del Café. Sus coordenadas son X=1'157.900, Y=1'009.000. Son terrenos de relieve moderado cuyos drenajes principales presentan incisión de moderada a fuerte.

El talud presenta una dirección N70°E. En la primera visita realizada se identificaron estructuras con dirección N60°E, N70°E/SE vertical, N35°E/vertical, N40°E, N50°E,

Figura 52: Estación CPL54, sector Relleno Sanitario de Pereira. Se aprecia la secuencia de cenizas volcánicas de caída afectadas por la Falla Alcalá 2. Se observa un graben formado por la actividad de la falla y el desplazamiento del horizonte 1 (ver esquema paleosísmico Figura 53).

Figura 53: Estación CPL54, Relleno Sanitario de Pereira, esquema paleosísmico. Se aprecia un graben y el horizonte 1 desplazado. Esta evidencia se asocia a la Falla Alcalá 2.

N60°E, N45°E y N55°E. En general, las estructuras presentes tienen un rumbo que varía entre N30°E y N70°E. En el talud sur de la vía se encuentra un horizonte de lapilli de ~ 0.25 m de espesor. Este horizonte presenta un desplazamiento con el bloque oeste levantado. Las evidencias observadas sugieren un ambiente distensivo. Se encuentran grietas con apertura de varios centímetros y rellenas de material arcilloso.

Sólo se trabajó el talud norte de la vía con las técnicas paleosísmicas. Se identificó el sitio como estación CPL58 (Figuras 54, 55 y 56). En este corte se identificaron las siguientes estructuras: N10°W/85°E, N80°W/80°W, N70°E/vertical. La descripción de los horizontes identificados se presenta en el anexo 2.

5.4 ANÁLISIS DE LAS EVIDENCIAS

De cada uno de los sitios estudiados se presenta la interpretación de la información recolectada.

5.4.1 Liceo Taller San Miguel.

Aunque se tiene dos sectores descritos su interpretación debe estar relacionada. El sector canchas corresponde a la secuencia de cenizas volcánicas de caída de 19.710±830 años B.P., y el sector parqueadero corresponde a la secuencia de cenizas volcánicas de caída de 13.150±310 años B.P. La diferencia de altura entre el techo del sector canchas y el piso del sector parqueadero es ~ 2 m. Los dos sitios se encuentran separados ~ 200 m siendo el sector parqueadero el que se localiza más al norte (Figura 37).

El basculamiento de la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos es claro en el Sector Canchas. Con esto se asume que corresponde a un primer evento sísmico que afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída en este sitio y es claro hasta los 19.710±830 años B.P. (¹⁴C) ya que en el Sector Parqueadero la secuencia no presenta este basculamiento tan notorio.

Figura 54: Estación CPL58 sector Filandia, extremo oriental del corte. Se aprecia la secuencia de cenizas volcánicas de caída afectadas por agrietamientos característicos de un ambiente distensivo. (ver esquema paleosísmico, Figura 56)

Figura 55: Estación CPL58, sector Filandia. Detalle agrietamiento que se aprecia en el extremo oriental del corte y que corresponde a un ambiente distensivo. (ver esquema paleosísmico, Figura 56)

Figura 56: Estación CPL58, sector Filandia. Esquema paleosísmico. Se presenta la secuencia de cenizas volcánicas de caída afectada por una serie de estructuras y agrietamientos que permiten deducir que son producidos por un ambiente distensivo.

Esta evidencia se asigna a la falla que en este trabajo se denomina Cestillal por no encontrarse previamente cartografiada. El basculamiento indica un levantamiento del bloque norte, aunque no se evidencia en los perfiles topográficos de la zona. Esto sugiere dos posibilidades: una, que el levantamiento es menor de 50 m que es lo que se permite deducir por la cartografía disponible para la zona, u otra, que la secuencia de cenizas volcánicas de caída posterior al basculamiento suavizó el terreno y enmascaró el movimiento.

La existencia de bloques basculados es característica del estilo de deformación de fallas normales lo que permite definir la falla Cestillal como una falla normal con disposición estructural EW/50°S. Su disposición estructural se toma similar a las estructuras que posteriormente desplazan la secuencia de cenizas y paleosuelos. Lo anterior concuerda con el modelo tectónico propuesto para la región. Otra posible explicación es que sea un pliegue cuya observación sea solo parcial por sus grandes dimensiones.

Con la información disponible hasta el momento no es posible confirmar si corresponde a una falla normal o a un pliegue de grandes dimensiones. La cubierta de cenizas volcánicas de caída es en este caso particular un problema ya que enmascara toda la evidencia. En la interpretación de fotografías aéreas no se evidencia la presencia de un pliegue. Se analiza la posibilidad de una falla y sus implicaciones en la evaluación de la amenaza sísmica. Con sitios poblados cercanos es mejor evaluar las peores condiciones y con criterio técnico decidir el riesgo que se justifica y se esté dispuesto a correr. Lo más recomendable es hacer estudios complementarios que permitan tener mayores datos para la interpretación de este sitio.

Se sugiere un segundo evento sísmico que genera el desplazamiento frágil de la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos. El desplazamiento total se distribuyó a lo largo de las tres estructuras que se aprecian en el corte del sector canchas. El desplazamiento total se estima como el dado por la suma de los tres desplazamientos observados, o sea 1.70 m. Este corresponde al desplazamiento mínimo. Para sustentar que el desplazamiento total no sea el aquí calculado se requieren estudios adicionales que expliquen la distribución del desplazamiento.

En el extremo sur del sector parqueadero se aprecia un paleosuelo segmentado. Esto puede corresponder a otro evento sísmico diferente y posiblemente posterior al anteriormente mencionado; o ser el mismo evento. Por el momento no se puede aportar mayor información al respecto.

En la base del horizonte 1, del sector parqueadero, se encuentra un material más arenoso que presenta evidencias de licuación (Figura 42). El desplazamiento que presenta este horizonte de 0.65 m sugiere un evento sísmico que puede ser el mismo que generó la segmentación del paleosuelo anteriormente mencionada o también puede ser diferente. Por el momento no se cuenta con información suficiente que permita establecer si se tiene evidencia de dos sismos o la evidencia corresponde a tres o más eventos diferentes.

La estructura N40°E que afecta el horizonte 1 en el sector parqueadero presenta, en campo, evidencias de ambiente distensivo correspondiente a falla normal. En el modelo tectónico planteado para la región debe corresponder a una falla inversa o pliegue. Esto se puede explicar por el movimiento de la falla a nivel de las rocas del basamento (material competente) de tipo inverso que no aflora en superficie. Esta falla se transmite a la serie de flujos y cenizas volcánicas de caída que conforman el abanico Pereira - Armenia (material no competente), como falla normal. Esta falla se denomina en este trabajo Falla Tribunus.

Se plantea que la Falla Tribunus, es una falla secundaria asociada a la falla inversa oculta. La historia paleosísmica derivada de fallas secundarias para eventos en los cuales las fallas inversas sismogénicas no se extienden hasta superficie, presentan gran similitud con aquellos indicadores para fallas normales (McCalpin *et al.*, 1996). La geometría y cantidad de desplazamiento de las fallas secundarias podría ser difícil de relacionar con el movimiento de la falla sismogénica inversa que se encuentra en profundidad (McCalpin *et al.*, 1996). Lo anterior solo permite asignar la magnitud del sismo de la falla secundaria y no el sismo asociado a la falla inversa en profundidad.

5.4.2 CPL10 Sector Laguneta.

Los dos cortes de carretera analizados en este sitio reflejan segmentos diferentes de la historia paleosísmica de la región. En el corte CPL10-Talud E se encuentra el registro de lo ocurrido hace ~ 30.000 años. En el corte CPL10-Talud W se estima que las evidencias corresponden a lo ocurrido en los últimos 10.000 años. Se inicia el análisis con el sitio

CPL10-Talud E ya que cuenta con mayor información y una datación que permite su localización confiable en el tiempo.

CPL10-Talud E. El paleosuelo de 30.710 ± 1220 años B.P. (^{14}C) se encuentra plegado y segmentado, lo cual implicaría que el evento o los eventos son posteriores a esta fecha. Los horizontes que infrayacen el paleosuelo se encuentran desplazados y truncados lo cual puede indicar el mismo u otros eventos sísmicos importantes pero más antiguos que 30.710 ± 1220 años B.P.

El horizonte 1 muestra un desplazamiento de 0.40 m posterior a 30.710 ± 1220 años B.P. El paleosuelo presenta un desplazamiento de 0.55 m.

Se aprecia un abombamiento del paleosuelo hacia su base lo cual puede estar relacionado posiblemente con eventos ocurridos durante la formación de éste.

Se plantea la ocurrencia de por lo menos tres eventos ocurridos en inmediación de 30.710 ± 1220 años B.P. La interpretación del movimiento es de falla normal con pliegue de propagación (fault propagation fold) tal como lo describe Yeats *et al.* (1997) y Hardy y McClay (1999).

La evidencia encontrada se estima corresponde a sismos asociados a la Falla Consota.

En la interpretación de fotografías aéreas (años 50 a 90) de la zona se aprecian numerosas anomalías geomorfológicas, pero en la actualidad la zona tiene una alta intervención antrópica con notoria alteración del paisaje, que dificulta los estudios paleosísmicos.

CPL10-talud W. En campo se interpretó como una falla normal con desplazamiento de 0.37 m de uno de los horizontes grises de la secuencia de cenizas volcánicas de caída.

De acuerdo con el modelo de deformación propuesto para la zona, las estructuras $N30^\circ-60^\circ E$ son pliegues o fallas inversas. La evidencia encontrada se interpreta como un comportamiento inverso de la falla en las rocas competentes que se resuelve en los materiales no competentes como falla normal (McCalpin *et al.*, 1996). Este comportamiento es de igual cinemática al que presenta la Falla Tribunas en el Liceo Taller San Miguel - Sector Parquadero.

Se identificó un horizonte gris de cenizas volcánicas de caída desplazado 0.25 m por una estructura $N10^\circ E$. Esto puede corresponder a movimiento de las estructuras NS o ser una

estructura secundaria asociada al movimiento de las fallas N30°E. Con el trabajo realizado no se puede concluir si este desplazamiento corresponde a un evento diferente al descrito anteriormente o es el mismo, en cuyo caso el desplazamiento total y el sismo máximo asociado serían mayores.

Esta estructura no se encuentra cartografiada y en este trabajo se denomina Falla Laguneta.

5.4.3 CPL25 - Sector Alto El Roble.

La grieta que se encuentra en este sitio esta definida por las estructuras N60°E/vertical y N45°E/vertical. Se afecta un paleosuelo de 6.300±230 años B.P. (¹⁴C) y el horizonte 9 de 2.630±80 años B.P. (¹⁴C). Dentro de la grieta se encuentra un paleosuelo de 6.860±130 años B.P. (¹⁴C) lo que indica que la secuencia fue afectada después de formado éste. Este tipo de agrietamiento se ha relacionado con deformaciones gravitacionales (Ter-Stepanian, 1977; Ivovsky, 1977; Nemok y Baliak, 1977; Malgot, 1977; Mahr, 1977; Soeters y Rengers, 1980; Mesa *et al.*, 2001) pero a continuación se presenta el análisis de la secuencia estratigráfica que permite llegar a otra conclusión.

El desplazamiento en el horizonte 8 (paleosuelo) es de 0.25 m con el bloque SE levantado. Este desplazamiento se ha interpretado como producto del crecimiento de un pliegue asociado a una falla inversa que no aflora en superficie. La magnitud de éste desplazamiento podría indicar la magnitud del sismo mínimo asociado a la falla inversa sin que pueda darse mayor información al respecto. Adicionalmente debe tenerse en cuenta que el desplazamiento puede estar minimizado ya que los procesos erosivos pueden haber afectado la secuencia tal como se propone más adelante al analizar el horizonte 11. El Horizonte 9 tiene una edad de 2.630±80 años B.P. (¹⁴C), lo que sugiere una serie de procesos erosivos fuertes en el período comprendido entre los 6.300 y los 2.630 años B.P., muy poca actividad volcánica ya que durante este tiempo sólo se depositaron 0.10 m de material en el sitio, o un fuerte período erosivo ligado a una modificación topográfica inducida por un sismo. La última alternativa estaría sugiriendo la ocurrencia de un evento sísmico entre los 6.300 y los 2.300 años B.P.

El horizonte 11 es de tipo hipersténico, mientras que los horizontes 8 (paleosuelo), 7 y 9 son de tipo anfibólico, por lo tanto no pueden correlacionarse. Lo anterior sugiere que en algún momento, después de formado el horizonte 11, éste fue afectado ya sea por un

abombamiento en el sitio donde se encuentra actualmente la grieta o por desplazamiento. La alteración sufrida generó que los agentes erosivos atacaran más fuertemente el sector NW hasta borrar toda evidencia del horizonte 11.

La explicación por la que la autora se inclina más es que en el sitio donde se encuentra actualmente la grieta se ha producido un abombamiento o pliegue continuo a lo largo del tiempo, por lo menos hasta después de depositarse el horizonte 11. Los bordes de los horizontes al llegar a la grieta sugieren esta explicación. Luego de depositado y afectado el horizonte mencionado se dio un período de intensos procesos erosivos que generaron la desaparición del horizonte en el extremo NW de la grieta y la disminución de su espesor en el extremo SE. Posteriormente, ~ 6.000 años B.P., se dio un período de calma que permite la formación del paleosuelo (horizonte 8). Durante la formación del paleosuelo pudo haberse seguido dando el crecimiento del pliegue o abombamiento con la generación de grietas que luego permitirían la evolución a la grieta actual.

Posterior a la formación de los horizontes 8 y 9 se produce un evento que hace que la deformación ya no sea abombamiento. Se genera una grieta que es rellenada por el material más superficial, en este caso el horizonte 9. Esta grieta correspondería al eje de un pliegue formado por la actividad de una falla inversa que afecta los materiales competentes del basamento y que en los materiales más superficiales se propagaría como una grieta de tensión, dando la impresión de ser un ambiente de falla normal (McCalpin, *et al.*, 1996).

El adelgazamiento del suelo actual sobre la grieta sugiere que esta estructura se encuentra activa.

De acuerdo con la cartografía geológica para la zona, la estructura responsable de estas evidencias es la Falla Armenia.

5.4.4 Relleno Sanitario.

En el sitio identificado como **CPL52** los horizontes de ceniza volcánica de caída se encuentran desplazados 0.35 m. Es una falla N40°W de tipo normal que afecta todos los horizontes descritos. El evento es posterior a la depositación del horizonte 6. Se tomó muestra del horizonte 5 para análisis de ¹⁴C, la cual no dio resultado por poco contenido de materia orgánica. Por la relación estratigráfica se puede decir que este evento afecta los

horizontes de la secuencia de cenizas volcánicas de caída anteriores a 30.000 años B.P. Esta evidencia se asocia a la Falla La Glorita.

Los horizontes de esta parte de la secuencia son muy arcillosos, esto dificulta el análisis de las estructuras. La base del horizonte 1 se mezcla con el horizonte que lo subyace (Figura 50 y 51) tal como se aprecia en la estación CPL 53. Igualmente se observa material arcilloso blanco (Figura 51) alineado como si fuera el relleno de una fractura o diaclasa. Esto se ha interpretado como eventos sísmicos que generaron agrietamientos y fisuras haciendo que el horizonte 1 se introduzca en el horizonte que lo infrayace. Por lo arcilloso del material, el tiempo transcurrido y los procesos de bioturbación a los que se ha visto sometido, en la actualidad sólo se aprecian las evidencias mencionadas. Se plantea que estos eventos sean anteriores al que generó el desplazamiento, aunque no se descarta que sean consecuencia del mismo evento.

En el sitio identificado como **CPL54** se interpreta la evidencia encontrada como un graben asociado a la actividad de lo que se ha planteado como Alineamiento Alcalá (Cardona y Ortíz, 1994; Guzmán *et al.*, 1998) de dirección NS. El graben es una evidencia de ambiente distensivo.

El modelo de deformación propuesto para la zona de estudio implica que las estructuras NS tienen movimiento lateral izquierdo con componente inversa. La existencia de este graben se puede explicar por el movimiento de una falla inversa que genera plegamiento en los materiales no competentes y asociado a éste se generan grabenes y grietas de tensión (McCalpin *et al.*, 1996; Yeats *et al.*, 1997). El desplazamiento del horizonte 1 es de 0.40 m lo cual sugiere la ocurrencia de un evento sísmico. Este evento sísmico ocurrió después de formado el horizonte 1 y el horizonte que lo suprayace. Esto se deduce por que el material que se encuentra sobre el horizonte 1 rellena la grieta de tensión o graben. Por relación estratigráfica se estima que este sismo ocurrió hace más de 30.000 años.

Las estructuras que afectan el horizonte 0 son anteriores al sismo mencionado ya que no afectan el horizonte 1. Adicionalmente el material que rellena las estructuras es diferente al de los horizontes 1 y 2. Con los trabajos realizados no es posible identificar si corresponden a uno o varios eventos ni la edad de estos.

5.4.5 CPL58 - Sector Filandia.

Con la información que se tiene hasta el momento solo se puede decir que corresponde a un ambiente distensivo. De acuerdo con el modelo de deformación propuesto para la zona, las estructuras N30°-60°E son pliegues o fallas inversas. La evidencia encontrada se interpreta como un comportamiento inverso de la falla en las rocas competentes que se resuelve en los materiales no competentes como falla normal (McCalpin *et al.*, 1996). Esta evidencia se asigna a la Falla El Roble.

5.5 ESTIMACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA

Para estimar la magnitud de los sismos se trabajó con la ecuación desarrollada por Wells y Coppersmith (1994):

$$M_w = 6.69 + 0.74 \cdot \log(MD)$$

donde:

M_w = magnitud del sismo dado como momento sísmico

MD = desplazamiento máximo en metros

Es importante tener en cuenta que los datos históricos con los que se desarrolló esta ecuación están afectados por fuentes de error que pueden generar subestimación de las medidas (U), sobreestimación de las medidas (O) y errores aleatorios (R), estas fuentes de error son las siguientes (Bonilla *et al.*, 1984):

-No se examinó la totalidad de la ruptura a lo largo de la traza y por lo tanto el máximo desplazamiento puede haberse perdido. (U)

-El máximo desplazamiento pudo haber ocurrido donde no pueden realizarse las medidas apropiadas. (U)

-El desplazamiento máximo puede estar enmascarado por deslizamientos, vegetación, cuerpos de agua, etc. (U)

-El realce en la superficie, la altura del escarpe o el desplazamiento vertical pueden haber sido reportados en lugar del movimiento neto de la falla. (R)

-Efectos no tectónicos tales como deslizamientos locales que no se separaron de los efectos tectónicos. (R)

-El desplazamiento se absorbió parcialmente por fracturamiento distribuido, plegamiento, movimiento intergranular y otros procesos. (U)

-Movimientos posteriores de magnitud no conocida incrementaron el desplazamiento. (O)

-El investigador de campo aproximó las medidas. (R)

-Ocurrieron errores cuando se realizaron y registraron las medidas. (R)

En los casos que se analizan en este trabajo, se están estimando las magnitudes de los sismos a partir de un desplazamiento. No se conoce si corresponde al mayor desplazamiento generado por el movimiento, por lo que es probable que se este subestimando el sismo. Por lo tanto sólo se tienen sismos mínimos. Para efecto de usar esta información en los cálculos de amenaza sísmica por parte de los ingenieros civiles, los sismos calculados corresponden al sismo máximo observado.

Se supuso que las evidencias encontradas están asociadas a fallas y no a pliegues. Esto con el fin de hacer una estimación del posible evento que pudo haber generado la evidencia. Por el momento no se cuenta con información suficiente que permita definir si son pliegues de grandes dimensiones o fallas. Para mostrar la importancia de continuar este tipo de investigaciones se hace la estimación de la amenaza sísmica suponiendo el caso más crítico. En caso de ser pliegues, el sismo calculado corresponde como mínimo a un sismo equivalente asociado a la falla inversa en profundidad sin que pueda darse mayor información al respecto con las evidencias obtenidas hasta el momento; se parte de la premisa que el desplazamiento observado fue generado en un único evento sísmico.

La relación entre las evidencias paleosísmicas identificadas y los segmentos de falla que las generaron no es siempre clara. En este caso particular la cubierta de ceniza volcánica de la región enmascara las evidencias y no permite que su manifestación directa se observe en las fotografías aéreas; en esta investigación se comprobó que no siempre los sitios con evidencia paleosísmica se encuentran cerca a los segmentos de falla y rasgos geomorfológicos identificados con la fotointerpretación, posiblemente por un enmascaramiento de los rasgos por las cenizas volcánicas de caída que cubrieron la región

luego de registrado el movimiento y por procesos erosivos que resaltan rasgos con la misma dirección pero lejanos al segmento de ruptura. Para estimar el segmento de falla y su longitud de ruptura se trabajó con la ecuación desarrollada por Wells y Coppersmith en 1994:

$$\text{Log (SRL)} = -3.22 + 0.69M$$

donde: M= magnitud del sismo dado como momento sísmico

SRL= longitud de la superficie de ruptura en km.

Con la información obtenida de aplicar esta ecuación y revisando la interpretación de las fotografías aéreas se propone el segmento de falla y la longitud de ruptura. Esta información debe ser objeto de permanente revisión a medida que se adelanten trabajos de investigación en la región.

5.5.1 Liceo Taller San Miguel.

Para el desplazamiento observado en el sector Canchas, de 1.70 m, se estima que es necesario un sismo de magnitud Mw 6.9. Este corresponde al sismo mínimo ya que se parte de la premisa de que el desplazamiento observado puede no ser el desplazamiento total y máximo.

Haciendo el cálculo de la longitud de la superficie de ruptura, para el evento sísmico que nos ocupa, se requiere una longitud de ruptura de ~ 35 km. El abanico Pereira Armenia en este sector presenta en sentido EW una longitud de ~ 25 km. Esto indica que la Falla Cestillal propuesta (falla de rumbo EW) se encuentra cubierta a lo largo de 25 km. Como evidencia se aprecia el bloque norte levantado por lo menos 50 m (perfil HH', Figura 21). La Falla Cestillal propuesta en este trabajo no se encuentra reportada en estudios anteriores. No se cuenta con información que permita confirmar su continuidad hasta alcanzar los 35 km pero el cambio en el Río La Vieja para tomar dirección al oeste, en inmediaciones de la Quebrada Cestillal, antes de su desembocadura y el codo que presenta el Río Cauca al oeste de Cartago son anomalías que apoyan la continuidad de esta estructura.

Si se asume que el desplazamiento de 0.65 m del horizonte 1, en el sector parqueadero, corresponde a un evento diferente, la magnitud del sismo necesario para éste desplazamiento es de Mw 6.6. Esta magnitud corresponde al sismo mínimo. Se recuerda

que este sismo se está asignando a la Falla Tribunus, que es una falla secundaria, y no a la falla inversa en profundidad. La longitud de la superficie de ruptura para generar este desplazamiento es de ~ 22 km. Este segmento está limitado al sur por la Falla Cestillal lo que implicaría que casi la totalidad de su longitud se debe extender hacia el noreste. Siguiendo esta dirección y en la vertiente norte del Río Otún se encuentran las quebradas San José (hacia el noroeste) y Volcanes (hacia el sureste); entre estas corrientes se encuentra una cuchilla alargada de ~ 3 km de longitud y una amplitud de ~ 200 m siguiendo la dirección de la falla mencionada. Las anomalías en la dirección de los drenajes y la topografía sugiere la continuidad de la Falla Tribunus hacia el noreste.

La evidencia de licuación en el horizonte 1 requiere la ocurrencia de un sismo de Mw 5.5. Por lo tanto esta evidencia puede estar asociada a cualquiera de los sismos anteriormente mencionados.

En los estudios de mitigación del riesgo sísmico para Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal, se calculó un rango de magnitud máxima Mw entre 6.2 y 6.6 válido para distancias segmento-sitio hasta de 35 km con periodos de retorno entre 1.000 y 2.000 años (Guzmán *et al.*, 1998). La magnitud de Mw 6.9 se estimó para distancias superiores a 50 km; pero la evidencia encontrada en este estudio se localiza a ~ 9 km al sur de la ciudad de Pereira. Con la información disponible hasta el momento no es posible estimar periodos de retorno para estos eventos pero con posteriores investigaciones se puede llegar a obtener tal información. Considerando la ocurrencia del sismo de Armenia en 1999, amerita una revisión de la información geológica base para los estudios de amenaza sísmica, especialmente en cuanto al sismo máximo.

Es importante considerar que durante un gran sismo asociado a una falla inversa que no aflora en superficie se presentan levantamientos y subsidencias cuya área varía de acuerdo con la longitud de la superficie de ruptura, con la inclinación de la falla, con la profundidad y cantidad desplazada (McCalpin *et al.* 1996; Yeats *et al.*, 1997). La complejidad geométrica de la falla inversa complica el patrón de deformación en superficie. Cambios abruptos en el buzamiento de las fallas inversas producen propagación de los ejes de anticlinales en superficie que crecen durante el movimiento de la falla (McCalpin *et*

al.,1996). Esto confirma la dificultad de estimar lo sucedido en la falla inversa durante el evento que dejó la evidencia del Liceo Taller San Miguel, Sector Parquadero.

5.5.2 CPL10 Sector Laguneta.

Las evidencias encontradas en CPL10-Talud E permiten estimar que para tener el desplazamiento de 0.40m en el horizonte 1 se requiere un sismo de Mw 6.4 (Wells y Coppersmith, 1994). El evento que afectó el paleosuelo y generó un desplazamiento de 0.55 m sería el resultado de un sismo de Mw 6.5 (Wells y Coppersmith, 1994) pero como este desplazamiento incluye dos eventos diferentes se tomó el desplazamiento de 0.40 m, que corresponde a un evento único, y con este dato se calculó la longitud del segmento de falla, obteniéndose una longitud de ruptura de ~16km. Este segmento de falla va desde la Falla Cestillal hacia el sureste por la cuenca alta del Río Consota, hasta llegar al Río Quindío en inmediaciones de Salento y corresponde a lo que se ha denominado Falla Consota.

A esta falla se le ha asignado una actividad moderada y sismo máximo probable de Mw 6.4 con un período de retorno de 1.000 a 3.000 años y una longitud de ruptura superficial de 14 km (Guzmán *et al.*, 1998). Esto coincide con la información encontrada para el período de tiempo alrededor de los 30.000años B.P., sin que por el momento se tenga información de eventos asociados a esta estructura entre los 10.000años B.P. y la actualidad. Se requiere mayor investigación.

5.5.3 CPL10-talud W.

El desplazamiento de 0.37 m de uno de los horizontes grises de la secuencia de cenizas volcánicas de caída requiere la ocurrencia de un un sismo Mw 6.4 (Wells y Coppersmith, 1994). Para un sismo de esta magnitud se requiere un segmento de falla con una longitud de ~ 16 km. Este evento sísmico se le asigna a la Falla Laguneta reportada en éste trabajo. El segmento de falla se extiende desde la Falla Consota hacia el suroeste hasta inmediaciones de la población de Montenegro.

5.5.4 Sector Alto El Roble.

Para el desplazamiento de 0.25 m en el horizonte 8 (paleosuelo) se requiere un sismo Mw 6.2 (Wells y Coppersmith, 1994). Este sería el sismo mínimo, pues tal como se plantea

en el numeral 5.4.3 es muy probable que la secuencia este afectada por procesos erosivos. El desplazamiento de 0.25 m es lo que queda después de la acción de estos procesos. Esta magnitud calculada debe considerarse con mucho cuidado ya que es muy alta la probabilidad de que sea un evento de mayor magnitud. No se tiene información sobre tasas de erosión o estudios climáticos que permitan estimar las posibles pérdidas por erosión para este período de tiempo. Para un sismo de esta magnitud la longitud de la superficie de ruptura es ~ 11 km. Este segmento de falla va desde la Falla Consota hasta las cabeceras del Río Espejo y corresponde a la Falla Armenia.

Guzmán *et al.* (1998) asignan a la Falla Armenia un sismo máximo Mw de 6.2 y un período de retorno de 1.000 años. Se sugiere investigar más, ya que el sismo estimado en éste trabajo supone que la deformación observada es la máxima y no se tiene en cuenta los procesos erosivos mencionados que generan una subestimación del evento. Igualmente el período de retorno podría ser menor, tal como lo sugiere el adelgazamiento del suelo actual.

5.5.5 Relleno Sanitario.

En el sitio identificado como **CPL52** los horizontes de ceniza volcánica de caída se encuentran desplazados 0.35 m. Esto implica un sismo de Mw 6.4 (Wells y Coppersmith., 1994). La longitud del segmento de falla que produce este desplazamiento es de ~16 km. Esta evidencia esta asociada a la Falla La Glorita. Este segmento de falla se propone que se localice a partir de la Falla Cuba y hacia el noroeste. Se debe investigar el segmento de la Falla Cuba para delimitar apropiadamente el segmento de la Falla La Glorita

La mezcla del horizonte 1 con el material que lo subyace y el material arcilloso blanco, alineado como si fuera el relleno de una grieta o diaclasa, se interpreta como eventos de magnitud menor a Mw 6 que generan agrietamientos y fisuras que permiten la mezcla de los materiales. Se plantea que estos sismos sean anteriores al que generó el desplazamiento, aunque no se descarta que sean consecuencia del mismo evento.

En el sitio **CPL54** el desplazamiento del horizonte 1 es de 0.40 m lo que implica un sismo de Mw 6.4 (Wells y Coppersmith., 1994). La longitud del segmento de falla que genera este desplazamiento es de ~ 16 km. Se asocia a una estructura NS que corresponde a lo que se ha denominado lineamiento Alcalá y que en este trabajo se denomina Falla Alcalá 2. Este segmento de falla se propone que se localiza hacia el norte de la Falla Cuba. Las evidencias

geomorfológicas asociadas a la Falla Cuba sugieren que esta estructura es posterior a la Falla Alcalá y por lo tanto se comporta como una barrera o límite para el segmento de falla que se analiza.

Este evento sísmico ocurrió después de formado el horizonte 1 y el horizonte que lo suprayace. Esto se deduce por que el material que se encuentra sobre el horizonte 1 rellena la grieta de tensión o graben. Por relación estratigráfica se estima que este sismo ocurrió hace más de 30.000 años.

Las estructuras que afectan el horizonte 0 son anteriores al sismo mencionado ya que no afectan el horizonte 1. Adicionalmente el material que rellena las estructuras es diferente al de los horizontes 1 y 2. Con los trabajos realizados no es posible identificar si corresponden a uno o varios eventos ni la edad de éstos.

5.5.6 El Sismo de Armenia (Colombia) 1999 y las Nuevas Evidencias

Las evidencias de campo reportadas en este trabajo, identifican estructuras EW (Falla Cestillal) con actividad importante en los últimos 19.000 años, sin que se pueda definir la edad del último horizonte afectado por no contarse con la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos completa en el sitio Liceo Taller San Miguel, Sector Canchas. La actividad para las fallas NS esta restringida a edades de más de 30.000 años por correlación estratigráfica, aunque en algunos sitios se insinua que su actividad haya podido alcanzar hasta 15.000 años (ver Trinchera Hacienda San Felipe). Con lo anterior se sugiere que la interpretación del mecanismo focal para el sismo de Armenia (Colombia) no es de una falla NS, sino de la actividad de una estructura EW (posiblemente falla Río Verde), teniendo en cuenta que usando solamente el mecanismo focal se pueden obtener dos interpretaciones para cada caso y ambas son correctas; la única manera de saber con certeza cuál es el plano de falla y cuál es el plano auxiliar es mediante datos de campo o por asociación con rasgos tectónicos o estructurales regionales (Hincapié, 1994).

5.6 TRINCHERA HACIENDA SAN FELIPE

De los diferentes sitios propuestos para excavación de trinchera exploratoria (anexo 3), se escogió la zona entre el alto de Cerritos y la quebrada Cestillal (anexo 3, numeral 1.1.1). El

sitio de trinchera se encuentra a ~ 5km al sur de la vía Pereira - Cerritos, entrando por la vía de acceso a la Hacienda San Felipe (Figura 57).

A pesar de ser una zona intervenida por el hombre desde antes de 1940, la intervención se ha limitado a la construcción de vías, construcción de casas y canales; pero las colinas y el relieve en general se ha conservado sin que su intervención vaya más allá del arado o conservación del terreno para potreros. El acceso restringido ha contribuido a la conservación del sector. Esto permite que dentro de la región sea uno de los pocos sitios con intervención mínima que permite su exploración con fines paleosísmicos.

La existencia de las colinas de dirección NW y NS existentes en la zona no se explica por los flujos o lahares que conforman el abanico Pereira Armenia ya que su localización y dirección es casi transversal a la dirección de los flujos o lahares.

La trinchera se localiza en X= 1'140.920, Y= 1'020.120. La pared occidental de la trinchera se localiza a 20.50 m de la vía de acceso al trapiche o fábrica de panela San Felipe. se excavó en dirección EW, con una longitud de 33.70 m, un ancho de ~ 2m y profundidad ~3 m (Figuras 58, 59, 60 y 61). Los primeros 7.20 m fueron excavados en la zona plana del terreno y el resto de la longitud fue cortando la colina que se encuentra en este sector y que alcanza una altura de 11 m. Al excavar la trinchera se encontró un flujo de agua en el piso de ésta, que surge a una distancia horizontal de 21.70 m a partir de la pared oriental, que es el punto cero u origen para el mapeo de la trinchera. La Carder caracterizó el agua obteniendo una conductividad 139Us/cm (microhmnios por centímetro), pH 6.19 y temperatura 24.1°C. La temperatura ambiente en el momento de la caracterización fue de 27.1°C

Pared oriental: La dirección de la pared es NS. Este levantamiento no pudo hacerse con dibujo en detalle dado los problemas de flujo de agua que se presentaron en el sitio. Se levantó un perfil tipo identificando los horizontes que la conforman (anexo 2).

Pared norte y sur: Los horizontes identificados se encuentran descritos en el anexo 2. Se excavaron apiques en el piso de la trinchera (Figura 61) con el fin localizar el paleosuelo (o posible nivel de turba) observado en la pared oriental y pared sur (Figuras 58 y 61). En el anexo 2 se presenta la descripción de los horizontes identificados en estos apiques.

Figura 57: Localización de la trinchera Hacienda San Felipe, se aprecia la torre del trapiche de la hacienda. Visual hacia el occidente. Esta zona se denomina Planes del Tigre (ver Figuras 57,60 y 61)

Figura 58: Esquema de la pared oriental de la trinchera Hacienda San Felipe que ilustra los materiales que conforman estos terrenos.

Figura 59: Esquema de la pared oeste de la trinchera Hacienda San Felipe. Se aprecia la no continuidad del horizonte 5.

Figura 60: Esquema de la pared norte, trinchera Hacienda San Felipe. Se aprecia que el horizonte 5 no es continuo a lo largo de la pared y la relación extraña entre los horizontes 2, 3 y 4 que presentan diferencias notorias de color en campo. Una posible explicación de estas coloraciones es el que los horizontes 2 y parcialmente el 3 hubieran estado durante mucho tiempo cubiertos por agua.

Figura 61: Esquema de la pared sur, trinchera Hacienda San Felipe. Al igual que en la figura anterior, el horizonte 5 no es continuo a lo largo de la trinchera y la diferencia de color de los horizontes 2, 3 y 4 sigue siendo marcada por lo que se diferencian también en esta pared de la trinchera.

En la excavación se identificaron las siguientes estructuras:

-En la pared sur y a 7.5 m de la pared oriental se encuentra una estructura muy visible desde los 1.90m de profundidad hasta los 1.60m de la superficie e insinuándose hasta los 1.30 m. Por criterio de superficie pulida no pulida el bloque oeste se encuentra descendido

-En la pared norte y a 7.70 m de la pared oriental se encuentra una estructura N35°E/vertical.

A los 9.20 m de la pared oriental se encuentra una estructura N40°W/vertical afectando arenas finas grises.

-En el apique 3 se encontraron estructuras N10°E/vertical, el criterio de superficie pulida no pulida indica bloque descendido al oeste. En la pared norte del apique se encontró una estructura NS muy continua.

-Entre los apiques 2 y 3 la densidad de estructuras es de ~ 3 por metro, localizadas hacia el piso de la trinchera.

N10°E/vertical a 13.20m de la pared oriental de la trinchera, pared sur; esta estructura no llega a superficie, se encuentra hacia el piso de la trinchera y llega hasta 1.84 m de la superficie del terreno.

N60°E/vertical, el criterio de superficie pulida no pulida indica bloque descendido al noroeste; se localiza a 13.00 m de la pared oriental de la trinchera, pared sur, esta estructura no llega a superficie, se encuentra hacia el piso de la trinchera y llega hasta 1.84 m de la superficie del terreno.

N50°W/vertical a 12.70 m de la pared oriental de la trinchera, pared sur, esta estructura no llega a superficie, se encuentra hacia el piso de la trinchera y llega hasta 1.84 m de la superficie del terreno.

N10°E/vertical a 12.05 m de la pared oriental de la trinchera, pared sur, esta estructura no llega a superficie, se encuentra hacia el piso de la trinchera y llega hasta 1.70 m de la superficie del terreno.

NS a 14.55 m de la pared oriental de la trinchera, pared sur, la estructura se encuentra hacia el piso de la trinchera sin alcanzar la superficie del terreno, llega hasta 2.36 m de la

superficie del terreno. Se observa su continuidad en profundidad en el canal para evacuar el agua del apique 2.

EW-N80°W/vertical a 13.70 m de la pared oriental de la trinchera, sobre el piso de esta en una pequeña cascada y a un metro al sur de la pared norte.

A los 16 m de la pared oriental se encuentra una estructura N70°W, pared sur. Esta estructura no afecta hasta la superficie del terreno, pero es la que se encuentra más cerca de la superficie, localizándose a 1.25 m de la superficie del terreno. Por criterio de superficie pulida no pulida da movimiento del bloque N hacia el oeste

A los 29.34 m de la pared oriental, pared sur, se encontró una estructura NS; no fue posible identificar claramente su continuidad hacia techo y piso de la trinchera. Se interpreta como una grieta que por procesos de bioturbación se pierde hacia superficie. Hacia el piso de la trinchera coincide con una de las rupturas del horizonte cinco (Figura 77)

5.6.1 ANÁLISIS DE LAS EVIDENCIAS

Las estructuras que se encuentran hacia el extremo oriental de la trinchera sugieren la existencia de la Falla Alcalá con una actividad que no alcanza a afectar los horizontes más superficiales. La dinámica identificada para esta estructura indica el bloque oeste hundido. No fue posible visualizar desplazamiento en los horizontes, especialmente en los paleosuelos, dada su localización en la trinchera y los problemas que se presentaron por el flujo de agua.

Partiendo de la correlación realizada en campo entre los paleosuelos, asumiendo que es correcta, se tiene que el techo del paleosuelo 1 en el apique 3 se encuentra 0.75 m por debajo del techo del paleosuelo 1 en la pared sur. Esta diferencia de nivel se puede explicar por diferencias en el paleorelieve donde se formó el paleosuelo; tiene el inconveniente de no explicar la formación de las colinas pues indicaría que cuando se formó el paleosuelo la zona donde se ubican las colinas ocupaba un sitio topográficamente descendido respecto al sector oriental. Lo que se interpreta como paleosuelo 1 podría también corresponder a una turba y la diferencia de nivel puede explicarse por diferencias en el paleorelieve, quedando planteado el problema de la existencia de las colinas. El no haber podido visualizar la continuidad del horizonte identificado como paleosuelo 1 y visualizar el cambio de nivel hace que esta evidencia no sea confiable para tomarla como desplazamiento por actividad

de falla. Si se toma como evidencia de falla se obtiene un sismo máximo de Mw 6.6 y una longitud del segmento de falla de 21.6 km, aplicando la fórmula desarrollada por Wells y Coppersmith (1994), afectando horizontes que se estiman tienen entre 10.000 y 15.000 años por correlación estratigráfica.

El paleorelieve que se deduce por el paleosuelo sugiere que la presencia de las colinas pueda ser debido a un movimiento lateral de una estructura tectónica pero ni en la trinchera ni en campo se encontró evidencia que apoye esta hipótesis.

El movimiento de la Falla Alcalá no explica la existencia de las colinas y el terreno levantado al occidente de ésta estructura. Se propone como hipótesis de trabajo que en la región existía un paleorelieve con colinas hacia el occidente, las cuales fueron cubiertas por las cenizas volcánicas de caída y a pesar del movimiento descendente hacia el oeste de la Falla Alcalá 1, siguen resaltando en la topografía de la región.

Análisis mineralógicos permitirán un acercamiento a la interpretación del cambio de coloración en las cenizas volcánicas de caída. Estos cambios también se observaron en la vía Pereira Armenia (Troncal del Café) y pueden ser explicados por procesos químicos y grados de saturación del material.

Las estructuras EW confirman la cercanía de la Falla Cestillal y al igual que en el Liceo Taller San Miguel se confirma que la deformación generada por esta estructura de levantar el bloque norte afecta una parte de la secuencia de cenizas volcánicas anterior a la que se observa en el sitio de la trinchera. La dinámica observada en la estructura N70°W es de movimiento lateral izquierdo; esto no coincide con lo establecido en el modelo tectónico de la región donde las estructuras EW tienen movimiento lateral derecho.

El horizonte 5 sugiere un gran evento tectónico que afectó su distribución espacial y su continuidad. Este horizonte se propone correlaciona con el horizonte guía 2 propuesto por Toro y Hermelín (1991). Estos autores mencionan la regionalidad de este horizonte y su característica de no continuidad que se puede explicar por un evento tectónico importante en la región. Este evento debe ser posterior a la edad del paleosuelo 1.

Queda por explicar la presencia de estas colinas. La homogenización de los horizontes de ceniza hacia el extremo oeste de la trinchera, la presencia de crotoinas (esferas de arcilla realizadas por escarabajos) en este mismo sector de la trinchera y las características del

horizonte 0 sugiere la presencia de grietas que en la actualidad no son visibles por la bioturbación. Estas grietas pueden estar asociadas a deformación del terreno. Es posible que se tenga un movimiento de rumbo pero la desviación del Río Consota al norte, en inmediaciones de Comfamiliar sugiere un desplazamiento dextral y no sinextral como esta propuesto para la región y en la trinchera no se encontraron evidencias que apoyen esta hipótesis. Que estas colinas sean lomos de presión es posible pero en la cartografía 1:5.000 se aprecia el alargamiento de las colinas hacia el NW y no en sentido NS.

El contacto abrupto entre los horizontes 2, 3 y 4 puede ser solo debido a que parte de los materiales estuvieron cubiertos por agua mientras que los otros no.

La datación del paleosuelo 1 situará el momento anterior al movimiento de la Falla Alcalá y si la interpretación del paleorelieve es correcta, la formación del paleosuelo se daría en una zona pantanosa cubierta por vegetación.

Respecto al agua se aprecia la importancia de las estructuras en la circulación del agua subterránea en la región. Queda la duda de donde procede esta agua que se encontró en la parte media de la excavación, cual es su zona de recarga y por qué su diferencia de profundidad respecto a los aljibes que se encuentran en la zona cuya profundidad de agua es mayor de 10m.

La interpretación inicial del sector indica que la intervención antrópica con la construcción de canales y profundización de estos ha posibilitado que la zona no sea un gran lago o pantano. Al encontrar en el sitio de la trinchera un espesor de suelo de 0.60 m continuo, indica que la zona durante por lo menos mil o varios miles de años ha estado drenada. Lo anterior puede interpretarse como:

-El hombre se encuentra poblando el sitio desde hace miles de años y desarrolló técnicas para drenarlo. Esto es factible ya que las investigaciones arqueológicas han ubicado asentamientos humanos de $\sim 9.730 \pm 100$ añosB.P. (^{14}C) en la cuenca del Río Consota, sector de Cuba (Cano *et al.*, 2001). Habría que verificar la capacidad tecnológica de la población para poder realizar estos trabajos.

-En la zona se dio un cambio que modificó las condiciones de humedad del terreno facilitando el desarrollo de suelo. Esto podría explicarse por un levantamiento tectónico.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Como en la trinchera no se encontró evidencia de actividad en el Holoceno esto implicaría que el movimiento debe ser muy lento y por las características plásticas del material se deforma; por la magnitud del movimiento la deformación no se aprecia en la trinchera. Esta hipótesis requiere más investigación.

6 CONCLUSIONES

Se presenta un mapa de unidades morfológicas de terreno, en el cual se identifican 14 unidades de terreno diferentes. Se complementa con un análisis preliminar de perfiles topográficos y longitudinales a lo largo de las principales corrientes que drenan la región.

Las evidencias paleosísmicas no están siempre claramente relacionadas con la geomorfología y la cubierta de cenizas volcánicas de caída enmascara o suaviza algunas de estas evidencias; igualmente la erosión diferencial puede resaltar rasgos geomorfológicos dando falsos indicios de tectónica.

Las evidencias paleosísmicas encontradas permitieron caracterizar los segmentos de falla pertenecientes al Sistema de Fallas Romeral en cuanto a sismo máximo y longitud de ruptura, pero no fue posible establecer, por falta de datos, los períodos de retorno para los eventos sísmicos identificados. Se caracterizaron los siguientes segmentos de falla:

- **Falla Alcalá 1:** Estructura N10°E/vertical con bloque oeste descendido. Las evidencias paleosísmicas se reportan en la trinchera excavada en la Hacienda San Felipe con coordenadas $X=1'140.920$, $Y=1'020.120$, $Z=1.200$ m. Se tiene un paleosuelo de 21.570 ± 440 años B.P. (^{14}C) desplazado 0.75 m para lo cual se estima un sismo de magnitud M_w 6.6 y una longitud de segmento de falla de ~ 22 km. Esta falla afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos entre 21.570 ± 440 años B.P. (^{14}C) y 15.000 años B.P. (correlación estratigráfica). Esta falla es reportada por primera vez en este trabajo.
- **Falla Alcalá 2:** Estructura NS/74°E con bloque descendido al occidente. Las evidencias paleosísmicas se reportan en el sitio CPL54, sector Relleno Sanitario de Pereira, con coordenadas $X=1'142.200$, $Y=1'018.700$, $Z=1.100$ m. Se tiene un graben que muestra un ambiente distensivo, el cual se encuentra recubierto por un horizonte de ceniza volcánica de caída desplazado 0.40 m que implica un sismo de magnitud M_w 6.4 y una longitud de segmento de falla de ~ 16 km. Esta falla afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos anteriores a 30.000 años B.P. (correlación estratigráfica). Esta falla es reportada por primera vez en este trabajo.

- **Falla Consota:** Es una falla normal N53°W/85°SW. Las evidencias paleosísmicas se reportan en el sitio CPL10, Talud E, sector Laguneta, con coordenadas X=1'159.900, Y=1'014.800, Z=1.950 m. Se tiene una secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos afectados entre los que se encuentra un paleosuelo de 30.710±1.220 años B.P. (¹⁴C). El horizonte que suprayace el paleosuelo presenta un desplazamiento de 0.40 m, el paleosuelo se presenta abombado hacia la base y tiene un desplazamiento de 0.55 m. Se le asigna un sismo de magnitud Mw 6.4 y una longitud del segmento de falla de ~16 km. Esta falla afecta la secuencia de cenizas volcánicas y paleosuelos posteriores a 30.710±1.220 años B.P. (¹⁴C) y anteriores a 14.000 años B.P. (correlación estratigráfica).
- **Falla La Gloria:** Es una falla normal, de dirección N40°W. Las evidencias paleosísmicas se reportan en el sitio CPL52, sector Relleno Sanitario de Pereira, con coordenadas X=1'142.200, Y=1'018.700, Z=1.100 m. Se tiene una secuencia de cenizas volcánicas de caída que por correlación estratigráfica se estiman mayores de 30.000 años B.P., las cuales están desplazadas 0.35 m, lo cual implica un sismo de magnitud Mw6.4 y una longitud de segmento de falla de ~16km. Esta falla afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos anteriores a 30.000 años B.P. (correlación estratigráfica). Esta falla es reportada por primera vez en este trabajo.
- **Falla Tribun:** Es una falla normal, de dirección N40°E/vertical. Las evidencias paleosísmicas se reportan en el Liceo Taller San Miguel, sector Parquero, con coordenadas X=1'155.664, Y=1' 017.047, Z=1.680 m. Se tiene una secuencia de cenizas volcánicas de caída con una edad de 13.150±310 años B.P. (¹⁴C) ; presenta un desplazamiento de 0.65 m lo cual implica un sismo de magnitud Mw6.6 y una longitud de segmento de falla de ~22 km. Esta falla afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída posteriores a los 13.150±310 años B.P. (¹⁴C). Esta falla es reportada por primera vez en este trabajo.
- **Falla Laguneta:** Es una falla normal con disposición estructural N30°E/70°SE. Las evidencias paleosísmicas se reportan en el sitio CPL10- talud W, sector Laguneta, con coordenadas X=1'159.900, Y=1'014.800, Z=1.950 m. Se tiene una secuencia de cenizas volcánicas de caída que por correlación estratigráfica corresponde a los últimos

15.000 años B.P. Presenta un desplazamiento de 0.37 m, lo que implica un sismo de Mw6.4 y una longitud de segmento de falla de ~16km. Esta falla afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída de los últimos 15.000 años B.P., hasta el suelo actual. Esta falla es reportada por primera vez en este trabajo.

- **Falla Armenia:** Es una falla normal con disposición estructural N45°-60°E/vertical. Las evidencias paleosísmicas se reportan en el sitio CPL25, sector Alto El Roble, con coordenadas X=1'163.350, Y=1'009.400, Z=2.100 m. Se tiene una secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos de los últimos 10.000 años B.P. Se tienen paleosuelos de 6.300±230 años B.P. (¹⁴C) y de 2.630±80 años B.P. (¹⁴C) afectados por esta falla. El paleosuelo de 6.300±230 años B.P. (¹⁴C) presenta un desplazamiento de 0.25 m, lo que implica un sismo de magnitud Mw6.2 y una longitud de segmento de falla de ~11 km. Esta falla afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos de los últimos 6.000 años B.P., incluyendo el suelo actual.
- **Falla Cestillal:** Es una falla normal con disposición estructural EW/50°S. Las evidencias paleosísmicas se reportan en el sitio CPL55, Liceo Taller San Miguel, sector Canchas, con coordenadas X=1'155.664, Y=1'017.047, Z=1.680 m. Se tiene una secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos de 19.710±830 años B.P. (¹⁴C). Presenta un desplazamiento de 1.70 m, para el cual es necesario un sismo de magnitud Mw6.9 y una longitud de segmento de falla de ~35 km. Esta falla afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída de 19.710±830 años B.P. (¹⁴C). Esta falla es reportada por primera vez en este trabajo.

Otras estructuras reportadas, en las que no se logró caracterizar los segmentos de falla son: Puerto Samaria, Cerritos, Cuba y El Laurel.

Las fallas de dirección N30°-60°E se presentan como fallas de tipo normal. Esto no es acorde con el modelo tectónico propuesto para la región (Guzmán *et al.*, 1998) ni con el elipsoide de deformación de Wilcox (Wilcox *et al.*, 1973, en Keller, 1986), que indican que para la región de Pereira – Armenia las fallas del Sistema de Fallas Romeral de dirección N30°-60°E deben ser inversas. Esta aparente contradicción se interpreta como fallas inversas ocultas que afectan el basamento y se resuelven en los materiales no competentes más superficiales como fallas normales. Estas fallas normales son fallas secundarias cuya

geometría y cantidad de desplazamiento es difícil de relacionar con el movimiento de la falla sismogénica inversa que se encuentra en profundidad (McCalpin *et al.*, 1996). Por lo tanto hasta el momento se tienen caracterizadas las fallas secundarias y sólo se puede decir que las fallas inversas en profundidad debieron haber generado como mínimo sismos iguales a los de las fallas secundarias asociadas.

En este trabajo se identifica la falla Cestillal como la más importante desde el punto de vista de la amenaza sísmica, ya que se encuentra a 9 km de la ciudad de Pereira y tiene asociado un sismo de magnitud Mw 6.9, de acuerdo con la interpretación de las evidencias paleosísmicas aquí reportadas. En los estudios previos de amenaza sísmica para la ciudad de Pereira (Guzmán *et al.*, 1998) se estimó que sismos de magnitud Mw 6.9 podían provenir de fuentes sismogénicas localizadas a más de 50 km de la ciudad. La evidencia de campo confirma que la región objeto de este estudio ha tenido una actividad sísmica importante en los últimos 50.000 años.

La secuencia temporal con que se han desplazado los distintos segmentos de falla debe investigarse más pero como propuesta preliminar se tiene:

-Las estructuras NS afectan ignimbritas y depósitos del abanico Pereira - Armenia, cuya edad por relaciones estratigráficas se estima superior a 30.000 años B. P. En algunos sitios afecta la secuencia de cenizas volcánicas de caída entre 21.570±440 años B.P. (¹⁴C) y los 15.000 años (correlación estratigráfica). Con la información disponible hasta el momento el último movimiento de las fallas NS fue antes de 15.000 años B.P.

-Fallas NW afectan la base de la secuencia de cenizas volcánicas de caída y un paleosuelo de 30.710±1220 años B.P. (¹⁴C). Considerando las relaciones estratigráficas se estima que han presentado movimientos desde antes de 30.000 años B.P., hasta ~ 10.000 años B.P.

-Fallas EW afectan la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos anteriores a 19.710±830 años B.P. (¹⁴C). Se estima que estas estructuras afectan la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos de edad más reciente, pero no se cuenta con afloramientos que presenten la secuencia estratigráfica completa o posterior a 19.710±830 años B.P. (¹⁴C).

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

-Fallas NE, son las estructuras que presentan evidencias de actividad más continua a lo largo del registro estratigráfico desde el Terciario hasta posterior a los 2.630 ± 80 años B.P. (^{14}C), afectando el suelo actual.

El mecanismo focal del sismo de Armenia del 25 de enero de 1999, permite dos posibles soluciones: una falla de dirección NS o una falla de dirección EW. Con la información neotectónica de la región adquirida con anterioridad a este trabajo, se había interpretado que el sismo fue generado por una falla NS. De acuerdo con las evidencias paleosísmicas encontradas en este trabajo es posible que el sismo mencionado haya sido generado por una falla EW, quedando planteada la necesidad de continuar investigaciones que permitan aportar nuevos datos para determinar si la falla que generó el sismo es una falla NS o una falla EW. Con los datos reportados en este estudio la probabilidad de que sea una falla EW es mayor.

7 RECOMENDACIONES

Es necesario reevaluar la amenaza sísmica para la ciudad de Pereira ya que se encontró evidencia cuya interpretación presenta la ocurrencia de un sismo de magnitud Mw 6.9 asociado a la Falla Cestillal, afectando la secuencia de cenizas volcánicas datadas en 19.710 ± 830 años B.P (^{14}C). El no contar con sitios afectados por esta falla que presenten la secuencia de cenizas volcánicas de caída y paleosuelos posterior a esta edad, no permite establecer si el sismo de Mw 6.9 es posterior o no a esta fecha. Dado que en los estudios previos realizados en la región no se habían identificado fallas EW, que la evidencia encontrada se localiza a ~ 9 km al sur de la ciudad y que sismos de la magnitud mencionada sólo se han considerado como provenientes de sismofuentes localizadas a más de 50 km de la ciudad de Pereira, hace que sea importante realizar la revisión mencionada. Simultáneamente y dada la magnitud de sismo mencionado, se recomienda evaluar con más detalle la Falla Cestillal para corroborar la interpretación planteada de que el desplazamiento total se dispersó a lo largo de las tres estructuras que se aprecian en el sector Canchas, Liceo Taller San Miguel, o encontrar nuevas evidencias que permitan asumir que el desplazamiento cosísmico sea de menor magnitud.

Reevaluar la información del sismo de Armenia del 25 de enero de 1999 teniendo en cuenta la posibilidad de que haya sido generado por una estructura de dirección EW, que corresponde a una de las posibles soluciones del mecanismo focal del sismo.

Continuar con trabajos paleosísmicos y neotectónicos en la región que permitan:

- Recopilar más información respecto a las fallas EW, teniendo como falla prioritaria para estudiar la Falla Cestillal, tal como se mencionó anteriormente.
- Poder caracterizar las fallas Cuba y Laurel propuestas en este trabajo pero de las que por el momento solo se tienen evidencias geomorfológicas.
- Complementar la información de cada una de las fallas caracterizadas en este trabajo para encontrar nuevas evidencias que permitan estimar períodos de retorno para los eventos ocurridos en la región.

-Adquirir información sobre las fallas inversas ocultas de dirección NE que permita identificarlas y caracterizarlas ya que son fuentes sismogénicas importantes para la región, para lo cual se pueden adelantar estudios geofísicos. Igualmente el conocimiento que se adquiriera sobre este tipo de fallas es valioso ya que permite identificar estructuras similares en otras regiones del país.

Continuar con los estudios geológicos y geomorfológicos en la región que conduzcan al entendimiento y diferenciación de los eventos ocurridos desde finales del Terciario que permitieron la construcción del abanico Pereira Armenia. La evolución geológica de la zona ha sido compleja dado los procesos tectónicos y erosivos que se han dado durante el Cuaternario, por lo que su entendimiento requiere estudios interrelacionados y continuos, los cuales se sugiere sean liderados por entidades tipo Ingeominas, las universidades de la región y/o la Sociedad Colombiana de Geología dándoles el hilo conductor que permita con la ejecución de diferentes estudios lograr el objetivo propuesto.

Continuar con estudios en la zona de Planes del Tigre para tratar de aportar nuevos datos que ayuden a resolver los interrogantes que plantea la trinchera excavada en la Hacienda San Felipe.

Estudiar la relación entre las rocas del Grupo Diabásico y el abanico Pereira Armenia, específicamente al sur de la población de Cuba y estudiar su relación con las estructuras NS y EW presentes en el sector.

Realizar estudios geomorfológicos detallados de la cuenca del Río Consota para explicar si las anomalías que presenta esta cuenca se deben a cambios litológicos o a tectónica activa.

Lo que se ha denominado Falla El Roble llama la atención por su expresión morfológica en las fotografías aéreas a lo largo de la cuenca alta del río del cual toma su nombre (Quebrada Portachuelo). Es un cañón rectilíneo pero de base amplia en la cual el Río Roble (Quebrada Portachuelo) presenta un cauce con numerosos meandros. No es claro si esta morfología se deba a contactos entre depósitos de características diferentes o a un levantamiento rápido que generó el encajamiento del cauce del río quedando fosilizados de esta forma los meandros. Se recomienda hacer estudios detallados para definir si esta expresión geomorfológica corresponde a una estructura tectónica.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Se recomienda continuar con estudios estratigráficos para caracterizar la secuencia de cenizas volcánicas de caída en la región del Eje Cafetero, pues hasta el momento se cuenta con una columna generalizada para los últimos 15.000 años y la zona presenta horizontes de cenizas volcánicas de caída que permiten levantar la columna generalizada de los últimos 30.000 a 50.000 años. Esta información posibilita la localización temporal de diferente tipo de eventos y es importante para los estudios de amenaza volcánica, sísmica y cambio climático entre otros .

Se recomienda implementar estrategias para tener un registro geológico de las excavaciones que se realicen en la región para las obras de infraestructura. Esto es factible si a nivel de la administración municipal se reportan las obras a entidades como Ingeominas para que se coordinen estos estudios a través de las universidades o grupos de investigación. Esto no reporta costos o atrasos para las obras civiles, pero aporta información y ahorra costos en las investigaciones que permiten mejorar el conocimiento geológico del territorio.

Continuar con investigaciones paleosísmicas en el país ya que es la única forma de identificar sismos que no alcanzan a quedar dentro del registro histórico e instrumental de Colombia. Esto permitirá complementar el catálogo sísmico del país, conocer y caracterizar mejor las fallas y con ello disminuir el nivel de incertidumbre en el cálculo del sismo máximo y período de retorno que son los datos básicos utilizados por los ingenieros en el diseño sismorresistente de la infraestructura.

8 BIBLIOGRAFÍA

Ahnert, F.; 1998. Introduction to Geomorphology: Editorial Arnold, 352 p.

AIS (Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica); Ingeominas; Universidad de los Andes; 1998. Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia: Comité AIS 300 Amenaza Sísmica, segunda edición, 252 p.

Alfonso, C. A.; Sacks, P. E.; Secor, D. T.; Rine, J.; Perez, V.; 1994. A Tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca Basin, Colombian Andes: Journal of South American Earth Science, v. 7, Nos 3/4, p. 387 - 402

Allen, C. R.; 1986. Seismological and paleoseismological techniques of research in active tectonics. *En* Wallace, R.; ed.; Active Tectonics: Studies in geophysics: Washington, D. C, Natl. Acad. Press. p. 148-154.

Álvarez, A.; 1983. Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los Intrusivos Granitoides Mesozoicos: Boletín Geológico del Ingeominas, v.26, No2, 175 p.

Arango, J. L.; Kassem, T.; y Duque, H.; 1976. Mapa geológico de Colombia, escala 1:100.000: Bogotá, Ingeominas.

Arango, M. P.; y Trillos, D. C.; 1993. Tefraestratigrafía de Armenia y sus Alrededores (Tesis de pregrado): Medellín, Universidad Eafit, 177 p.

Aranzazu, J. M.; y Rios, P. A.; 1989. Análisis litofacial del intervalo Oligoceno - Mioceno en el sector NE de la subcuenca del Valle, Departamento del Valle del Cauca (Tesis de pregrado): Manizales, Universidad de Caldas, 124 p.

Audemard, F. A.; y Singer, A.; 1997. La ingeniería de Fallas Activas en Venezuela: Historia y Estado del Arte: Seminario Internacional de Ingeniería Sísmica, Aniversario del Terremoto de Caracas de 1967: Caracas, Universidad Católica Andrés Bello, p. 11-27.

Audemard, F.; 1999. Morpho Structural Expression of Active Thrust Fault Systems in the Humid Tropical Foothills of Colombia and Venezuela: Z. Geomorph. N. F: Berlín-Stuttgart, Suppl. Bd., p. 227-244.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Audemard, F.; 2.000. Asesoría técnica en las áreas de neotectónica y paleosismología. Informe presentado a Funvisis: Misión de campo, taller, observaciones geológicas y perspectivas futuras: Armenia, Universidad del Quindío, 8 p.

Barrero D., 1979. Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia: Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas, 4, 75 p.

Bohórquez, O. P.; Gil, F.; y Ospina, L.; 2001. Sismo del Quindío del 25 de enero 1999, tensor de esfuerzos preliminar y estudio de réplicas. *En* Revista Horizontes Naturales de la facultad de Ciencias Exactas y Naturales: Universidad de Caldas, No 4, p. 79-93.

Bonilla, M. G.; Mark, R. K.; y Lienkaemper, J. J.; 1984. Statistical relations among earthquake magnitud, surface rupture length, and surface fault displacement: *Bull Seismol. Soc. Am.* 74, p. 2379-2411.

Borrero, C.; e Hincapie, J.; 1997. Unidades Geomorfológicas y Cartografía de Formaciones Superficiales: Universidad de Caldas, Convenio CARDER - Universidad de Caldas, 44 p.

Burbank, D.; y Anderson, R.; 2001. *Tectonic Geomorphology*: Editorial Blackwell Science, 274 p.

Caballero, H.; y Zapata, G.; 1983. Mapa Geológico Preliminar de la Plancha 224 – Pereira, escala 1:100.000: Ingeominas.

Cano, M. C.; López, C. E.; y Realpe, J.A.; 2001. Diez mil años de huellas culturales en los suelos del eje cafetero. *En* Suelos del Eje Cafetero: Proyecto UTP-GTZ, p.184-197

Cardona, F. J.; y Hurtado, A. D.; 1993. Levantamiento Estratigráfico de la Formación Zarzal entre los Municipios de Zarzal y Obando: Manizales, Informe a Cementos El Diamante.

Cardona, F. J.; y Ortiz, M.; 1994. Aspectos Estratigráficos de las Unidades del Intervalo Plioceno Holoceno entre Pereira y Cartago. Propuesta de Definición para la Formación Pereira (Tesis de pregrado): Universidad de Caldas - Corporación Autónoma Regional de Risaralda. 124 p., más anexos

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Case, J.; Duran, L.; López, A.; y Moore, W.; 1971. Tectonic Investigations in Western Colombia and Eastern Panamá: Geol. Soc. Am. Bull., 82, (10), p. 2684-2711.

CHEC; 1983. Investigación Geotérmica. Macizo Volcánico del Ruíz. Informe presentado por Contecol: Bogotá, Fase II, Etapa A.

Cline, K. M.; Hutchings, L.; Page, W. D.; y Jaramillo, J. M.; 1981. Quaternary Tectonic of North West Colombia: Bogotá, Revista CIAF, v. 6, p. 1-3.

Demoulin, A.; 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: The case of the Ardenne (Belgium, NW Europe): Geomorphology, 24, p. 189-208

Diederix, H.; 1997. Curso corto de Neotectónica: Análisis Morfotectónico del Terreno para la Evaluación del Riesgo Sísmico - notas de clase: Medellín, Universidad Eafit.

Dunoyer, M.; y Aguirre, Y.; 2001. Identificación y Caracterización Macroscópica de la Secuencia de Tefras de la Ciudad de Armenia: Armenia, 35 p. más anexos.

Duran, L. G.; 1964. Geomorfología analítica de los perfiles fluviales longitudinales: Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, v. XII, No 46, p. 219-229

EGEO LTDA; 1984. Inventario básico de Cenizas Volcánicas Cuaternarias en la Zona Sur - Oriental del Risaralda y Recomendaciones para la Evaluación del Riesgo Sísmico y Volcánico: Informe para la Carder, 82 p.

Ego, F.; Sébreier, M.; y Yepez, H.; 1995. Is the Cauca Patia and Romeral fault system left or rightlateral?. *En* American Geophysical Union: Paper number 94GL02837, p. 33-36

Ego, F.; Sebrier, M.; Lavenu, A.; Yepes, H; y Egues, A.; 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuatorian Andes: Physics and Evolution of the Earth's Interior. v. 1, p. 101-116.

Emblenton, C; y Verstappen, Th.; 1988. The nature and objectives of applied geomorphological mapping: Zeitschrift für geomorphologie, Supplement - Band 68, p. 1-8.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Escallón, J.; y Perdomo, J.P.; 1995. Balance de Energía Sísmica para Colombia: Una aproximación regional: Seminario de Sismotectónica del Borde Llanero Colombiano, p. 26-49

Escobar, M.; 2002. Segmentación de la Falla Romeral con base en Estudios Existentes (Tesis de pregrado): Medellín, Universidad Nacional, 244 p.

Espinosa, A.; 1996. Sismicidad Histórica. Proyecto para la Mitigación del Riesgo Sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal: Convenio Carder - Universidad del Quindío, 40 p.

Estrada, J.J.; 1995. Paleomagnetism and accretion events in the Northern Andes (Tesis Ph.D.): Binghamton, State Univ. of New York, 170 p.

Etayo, F.; Barrero, D.; y Lozano, H.; 1983. Mapa de terrenos geológicos de Colombia: Bogotá, Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas, No. 14

Freymueller, J.; Kellogg, J.; y Vega, V.; 1993. Plate motions in the North Andean region: J. Geophys, Res. 98, p. 21853-21863

García, L. E.; Sarria, A.; Espinosa, A.; Bernal, C. E.; y Puccini, M.; 1984. Estudio General del Riesgo Sísmico en Colombia: Bogotá, Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, 103 p. más figuras y anexos.

González, H.; 1990. Mapa Geológico de Risaralda, escala 1:250.000: Bogotá, Ingeominas.

González, H.; y Núñez, A.; 1991. Mapa Geológico Generalizado del Departamento del Quindío, escala 1:100.000, memoria explicativa: Bogotá, Ingeominas

González, H.; 1993. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Risaralda, escala 1:200.000, memoria explicativa: Ingeominas.

Grosse, E.; 1926. El Terciario Carbonífero de Antioquia. 361 p.

Guarín, F.; 2002. Etude du Fan Fluvio - Volcanique du Quindio (Région d'Armenia Colombie) (Tesis de maestría): Suiza, Universidad de Génova, 92 p.

Guzmán, J.; y Martínez, A. M; 1996. Interpretación preliminar de rasgos microestructurales detectados en un depósito de edad Holocénica hacia el S del volcán Cerro Bravo: Manizales, Revista Geológica Universidad de Caldas, No1, p. 7-15.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Guzmán, J.; Franco, G.; y Ochoa, M.; 1998. Informe Final Evaluación Neotectónica. Proyecto para la Mitigación del Riesgo Sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal: Pereira, Carder, 148 p.

Hardy, S.; y McClay, K.; 1999. Kinematic modelling of extensional fault-propagation folding: *Journal of Structural Geology*, 21, p. 695-702.

Hincapié, J. O.; 1994. Un Modelo de Convergencia de Placas para el Noroccidente Suramericano con base en Datos Sismológicos (Tesis de grado): Facultad de Minas, Universidad Nacional, 89 p.

Ingeominas y Comunidad Económica Europea; 1992. Microzonificación Sismogeotécnica de Popayán: Bogotá, Publicaciones Especiales del Ingeominas, No 2, 224 p.

Ingeominas; 1990. Mapa Geológico de Risaralda, escala 1:250.000

Ingeominas; 1992. Departamento del Valle del Cauca, mapa geológico generalizado, escala 1:300.000, memoria explicativa.

Ingeominas; 1998. Estudios Geofísicos, Mitigación del Riesgo Sísmico Pereira, Dosquebradas, Santa Rosa de Cabal: Convenio Ingeominas - Carder, 42 p., más anexos.

Ingeominas; 1999. Informe Técnico Científico del Terremoto del Quindío.

Ingeominas; 1999 - 2000. Zonificación sismotectónica para la reconstrucción de Armenia. Informe técnico científico del terremoto del Quindío.

Ingeominas; 2002. Grupo de trabajo para exploración paleosísmica de la falla Ibagué, trabajos de apertura y descripción de trinchera: Ibagué, Ingeominas.

Ivovsky, M.; 1977. Gravitational deformations of valley slopes in tectonically fractured rock masses: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, No 16, p. 114 - 118.

James, M.; 1986. Estudio Sismotectónico en el área del Viejo Caldas: Medellín, Ingeominas, p. 80-90.

Keller, E.; 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. *En* Wallace, R.; ed.; *Active Tectonics: Studies in Geophysics*: Washigton, D. C., National Academy Press, p. 136 -147

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Kellogg, J.; y Vega, V; 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andens: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity: Geological Society of America, Special Paper 295, p. 75-89

López, E.; Morales, C.; y González, H.; 1999. Geología de la zona del Eje Cafetero (mapa), escala 1:200.000: Bogotá, Ingeominas.

Mahr, T.; 1977. Deep reaching gravitational deformation of high mountain slopes: Bulletin of the International Association of Engineering Geology, No 16, p. 121-127.

Malgot, J.; 1977. Deep seated gravitational slope deformations in neovolcanic mountain ranges in Slovakia: Bulletin of the International Association of Engineering Geology, No 16, p. 106-109.

McCalpin, J. P.; Nelson A. R.; Hackett, W. R.; Jackson, S. M.; Smith, R. P.; Carver G.; Weldon II, R. J.; Rockwell, T. K.; Obermeier S. F.; y Jibson, R. W.; 1996. Paleoseismology: McCalpin, Academic Press, 588 p.

McCourt, W.J.; Mosquera, D.; Nivia, A.; y Núñez, T.; 1984a. Mapa Geológico Preliminar de la Plancha 243 – Armenia, escala 1:100.000: Bogotá, Ingeominas.

McCourt, W.J.; Mosquera, D.; Nivia, A.; y Núñez, T.; 1984b. Mapa Geológico Preliminar de la Plancha 262 – Génova, escala 1:100.000: Bogotá, Ingeominas.

McCourt, W. J.; 1984. The Geology of the Central Cordillera, Departments of Valle del Cauca, Quindío and Nw Tolima (Sheets 243, 261, 262, 280 and 300): Cali, Ingeominas - Misión Británica (British Geological Survey), Report 8.

Meissner, R.; Flueh, E.; Stibane, F.; y Berg, E.; 1976. Dynamics of the active plate boundary in Southwest Colombia according to recent geophysical measurements: Tectonophysics, 35, p. 115-136.

Mendez, R.; 1989. Catálogo de los Volcanes Activos de Colombia: Boletín Geológico del Ingeominas, v. 30, No 3.

Mesa, M. I.; y Lalinde, C. P.; 2000. Actividad de las Fallas del Sistema Cauca: Estudios realizados en el proyecto hidroeléctrico Pescadero Ituango. *En* Revista Sismológica Regional del Eje Cafetero Viejo Caldas y Tolima, No 5, SIN 0123-9074, p. 28-32.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Mesa, M. I.; Lalinde, C. P.; y Ortiz, E. A.; 2001. Investigaciones Neotectónicas en el Corregimiento de Palmitas (Medellín) - Proyecto Microzonificación Sísmica de la Ciudad: Manizales, VIII Congreso Colombiano de Geología.

Mesa, M. I.; y Lalinde, C. P.; 2001. Actividad de la Falla Espíritu Santo: Revista Horizontes Naturales de la facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Caldas, No 4, p. 31-40.

Meyer, R.; et al; 1977. Observaciones de refracción a través de una estructura clave desde la isla de Malpelo hasta la Cordillera Occidental de Colombia: Proyecto Nariño, Universidad Javeriana, p. 137-156.

Monsalve, H.; Cano, L.; Espinosa, A.; Rubiano, D.; Paris, G.; y Guzman, J.; 2000. Evaluación de la Amenaza Sísmica del Eje Cafetero: Revista Universidad del Quindío, v. 2, No 6, p. 4-22.

Monsalve, H.; 2001. El sismo de Armenia (Colombia) del 25 de enero de 1999: Un análisis telesísmico de ondas de cuerpo, observaciones de campo y aspectos sismotectónicos: Manizales, VIII Congreso Colombiano de Geología.

Mosquera, D.; 1978. Geología del cuadrángulo K-8 (Informe preliminar): Medellín, Ingeominas.

National Academy Press; 1986. Active Tectonics: Studies in Geophysics: Washigton, D. C., Wallace, R., ed., 266 p.

Nemcok, A.; y Baliak, F.; 1977. Gravitational deformation in Mesozoic rocks of the Carpatian mountain range: Bulletin of the International Association of Engineering Geology, No 16, p. 109-111

Nivia, A.; 1989. El terreno Amaime Volcánica. Una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica: Bucaramanga, V Congreso Colombiano de Geología, memorias, tomo I, p. 1-30

Norma NSR-98, Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismo Resistente, Ley 400 de 1997, Decreto 33 de 1998: AIS (Asociación de Ingeniería Sísmica).

Ortega D. C., 1991. Tefraestratigrafía del Municipio de Santa Rosa de Cabal y sus Alrededores (Tesis de pregrado): Medellín, Universidad Eafit, 168 p.

Page, W.; 1983. Popayan earthquake of March 31, 1983, Geologic and seismologic aspects: Newsletter, Earthquake Engineering Research Institute, v. 17, No 4. p. 51-59.

Page, W.; 1986, Geología Sísmica del Noroccidente Colombiano: Informe de la Woodward Clyde Consultants para ISA e Integral, 156 p. más anexos y figuras.

París, G.; y Marín, W.; 1989. Marco Geológico de la Tectónica Cuaternaria en el Suroccidente de Colombia.

París, G.; Machette, M.N.; Dart, R. L.; y Haller K.M.; 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions: Open File Report 00-0284, USGS, 66 p., más mapa.

Parra, E.; y James, M.; 1984. Aspectos Geomorfológicos en el Tramo Urbano del Río Otún y la Quebrada Dos Quebradas: Informe de Ingeominas para CARDER, 153 p.

Reiter L; 1995. Paleoseismology a user's perspective. *En Perspectives in Paleoseismology*: Editor Leonello Serva y D. Burton Slemmons, Publicación de Association of Engineering Geologist, special Publication No 6, p. 3-7.

Restrepo, J. J.; y Toussaint, J. F.; 1988. Terranes and continental accretion on the Colombian Andes: Episodes, 11(3) p. 189-193.

Sarria, M.; Fernandez, O.; James, M.; Muñoz, V.; Meyer, H.; y Orrego, L.; 1983. El sismo de Popayán de 31 de marzo de 1983: Borrador del informe para el presidente de Colombia de la comisión para el Estudio del Terremoto de Popayán.

Schumm, S.; Dumont, J.; y Holbrook, J.; 2000. Active Tectonics and Alluvial Rivers: Editorial Cambridge, University Press, 276 p.

Taboada, A.; Rivera, L. A.; Fuenzalida, A.; Cisternas, A.; Philip, H.; Bijwaard, H.; Olaya, J.; y Rivera, C.; 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intra Continental Deformation (Colombia): Publicación Especial de la Asociación de Ingeniería Sísmica (AIS), 28 p. más figuras.

Soeters, R; y Rengers, N; 1980. Dos ejemplos de hundimientos gravitacionales en los alrededores de Caldas de Bohi (Pirineos Lleidanos), p. 193 - 202

Ter - Stepanian, G.I.; 1977. Deep reaching gravitational deformation of mountain slopes: Bulletin of the International Association of Engineering Geology, No 16, p. 87-94.

Thouret, J. C.; 1983. Aspectos y problemas geomorfológicos. *En* Estudios de Ecosistemas Tropandinos, La Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque Los Nevados (Introducción y Datos Iniciales): Van der Hammen, T.; Pérez, A.; y Pinto, P.; ed.; Proyecto Ecoandes y Ecodinámico, editorial J. Cramer, v. I, p. 56-87.

Thouret, J. C.; 1983. Presentación Geológica y Geomorfoestructural. *En* Estudios de Ecosistemas Tropandinos, La Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque Los Nevados (Introducción y Datos Iniciales): Van der Hammen, T.; Pérez, A.; y Pinto, P.; Proyecto Ecoandes y Ecodinámico, v. I, p. 48-55.

Thouret, J. C.;1989. Geomorfología y Cronoestratigrafía del Macizo Volcánico Ruíz Tolima, Cordillera Central Colombiana. *En* Van Der Hammen, T.; Pérez, A.; y Pinto, P.; ed.; La Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque de los Nevados (Segunda Parte): Berlín, J. Cramer, p. 257-278.

Thouret, J.; y Fabre, D.;1989. Procesos morfodinámicos sobre las vertientes de la Cordillera Central Colombiana. *En* Van Der Hammen, T.; Pérez, A.; y Pinto, P.; ed.; La Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque de los Nevados (Segunda Parte): Berlín, J. Cramer, p. 257-278.

Toussaint, J. F.; y Restrepo, J. J.; 1987. Collages de megaterrenos alóctonos en la Cordillera Central de Colombia: Medellín, memorias Seminario Gerardo Botero, p. 1-12.

Toussaint, J. F.; 1989. Acreciones sucesivas en Colombia: Un nuevo modelo de evolución geológica: Bucaramanga, memorias V Congreso Colombiano de Geología, Tomo I, p. 127-146.

Toussaint, J. F., 2001. Evolución Geológica de Colombia. Precámbrico, Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico: Cdroom.

Toro, G. E.; y Hermelín, M.; 1991. Proyecto Tefraestratigrafía Colombiana, II Etapa: Tefraestratigrafía del Departamento de Risaralda, Memorias Proyecto de Investigación: Medellín, Universidad Eafit.

Toro, G.; 1999. Tephrochronologie de la Colombie Centale (Département d'Antioquia et abanico de Pereira). Une approche stratigraphique, géochimique, minéralogique et géochronologique (par ^{14}C et traces de fission) (Tesis de doctorado): Université Joseph-Fourier- Grenoble I, Institut de Géologie, 299 p.

Toro, G.; Hermelín, M.; y Poupeau, G.; 2001. Depósitos de los últimos 40.000 años B.P. en el departamento de Risaralda, Colombia. *En* Suelos del Eje Cafetero: Proyecto UTP-GTZ, p. 26-31.

Universidad del Quindío; Ingeominas y Corporación Autónoma Regional del Quindío (CRQ); 2001. Taller de Paleosismología sobre la falla Armenia, Quindío (Colombia): Universidad del Quindío.

Verstappen, H.; y Van Zuidam R.; 1968. El Sistema ITC para Levantamientos Geomorfológicos. Una base para la evaluación de recursos y riesgos naturales: Publicación del ITC, No 10, p. 29-89.

Verstappen, H.; Van Zuidam, R.; Meijerink, A.; y Nossin, J.; 1996. El Sistema ITC para Levantamientos Geomorfológicos. Una base para la evaluación de recursos y riesgos naturales: Publicación del ITC, No 10, Cuarta edición, p. 29-89.

Villota, H.; 1997. Una nueva aproximación a la clasificación fisiográfica del terreno: Revista Ciaf, v.15, No 1, p. 83-115

Wells, D. L.; y Coppersmith, K. J.; 1994. Empirical relationship among magnitud, rupture length, rupture area, and surface displacement: Bull Seismol. Soc. Am., 84, p. 974-1002.

Wetsgate, J.; y Gorton, M.; 1981. Correlation techniques in tephra studies: Tephra Studies, p. 73-94.

Woodward Clyde Consultants; 1979. Preliminary Seismic Hazard Study for the Cañafisto Dam Sites, Cauca River Hydroelectric Project, Colombia.

EVIDENCIAS PALEOSÍMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

Woodward and Clyde Consultants; Integral; e ISA; 1979. Preliminary Seismic Hazard Study Ituango Project, Colombia.

Woodward and Clyde Consultants; Integral; e ISA; 1980. Preliminary Seismic Hazard Study for the Cañafisto Dam Sites. Cauca River Hydroelectric Project. Colombia.

Yeats, R.; Sieh, K.; y Allen, C.; 1997. The Geology of Earthquakes: Oxford University Press, 568 p.

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

ANEXO 1. PERFILES

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

ANEXO 2 ANÁLISIS MINERALÓGICOS

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

ANEXO 3 SELECCIÓN POSIBLES SITIOS PARA EXCAVAR TRINCHERAS

EVIDENCIAS PALEOSÍSMICAS EN LA REGIÓN PEREIRA – ARMENIA, COLOMBIA.

ANEXO 4 DATACIONES Y REPORTES DE LABORATORIO