



Observaciones acerca de un Origen Transpresivo de la Cordillera Oriental

ANDREAS KAMMER

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 14490, Santafé de Bogotá

KAMMER, A. (1999): Observaciones acerca de un Origen Transpresivo de la Cordillera Oriental.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 24, pgs. 29-53, 9 Figs., 2 Tablas, 2 Anexos, Santafé de Bogotá.

RESUMEN

En esta contribución consideramos un patrón común del plegamiento regional de la Cordillera Oriental y lo enfrentamos con los campos de la deformación frágil, que se determinaron a partir de poblaciones de fallas estriadas y diaclasas. El estilo de plegamiento de este cinturón de antepaís es mejor ejemplificado en sus bordes, en donde se observan relevos característicos con saltos dextrales a lo largo de frentes de deformación de dirección NNW y otros tantos con saltos sinestrales a lo largo de un frente de deformación de dirección N-S. Con estos comportamientos complementarios es posible fijar una dirección de acortamiento global de cerca de 300°. Las fallas estriadas definen en su mayoría deformaciones direccionales, cuyas direcciones de compresión y extensión se resaltan, además, por la presencia de fallas conjugadas normales o inversas. En el Macizo de Santander las direcciones de compresión se orientan perpendicularmente a la Falla de Bucaramanga de rumbo NNE y se reorganizan, al interior de este Macizo, hacia una dirección E-W, manteniendo así una perpendicularidad con los sinclinales fallados. En la región al E de la Falla de Bucaramanga, y afectando gran parte del segmento de Bogotá, los campos de deformación relacionados a las fallas estriadas desvían consistentemente en sentido horario de la perpendicular al patrón estructural, lo que se interpreta como resultado de una deformación tardía. Las diaclasas, sin embargo, muestran evidencias de un origen pre-plegamiento y confirman para el segmento intermedio la dirección de acortamiento, que se obtuvo a partir del análisis del plegamiento regional. Partiendo de esta disposición de un campo de esfuerzo inicial lejano, proponemos aplicar el modelo de una transpresión sencilla y homogénea para el plegamiento del segmento de Bogotá. En el Macizo de Santander esta deformación de una transpresión sencilla puede ser descompuesta en una cizalla sinistral concentrada a lo largo de la Falla de Bucaramanga y una cizalla pura absorbida por este mismo Macizo. Esta apreciación preliminar puede ser diferenciada, al considerar la presencia predominante de fallas sinestrales al interior del macizo, las cuales ocupan posiciones de cizallas de Riedel. La predominancia de estas fallas indica, que parte de la cizalla sinistral se repartió a través todo este Macizo.

Palabras clave: Pliques escalonados, fallas estriadas, diaclasas pre-plegamiento, transpresión sencilla.

ABSTRACT

In this paper we consider characteristic relay patterns of marginal folds at both borders of the Eastern Cordillera and confront them with a regional compilation of fault-slip data and a preliminary evaluation of joint sets. Complementary deformation patterns of right-stepped fold pairs along NW-trending borders and left stepped structural relays along a N-S trending deformation front comply to a transpressional deformation with a constrictional strain direction of about 300°. Fault/slickenside pairs pertain mostly to strike-slip deformations and their populations define, to a first approximation, pseudo-conjugate sets, whose compression or extension directions are emphasised further by reverse or normal fault pairs. In the Santander Massif the compression directions are oriented both perpendicularly to the NNE striking Bucaramanga fault and to N-S trending, faulted sedimentary inlayers of the Massif's internal parts. To the W of the Bucaramanga fault, and affecting most of the Bogotá segment, the striated faults record a consistent clockwise departure from the perpendicular to the structural trend, reflecting probably a late incremental strain. In contrast, joints evidence a pre-folding origin and document shortening directions, which support the constrictional bearing derived from the regional analysis. With this initial constellation of a homogeneous far stress field, the model of a simple transpression applies for the

folding of the Bogotá segment. In the Santander Massif, this simple transpression is likely to be partitioned into a strike-slip deformation along the Bucaramanga fault at its western border fault and a homogeneous pure shear in the remaining massif. This first appreciation may, however, be modified, considering the presence of a preferred simple shear along sinistral fault planes, which occupy the position of Riedel shears with respect to the Bucaramanga fault, so that some strike-slip deformation may be distributed across the whole massif.

Key Words: En-echelon folds, Fault-slip data, Pre-folding joints, Simple Transpression.

1. INTRODUCCION

La organización de los Andes septentrionales se caracteriza por unas ramificaciones sucesivas a partir de una proto-Cordillera coherente, que se manifiesta para el sistema oriental por la separación de la Cordillera Oriental de la Cordillera Central-Real y la ramificación posterior de la Cordillera Oriental en los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá, que como conjunto limitan el bloque norandino contra el escudo de Guayana (PENNINGTON 1981; KELLOGG & VEGA 1995; EGO *et al.* 1996). Para las fallas internas de este bloque y específicamente para el sistema de fallas del piedemonte llanero se han postulado corrimientos dextrales, de acuerdo a la dirección oblicua de convergencia entre la Placa de Nazca y el margen continental y el análisis de mecanismos focales de terremotos, que sostienen una repartición de la deformación intracontinental en una componente ortogonal al límite de las placas y otra direccional y paralela a las estructuras andinas (DEWEY & LAMB 1992). Estos argumentos se basan principalmente en estudios de la tectónica activa, pero plantean la pregunta de si estos regímenes de esfuerzos y deformaciones prevalecían también durante los episodios orogénicos andinos.

Este estudio parte primero de unas consideraciones generales acerca de la organización estructural de los márgenes de la Cordillera Oriental, sugiriendo un origen transpresivo para los pliegues regionales, y las confronta luego con un análisis de fallas estriadas y de diaclasas. Estas deformaciones frágiles y ubicuas han sido asociadas previamente a campos de esfuerzo recientes (MOJICA & SCHEIDEGGER 1983; SCHEIDEGGER & SCHUBERT 1989), pero se relacionan a un marco macroestructural de un plegamiento transpresivo, lo que sugiere un origen temprano para su formación. El análisis de las fallas estriadas se hizo preliminarmente en redes estereográficas, siguiendo el procedimiento de ALEKSANDROWSKI (1992), y una vez aclarada la consistencia de los datos, se procedió a evaluarlos por medio del programa FaultKin de ALLMENDINGER (1992), que permite combinar varios procedimientos para su presentación gráfica. Los resultados adquiridos tienen por su poca cobertura todavía un carácter preliminar, pero podrán fácilmente complementarse con estudios más específicos. Creemos, sin embargo, que los datos revelen ya en su presente estado unos patrones consistentes que se

relacionan con las estructuras transpresivas de los bordes de la Cordillera Oriental.

2. MARCO REGIONAL

La presente revalidación estructural fue motivada por una recopilación de un mapa geológico de gran parte de la Cordillera Oriental (Fig. 1), que servirá de referencia repetidamente en las consideraciones expuestas a continuación. Para nuestros fines resulta conveniente dividir la Cordillera Oriental en tres segmentos, que de S a N comprenden el Macizo de Garzón, un segmento intermedio, al que nos referiremos también como segmento de Bogotá y el Macizo de Santander que, al igual que el Macizo de Garzón, expone la cobertera sedimentaria solo en sinclinales fallados. El segmento intermedio representa una amplia depresión longitudinal entre los dos macizos confinantes y conserva en su zona axial la cobertera cretácica y paleogénica, debido a su estructura en cubeta en sección transversal, conocida desde los trabajos de CAMPBELL & BÜRGL (1965) y JULIVERT (1970). Como conjunto, estos tres segmentos esbozan una constelación triangular, cuyo ápice oriental coincide con la máxima elevación de la Cordillera a lo largo de la Sierra Nevada del Cocuy.

Una vista más detallada se refiere al segmento intermedio de Bogotá y lo aproxima a grandes rasgos a un contorno poliédrico o romboidal (véase la Fig. 2). En este acercamiento geométrico hacemos coincidir su esquina occidental con un lugar al occidente de Yacopí y su esquina oriental en el piedemonte de la Sierra Nevada del Cocuy (puntos "A" y "C" en la Fig. 2). El punto meridional (punto "B" en la Fig. 2) es más específico y designa el Sinclinal de San Antonio al E de Neiva, en el cual termina la faja cretácica del segmento intermedio y confluyen las líneas definidas por el frente montañoso del Valle Superior del Magdalena y la Falla de Algeciras. Esta última estructura, por separar el basamento norandino del basamento del escudo de Guayana, puede considerarse como prolongación de las fallas del borde llanero (Fig. 1). La esquina septentrional de este poliedro es, a diferencia de los puntos anteriores, ambivalente y podría localizarse tanto al N de Bucaramanga, en donde confluyen el frente montañoso del Valle Medio del Magdalena y la Falla de Bucaramanga, como al borde oriental del Macizo de

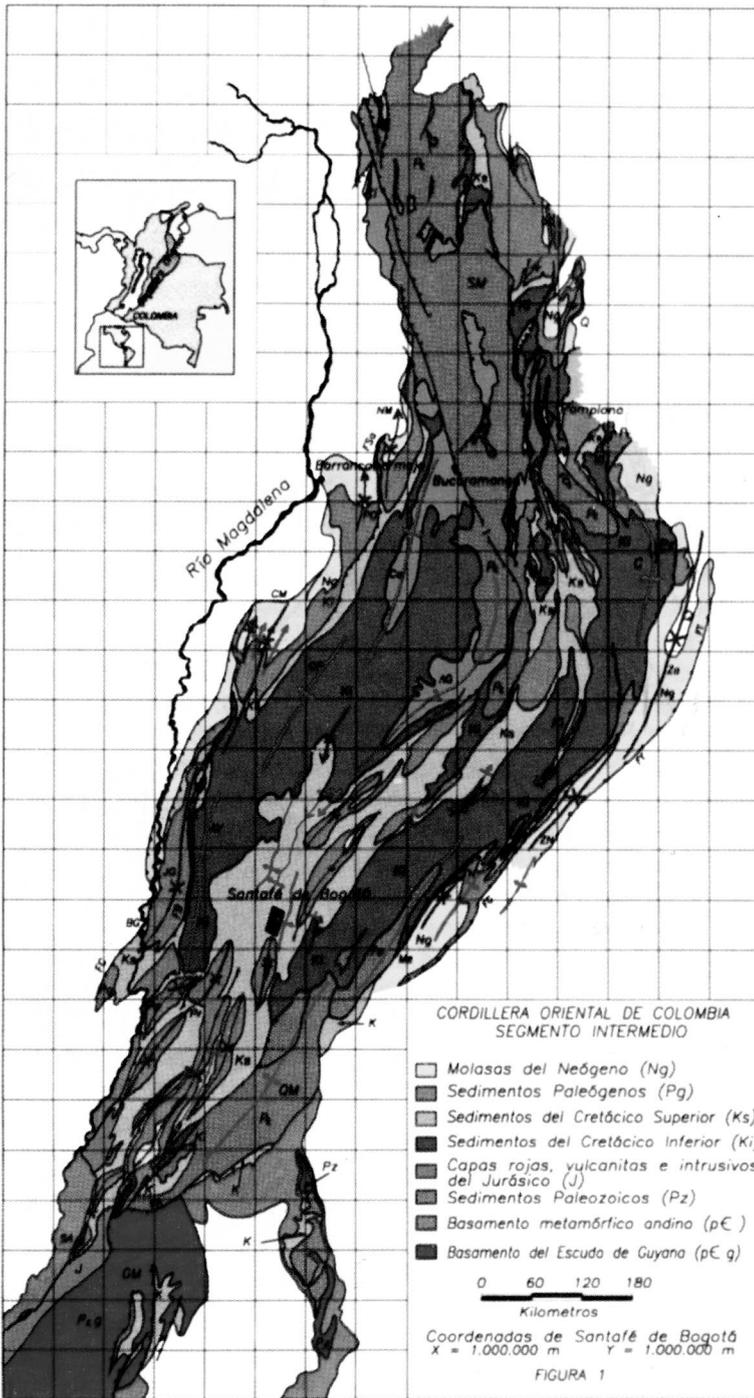


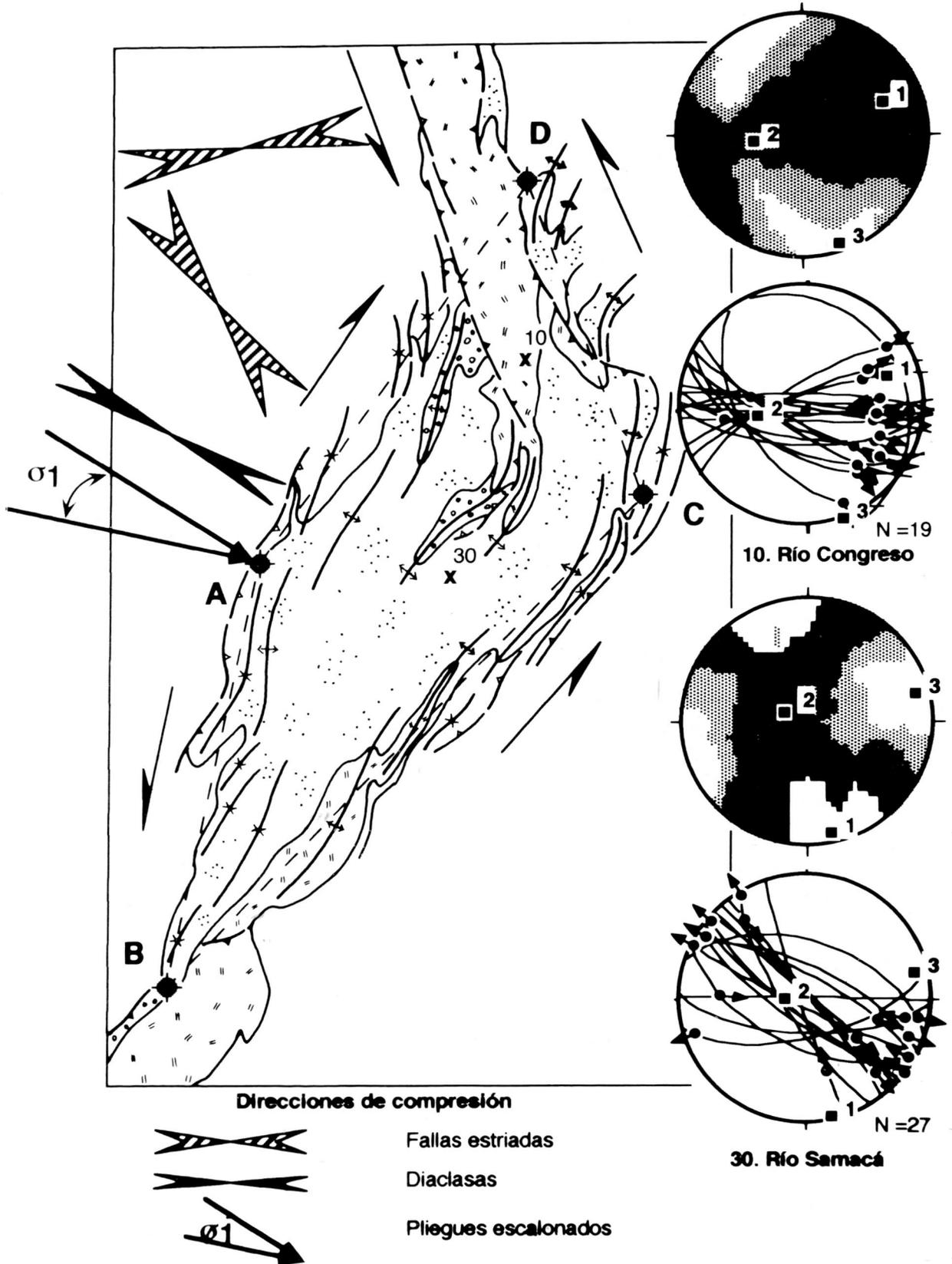
Fig. 1. Mapa geológico de la Cordillera Oriental, basado en el Atlas Geológico de Colombia de INGEOMINAS. - Abreviaturas: Unidades estructurales mayores: BG - Barrera de Guataquí; C - Sierra Nevada del Cocuy; MG - Macizo de Garzón; MQ - Macizo de Quetame; MS - Macizo de Santander. Los pliegues marginales se designan por medio de las siguientes abreviaturas: Estructuras marginales: Ap - Sinclinal de Apicalá; AV - Anticlinorio de Apulo-Villeta; CM - Sinclinal de Chirche-Minero; Co - Anticlinorio de Los Cobardes; CP - Anticlinorio de Chapa-Portones; Fa - Anticlinorio de Farallones; JG - Sinclinal de Jerusalén-Guaduas; Me - Sinclinal de Medina; NM - Sinclinal de Nuevo Mundo; PO - Sinclinal de Peña de Oro; Pr - Sinclinal de Prado; SA - Sinclinal de San Antonio; TN - Anticlinorio de Tierra Negra; Za - Sinclinal de Zapatos-Nunchia, Za - Sinclinal de Zamaricote. Fallas: FA - Falla de Algeciras; FB - Falla de Bituima; FC - Falla de Cambao; FCh - Falla de Chucurima; FG - Falla de Guaicáramo; FSa - Falla de La Salina; FT - Falla de Tamara.

nera sinóptica y que, por la consistencia de sus saltos, se relacionarán a fenómenos transpresivos. Al norte de Yacopí (punto "A" en la Fig. 2), es decir a lo largo de gran parte del borde oriental del Valle Medio del Magdalena, dichos relevos se expresan por saltos dextrales a partir del Sinclinal de Jerusalén-Guaduas y el Anticlinorio de Apulo-Villeta, que ocupan la posición más occidental entre los pliegues que involucran el basamento (Fig. 1). Un argumento para afirmar esta última relación se refiere a la naturaleza de la Falla de Cambao, que limita el Sinclinal de Jerusalén-Guaduas hacia las estructuras someras más occidentales del propio Valle Medio del Magdalena. Esta falla actuó como falla normal durante el Eoceno Medio y fue, durante la orogénia andina, solo parcialmente invertida, como ilustran los perfiles de KAMMER & MOJICA (1995).

Santander cerca de la población de Sardinata (punto "D" en la Fig. 2), en donde se manifiesta una última estructura divergente de este piedemonte en

el sentido de los Andes de Mérida.

Cada lado de este rombo muestra relevos estructurales característicos que se revisan a continuación de ma-



Más al N se individualiza en el flanco occidental del Anticlinal de Villeta la Falla de Bituima y suplanta a la Falla de Cambao a la altura de Puerto Romero, formando de ahí en adelante la falla más frontal de las estructuras que interesan el basamento. En su costado oriental, dicha falla limita una estructura sinclinal amplia, afectada por pliegues secundarios, a la cual nos referimos aquí como Sinclinorio de Chirche-Minero (Fig. 1). En lo que concierne a los anticlinales, este relevo se marca por la individualización del Anticlinorio de Chapa-Portones en la región de Otanche, que de ahí hasta la región de Landázuri-Vélez forma el alto estructural principal al borde occidental de la Cordillera. El siguiente salto dextral está señalado por el levantamiento del Anticlinal de los Cobardes y se correlaciona con la individualización de dos sinclinales frontales, los sinclinales de Peña de Oro al W de Barrancabermeja y de Nuevo Mundo más al NW (Fig. 1), cuyo flanco occidental cabalga, a través de la Falla de La Salina, los sedimentos poco plegados del Valle Medio del Magdalena. Obsérvese que a partir del Sinclinorio de Chirche-Minero los sinclinales se caracterizan por un cabeceo hacia el N y que los últimos dos sinclinales asumen un rumbo N-S hacia la depresión del Valle Medio del Magdalena.

Una evolución complementaria se observa a lo largo del borde oriental del Valle Superior del Magdalena a partir de la Barrera de Guataquí (Fig. 1). Los relevos se caracterizan aquí por saltos sinestrales y se manifiestan más que todo por medio de sinclinales, ya que los anticlinales correspondientes se limitan a estructuras estrechas y poco conspicuas. Los sinclinales de mayor proyección son el Sinclinal de Apicalá y el Sinclinal de Prado. Más al S, este patrón se vuelve más confuso, pero podría incluir todavía el Sinclinal de San Antonio al E de Neiva (Fig. 1). Este estilo desaparece del todo a lo largo del borde fallado occidental del Macizo de Garzón. Este macizo representa un amplio monoclinado inclinado hacia las llanuras amazónicas y si no fuera por su sutura ocupada por un



Fig. 2. Compilación sinóptica de los pliegues a lo largo de los bordes del segmento intermedio, que a través de los cuatro puntos A, B, C y D se aproxima como polígono irregular. En la confluencia de los frentes montañosos del Valle Superior y Medio del Magdalena (punto A) las perpendiculares a estos dos frentes delimitan un dominio que es compatible con una común dirección de compresión. Se indican, además, los promedios de las direcciones de compresión para las poblaciones de fallas estriadas y las diaclasas, que se examinan en este trabajo. A la derecha se incluyeron dos poblaciones representativas de fallas estriadas, que ilustran el predominio de fallas sinestrales en el Macizo de Santander y de fallas dextrales en el segmento de Bogotá.

complejo intrusivo de edad jurásica, habría argumentos para interpretar este monoclinado como retrocabalgamiento del basamento amazónico hacia el W.

De acuerdo a su rumbo nororiental, el borde llanero se compara por sus sucesivos saltos estructurales dextrales hacia el antepaís, con el borde occidental del Valle Medio del Magdalena, con la diferencia de que los sinclinales cabecean consistentemente hacia el S. Un primer relevo marcado se produce a la altura de Villavicencio, en donde la amplia culminación del Macizo de Quetame termina y está sobreseído en su costado oriental por el Anticlinal de los Farallones. Solamente a esta altura se individualiza con el Sinclinal de Medina un sinclinal en el antepaís, confinado por la Falla de Guaicaramo (Fig. 1). Este mismo sinclinal se ve afectado al N del Río Upía por el Anticlinal de Tierra Negra, que posiblemente presenta una estribación meridional de un alto estructural que conforma el Páramo de Pisba. Conforme con este anticlinal, se individualiza en el antepaís el Sinclinal de Zapatos-Nunchía con la Falla de Yopal en su costado oriental (Fig. 1). Un último relevo dextral se articula a través del levantamiento del Macizo de la Sierra Nevada del Cocuy y la formación del Sinclinal de Zamaricote con la falla frontal de Tamara (COOPER *et al.* 1995).

En la zona piemontina, que es limítrofe hacia la depresión de Táchira, existen unas desviaciones marcadas de anticlinales menores hacia el NE con respecto al rumbo noroccidental del Macizo de Santander, que muestran saltos sinestrales en analogía con el borde montañoso del Valle Superior del Magdalena. El alto estructural más meridional está limitado hacia el piedemonte llanero por la Falla de Aguas Calientes. Los anticlinales de Cúcuta y de Aguardiente son poco continuos y terminan contra la depresión de Táchira.

La Fig. 2 resume y simplifica los dos tipos de patrones estructurales escalonados antes descritos y recalca a la vez la tendencia de estas estructuras de alinearse paralelamente al eje del segmento de Bogotá, señalando así un posible origen transpresivo. El relevo estructural en la unión de los frentes montañosos del Valle Superior y Valle Medio del Magdalena (punto "A" en la Fig. 2) es particularmente ilustrativo: En ambas zonas plegadas los pliegues mantienen direcciones parecidas, pero con la reordenación de estos frentes cambia el sentido de los relevos, que para el Valle Superior apuntan hacia un acortamiento ligado a una cizalla sinistral y para el Valle Medio un acortamiento combinado con una cizalla dextral (refiérase a HARDING 1974, por los arreglos estructurales resultando en una cizalla sencilla y a la Fig. 5 de SANDERSON & MARCHINI, 1984, por arreglos geométricos relacionados con una combinación de cizalla sencilla y pura).

Considerando la orientación de los bordes y sus respectivos sentidos de cizalla, es posible delimitar prelimi-

narmente una dirección de compresión. Esta argumentación depende en gran parte de la definición de los contornos de la Cordillera, que para fines prácticos se aproximan por medio de la extensión de la cobertera cretácica. Con estos contornos se obtienen las siguientes direcciones de compresión:

1. En el borde noroccidental del Macizo de Garzón no se presentan estructuras transpresivas y la dirección de acortamiento puede presumirse como perpendicular a la falla de Garzón, asignando un acimut de 315° para esta compresión.
2. Para producirse el cambio de los patrones escalonados entre los valles Superior y Medio del Magdalena y los segmentos del piedemonte llanero, la dirección de compresión debería desviarse en el sentido horario de las direcciones perpendiculares trazadas a los frentes montañosos con relevos sinestrales y en sentido antihorario de líneas perpendiculares calcadas desde los bordes cordilleranos con relevos dextrales (Fig. 2). Las perpendiculares que más se acercan corresponden a los frentes montañosos de los valles Superior y Medio del Magdalena, delimitando direcciones de 285° y 305°. Como bisectriz se obtiene una dirección de 295°.
3. Con respecto a la falla dextral de Bucaramanga, en el borde occidental del Macizo de Santander, la dirección de compresión debería desviarse en sentido horario de una perpendicular a esta estructura.

Las aproximaciones para el Macizo de Garzón y el segmento intermedio son incompatibles entre sí, y para evitar esta inconsistencia consideramos las siguientes soluciones: 1) la dirección de compresión en el Macizo de Garzón no era perpendicular a la Falla de Garzón, desviándose en sentido antihorario e imprimiéndole un sentido dextral, como el postulado por FABRE (1995); y 2) el campo de esfuerzo no era uniforme y variaba a través de la Cordillera.

Por no disponer de datos microtectónicos del Valle Superior del Magdalena, esta pregunta no se puede resolver en este momento, pero cabe mencionar que estos dos escenarios tienen unas implicaciones tangibles para las interpretaciones estructurales de la Cordillera Oriental. Se conocen trayectorias radiales de direcciones de acortamiento deducidas a partir de lineaciones y marcadores cinemáticos en oroclinas de los Apalaches (MARSHAK & TABOR 1989) y a lo largo del arco de los Alpes Occidentales (CHOUKROUNE *et al.* 1986). Para producirse una constelación inicial de estas estructuras, se recurre a diversas explicaciones. La coincidencia de depocentros y arcos en los Apalaches sugiere una predisposición de estas estructuras por una subsidencia diferencial inicial (GRAY &

STAMATAKOS 1997). Para el caso de los Alpes Occidentales, se invoca una colisión entre una placa oceánica rígida ("indenter") y una zona móvil continental que acumula las deformaciones inducidas por la convergencia (PLATT *et al.* 1989). Sea cual sea la razón particular, una compresión subsiguiente tiende a acentuar estas configuraciones iniciales como consecuencia de deformaciones dúctiles en pisos estructurales inferiores y deslizamientos gravitacionales de mantos de corrimiento superficiales que, con sus trayectorias radiales, refuerzan la organización curva de estas cadenas. Oroclinas y arcos se asocian de esta manera a la dinámica interna de cuñas orogénicas, lo que coincide con resultados experimentales de cajas de deformación (MULUGETA & KOYI 1987). Un mecanismo de transporte radial debería anticiparse para la Cordillera Oriental, siguiendo su interpretación como prisma orogénico, constituido por mantos de corrimiento (ROEDER & CHAMBERLAIN 1995). Esta interpretación contrasta con una deformación regida por un engrosamiento cortical a lo largo de debilidades heredadas, las cuales, al orientarse oblicuamente a un campo de deformación, dan lugar a fenómenos transpresivos en un campo compresivo uniforme.

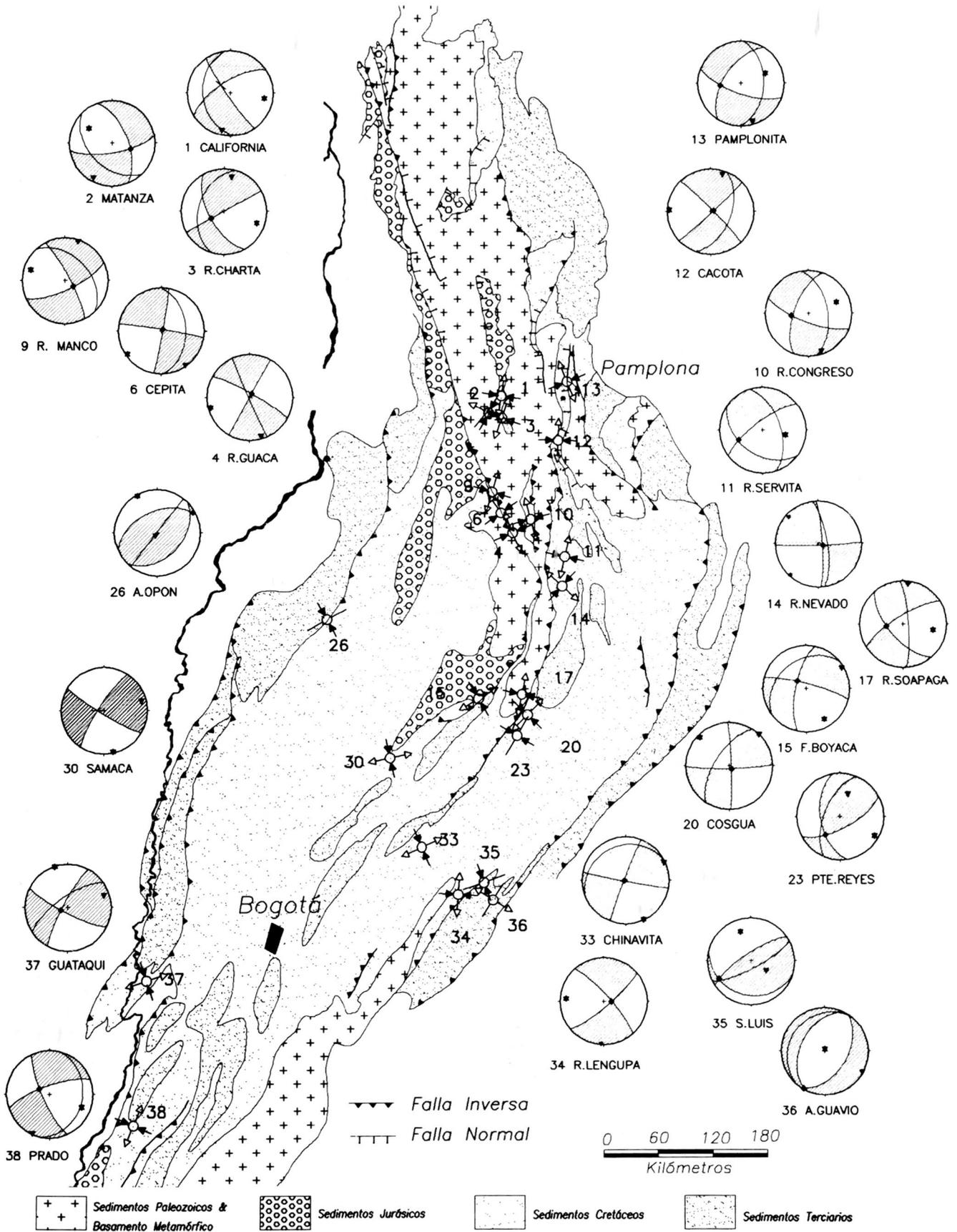
Para obtener un criterio más acertado acerca de los mecanismos de deformación, examinaremos a continuación los campos de deformación y de esfuerzo por medio de datos recolectados en diferentes partes del segmento de Bogotá y del Macizo de Santander.

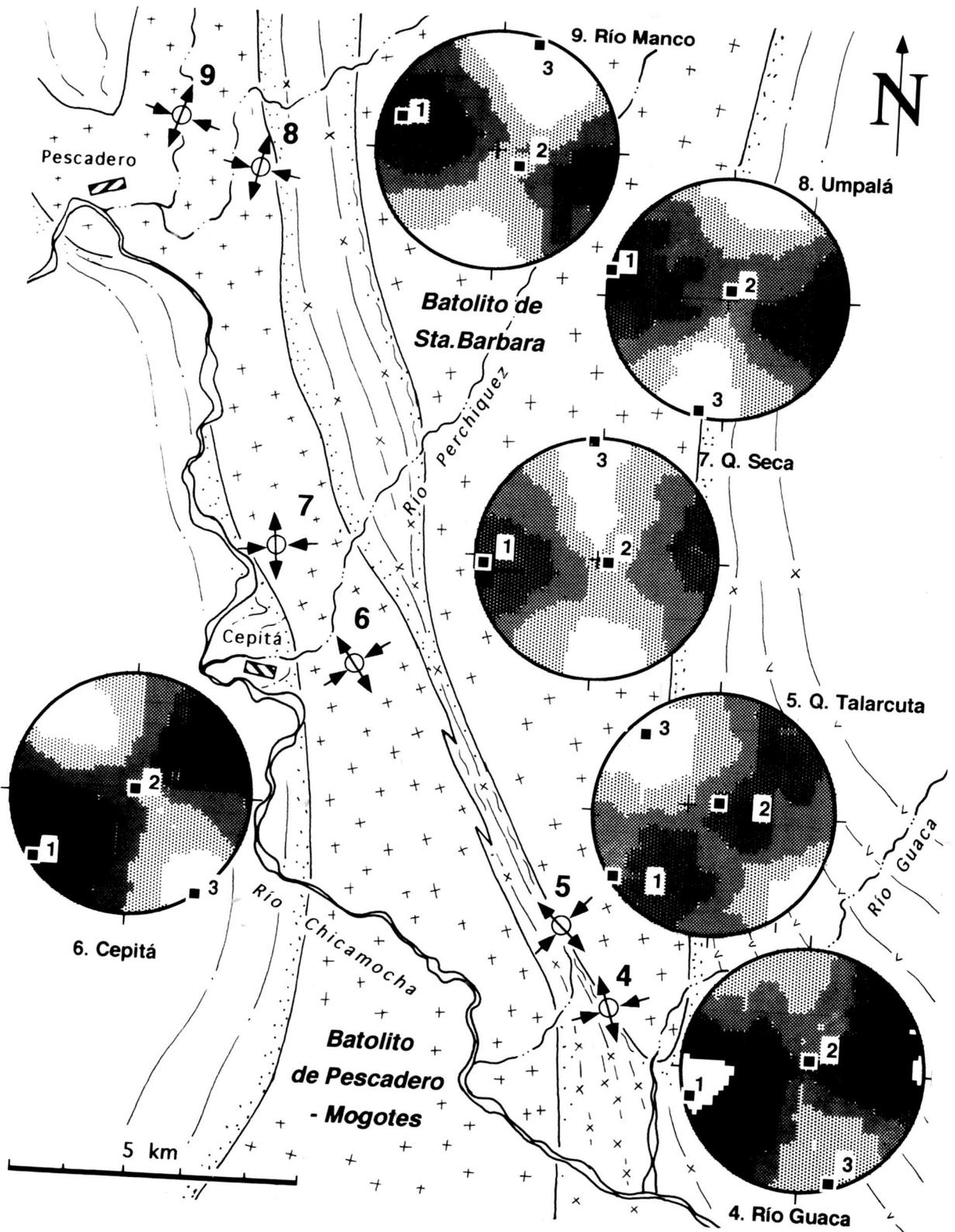
3. FALLAS ESTRIADAS

Durante diferentes recorridos de campo se midieron fallas estriadas en 33 estaciones. Cada estación contiene entre 10 a 30 planos de fallas con sus respectivas estrías. Se determinaron sentidos de desplazamiento, en orden de importancia, por medio de escalones en planos neomineralizados, la identificación de caras pulidas y rugosas en asperezas y, en el caso de unidades finamente estratificadas y oblicuas a las estrías, por el corrimiento de estructuras primarias. Los desplazamientos observados eran moderados (por lo regular inferiores a 5 cm), cum-



Fig. 3: Compilación gráfica del análisis cinemático de las fallas estriadas. En las localidades de medición flechas negras indican direcciones de acortamiento, flechas blancas direcciones de extensión y líneas sin flechas direcciones intermedias. La numeración es conforme a la Tabla 1 y al Anexo 1. En los diagramas estereográficos (igual área, hemisferio inferior) se muestran las direcciones de λ_1 , λ_2 y λ_3 por medio de asteriscos, cuadrados y triángulos, así como la orientación de la estratificación/foliación de la unidad, sobre la cual se hicieron las mediciones.





pliéndose así el requisito de que los planos no se reorientaran significativamente durante la deformación. Un criterio poco fiable concernía a la identificación de planos secundarios, sea de cizalla (planos de Riedel) o de tensión, por confundirlos con planos de cizalla conjugados.

Para cada estación evaluamos la población de fallas presentando inicialmente los polos de los planos y estrías por medio de círculos mayores e indicando el movimiento relativo del bloque superior, según el método propuesto por HOEPPENER (1955). Este procedimiento permite comparar los datos con direcciones de cizalla máxima calculadas para planos orientados a intervalos regulares, que se derivan para elipsoides de esfuerzo con diferentes relaciones de σ_1 , σ_2 y σ_3 (BOTT 1959; ALEKSANDROWSKI 1985). En estas evaluaciones preliminares asignamos sentidos de desplazamiento a planos, para los cuales las observaciones de campo eran dudosas y eliminamos planos de falla que no se subordinaban a un patrón general. Para la presentación final utilizamos el programa FaultKin de ALLMENDINGER (1992), por medio del cual graficamos los planos de falla con sus desplazamientos relativos (las flechas indicando el corrimiento del bloque superior) y una representación de diedros de compresión y de extensión que caracteriza el elipsoide de esfuerzo para cada población de falla (Anexo 1, Figs. 4 y 5). La Tabla 1 contiene los datos pertinentes para cada estación y suministra, además, las direcciones principales de esfuerzo que se obtuvieron a través de la sumatoria de momentos tensoriales asignados a cada plano de falla, y direcciones de compatibilidad que resultan de la superposición de diedros de compresión y de extensión de cada plano de falla (ANGELIER & MECHLER 1977).

Resultados: Asumiendo desplazamientos pequeños e idénticos, la distribución de los planos de falla, así como los dominios de compatibilidad de una población de falla ayudan a caracterizar un elipsoide de deformación y tipificar el correspondiente episodio de deformación. Tanto en la Cordillera Central como en la Oriental la deformación frágil se caracteriza por fallas direccionales pseudo-conjugadas, que muestran arreglos simétricos o asimétricos, según la representación igual o desigual de las familias conjugadas. En poblaciones simétricas la dirección de com-

presión se identifica como bisectriz aguda y la dirección de extensión como bisectriz obtusa entre las dos familias conjugadas. La dirección intermedia vertical puede corresponder a un eje sin elongación en el caso de una deformación plana. Poblaciones pseudo-conjugadas simétricas se documentan en las estaciones 33 y 37 (Anexo 1). Cuando predomina una familia de planos, podemos concluir acerca de una cizalla neta, como lo ilustran las estaciones 30 y 38, en las cuales todos los planos muestran desplazamientos dextrales. El caso contrario, con un predominio de planos sinestrales, fue encontrado en las estaciones 9 y 10. Se dan desviaciones de deformaciones planas, cuando las fallas direccionales se combinan con fallas normales ubicadas en la bisectriz aguda, o fallas inversas ubicadas en la bisectriz obtusa de las dos familias direccionales. Las fallas normales refuerzan la dirección de alargamiento, dada por las fallas direccionales, mientras que los ejes de compresión de las fallas individuales se disponen en un círculo mayor y perpendicular a la dirección de alargamiento, produciéndose elipsoides en forma de cigarro (estaciones 8 y 19; Anexo 1). Con la presencia de fallas inversas se resaltan las direcciones de compresión y los ejes de extensión tienden a ubicarse en círculos mayores (estaciones 18 y 21), produciéndose elipsoides achatados. Los dos últimos ejemplos provienen de las cercanías de la Falla de Soapaga (Fig. 5).

Entre las estaciones ilustradas, solamente las poblaciones 26, 35 y 36 carecen de fallas direccionales. La estación 26 proviene del bloque yacente de la Falla de La Salina y refleja una cizalla a lo largo de planos moderadamente inclinados hacia el interior de la Cordillera, cuyo sentido de transporte se dirige hacia el antepaís, teniendo como efecto el de suavizar el buzamiento de dicha falla. Si esta deformación tipifica un piso estructural superior, la falla debería mostrar una forma algo convexa hacia arriba. Este tipo de deformación se observó igualmente para las fallas de Bucaramanga y de Guacáramo. La estación 35 caracteriza una deformación compresiva para el Sinclinal de Corneta, que es bastante puntual, ya que en la estación 36 del Anticlinal de Guavio la compresión cambia a una extensión transversal a la Cordillera.

A continuación delineamos unas variaciones regionales de los campos de esfuerzo, siempre teniendo en mente la escasa cobertura de las mediciones con respecto a la extensión del área en consideración. Para tal fin, dividimos la región en dos dominios, el primero coincidiendo con la parte sur del Macizo de Santander y el segundo abarcando el segmento de Bogotá.

En el Macizo de Santander se manifiestan dos tendencias: A lo largo de la Falla de Bucaramanga, las direcciones de compresión son perpendiculares a la zona de deformación de esta falla (parte sur) o desvían en sentido horario de la posición anterior, de acuerdo a la situación



Fig. 4. Mapa geológico del Cañón del Chicamocha, en los alrededores de Cepitá. Los estereogramas (hemisferio inferior, igual área) muestran direcciones de compresión contorneadas, que resultan de la superposición de cuadrantes de compresión de cada plano de falla (ANGELIER & MECHLER 1977). El intervalo de contorno es 2σ . Se incluyeron los ejes de la distribución Bingham que se asemejan a los ejes principales de un elipsoide de deformación. Evaluación por medio del programa FaultKin de ALLMENDINGER *et al.* (1992).

TABLA 1

Datos para la evaluación de las fallas estriadas. - n: número de datos; so: orientación de la estratificación; p: dirección de compresión, que es compatible para toda la población de fallas; n_{max}: número de cuadrantes de compresión, que muestran una compatibilidad mutua; λ₁, λ₂, λ₃: direcciones de los ejes de deformación, aproximados por ejes de la distribución Bingham. Valores promedios para las direcciones de compresión son 260° para el Macizo de Santander y 326° para el segmento de Bogotá.

No.	Lugar	Formación/Litol.	n	so		p		N max	λ1		λ2		λ3		X	Y
				azim.	δ	azim.	δ		azim.	δ	azim.	δ				
1	California	Tambor	10	264	36	113	5	10	99	21	309	66	193	11	1,305.7	1,124.6
2	Matanza	Girón	16	226	44	342	58	16	208	8	69	60	170	71	1,112.9	1,292.8
3	R.Chartá	Tambor	11	287	40	124	53	10	110	20	241	61	12	20	1,296.9	1,116.9
4	Cepitá 1	Bat. Sta.Barbara	28	246	88	261	25	26	255	6	31	82	164	6	1,128.6	1,232.9
5	Cepitá 2	Bat. Sta.Barbara	19	66	56	117	67	17	223	16	85	68	317	14	1,234.3	1,127.6
6	Cepitá 3	Bat. Pescadero	22	88	42	225	13	21	235	4	47	86	145	1	1,123.8	1,238.9
7	Cepitá 5	Gneiss	15	91	61	254	10	15	266	7	104	82	356	4	1,240.5	1,123.4
8	Cepitá 7	Gneiss	19	84	45	113	5	18	282	1	22	84	192	6	1,247.9	1,121.5
9	Cepitá 8	Bat. Pescadero	14	46	43	288	58	14	287	18	126	71	19	6	1,248.0	1,120.2
10	R.Congreso	Aguardiente	19	80	53	262	13	19	68	32	263	57	162	7	1,239.7	1,140.9
11	R.Servita	Mirador	18	72	56	101	36	18	103	45	247	40	353	19	1,221.4	1,150.6
12	Cacotá	Tibú-Mercedes	11	111	51	104	47	11	272	5	77	85	18	11	1,293.2	1,161.4
13	Pamplonita	Barco	19	92	46	90	38	18	68	39	263	50	164	8	1,314.3	1,156.6
14	R.Nevado	Tibu-Mercedes	18	81	72	207	17	18	222	3	113	81	312	9	1,204.4	1,161.8
15	F.Boyaca	Girón	23	323	34	146	11	20	150	20	309	68	57	7	1,134.6	1,107.8
16	Río Minas	Tibet	9	249	9	146	11	9	145	7	263	76	53	12	1,156.8	1,138.2
17	Río Soapaga	Girón	15	86	80	106	10	15	102	31	263	58	7	9	1,157.7	1,143.2
18	Villa Franca	Picacho	14	160	86	140	3	14	134	3	44	2	287	87	1,149.9	1,141.7
19	Q.Divaquia	Picacho	13	308	78	135	13	13	138	6	241	63	45	26	1,148.2	1,141.0
20	Cosgua	Socha Inferior	24	303	63	301	28	23	314	7	145	82	44	2	1,147.6	1,141.7
21	Q.Azufre	Picacho	11	110	54	140	3	11	126	17	252	63	29	21	1,147.1	1,140.0
22	Cerro Culatas	Socha Inferior	14	280	12	225	76	14	47	82	217	8	307	1	1,133.0	1,137.1
23	Puente Reyes	Socha Inferior	14	101	24	135	13	14	120	10	219	44	20	45	1,132.5	1,137.7
24	Río Gámeza	Socha Inferior	9	264	9	207	67	9	50	81	250	9	159	3	1,133.2	1,138.5
25	Q.Manglar	Socha Inferior	8	276	75				321	3	51	3	181	86	1,136.4	1,137.7
26	Cimitarra	Colorado	13	308	89	140	3	13	331	4	61	6	209	83	1,199.4	1,026.5
30	R.Samacá	Churuvita	17			338	33	17	168	3	272	77	77	13		
31	Pte.Samacá	Churuvita	10	165	31	338	33	10	169	19	312	66	74	13	1,105.8	1,064.9
32	Q.Zorrera	Churuvita	7	308	30			7	347	9	224	74	79	13	1,106.1	1,065.3
33	Garagoa	Une	26	336	21	164	10	26	156	1	247	87	66	4	1,078.6	1,061.7
34	R.Lengupa	Las Juntas	13			90	38	13	274	15	92	76	184	1	1,030.1	1,093.8
35	San Luis	Caja	11	152	76	281	36	11	340	29	241	17	124	56	1,025.8	1,102.7
36	Ant.Guavio	Caja	8	310	20	225	76	8	355	87	210	2	120	2	1,026.1	1,106.3
37	Q.Neme	La Tabla	27	325	70	171	25	26	342	2	246	76	73	14	992.6	925.1
38	Q.Atá	Yaví	11	102	25	113	5	10	113	22	296	68	204	1	899.3	907.2

de una transpresión sinistral (Fig. 4). Los datos del interior del Macizo de Santander apuntan hacia una compresión que es perpendicular a las estructuras regionales (Fig. 3). En cuanto al predominio de los planos conjugados llama la atención, que para las estaciones 2, 4, 5, 6, 9, 10 12 y 13 prevalecen fallas sinistralas, exceptuándose las dos estaciones 3 y 11 con un predominio de fallas dextrales (siendo posible que la estación 11 haga parte del segmen-

to intermedio de Bogotá) (véase el Anexo 1). En un esquema algo abstracto, los planos sinistralas podrían considerarse como planos de Riedel con respecto a la falla maestra de Bucaramanga.

En el segmento de Bogotá las direcciones de compresión se desvían en sentido horario frente a las encontradas para el Macizo de Santander, de acuerdo a la estructura arqueada de la Cordillera. En algunos casos las di-

recciones principales de deformación se relacionan con el rumbo de las capas (véanse los diagramas de la Fig. 3, en donde se indican, además de los diedros de compresión y de extensión, las orientaciones de los planos de estratificación). En otros casos, sin embargo, parece manifestarse una rotación horaria de los campos de deformación frente al rumbo estructural (estaciones 15, 30, 37). A lo largo de la Falla de Soapaga las desviaciones de las direcciones de alargamiento concuerdan con el rumbo nororiental de fallas normales que afectan el bloque al oriente de dicha falla (Fig. 5). Estas fallas levantan por lo regular los bloques orientales y se manifiestan también a escala de afloramiento por medio de fallas menores (estación 24, Río Gámeza, Fig. 5). Su origen es bastante enigmático, ya que esta extensión se produce en la zona de amortiguamiento de la Falla de Bucaramanga: el corrimiento de su bloque occidental hacia el SE y la extenuación de su desplazamiento deberían producir en esta zona una deformación compresiva de dirección noroccidental. Esta relación se cumple para el bloque colgante de la Falla de Soapaga, es decir para el antiformal del Macizo de Floresta, pero no se transmite, al parecer, hacia el SE.

A parte de estos campos de deformación que se desvían en sentido horario del rumbo estructural, las poblaciones de falla se caracterizan por un predominio de fallas dextrales, como ilustran las estaciones 19, 20, 30 y 38 (véase el Anexo 1), aunque esta tendencia es menos evidente comparada con la predominancia de fallas sinestrasales en el Macizo de Santander.

Estos resultados reflejan, aun cuando se basan todavía en un número restringido de estaciones, unas diferencias grandes, pero consistentes entre las dos provincias estructurales y ratifican la utilidad de estas mediciones para elaborar modelos cinemáticos. Una mayor incertidumbre se refiere a las edades absolutas y relativas de estas deformaciones: Con sus tendencias a reforzar los patrones estructurales se asocian a la configuración estructural actual. Esta relación se corrobora en la compilación de la Fig. 3, comparando los campos de deformación con la inclinación de las unidades, sobre las cuales se hicieron las mediciones. En muchos casos la inclinación de la estratificación o foliación no se relaciona a las direcciones principales de deformación, lo que sugiere una edad post-plegamiento. Para algunas poblaciones constituidas por fallas direccionales y "pseudo-conjugadas", sin embargo, como las representadas por las estaciones 10, 11, 13 y 38 (véase la Fig. 3), la dirección de la deformación intermedia forma un ángulo perpendicular a la estratificación, lo que hace viable una edad pre-plegamiento. Igual que para las diaclasas, cabe preguntarse sin embargo, si los estratos competentes no desviaron localmente las trayectorias de esfuerzo durante el mismo plegamiento.

En vista de esta problemática resulta oportuno con-

frontar estas mediciones con un análisis de diaclasas. Las diaclasas se presentan siempre perpendicularmente a la estratificación, y esta relación nos induce a asumir un origen tectónico de edad pre-plegamiento para estos planos.

4. DIACLASAS

En la compilación de la Tabla 2 presentamos mediciones de 28 estaciones, que se efectuaron de manera más bien casual durante el examen de las deformaciones penetrativas de pliegues, pero cuyos planos llamaron la atención por un desarrollo regular y su presentación en familias conjugadas y por estas razones se consideran como diaclasas sistemáticas (DUNNE & HANCOCK 1994). Por esta circunstancia se presentan aquí un número restringido de planos para cada estación, que no superan las 10 mediciones y que, de acuerdo al rumbo y buzamiento de los estratos, se devolvieron a una posición "pre-plegamiento", tomando como eje de rotación el rumbo del estrato (véase la Fig. 6). Los planos conjugados incluyen en su mayoría ángulos entre 70° a 90° , clasificándose como fracturas conjugadas de cizalla. En cinco estaciones, sin embargo, los ángulos agudos entre las dos familias de planos no superan 50° y pueden catalogarse por consiguiente como fracturas conjugadas híbridas, remitiéndonos a las definiciones de HANCOCK (1985). Este autor delimita fracturas híbridas contra fracturas de cizalla por medio de ángulos diédricos de 60° . Entre estos planos existe una transición a fracturas de tensión, de acuerdo al concepto de una envoltura compuesta de resistencia.

La coexistencia de toda esta gama de fracturas, así como sus orientaciones perpendiculares a los estratos plegados, sugieren un origen pre-plegamiento para su formación. Las fracturas híbridas (estaciones 1 y 5b; véase la Tabla 2 y el Anexo 2) se presentan curiosamente en la base de la columna cretácica, presuponiendo un esfuerzo vertical correspondiente a 5000 m de cobertera para un origen pre-tectónico. En estas condiciones deberían haberse formado bajo una presión de fluidos casi equivalente a la presión de la sobrecarga. Esta hipótesis está favorecida por una abundancia de venas de tensión, que caracteriza tanto la región de la Mesa de los Santos (estación 1; Fig. 7a), como el Anticlinal de Arcabuco (estación 5b). En un piso estructural parecido se encuentra el Anticlinal de Apulo (estación 15; Fig. 7b). Un argumento adicional para una formación pre-tectónica de estos planos se refiere a una ausencia de un sistema de fracturas de cizalla, que se hubiera formado antes de las fracturas híbridas en cuestión. Las diaclasas formaron, además, debilidades preexistentes, que fueron reactivadas durante deformaciones distensivas. Un ejemplo ilustrativo son las estructuras en dominó de capas competentes, que se formaron a lo largo de diaclasas precursoras, como se en-

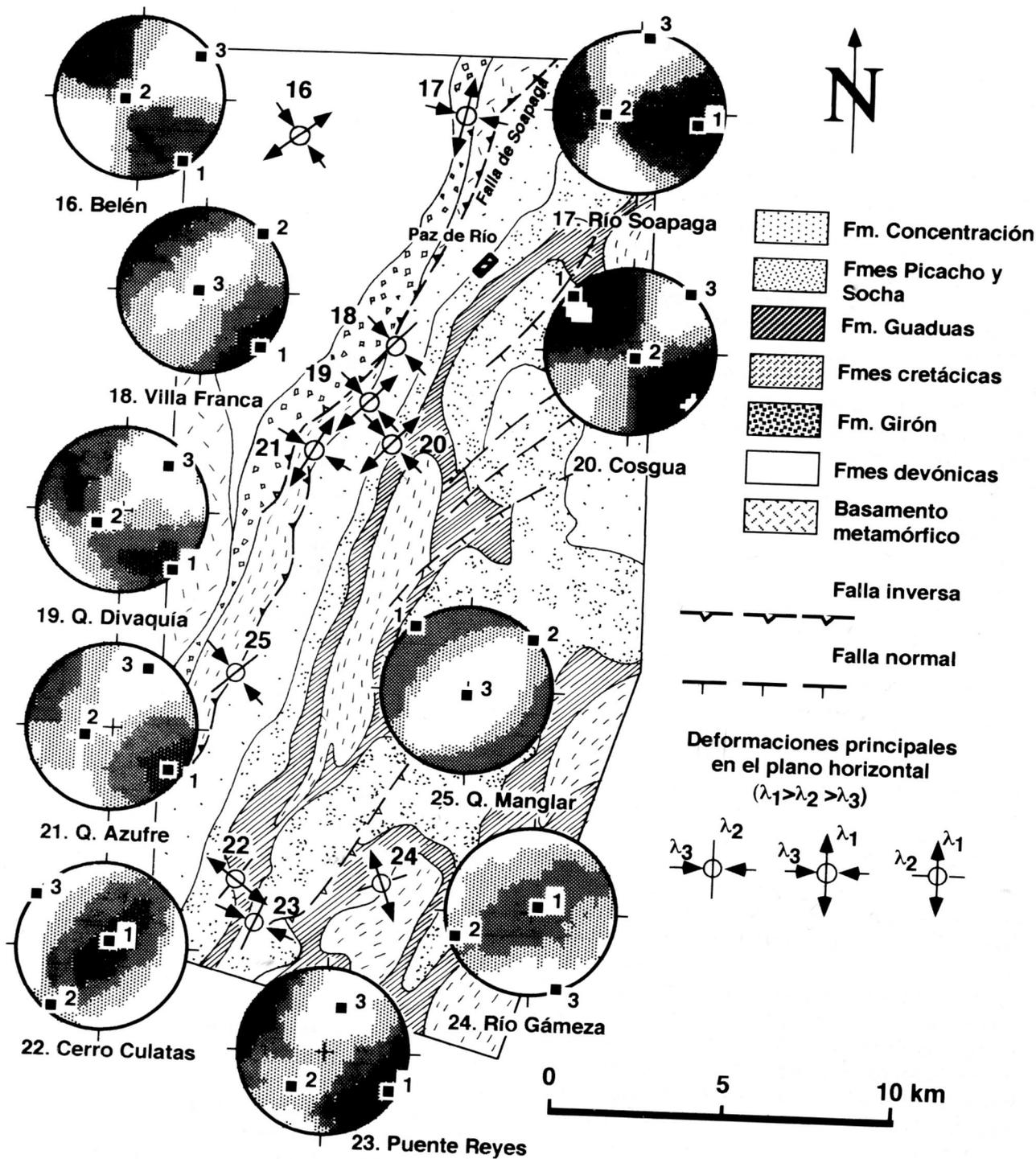


Fig. 5. Mapa geológico del borde oriental del Macizo de Floresta. Como en la Fig. 7, se muestran estereogramas con direcciones de compresión contorneadas.

contraron en la región de Villa de Leiva (cf. la Fig. 7 de KAMMER 1997) y en la charnela de pliegues del Río Nevado (estación 4). Estas observaciones no pretenden generali-

zar la hipótesis de un origen pre-tectónico, ya que diaclasas neotectónicas se manifiestan en depósitos tan recientes como son las capas tobáceas de la Sabana de Bogotá y

TABLA 2

Datos para la evaluación de las diaclasas. - n: número de datos. so: orientación de la estratificación, σ_1 : dirección del esfuerzo máximo. 2θ : ángulo agudo entre diaclasas conjugadas. El valor promedio para la dirección de compresión es 297° .

No.	Lugar	Formación/Litol.	n	so		σ_1		2θ	X	Y
				azim.	d	azim.	d			
1	Mesa Los Santos	Los Santos	4	278	30	274	4	25	1262.500	1100.500
2	R. Lebrija	Girón	2	173	65	330	25	74	1284.200	1103.200
3	California	Tambor	6	264	36	250	7	44	1304.600	1124.600
4	Río Nevado	Carbonífero	10	120	15	304	3	110	1204.400	1161.800
5a	Ritoque 1	Ritoque	11	296	23	94	9	80	1111.750	1060.950
5b	Ritoque 2	Paja/Ritoque	4	278	29	308	20	9	1111.800	1060.550
7	Pte. Samaca-Sáchica	San Gil Inf.	6	139	43	108	17	59	1107.520	1063.520
8	Q. Zorrera	Churuvita	10	282	17	318	3	80	1106.100	1065.300
9	Ferrocarril	San Gil Sup.	6	122	34	305	14	85	1107.700	1064.350
10	Paipa	Girón	4	331	25	274	10	73	1133.600	1106.700
11	Ubaté	Guaduas	2	119	84	134	11	68	1070.500	1030.700
12a	Nemocón	Chipaque	2	351	-45	138	19	89	1051.100	1023.600
12b	Nemocón	Chipaque	3	194	12	290	5	81	1051.000	1022.800
13	Chía-Tabio	Guadalupe	8	98	44	318	25	88	1033.400	999.500
14	Puente Borracho	Guadalupe Inf.	8	259	32	278	15	44	1062.300	1009.200
15	Apulo	La Naveta	5	118	56	309	1	56	990.075	946.200
17	Q. Los Limones	Carbonera	2	146	30	322	5	51	971.500	1075.000
18	Caño Maya	Carbonera	2	311	20	310	5	85	990.200	1099.500
19	Filo Guaicáramo	Mirador	2	95	23	316	3	86	1009.800	1113.600
20	Guaicáramo	Carbonera	2	292	38	286	3	80	1008.700	1112.100
21	Río Pescana	Mirador	4	306	60	152	9	98	1041.400	1133.400
23	Q. Arnical	Cáqueza	4	336	16	236	4	26	989.850	1035.600
24	Río Frío	Cáqueza	3	275	18	265	5	88	988.400	1035.500
25	Camino real	Cáqueza	2	88	44	157	3	78	988.500	1038.600
26	L. Esfondada	Capas rojas Ki	2	198	15	113	11	88	984.700	1037.150
28	Tibirita	Une	4	314	33	77	19	62	1049.400	1061.200
29	Aguaclara	Los Cuervos	7	270	40	305	6	45	1017.700	1117.200
30	Alto Tomate	Guadalupe	3	90	39	96	7	81	1023.000	985.300
31	Usaquén	Guadalupe	5	317	30	337	11	38	1015.500	1006.500

han sido identificadas en sucesiones paleozoicas de los Apalaches (HANCOCK & ENGELDER 1989). De acuerdo a nuestra experiencia, planos recientes en sucesiones plegadas se subordinan y acentúan la geometría dada por las estructuras tectónicas, mientras que las diaclasas de origen pre-plegamiento pueden desviarse sistemáticamente del patrón estructural, como se indicará a continuación. Estudios más sistemáticos deberían orientarse a identificar sistemas de diaclasas de diferentes edades.

En la presente compilación, el área de Bucaramanga está representada por tres estaciones que dieron direcciones de la compresión máxima bastante dispersas, pero aproximadamente perpendiculares al rumbo estructural (Fig. 6). Esta misma relación se reafirma para los datos del segmento intermedio, específicamente a lo largo de la

terminación meridional de la Falla de Guaicáramo del piedemonte llanero, en donde las direcciones de σ_1 se mantienen bastante constantes a través de esta estructura arqueada. Los datos del interior de la Cordillera son más dispersos, quizás por las deformaciones más complejas ligadas al intenso plegamiento de esta zona o porque el rumbo de las capas se desvía del eje de pliegue, lo que podría haber contribuido a una horizontalización errónea de las capas, sobre las cuales se midieron las diaclasas. Para el promedio de las direcciones de σ_1 se obtuvo una dirección de alrededor de 300° , que difiere considerablemente de la dirección de acortamiento de 325° obtenida a partir de las fallas estriadas para el segmento intermedio de Bogotá.

Estos resultados, aún teniendo cuenta de su carácter

preliminar, se comparan con las mediciones estadísticas presentadas por MOJICA & SCHEIDEGGER (1981), con una importante reserva: Las poblaciones de "diaclasas tectónicas" examinadas por estos autores consisten de dos familias de planos, que incluyen ángulos de cerca de 90°, lo que elimina la posibilidad de identificar la dirección de compresión a partir de una bisectriz aguda. De ahí que ciertas estaciones vecinas se caractericen por ejes principales horizontales de igual orientación, pero de diferente denominación, reflejando la ambigüedad en la identificación de los cuadrantes de deformación. En un intento de eliminar estas "permutaciones" inconsistentes, asignamos las bisectrices que son paralelas al rumbo de la Cordillera a σ_3 y las direcciones perpendiculares a σ_1 . Con estas presunciones se obtiene un promedio de 301° para la dirección de compresión en el segmento intermedio de la Cordillera Oriental y de 309° para el Macizo de Santander. Esta dirección es claramente oblicua al patrón estructural y confirma un origen pre-plegamiento para estos planos.

5. DISCUSION

En nuestra evaluación estructural utilizamos hasta ahora dos aproximaciones independientes, una partiendo de los relevos estructurales, que caracteriza los pliegues en los bordes de la Cordillera y que implica deformaciones continuas a escala de mapa, y otra complementaria, basada en el análisis de las deformaciones frágiles en determinados sitios y que, a pesar de la poca densidad de los datos, revela unas tendencias regionales. En esta segunda aproximación partimos de las premisas de que las diaclasas reflejan un estado de deformación incipiente previo al plegamiento regional y que las fallas estriadas corresponden a un estado sin- a post-plegamiento. Un tercer punto de vista, el de los estados de esfuerzo y movimientos actuales de las placas norandinas lo omitimos deliberadamente, y será tocado solo sumariamente en las conclusiones.

Un punto crítico en el modelamiento del relevo estructural se refiere a la pregunta de si la disposición arqueada de la Cordillera refleja un campo de esfuerzo variado y, por consiguiente, un transporte tectónico radial o si, por el contrario, la segmentación de la Cordillera obedece a la reactivación de patrones estructurales pre-andinos formados bajo un campo de deformación uniforme. La evaluación de las diaclasas es bastante conclusiva con respecto al segmento intermedio y muestra una concordancia entre dirección de acortamiento deducida a partir del plegamiento regional y la compresión máxima previa al plegamiento. Los pocos datos del Macizo de Santander son demasiado inconsistentes para deducir un patrón general, pero considerando los resultados de SCHEIDEGGER & SCHUBERT (1989) y aceptando las modificaciones de algunas direcciones de

esfuerzo de MOJICA & SCHEIDEGGER (1981), parece afirmarse la idea de un campo lejano uniforme de compresión perpendicular a los Andes de Mérida y al segmento intermedio de la Cordillera Oriental, pero oblicuo al Macizo de Santander.

Con respecto a las fallas estriadas, las relaciones entre deformaciones frágiles y estructuras regionales resultan, sin embargo, más complejas. En una primera aproximación las deformaciones principales se acomodan al arco de la Cordillera con las direcciones de acortamiento perpendiculares a las estructuras. Dentro del Macizo de Santander estas direcciones se relacionan a los sinclinales fallados que lo subdividen, resaltando un patrón estructural interno de dirección N-S, que es oblicuo al rumbo NNW de su borde occidental y su cresta. A lo largo de la Falla de Bucaramanga, sin embargo, se impone un acortamiento que es perpendicular a este lineamiento y a la cresta del Macizo y que es prácticamente perpendicular al acortamiento general del segmento intermedio. El significado de la predominancia de fallas direccionales sinestrales de rumbo noroccidental no es claro; como planos "Riedel" podrían relacionarse a la Falla de Bucaramanga y poner de manifiesto una cizalla penetrativa dentro del Macizo.

Las direcciones de acortamiento de las fallas estriadas divergen para el segmento intermedio, con excepción de las estaciones 34 y 38, consistentemente en sentido horario con respecto a una dirección de 300° que es perpendicular al patrón estructural. A manera intuitiva podemos asociar estas deformaciones a un episodio de deformación relacionado con una colisión entre el bloque occidental de la Falla de Bucaramanga con una proto-Cordillera, representada actualmente por el cinturón, que ocupa el borde oriental de la Cordillera. Estas deformaciones podrían haber regido la amplificación de los antiformes asimétricos de Arcabuco-Guativa, limitado por la Falla de Boyacá en su costado oriental, y la estructura del Macizo de Floresta, bordeada igualmente al E por la Falla de Soapaga, que representan los únicos pliegues mayores en el interior del segmento intermedio. Este plegamiento intenso podría haber atenuado la compresión impartida por el corrimiento sinistral, lo que explicaría el cambio del régimen compresivo a un régimen distensivo al E de la Falla de Soapaga (Fig. 5). Obsérvese que el episodio compresivo es incompatible con los relevos estructurales de las estribaciones del Valle Medio del Magdalena y del borde llanero, como lo hemos delineado más arriba (véase la Fig. 2).

Con estas consideraciones encontramos que el campo de esfuerzo deducido a partir de las diaclasas coincide con la dirección de compresión que inferimos a partir de los pliegues escalonados de los bordes de la Cordillera. Apoyado en los resultados de SCHEIDEGGER & SCHUBERT (1989) se podría, inclusive, extrapolar estas conclusiones a las ramificaciones septentrionales de la Cordillera Orien-

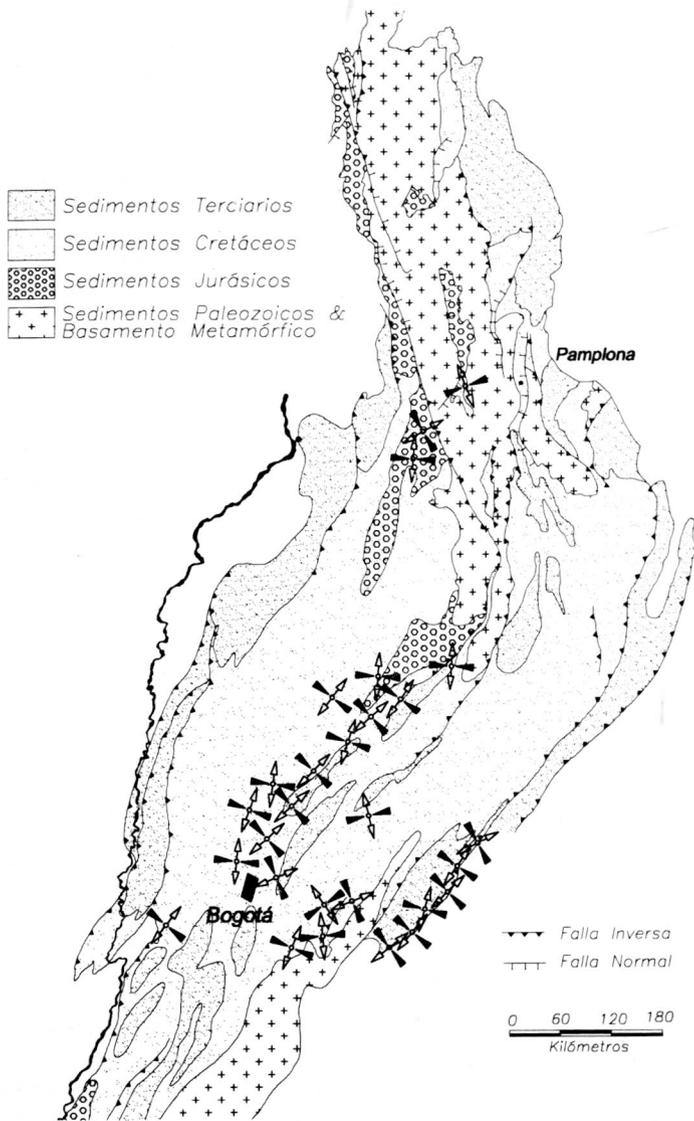


Fig. 6. Compilación gráfica del análisis de las diaclasas. Las flechas negras indican direcciones de acortamiento y las flechas blancas direcciones de extensión. Los datos de esta compilación están listados en la Tabla 2 y en el Anexo 2.

tal, los Andes de Mérida y la Serranía de Perijá. Una inspección del mapa geológico de Colombia (INGEOMINAS 1988) confirma esta suposición para la Serranía de Perijá: Esta cordillera muestra un arreglo escalonado en su parte meridional hacia la cuenca del Cesar, al formar las estribaciones entre Codazzi y La Jagua de Ibirico. Los relevos con saltos hacia la izquierda

repiten el patrón estructural del Valle Superior del Magdalena. En la parte superior de la Cuenca de Cesar y la Cuenca de Ranchería, el frente montañoso no es más segmentado, implicando un esfuerzo normal de 305° .

Con la simplificación de un transporte tectónico uniforme, podemos reducir el modelo de la deformación transpresiva al caso de una

transpresión sencilla (HARLAND 1971; compare su Fig. 3): En este arreglo geométrico una zona móvil con límites paralelos y no-ortogonales frente a la dirección de un transporte tectónico separa dos bloques rígidos y absorbe, en el curso de una convergencia, respectivamente divergencia de los bloques adyacentes, las deformaciones impartidas por estos últimos (Fig. 8). Esta deformación no es plana y se diferencia por consiguiente de una cizalla sencilla, por implicar un acortamiento perpendicular a la zona de deformación y por la presencia de extrusiones laterales y/o verticales (SANDERSON & MARCHINI 1984; JONES *et al.* 1997). Ese modelo fue posteriormente ampliado para incluir deformaciones heterogéneas y deformaciones distribuidas en dominios afectados por cizallas puras y separados por zonas de falla, que adecuan el componente de la cizalla sencilla (véase la revisión de DEWEY *et al.* 1998). Las Figuras 8a y 8b representan en vista de planta el efecto de una cizalla lateralmente confinada y producida por el acercamiento de dos bloques con límites oblicuos a la dirección de transporte, tal como fue concebido originalmente por HARLAND (1971) para una transpresión sencilla. Para una deformación homogénea se produce un cambio en la orientación de una línea de referencia inicialmente perpendicular a las paredes de la zona móvil, traduciéndose en un componente de cizalla sencilla. La coherencia entre zona móvil y paredes es solamente aparente, ya que la zona de deformación debe alargarse proporcionalmente al acortamiento para conservarse el volumen de las rocas deformadas. Para una deformación inhomogénea, esta situación da lugar a pliegues, cuyos ejes incluyen ángulos menores de 45° con respecto a las paredes (SANDERSON & MARCHINI 1984).

Si la zona móvil se resiste a una cizalla sencilla, se generan desplazamientos a lo largo de debilidades preexistentes, como ilustra la Figura

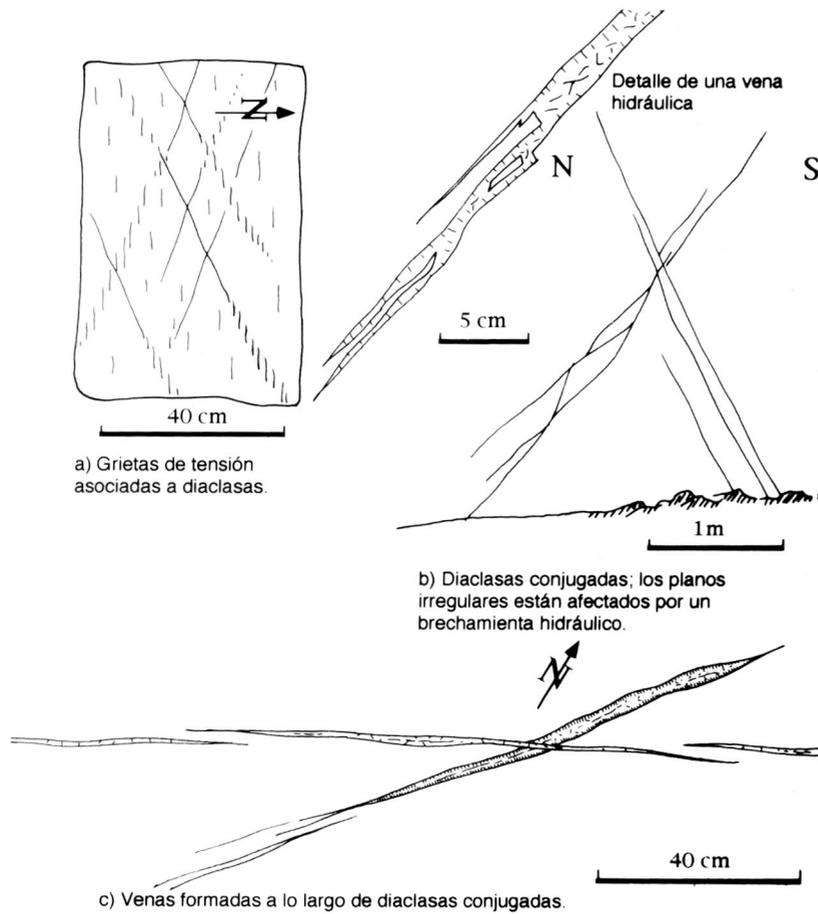


Fig. 7. Casos ilustrativos de diaclasas conjugadas. En la Fig. 7a se presentan las relaciones entre venas de tensión poco espaciadas y planos de diaclasa incipientes que pasan a fracturas de tensión escalonadas (estación 1 de la Tabla 2, cuarzoarenita de la Formación Los Santos). La Fig. 7b (estación 15, areniscas de la Formación La Naveta) muestra una familia de diaclasas continuas, acompañada de otra más irregular y trenzada. Esta última está afectada por un fracturamiento hidráulico. En la Fig. 7c (estación 23, areniscas rojas de Chingaza) se presentan dos familias de diaclasa que pasan a venas con diferentes mineralizaciones. El sistema más amplio y más antiguo contiene franjas de clorita al contacto con las paredes y un relleno mineral de cuarzo y carbonatos en las partes centrales. Las franjas de clorita faltan en las venas delgadas y más jóvenes.

8c, en donde el borde superior actúa como falla direccional. Aparte de bordear uno o ambos márgenes de una zona móvil, estos planos pueden ubicarse también al interior de una zona de deformación (JONES & TANNER 1994). Un ejemplo ilustrativo de una zona móvil limitada unilateralmente por un plano de falla es el Macizo de

Santander con la Falla de Bucaramanga en su borde occidental. Una zona móvil, que concentra sus deformaciones direccionales actuales a lo largo de un plano de falla interno, está ejemplificada por los Andes de Mérida con la Falla de Boconó en su centro.

En la Fig. 9 adaptamos el concep-

to de la transpresión sencilla de HARLAND (1971) a la configuración geométrica del segmento de Bogotá y del Macizo de Santander, admitiendo una dirección de transporte de 295° . Una primera complicación en la adaptación de este esquema se relaciona con la convergencia del borde llanero con los frentes de deformación del Valle Superior y Medio del Magdalena. Las consecuencias de la oblicuidad entre estos dos bordes es muy notable en la parte sur del segmento de Bogotá e implica una transpresión dextral para el borde llanero, que se opone a una transpresión sinistral para el frente montañoso del Valle Superior del Magdalena. Bajo el efecto de esta combinación de cizallas este segmento debería haberse corrido hacia el norte.

Para la construcción de los diagramas transpresivos asumimos un acortamiento general de un 20% en la dirección del transporte tectónico, de acuerdo a un balanceo de pliegues de segundo orden, que afirma la existencia de un acortamiento paralelo a los estratos plegados (KAMMER 1997) y que fue extendido a una sección transversal de la Cordillera (KAMMER & MORA 1999). Con este acortamiento los modelos transpresivos arrojan valores de cizalla modestos que no superan los 5° para el segmento de Bogotá, asumiendo para estas cizallas una distribución homogénea hasta una línea axial de la Cordillera (Fig. 9). Con una cizalla transpresiva inhomogénea, las cizallas podrían aumentar en los altos marginales.

Para la parte occidental del Macizo de Santander descompusimos la deformación en una cizalla pura repartida a través del interior del Macizo y en una cizalla sencilla sinistral concentrada a lo largo de la Falla de Bucaramanga (Fig. 9). Manteniendo las condiciones de una dirección de transporte de 295° y de un acortamiento de un 20%, se obtiene un desplazamiento sinistral de alrededor de

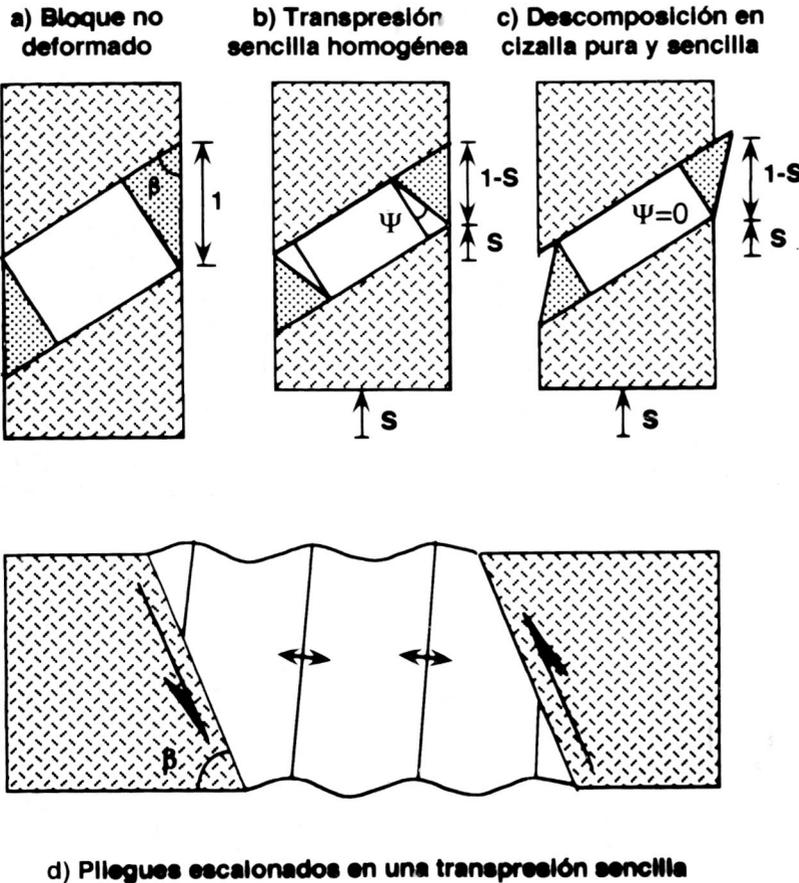


Fig. 8. Modelos conceptuales para una transpresión sencilla, según HARLAND (1971) y JONES & TANNER (1995). La Fig. 8a presenta una constelación inicial de una zona móvil, orientada a un ángulo β con respecto a una dirección de un transporte tectónico. En la Fig. 8b, esta zona móvil absorbe un acortamiento S por una deformación homogénea, que en vista de planta se compone por una cizalla pura y una cizalla sencilla, ambas homogéneas, produciéndose un cambio en ángulo (ψ) de una línea de referencia inicialmente perpendicular a la zona de deformación. En la Fig. 8c, el límite superior acumula todo el desplazamiento lateral de la zona móvil, produciéndose un desplazamiento dextral a lo largo de una falla direccional con un componente vertical. La Fig. 8d muestra un arreglo de pliegues escalonados, cuyos ejes forman un ángulo inferior a 45° con respecto a las paredes de la zona móvil.

20 km. para la falla de Bucaramanga.

6. CONSIDERACIONES FINALES

En esta contribución examinamos la idea de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental por medio de tres aproximaciones:

1. El argumento más concluyente se fundamenta en los relevos de los pliegues marginales que

muestran tanto saltos sinestrales como dextrales, de acuerdo a la orientación de los frentes de deformación. Esta dependencia es muy evidente para el piedemonte del Valle del Magdalena y por medio de direcciones perpendiculares a los frentes montañosos del Valle del Magdalena Superior y del Valle del Magdalena Medio es posible restringir la dirección de transporte tectónico a un in-

tervalo de 285° a 305° . En esta aproximación macroscópica queda por definir, si este transporte tectónico es uniforme o variable a través de la estructura arqueada de la Cordillera, como debe anticiparse para un prisma tectónico constituido por un apilamiento de mantos alóctonos, que interesa la cobertura meso- a cenozoica y eventualmente láminas paleozoicas a precámbricas (ROEDER & CHAMBERLAIN 1995).

2. Las fallas estriadas no se subordinan al concepto macro-estructural de un transporte uniforme y, más aún, desvirtúan una relación con un plegamiento transpresivo de las estructuras marginales de la Cordillera. Sus direcciones de acortamiento definen dos provincias de deformación, separadas tajantemente por la Falla de Bucaramanga: En el Macizo de Santander la compresión se orienta perpendicularmente a los sinclinales fallados de dirección N-S y en el segmento de Bogotá las direcciones de compresión discrepan de la perpendicular con el tren estructural por alrededor de 25° en un sentido horario. El origen de este campo de deformación podría relacionarse al amortiguamiento del desplazamiento sinistral de la Falla de Bucaramanga y siguiendo este orden de ideas, podríamos considerar las fallas de Boyacá y de Soapaga como rampas frontales de un bloque trasladado a lo largo de la Falla de Bucaramanga. Con respecto a esta dirección de compresión noroccidental queda un mayor enigma, que se refiere al cambio del régimen compresivo a uno distensivo y que se manifiesta al E de la Falla de Soapaga (Fig. 5).
3. Para el segmento de Bogotá las diaclasas se asocian a compresión

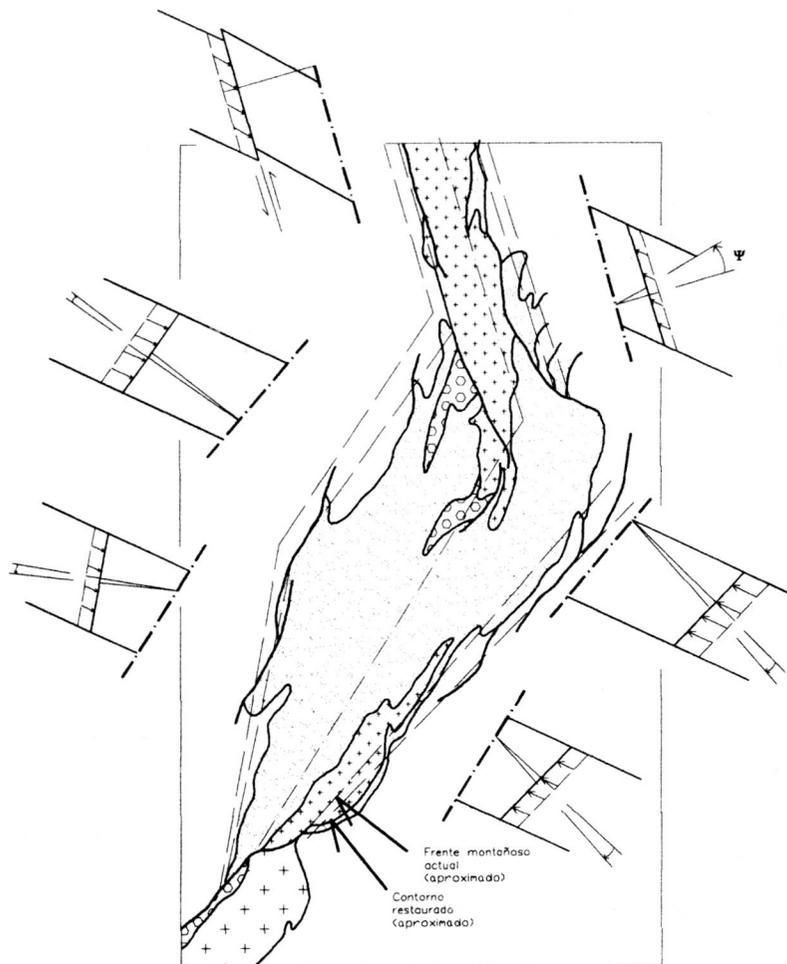


Fig. 9. Mapa estructural sinóptico de la Cordillera Oriental con modelos de acortamiento, que involucran diferentes situaciones de una transpresión sencilla, de acuerdo a los esquemas de la Fig. 8. Estos modelos presuponen acortamientos de un 20%, una dirección de transporte uniforme de 295° y para el segmento de Bogotá una deformación homogénea desde el margen hasta una línea axial, que une las depresiones estructurales. El monto de acortamiento se visualiza en los bordes por una franja de líneas discontinuas.

siones iniciales de 300°, mostrando una concordancia con las conclusiones macro-estructurales. Esta dirección concuerda con las direcciones de compresión derivadas de mecanismos focales en la Sierra de Perijá (KELLOGG & BONINI 1982) y se compara con el estado de esfuerzo obtenido a partir de la inversión de mecanismos focales en los Andes septentrionales (Ego *et al.* 1996). Aceptando un origen

pre-plegamiento de las diaclasas, llegamos a la conclusión de que este estado de esfuerzo es longevo y abarca episodios eo-andinos hasta recientes.

4. La dirección compresiva uniforme, que regía el estado temprano del plegamiento andino, se opone al escenario de un deslizamiento gravitacional y radial de mantos de corrimiento, que se esperaría para un prisma de

acreción de antepaís.

5. Partiendo de un campo de esfuerzo inicial lejano y homogéneo, el plegamiento del segmento de Bogotá puede modelarse por medio de una transpresión sencilla (HARLAND 1971). Para el Macizo de Santander esta transpresión sencilla puede descomponerse, además, en una cizalla sinistral concentrada a lo largo de la Falla de Bucaramanga y una cizalla pura absorbida por el mismo Macizo (Fig. 9). Esta apreciación preliminar puede diferenciarse, al considerar la predominancia de fallas sinistralas en el interior del Macizo de Santander, las cuales ocupan posiciones de cizallas de Riedel y pueden haber absorbido una cizalla ampliamente distribuida, reduciéndose así el desplazamiento de 20 km, que se obtuvo para el modelo de una repartición completa en deformación coaxial y rotacional.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Jorge Brieve y Javier Guerrero, editores de esta revista, por su ayuda en la edición y revisión del texto. Este trabajo es un aporte al proyecto "Estilos Estructurales y Mecanismos de Levantamiento de la Cordillera Oriental", auspiciado por COLCIENCIAS y la UNIVERSIDAD NACIONAL.

LITERATURA CITADA:

- ALEKSANDROWSKI, P. (1985): Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method.- *Journal of Structural Geology*, 7, 73-82.
- ALLMENDINGER, R.W., MARRETT, R.A. & CLADOUHOS, T. (1989-92): FaultKin, a program for analyzing fault-slip data.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales, également utilisable en tectonique et en séismologie: La méthode des dièdres

- droits.- Bulletin de la Société Géologique de France, 19, 1509-1518.
- COOPER, M. A.; ADDISON, F. T.; ALVAREZ, R.; CORAL, M.; GRAHAM, R. H.; HAYWARD, A. B.; HOWE, S.; MARTINEZ, J.; NAAR, J.; PE-AS, R.; PULHAM, A. J. & TABORDA, A. (1995): Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and the Middle Magdalena Valley, Colombia.- American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79: 1421-1443.
- CAMPBELL, C. J. & BÜRGL, H. (1965): Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America.- Geological Society of America Bulletin, 76, 567-590.
- CHOUKROUNE, P.; BALLEVRE, M.; COBBOLD, P.; GAUTIER, Y.; MERLE, O. & VUICHARD, J.P. (1986): Deformation and motion in the Western Alpine arc.- Tectonics, 5, 215-226.
- DEWEY, J. F. & LAMB, S. H. (1992): Active tectonics of the Andes.- Tectonophysics, 205: 79-95.
- DUNNE, W. M. & HANCOCK, P. L. (1985): Paleostress analysis of small-scale brittle structures.- In: HANCOCK, P. L., (ed.): Continental Deformations, Pergamon Press, Oxford, 101-119.
- EGO, F.; SÉBRIER, M.; LAVENU, A.; YEPES, H. & EGUES, A. (1996): Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining model for the Ecuadorian Andes.- Tectonophysics, 259: 101-116.
- FABRE, A. (1995): Hydrocarbon exploration in the southernmost Upper Magdalena Basin (Huila Department, Colombia).- Memorias VI Congreso Colombiano del Petróleo, Bogotá, 85-98.
- GRAY, M. B. & STAMATAKOS, J. (1997): New model for evolution of fold and thrust belt curvature based on integrated structural and paleomagnetic results from the Pennsylvania salient.- Geology, 25, 1067-1070.
- HANCOCK, P. L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice.- Journal of Structural Geology, 7, 437-457.
- HANCOCK, P. L. & ENGELDER, T. (1989): Neotectonic joints.- Geological Society of America Bulletin, 101, 1197-1208.
- HARDING, T. P. (1974): Petroleum traps associated with wrench faulting.- American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 58: 1290-1304.
- HARLAND, W. B. (1971): Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen.- Geological Magazine, 108, 27-42.
- HOEPPENER, R. (1955): Tektonik im Schiefergebirge.- Geologische Rundschau, 44, 26-58.
- JONES, R. P. & TANNER, G. (1995): Strain partitioning in transpression zones.- Journal of Structural Geology, 17, 793-802.
- JONES, R. P.; HOLDSWORTH, R. E. & BAILEY, W. (1997): Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions.- Journal of Structural Geology, 19, 1201-1217.
- JULIVERT, M. (1970): Cover and basement tectonics in the Cordillera oriental of Colombia, South America, and a comparison with some other folded chains.- Geological Society of America Bulletin, 81, 3623-3646.
- KAMMER, A. (1996): Estructuras y deformaciones del borde oriental del Macizo de Floresta.- Geología Colombiana, 21: 65-80.
- KAMMER, A. (1993): Steeply dipping basement faults and associated structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes.- Geología Colombiana, 18, 47-64.
- KAMMER, A. (1997): Los pliegues del Sinclinal de Tunja: Análisis estructural y modelamiento geométrico.- Geología Colombiana, 22, 3-25.
- KAMMER, A. & MOJICA, J. (1995): Los pliegues de la barrera de Guataquí-Girardot: ¿Producto de un despegue de la cobertura cretácica de la Cordillera Oriental?.- Geología Colombiana, 19: 33-43.
- KAMMER, A. & MORA, A. (1999): Structural style and amount of shortening of the folded Bogota segment, Eastern Cordillera of Colombia.- Sometido a: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1.
- KELLOGG, J. N. & VEGA, V. (1995): Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from global positioning system geodetic studies and gravity.- In: Mann, P., ed., Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern and Central America, Geological Society of America Special Paper, 295.
- KELLOGG, J. N. & BONINI, W. E. (1982): Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South America plate.- Tectonics, 1, 251-276.
- MARSHAK, S. & TABOR, J. R. (1989): Structure of the Kingston orocline in the Appalachian fold-thrust belt, New York.- Geological Society of America Bulletin, 101, 683-701.
- MOJICA, J. & SCHEIDEGGER, A. E. (1981): Diaclasas recientes en Colombia y su significado tectónico.- Geología Colombiana, 12: 57-90.
- PENNINGTON, W. D. (1981): Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America.- Journal of Biophysical Research, 86, B11, 10753-10770.
- MULUGETA, G. & KOYI, H. (1987): Three dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting.- Geology, 15, 1052-1056.
- PLATT, J. P.; BEHRMANN, J. H.; CUNNINGHAM, P. C.; DEWEY, J. F.; HELMAN, M.; PARISH, M.; SHEPLEY, M. G.; WALLIS, S. & WESTON, P. J. (1989): Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria.- Nature, 337, 158-161.
- ROEDER, D. & CHAMBERLAIN, R.L. (1995): Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene crustal evolution.- In: TANKARD, A. J.; SUAREZ SORUCO, R. & WELSINK, H. (eds.): Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62, 633-645.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. R. D. (1984): Transpression.- Journal of Structural Geology, 6, 449-458.

SCHEIDEGGER, A. E. (1981): La conexión de algunos rasgos geológicos y geomorfológicos con la tectónica.- *Geología Colombiana*, 12: 33-56.

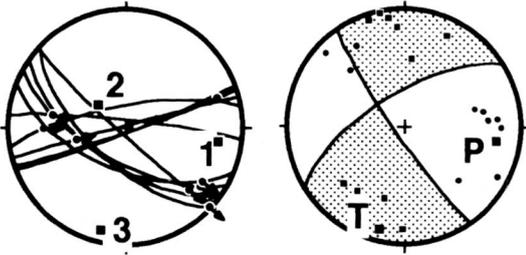
SCHEIDEGGER, A. E. & SCHUBERT, C. (1989): Neotectonic provinces and joint orientations of northern South America.- *Journal of South American Earth Sciences*, 2, 331-341.

Manuscrito recibido, Agosto de 1999.

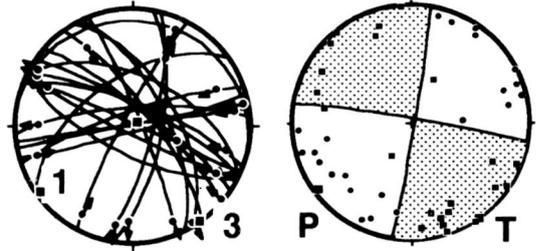
ANEXO 1

Compilaciones estereográficas (hemisferio inferior, igual área) de fallas estriadas de las localidades listadas en la Tabla 1. Los estereogramas de la izquierda muestran los planos de falla con sus respectivas estrías, las flechas indicando el movimiento relativo del bloque colgante, y muestran las orientaciones de los ejes de la distribución Bingham, que pueden asimilarse a los ejes principales de un elipsoide de deformación. Los estereogramas de la derecha ilustran los ejes cinemáticos para cada plano de falla (círculo: eje de compresión, cuadrícula: eje de extensión), enmarcándolos en una presentación de diedros de compresión (gris) y de extensión (blanco). Evaluación por medio del programa FaultKin de ALLMENDINGER *et al.* (1992).

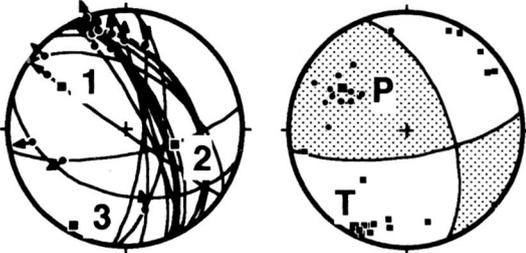
1. California



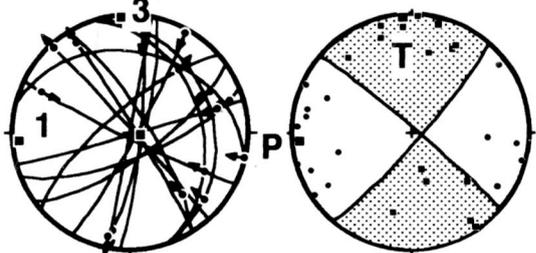
6. Cepitá (Cepitá 3)



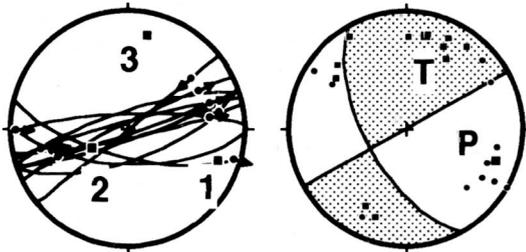
2. Matanza



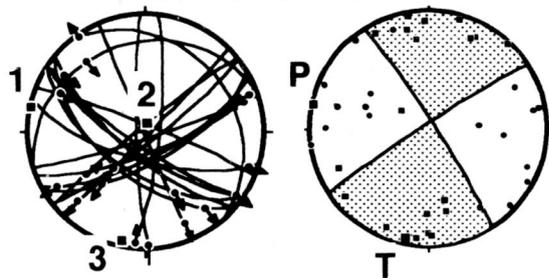
7. Quebrada Seca (Cepitá 5)



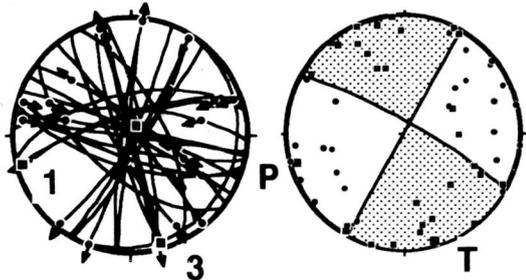
3. Río Charta



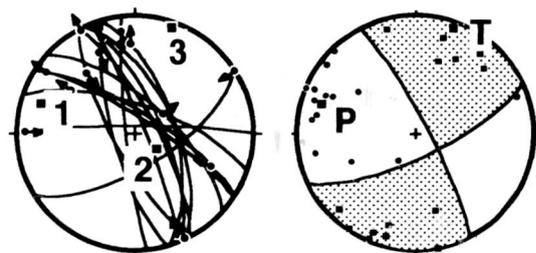
8. Umpalá (Cepitá 7)



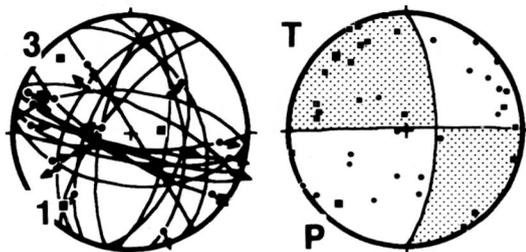
4. Río Guaca (Cepitá 1)



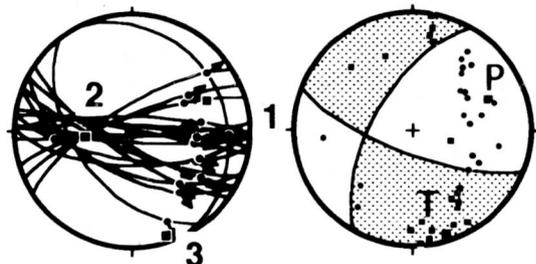
9. Río Manco (Cepitá 8)



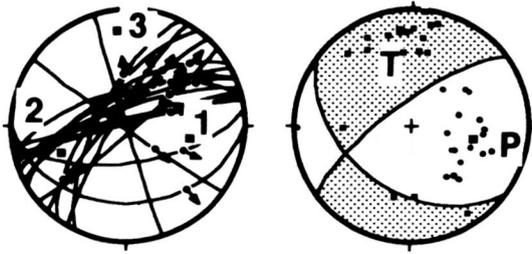
5. Quebrada Talarcuta (Cepitá 2)



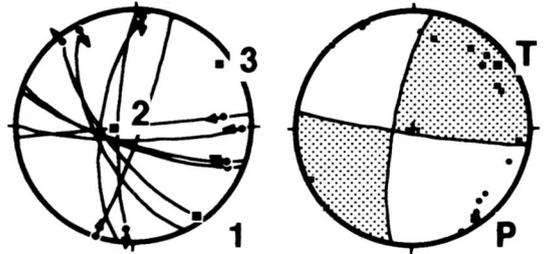
10. Río Congreso



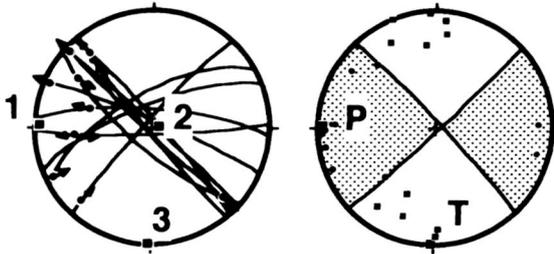
11. Río Servitá



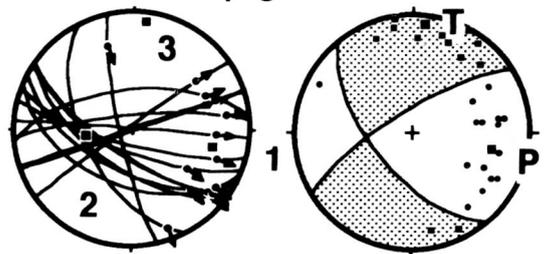
16. Belén



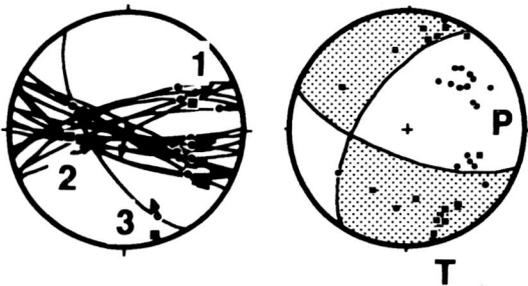
12. Cacota



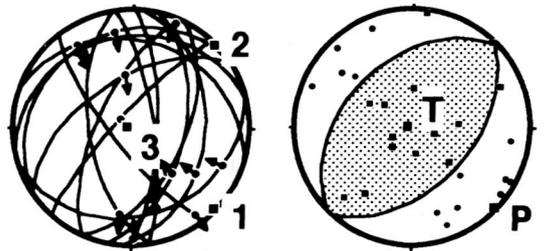
17. Río Soapaga



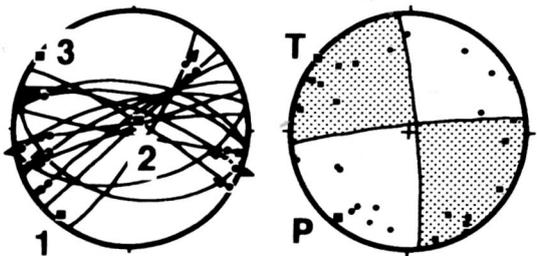
13. Pamplonita



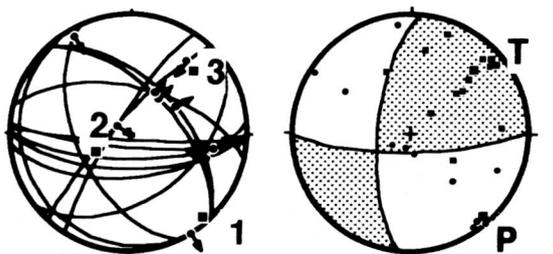
18. Villa Franca



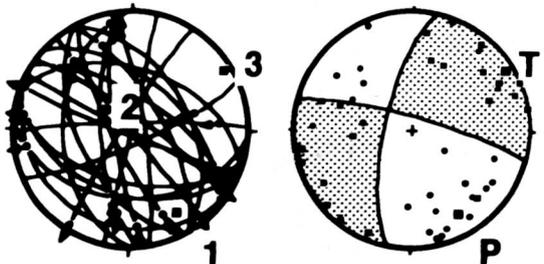
14. Río Nevado



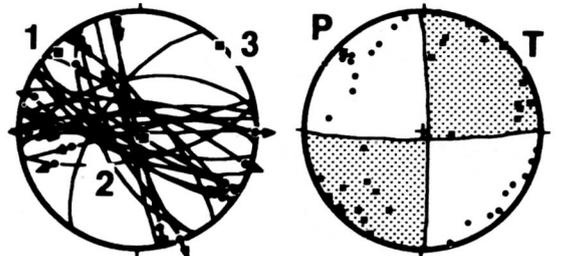
19. Quebrada Divaquía



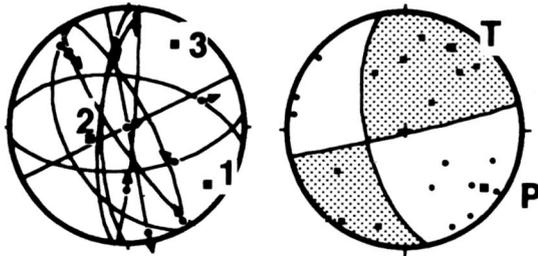
15. Paipa



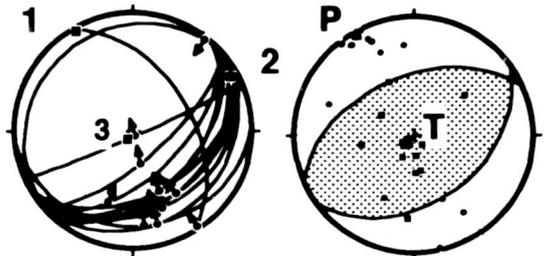
20. Cosgua



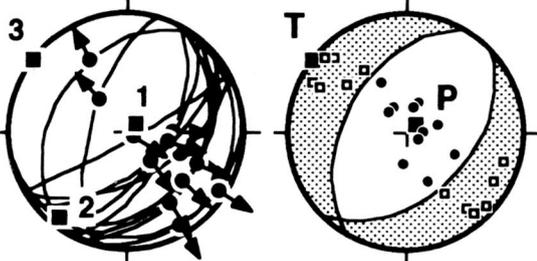
21. Quebrada Azufre



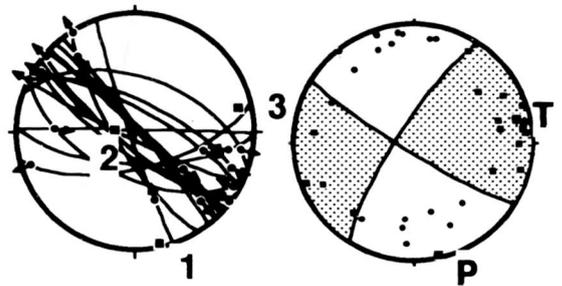
26. Anticlinal de Opón



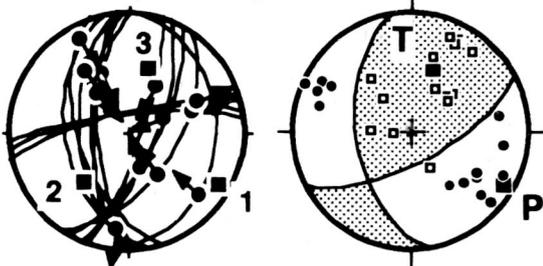
22. Cerro Culatas



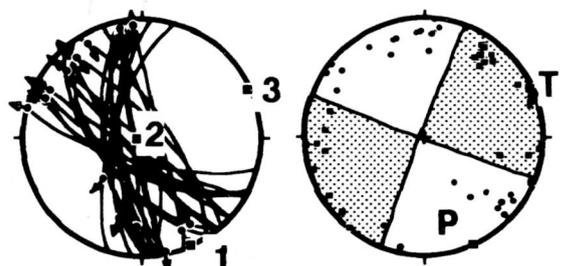
30. Río Samaca



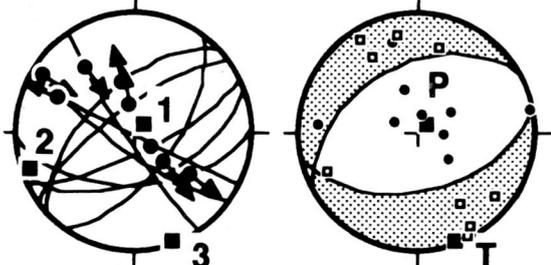
23. Puente Reyes



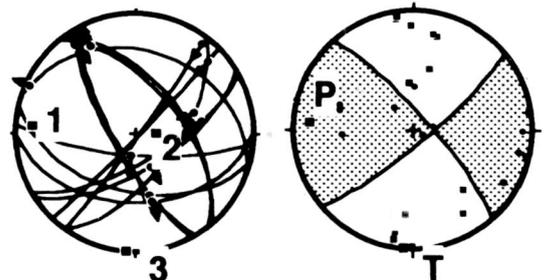
33. Chinavita



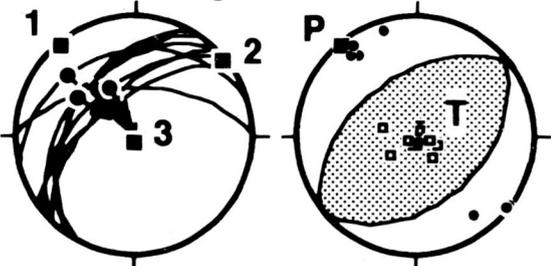
24. Río Gámeza



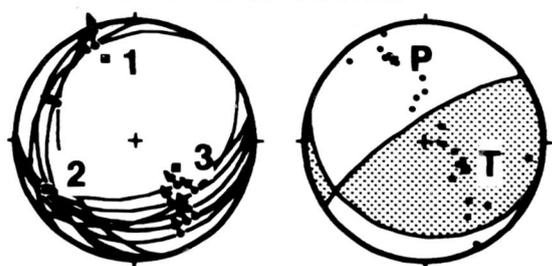
34. Río Lengupa



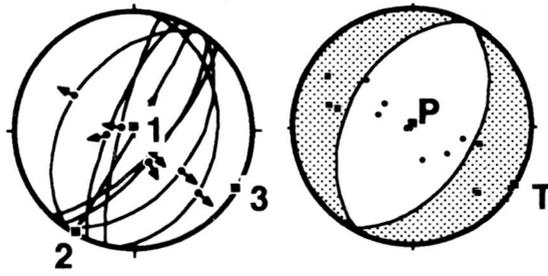
25. Q. Manglar



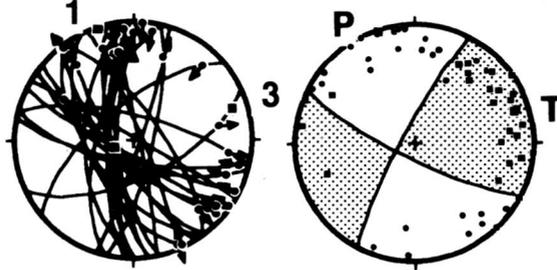
35. Sinclinal de Corneta



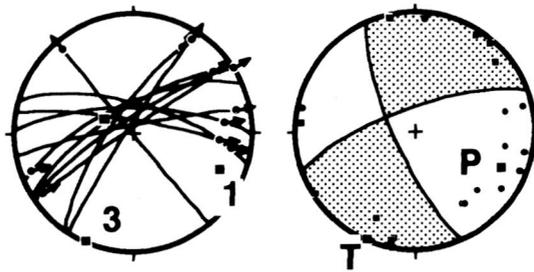
36. Anticlinal de Guavio

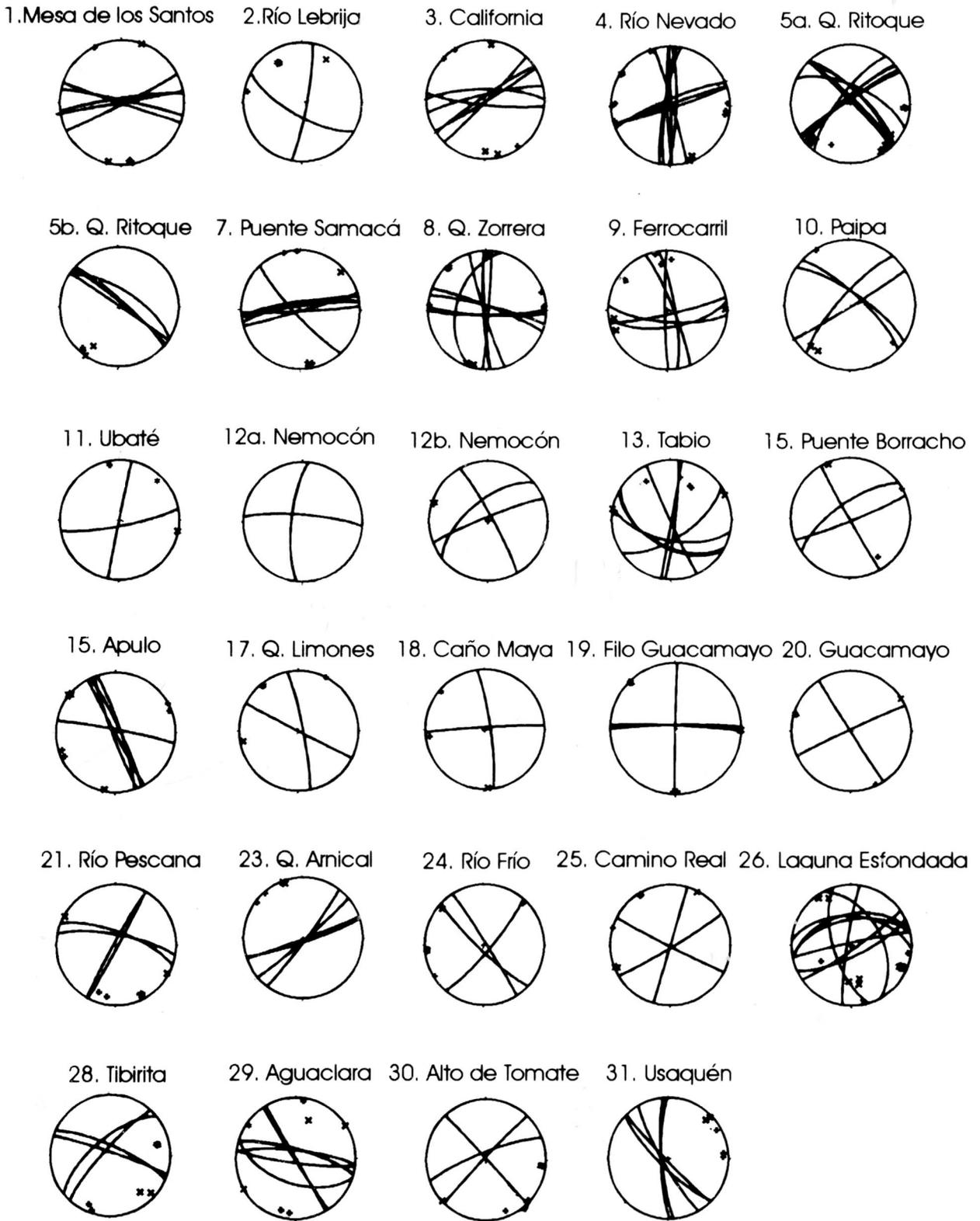


37. Tocaima



38. Prado





Anexo 2: Compilación gráfica de diaclasas, estereogramas de igual área, hemisferio inferior.- En cada diagrama el círculo primitivo representa la estratificación. Cruces: polos de planos de diaclasa, asteriscos: direcciones de compresión.