

3 GEOTECTÓNICA

La esquina noroccidental de Suramérica presenta una amplia zona de deformación conocida como el bloque NorAndino (J. N. Kellogg et al., 1985) (Figura 1) generado por la convergencia de las placas Caribe, Nazca y Sur América y del Bloque Panamá-Chocó, último bloque acrecido al continente que genera la “Orogenia Andina” (Duque-Caro, 1990). Según datos de Coates et al. (1992; 2003; 2004) esta acreción inició hace aproximadamente 19 ma y terminó hace 3.5 ma.

En el bloque Norandino se produce un sistema transpresivo regional el cual ha sido documentado con diferentes líneas de evidencia, entre ellas las medidas de desplazamiento geodésicas (p. ej. Pennington, 1981; J.N. Kellogg y Bonini, 1982; Trenkamp et al., 2002) (Figura 1). Con base en estas medidas se sabe que el Caribe se mueve a una tasa de 10 mm/año (Freymueller et al., 1993) en sentido SE-ESE, la placa Nazca se desplaza a una velocidad entre 64 mm y 54 mm/año en dirección NE-ESE (Mann y Burke, 1984; Freymueller et al., 1993; J.N. Kellogg y Vega, 1995). Estos desplazamientos se reflejan en las fallas que conforman los límites del bloque y en estructuras internas regionales que separan diferentes terrenos geológicos (senso Etayo-Serna et al., 1986). Dentro de este bloque la Falla Cauca-Almaguer constituye la separación entre dos provincias geológicas, el Oriente y el Occidente Colombiano (senso Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003). El límite oriental del bloque Andino corresponde al Sistema de Fallas del Frente Llanero. Este sistema combina deslizamiento de rumbo dextral e inverso, lo que confirma que el Bloque Norte de Los Andes se escapa hacia el NE (Pennington, 1981; J.N. Kellogg y Bonini, 1982; Frédéric Ego et al., 1996).

Kellogg et al. (1985) con la teoría de los minibloques sugiere que la corteza oceánica de Nazca está subduciendo rápidamente el Bloque Norte de los Andes y deslizándose hacia el oeste con respecto al bloque Panamá, este movimiento se da a lo largo de un límite de transformación lateral izquierdo. Este autor sostiene que el desplazamiento sinistral de las fallas de los Sistemas “Cauca-Romeral”, Palestina, Santa Marta-Bucaramanga y otras menores implica que las escamas más occidentales del bloque Andino están moviéndose al Sur en relación con el Oriente, contrario a la situación durante el Terciario. Freymueller et al. (1993) destaca que los desplazamientos sinistral de las escamas más occidentales de la *Cuña Andina*, Cauca-Romeral y Santa Marta-Bucaramanga son evidencias de la primera compresión durante el Mioceno inferior; reporta zonas tensionales en la corteza y formación de estructuras NW sinistral.

Así, en una zona ubicada aproximadamente entre las latitudes 3°N y 5°N, varios autores identifican un cambio en los regímenes de esfuerzos entre el sur y el norte (James, 1985; J.F. Toussaint y Restrepo, 1987; F. Ego y Sébrier, 1995; Meyer y Mejía, 1995; MacDonald et al., 1996). Este cambio ha sido identificado en la sismicidad intermedia y superficial, en la cinemática de fallas y en gaps de vulcanismo. Ego et al. (1995) relaciona estos cambios con la existencia de una zona de arrastre dado por un acortamiento EW y por el empuje de Panamá y

propone un acomodamiento de los movimientos opuestos, por acortamiento N-S al oeste de los sistemas de “fallas Romeral” y Cauca-Patía (Cordillera Occidental Valle del Cauca) y/o por estiramiento N-S al este del mismo. Según Page (1986) los desplazamientos sinestrales del “Sistema de fallas de Romeral”, están relacionados con un cambio en el ángulo de subducción, por empuje del bloque Panamá hacia el SE contra el Bloque Andino. Con base en sismicidad superficial en el Océano Pacífico y sismicidad intermedia en las Cordilleras Central y Occidental, define la existencia de un alineamiento EW a la latitud 5.2°N y lo interpretan como una importante zona de cizalla. Pennington (1981) propone que a la latitud de Pereira existe un cambio en el ángulo de subducción, más plana hacia el norte en el segmento Bucaramanga y más inclinada al sur en el segmento Cauca. Taboada et al. (2000) mediante estudios de tomografía sísmica defiende la existencia de la zona de subducción plana al norte de la latitud 5°N. Page (1986) propone dos segmentos que se desprenden de una unión triple en el Norte de Cali, y un segmento sur con un ángulo más alto. Estos autores encuentran que en el Darién, a lo largo del borde Colombiano con Panamá, los mecanismos focales de los terremotos sugieren fallamiento dextral a lo largo de estructuras de corteza con tendencia NNE. Meyer y Mejía (1995) definen un cambio de este a oeste en el sentido del movimiento de las fallas Cauca-Patía y “Romeral”, sinestrales en el Occidente sobre el sistema Cauca-Patía y dextrales hacia el Oriente en el “sistema de fallas de Romeral”; adicionalmente proponen que la sismicidad alineada en sentido ESE bajo los 50 km refleja una transición compresiva regional, mientras que la sismicidad superficial entre los 4°N y 7°N puede ser el límite oeste del bloque del Chocó, con una compresión NS indicada por la sismicidad a 3.7°N. Adicionalmente Las medidas de desplazamiento geodésico mostradas por Trenkamp et al. (2002) señalan una zona de transición alrededor de la latitud 4°N, con el bloque norte escapando hacia el noreste y el bloque sur empujando hacia el norte. Esto ocurre cercanamente a la latitud de Buga-Buenaventura. López et al. (2003) con base en la cinemática de fallas identificadas alrededor de la latitud 4°N en Tuluá reportan la existencia de una zona de compresión activa, conectada mecánica y cinemáticamente con el sistema transpresivo ENE dextral. Mejía y Meyer (2004) interpretan una doble zona de Wadati-Beniof hacia la latitud de Buenaventura y proponen que la sismicidad intermedia en la región del Chocó no está relacionada con la subducción actual. Estos autores encuentran que las zonas de mayor actividad sísmica superficial coinciden con la intersección de lineamientos NS y sistemas transversales ENE y WNW y proponen que a la latitud de Buenaventura, la existencia de una falla WNW puede ser la prolongación de la falla Cucuana.

Audemard (2003; Figura 2) propone que en Colombia, la convergencia oblicua de la subducción oceánica entre las placas Nazca y Sur-América, se divide en un acortamiento de orientación este-oeste el cual se acomoda por subducción tipo-B y crecimiento orogénico de las tres cadenas, y fallamiento rumbo-deslizante aproximadamente subparalelo (p.e., “sistema de fallas de Romeral”, falla de Algeciras) o altamente inclinado a los orógenos (p.e., fallas de Ibagué y Garrapatas).

3.1 EL GRABEN INTERANDINO O FOSO DEL CAUCA

Una de las primeras hipótesis que intentó explicar el estilo estructural bajo el cual se generó el valle del río Cauca fue planteada por Stutzer (1934), ésta comparaba el valle con un graben

que llamó “Foso Cauca-Patía”. Siguiendo la misma idea, Acosta (1978) lo denomina el Graben Interandino Cauca Patía. Este autor deja abierta la posibilidad de que el graben haya sido formado dentro de un régimen compresivo o distensivo.

Según Nivia (2001) el graben fue el centro de depositación de unidades paleógenas tales como el Grupo Cauca (Aspden, 1984) en el sur y Formación Amagá (Grosse, 1926) en el norte. Este mismo autor dice que las sedimentitas más antiguas no deformadas en el valle son de edad Mioceno Superior a Plioceno. También aduce que en ninguna parte existen evidencias de más de un episodio de plegamiento. Con base en esto Nivia(2001) plantea dos posibles explicaciones: que la sedimentación y tectonismo fueron discontinuos y progresaron de sur a norte, o que las sedimentitas del Grupo Valle son tan antiguas como las del Grupo Cauca (Paleógeno).

Pocos modelos se han propuesto para explicar la generación del espacio de acomodación de los depósitos que conforman los abanicos aluviales mas recientes. Después de la propuesta de Barlow (1981) basada en el modelo de Crowell (1982), se proponen cuencas de pull apart a lo largo de la cizalla principal generada por el entrecruce de las fallas Cauca-Patía y “Romeral” (Padilla, 1991).

3.2 GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

3.2.1 Estratigrafía

Las unidades geológicas implicadas en la región de estudio se inscriben entre el flanco oeste de la Cordillera Central desde la Falla San Jerónimo (o su equivalente tectónico) hasta la costa Pacífica Colombiana, región denominada como el “Occidente Colombiano”. Según Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) el territorio colombiano se divide en dos provincias geológicas, el Oriente Colombiano constituido por rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico y del Paleozoico intruídas por plutones granitoides (Alvaro Nivia, 2001) separado del Occidente Colombiano por la traza de la Falla Cauca-Almaguer (senso Maya y González, 1995), o Falla Romeral senso Case et al. (1971), ubicada a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central, un rasgo continuo desde Ecuador [Meissner et al. (1976) y otros].

3.2.1.1 Unidades de la Cordillera Central

Las unidades litológicas del flanco Oeste de la Cordillera Central de Colombia y del valle del río Cauca están separadas por fallas de tendencia NS (ver p.ej. Ingeominas, 1988; Maya y González, 1995; Alvaro Nivia, 2001) (figuras 3 y 4). En La Figura 4, se hace una síntesis de estas unidades que en secuencia hacia la cuenca corresponden a:

El *Complejo Cajamarca* (Pzc) senso Maya y González (1995), o en parte Terreno Cajamarca senso Etayo-Serna (1986) y Grupo Cajamarca senso Nelson (1957) está limitado al oeste por la Falla San Jerónimo (McCourt, 1984). Esta unidad está compuesta por rocas metamórficas de bajo grado de edad Paleozoica, que constituyen el basamento de la Cordillera Central.

El *Complejo Quebradagrande* (Kq) *senso* Maya y González (1995). Este complejo forma una franja alargada de dirección general NS limitada al este por la Falla San Jerónimo y al oeste por la Falla Silvia-Pijao. Está compuesto por secuencias de basaltos, andesitas y rocas volcanoclásticas. Ocasionalmente se reconocen secuencias ofiolíticas. Los procesos de sedimentación más comunes en esta secuencia son flujos turbidíticos, flujos de escombros y depositación hemipelágica (Gómez-Cruz et al., 1995). Los fósiles encontrados en esta unidad indican una edad Cretácica Temprana. Según Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) las rocas de este complejo formaron parte del Protocaribe.

El *Complejo Arquía* (Pzc?, Pzr? y Pzb? - Mesozoico?) (Maya y González, 1995). Conformado por una faja de rocas metamórficas de media y alta presión limitadas en el oeste por la Falla Cauca-Almaguer y al este por la Falla Silvia-Pijao. El nombre de este complejo (“Arquía”) proviene de las rocas aflorantes en la Quebrada Arquía en los límites entre Antioquia y Caldas (Jean Francoise Toussaint y Restrepo, 1974). Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2002) con base en análisis de las relaciones estratigráficas y estructurales consideran que esta unidad forma una faja alargada y continua hasta el Golfo de Guayaquil en Ecuador, la cual denominan por extensión “Complejo Arquía-Guamote”. La mayor parte de las dataciones que se han hecho sobre estas rocas sugieren un evento metamórfico de edad Cretácico Temprano. Según estos autores el Complejo Arquía-Guamote representa una serie de bloques con diferentes edades y orígenes ligados tectónicamente durante el Cretácico Temprano como resultado del desplazamiento trascurrente de la placa Caribe contra el margen noroccidental de Sur América. Entre Pijao y Buga el Complejo Arquía está compuesto por el Complejo Bugalagrande y el Complejo Río Rosario cuya edad se presume es paleozoica (McCourt et al., 1984).

La *Formación Amaime* (Ka) (McCourt et al., 1984), está constituida por rocas ofiolíticas, lavas almohadilladas y masivas de composición basáltica afectadas localmente por intrusiones granitoides (A. Nivia, 1989). Su edad es sujeta a controversia, se sugiere que es Cretácico Temprano con base en la intrusión del Batolito de Buga (Kc en Figura 3) (ej., De Armas, 1984). Esta unidad no es reconocida como tal por Nivia (2001) quien considera que éstas rocas forman parte de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental - PLOCO- cuya formación se restringe al Cretácico Superior. En esta provincia este autor agrupa las rocas de la Formación Amaime dentro de un bloque cortical único originado en un *plateau* oceánico en el que se incluyen también todas las rocas de la Formación Volcánica (*senso* Aspden, 1984) (Kv en Figura 3) y cuerpos ultramáficos reconocidos al occidente de la Falla Cauca-Almaguer, como por ejemplo el Macizo Ofiolítico de Ginebra (Ko en Figura 3). Sin embargo Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) consideran que el basamento oceánico que han situado entre la falla Cauca Almaguer y la Falla Cauca, parte del terreno Cauca-Romeral *senso* Etayo-Serna et al.(1986), es de edad Cretácico Inferior con base en las dataciones existentes para el Batolito de Buga (Kc en Figura 3). Por esta razón estos autores separan la Formación Amaime de las rocas de la Cordillera Occidental y las incluyen en un bloque independiente denominado Complejo Amaime-Chaucha propuesto como una porción de la placa Caribe que empezó a acrecionarse al borde oeste de Colombia durante el Cretácico Tardío.

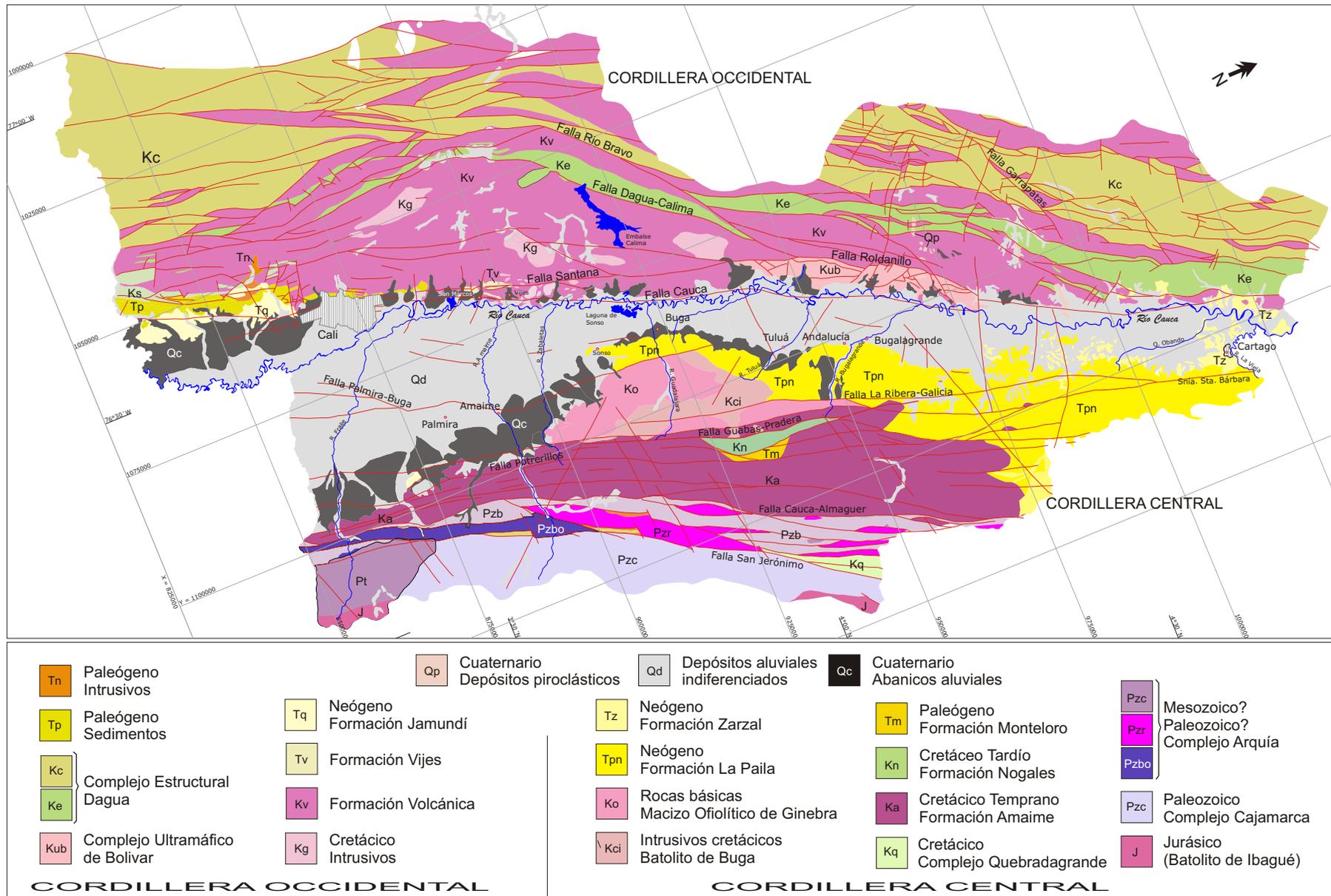


Figura 3. Geología de la región de estudio, tomada y modificada de Nivia (2001).

La *Formación Nogales* (Kn) (Van der Hammen, 1957), es la unidad sedimentaria más reciente y con menor grado de deformación y diagénesis del ciclo mesozoico del occidente Colombiano. Su edad, Campaniano-Maestrichtiano, fue determinada por F. Etayo-Serna con base en fósiles (*Nostoceras sp.* y *Throchoceramus sp.*) encontrados en la Quebrada La Mina al este de Tuluá (Andrés Pardo-Trujillo et al., 1993; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003). Estos autores determinan que la unidad está constituida por gravas, arenitas calcáreas, hemipelagitas y chert. Se encuentra suprayaciendo los basaltos de la Formación Amaime. El límite occidental de esta unidad es la Falla Guabas-Pradera con vergencia al oriente; hacia el techo la unidad tiene contacto paraconforme con la Formación Monteloro de edad Paleógeno (?) (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003) (ver Tm en Figura 3).

3.2.1.2 Unidades cenozoicas de la Cordillera Occidental

Las rocas de la Cordillera Occidental, Complejo Cordillera Occidental (senso Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003) o sector occidental de la PLOCO (ej., Alvaro Nivia et al., 1997), están constituidas por diabasas, basaltos almohadillados, piroclastitas, pelagitas, y rocas terrígenas que en algunos casos están altamente deformados (Kc y Ke en Figura 3) y por el Complejo Ultramáfico de Bolívar (Kub en Figura 3) que formaría parte del basamento. Estas rocas están suprayacidas por rocas sedimentarias marinas y continentales del Paleógeno (Tp en Figura 3), algunas de ellas reunidas en el Grupo Cauca (Orrego et al., 1976). Las rocas del Paleógeno forman una franja alargada en el borde oriental de la Cordillera Occidental que se acuñan y desaparecen al norte de Cali. Cerca de su límite norte afloran las Calizas de Vijes (Nelson, 1957) de origen arrecifal (Tv en Figura 3).

3.2.1.3 Unidades cenozoicas del piedemonte occidental de la Cordillera Central

Rocas sedimentarias cenozoicas también afloran en el flanco occidental de la Cordillera Central, principalmente al oeste de la Falla Silvia-Pijao. Unidades del Neógeno Superior (Tnp en Figura 3) han sido reunidas en el Grupo Valle (Schwinn, 1969; Alvaro Nivia, 2001). En este grupo se incluyen unidades originalmente definidas por Schwinn (1969) como Formaciones Cartago y Buga, por McCourt (1984) como Formación Cinta de Piedra, y por Van der Hammen (1958) como la Formación La Paila. Dentro del Paleógeno Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) incluyen la Formación Monteloro (Tm). Los únicos reportes de edad que se tienen de estas unidades clásticas y volcanoclásticas, son aquellos de Van der Hammen (1958).

Las unidades litológicas aflorantes involucradas en la región de estudio son la Formación La Paila (Tnp en Figura 3) y la Formación Zarzal (Tz en Figura 3). La Formación La Paila está constituida fundamentalmente por conglomerados polimícticos y areniscas tobáceas de colores grises a rojizos. La parte inferior equivale a la parte superior de la Formación Cartago (Schwinn, 1969) definida en la Carretera Cartago–Alcalá. La parte superior de la Formación La Paila se correlaciona directamente con la Formación Buga (senso Schwinn, 1969) definida al este de Buga a lo largo del río Guadalajara. Nelson (1957) dividió la formación La Paila en una unidad inferior correspondiente a aproximadamente 200 m de tobas dacíticas seguidas por una secuencia clástica, esencialmente conglomerática. El espesor de esta última unidad varía de 400 a 600 m. Se le atribuye una edad Miocena (Van der Hammen, 1958), sin embargo

McCourt (1984) sugiere que esta unidad puede ser más antigua, probablemente Oligocena y correlacionable, al menos en parte, con el Grupo Cauca y la Formación Amagá.

La Formación Zarzal está expuesta en el extremo norte del departamento del Valle del Cauca a lo largo del límite occidental de la Cordillera Central en los Municipios de Zarzal, La Victoria, Obando y Cartago. Según Nivia et al.(1997) esta unidad se compone de diatomitas laminadas y arcillolitas, formadas en un lago entre la Victoria y Cartago. Su edad ha sido asignada en el Plioceno (Van der Hammen, 1958; De Porta, 1974), aunque se ha encontrado interdigitada con los depósitos del Abanico del Quindío (Cardona y Ortíz, 1994), lo que sugiere una contemporaneidad, por lo menos parcial, entre ambas unidades.

Los abanicos aluviales de los afluentes principales del río Cauca, los depósitos recientes del río Cauca (Qd en Figura 3), y los depósitos marginales del frente montañoso principal (Qc en Figura 3), suprayacen en discordancia las secuencias clásticas y volcánicas del Oligoceno–Mioceno.

3.2.2 Estructuras paralelas a las cordilleras

Las principales fallas que separan las unidades litológicas del flanco occidental de la Cordillera Central tienen una orientación general N20-30E y son las fallas *San Jerónimo*, *Silvia-Pijao* y *Cauca-Almaguer* (senso Maya y González, 1995). Estas fallas han sido incluidas informalmente dentro del sistema de fallas de Romeral, aunque no existe relación con la denominación original dada por Grosse (1926) a un segmento de falla que aflora en la cuchilla Romeral en Antioquia. En adelante este conjunto de fallas se tratará en el sentido de Maya y González (1995). A estas fallas paralelas a las cordilleras se les ha atribuido una componente principal de rumbo. Por ejemplo para la Falla Cauca-Almaguer, McCourt et al. (1984) determinan movimientos dextrales durante el Terciario Temprano. Al oeste de la Falla Cauca-Almaguer, hacia el piedemonte occidental de la Cordillera Central existen otras estructuras de dirección general NNE, estas fallas son la *Guabas-Pradera* y *Palmira-Buga*, a las cuales se les ha atribuido una componente secundaria inversa (Paris et al., 1989). En la Figura 4 se presenta un esquema de estas estructuras.

La *Falla Guabas-Pradera* definida originalmente por De Armas (1984). En la cartografía del Ingeominas, marca el límite occidental de las vulcanitas de Amaime (Kv) y el límite oriental de los sedimentos del Neógeno (Tnp) (Nivia, 2001). Alfonso et al. (1994) definen la Falla Guabas-Pradera como una estructura de cabalgamiento de vergencia oeste que trae altos de basamento en el bloque colgante. Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) determinan que esta falla tiene vergencia al este en el límite occidental de los sedimentos de la Formación Nogales (Kn) (ver Figura 3).

Al occidente de la Falla Guabas-Pradera, las *Fallas Palmira-Buga* y *La Ribera-Galicia* definidas originalmente como fallas inversas de vergencia oeste por Alfonso et al. (1994) marcan el límite occidental de las rocas máficas y ultramáficas del macizo ofiolítico de Ginebra (Ko en Figura 3) (Nivia, 2001).

En el piedemonte oriental de la Cordillera Occidental se ha cartografiado la *Falla de Cali* (McCourt et al., 1984). Con base en geofísica Bermúdez et al. (1985) determinaron que representa el límite oriental de la secuencia del Cretácico superior de la Cordillera Occidental (Kv). En este trabajo se hace referencia a esta falla como la *Falla Cauca*. Alfonso et al. (1994) basados en fallamiento inverso identificado en la Formación Vijes (Tv) incluyen la Falla Cauca dentro del cinturón de plegamiento del Terciario, como una estructura de vergencia al oeste marcando el límite occidental del Complejo Ultramáfico de Bolívar (Kub en Figura 3), denominada *Falla Roldanillo* y *Falla Santana* en Nivia (2001).

Hacia el eje de la Cordillera Occidental la *Falla Dagua-Calima* originalmente definida por Barrero (1979) conforma el límite occidental de la secuencia masiva de basaltos (Kv) que conforman la porción oriental de la Cordillera Occidental. Esta falla fue comprobada con trinchera en el sector de Loboguerrero por Woodward-Clyde (1983) quien le asignó una componente de rumbo sinistral.

Según Alfonso et al. (1994) las estructuras NNE forman parte del cinturón de cabalgamiento plegado y fallado del Terciario con vergencia oeste cuya génesis se propone durante la orogenia Andina. Proponen que los despegues se generan entre el basamento y la cubierta sedimentaria Terciaria. Nivia (2001) basado en la disposición del plegamiento terciario, sugiere que estas fallas de tendencia regional NNE se movieron sinistral y dextralmente como resultado de una compresión NW-SE durante la orogenia Andina. En su modelo propone que se trata de fallas de vergencia oeste, tal como lo plantea Alfonso et al. (1994).

Alrededor de la latitud 4° N existen cambios en la cinemática del sistema de fallas NS. Se han reportado movimientos sinistral en las fallas paralelas a la Cordillera Central “Sistema Romeral” y Cauca-Patía (P. ej. J.F. Toussaint y Restrepo, 1987) con componentes secundarias normales como por ejemplo en el Quindío (Paris et al., 2000). Según Sauret et al. (1993) el “sistema de fallas de Romeral” en el departamento del Valle del Cauca cerca de Amaime presenta componentes principales de rumbo y secundarias inversas. Aunque Page (1986) le atribuyó una componente principal inversa en este mismo sector. Adicionalmente en el sur de Antioquia, MacDonald et al. (1996) reportan comportamiento inverso del sistema del “fallas de Romeral” afectando las unidades terciarias y cuaternarias. Proponen que las zonas de intrusiones han sido presionadas contra el continente, por ejemplo en la reentrante de Caldas. Al sur, en Ecuador existen reportes de movimientos inversos con componente secundaria dextral.

3.2.2.1 Reportes de actividad reciente del sistema de fallas NS

Las únicas evidencias sobre la deformación compresiva actuante en el flanco occidental de la Cordillera Central se encuentra en los estudios de Woodward-Clyde (1983). Estos estudios proporcionan evidencias de fallamiento inverso de vergencia oeste con actividad Holocena del “sistema de fallas de Romeral”. En los sitios Piedechinche y Venecia, al oriente del corregimiento de Amaime, deducen la existencia de un segmento de dirección N44W como parte de la actividad de la “Falla de Romeral”. En la Hacienda El Paraíso-Potrerrillo identifican un escarpe sinuoso de 3 a 6 metros de altura en conos aluviales del río Amaime y río Cerrito. En la Vereda La Zapata, al sur del río Nima, reportan escarpes de 2 a 5 metros afectando

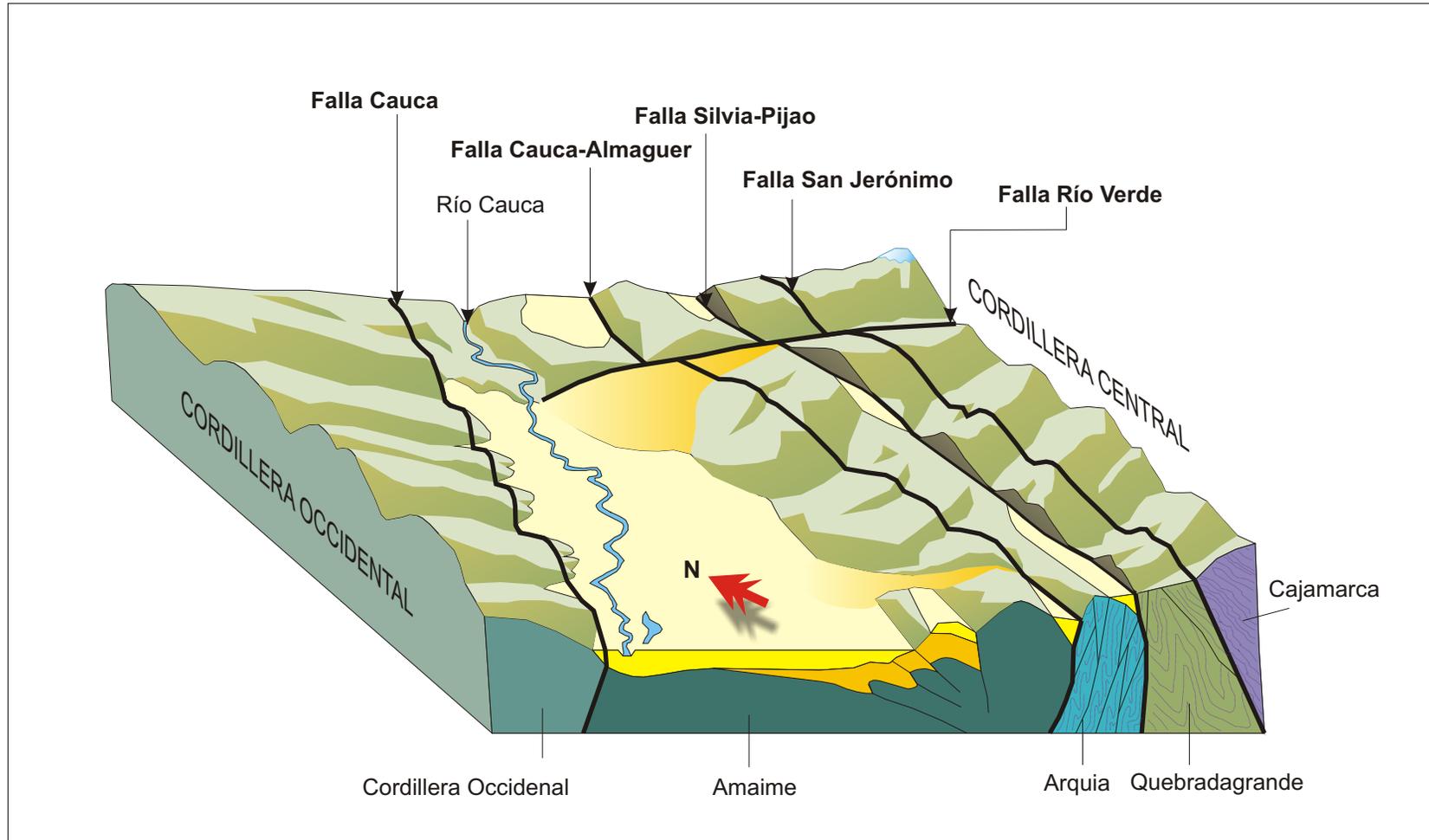


Figura 4. Esquema de la distribución de unidades litológicas y sistemas de fallamiento en la Cordillera Central. Al occidente del río Cauca la Falla Cauca también conocida como Cauca-Patía, al oriente del río Cauca las fallas Cauca-Almaguer, Silvia-Pijao y San Jerónimo paralelas a la Cordillera conforman el conjunto de fallas al que muchos autores se refieren como Sistema de Fallas de Romeral.

sedimentos jóvenes, flujos de escombros con suelos de color rojo. A partir de la información obtenida en dos trincheras realizadas en estos dos escarpes Woodward-Clyde (1983) calcularon magnitudes máximas entre 6 y 7.25 para dos segmentos de la “Falla Romeral”, Piendamó y El Paraíso. Page (1986) presume que este segmento se prolonga hasta Montenegro en el Quindío. El segmento El Paraíso con un grado de actividad moderada. La reinterpretación de las trincheras realizadas en Piedechinche y Venecia forma parte del capítulo 6 de este documento.

Los reportes de actividad neotectónica realizados con posterioridad a Woodward-Clyde (1983), en general hacen referencia a fallas rumbodeslizantes de tendencia N-S reportadas como parte del “sistema de fallas de Romeral” con una componente secundaria inversa o normal, tal como se muestra en el “Quaternary Tectonic Map of Colombia” compilado por Paris et al. (2000). Por ejemplo las fallas Silvia-Pijao y Cauca-Almaguer, con componente normal en los segmentos Montenegro y Armenia respectivamente. Marin & Romero (1988) y Paris et al. (1989) se refieren a algunos escarpes recientes a lo largo de la falla Guabas-Pradera de tendencia NNE, con componente inversa entre Tuluá y Bugalagrande. Reportan posibles rasgos neotectónicos en conos aluviales cerca al contacto con la Formación La Paila. También asocian a esta misma falla un segmento N40E con neotectónica al noreste de Tuluá. Mencionan la existencia de un escarpe de 15 m de altura y 3 Km de longitud, con bloque sureste levantado. Este escarpe afecta depósitos cuaternarios conformados por flujos de escombros hacia la base y estratos de arena y limos, recubiertos por cenizas volcánicas hacia el techo. Estos mismos autores determinan geomorfología de falla inversa en el Río Bugalagrande, hacienda La Francia y en la vía principal. Para la misma proponen plegamientos cuaternarios.

En Andalucía y Galicia, Marín y Romero (1988) reportan en depósitos cuaternarios, escarpes y deformación en el extremo oeste del cañón del río Bugalagrande. Paris y Romero (1994) reportan la *Falla Potrerillo* como una estructura en la base del frente montañoso de la Cordillera Central hacia la depresión del Valle con escarpes hasta de 15 metros de altura por varios kilómetros de longitud en abanicos aluviales del Pleistoceno. Le asocian desplazamiento de corrientes, silletas y facetas triangulares.

En la Cordillera Occidental Woodward-Clyde (1983) determinan, con base en observaciones geomorfológicas, las fallas Calima y Río Bravo de tendencia general NS con desplazamiento sinistral. A la *Falla Dagua-Calima* le asignan, con base en los datos de la Trinchera Loboguerrero, una componente de rumbo sinistral y una tasa de desplazamiento menor de 0.1 mm/yr. En la compilación realizada por Paris et al. (2000) se muestra la Falla Dagua-Calima como una estructura con componente principal normal. En el Capítulo 5 de este documento se ilustra la estructura identificada en la Trinchera Loboguerrero.

Un resumen de los trabajos sobre fallas activas en la región de estudio se encuentra en la compilación presentada por Paris et al. (2000) para la USGS dentro del Mapa de Fallas Activas de Colombia. Con excepción del trabajo de Woodward-Clyde (1983) no hay estimaciones en el registro estratigráfico, tampoco dataciones de horizontes guía, paleosuelos, o superficies. Los datos de velocidades son estimaciones relativas con base en rasgos geomorfológicos.

En los trabajos realizados en el marco del proyecto Colciencias (López et al., 2002; López et al., 2003a; López et al., 2004a) se presentan las primeras evidencias de actividad de fallas NNE inversas de vergencia este, conformando el sistema compresivo Holoceno del flanco occidental de la Cordillera Central. La documentación de estas evidencias se muestra en el Capítulo 5.

3.2.3 Estructuras transversales a las cordilleras

Las estructuras transversales a las cordilleras son las fallas tipo Cucuana (Senso Lozano, 1986) de tendencia general ENE y las fallas NW tipo Salento (figuras 3 y 4).

3.2.3.1 Sistema ENE

La falla de Ibagué es una estructura ENE que está en la cartografía de McCourt (1984) atravesando la Cordillera Central hasta la latitud de Tuluá. Este autor considera que fallas como la de Ibagué están restringidas a la cordillera Central y las interpreta como relacionadas al movimiento principal del “sistema de fallas de Romeral”, sin descartar la probabilidad de que representen paleofallas de transformación.

López et al. (2003b; 2004a) determinan, utilizando relaciones geométricas identificadas en imágenes de satélite, que el sistema ENE se encuentra conectado mecánica y cinemáticamente con la zona de compresión Holocena del Valle del Cauca, la cual se encuentra en la terminación occidental de la que sería la Falla de Ibagué. Las relaciones geométricas se corresponden con terminaciones en cola de caballo de sistemas transcurrentes.

La Falla Garrapatas es una estructura que está en la cartografía de Ingeominas (1988) con rumbo general NE. Según Etayo-Serna et al. (1986) constituye el límite entre los terrenos Dagua al sur y Cañasgordas al norte. Paris et al. (2000) le asignan una componente principal inversa y secundaria normal.

3.2.3.2 Reportes de actividad reciente del sistema de fallas ENE

Originalmente la actividad neotectónica de la falla de Ibagué fue documentada por Diederix *et al.* (1987) en el Abanico de Ibagué, en el piedemonte oriental de la Cordillera Central. En este sector documentaron movimiento dextro-lateral con base en rasgos morfológicos. El estudio microtectónico de Vergara (1988) dedujo que el desplazamiento de la Falla de Ibagué es de tipo sinistral en las rocas del Batolito de Ibagué y dextral en los depósitos cuaternarios del Abanico de Ibagué.

Recientemente Montes et al. (2005) en el estudio paleosísmico de la Falla de Ibagué ratifican el comportamiento dextral de la falla con rasgos geomorfológicos propios de un sistema riedel con lomos de presión y cuencas de tracción. En una de estas cuencas realizaron la trinchera Los Gomos y determinaron magnitudes máximas de 7.0 Ms para un período de retorno de 1300 años y calculan una velocidad promedio de 0.77 mm/año.

Los resultados del estudio neotectónico de Pereira (Guzmán et al., 1998), identifican dos segmentos de la *Falla de Ibagué* como activos con recurrencias calculadas entre 600 - 1000 años y 1000 - 2000 años, para magnitudes de momento (Mw) de 6.9 y 6.4 respectivamente.

3.2.3.3 Estructuras NW

El otro sistema menos frecuente en la cartografía de la región es el sistema NW. Estas estructuras han sido relacionadas por Hall y Wood (1985) con la segmentación del vulcanismo Mioceno y actual. Según esta segmentación la región de estudio caracterizada por un gap de vulcanismo se encuentra entre los segmentos C y D. El segmento C se alinea desde la latitud de Buenaventura hasta el volcán del Huila (toleítico) y el segmento D desde la latitud del Golfo de Tribugá hasta el Volcán Machín (riolítico).

Según Nivia et al. (1997) las fallas NW más notables en el Valle del Cauca son la Falla Naranjal, que atraviesa la Cordillera Occidental en la parte más norte del departamento y la Falla Las Cañas que desplaza el valle aluvial del río Cauca a la latitud de Zarzal, y que conjuntamente con una serie de fallas menores, deflecan los ejes de los pliegues desarrollados en la secuencia Terciaria. En las cercanías de Vijes, McCourt et al. (1985) cartografiaron la Falla de Mulaló que controla los bloques de afloramiento de la Formación Vijes, en los que suponen movimientos verticales.

3.2.3.4 Reportes de actividad reciente del sistema de fallas NW

Según Nivia et al. (1997), los movimientos más recientes de la corteza en el Valle están mejor registrados en la deformación que presentan las rocas sedimentarias terciarias. Con base en la deflexión de sus ejes identifica que el sistema N40-50W presenta desplazamientos sinestrales de aproximadamente 1 Km y afecta el basamento sobre el cual reposan las sedimentitas del Grupo Valle. Nivia (2001) describe las fallas N40-50W como segmentos escalonados con movimientos sinestrales que desplazan fallas del sistema N20-30W. Este autor propone las estructuras de orientación NW como las de actividad más reciente. López et al. (2004a) proponen que estas estructuras NW corresponden a terminaciones en cola del sistema ENE que producen un escalonamiento del sistema NS.