

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL BORDE NORTE DE LA
SUBCUENCA DE GUÁRICO EN LA REGIÓN DE ALTAGRACIA
DE ORITUCO, ESTADO GUÁRICO, VENEZUELA**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo
Por la Br. Polanco Ferrer, Rosa Elena De La Cruz

Caracas, noviembre de 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL BORDE NORTE DE LA SUBCUENCA DE GUÁRICO EN LA REGIÓN DE ALTAGRACIA DE ORITUCO, ESTADO GUÁRICO, VENEZUELA

Tutor académico: Prof. Franck Audemard

Co-tutor académico: Prof. Ricardo Alezones

Tutor industrial: Ing. Rufino Rengifo

Trabajo Especial de Grado

Presentado ante la Ilustre

Universidad Central de Venezuela para

optar al título de Ingeniero Geólogo

Por la Br. Polanco Ferrer, Rosa Elena De La Cruz

Caracas, noviembre de 2004

Caracas, noviembre de 2004

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Rosa Polanco Ferrer, titulado:

**“ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL BORDE NORTE DE LA SUBCUENCA DE
GUÁRICO EN LA REGIÓN DE ALTAGRACIA DE ORITUCO, ESTADO
GUÁRICO, VENEZUELA”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Paúl Romero
Jurado

Prof. Jorge Mora
Jurado

Prof. Franck Audemard
Tutor Académico

Prof. Ricardo Alezones
Co-tutor Académico

Ing. Rufino Rengifo
Tutor Industrial

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, por haberme permitido recibir una excelente formación académica, y haberme permitido crecer personalmente en su seno.

A los tutores de este trabajo, tanto los académicos como el industrial.

A Ricardo Alezones, por haberme brindado su apoyo cada vez que le ha sido posible, tanto académica como personalmente.

A Franck Audemard por lo mucho que me han servido sus enseñanzas y las charlas que hemos sostenido.

Y por supuesto a ambos, por tratarme bien y tenerme paciencia aún cuando mis ánimos no siempre fueron los mejores. Aunque no olvidaré que no vinieron a campo conmigo.

A todos los otros que no aparecen como tutores, pero que fueron excelentes guías en el trabajo: a Yves Hervouët y Damien Dhont de la Université de Pau et des Pays de l'Adour (France), a Thierry Manivit de Ypergas, y muy especialmente a Jean-Paul Xavier (UPPA-Total E&P, France).

A Total Oil and Gas de Venezuela, Ypergas y Total E&P (Pau) por la concepción y financiamiento de este proyecto.

Obviamente no puedo dejar atrás a mis padres, a quienes no tengo manera suficiente de agradecerles. Mami, tu has sido ese apoyo y esa compañía con los que he contado siempre, siempre te estaré en deuda. Papá, gracias por tenerme siempre en tus pensamientos.

A esa parte de mi familia que no cambiaría por nada: Jeniffer, Jonathan, Maira, Marisela, Mamita, entre otros que no podré nombrar por falta de espacio.

A esa familia que adopté (o que me adoptó) cuando me encontraba tan lejos de casa: a Leonardo González (ULA) y su esposa Lucía, otra vez a Jean-Paul Xavier y su familia, a Alex Aubies, a esas españolas tan especiales que conocí en Corisande d'Andoins, y a Thibaut De L'Hamaide por hacerme pensar en lo que puede venir.

A quienes hicieron más soportable mi estancia en Altagracia de Orituco: al Sr. José Luis (por conducir y soportarme durante todos los días de trabajo de campo), a Gilbert Selin (Total) y su esposa Adriana, así como a buena parte del personal de Ypergas en Altagracia de Orituco.

A Brezza Ochoa (Ypergas) y María Olga García (TOGV) por socorrerme cada vez que fue necesario. También a Arturo Lara (TOGV) y Jean-Yves Belanger (Ypergas).

A esa gente de Total E&P Pau que siempre estuvo dispuesta a ayudar: nuevamente a Jean-Paul Xavier, Georges Nely, Kim, Jean-Pierre, Thibaut y François (TTI Production), entre otros.

También a mis panas de la UCV: Mauricio Tagliaferro, María Luz Pérez, Omareli Díaz, Pablo Ghinaglia, M^a Gabriela Orihuela (la Catira) y su familia, Rogers Salas, Yulner Romero, Katherina Bukor, Juan Umérez, Ricardo Arellano (Chilanga), y también al ídolo de generaciones Jesús Padilla. No puedo dejar por fuera al *simpatiquísimo* Herbert Fournier, cuya presencia hace falta por la escuela.

A esos profesores del Departamento de Geología (FI-UCV) que siempre confiaron en mí: Sebastián Grande, Omar Rojas –su recuerdo persistirá en quienes lo conocimos-, y obviamente Ricardo Alezones, de quien he recibido una invaluable amistad.

“La solidaridad nace del dolor y no de la alegría. Cada uno se siente más cerca de quien ha compartido con él un momento penoso, que de aquel que ha vivido a su lado un momento feliz. La pena es fuente de solidaridad y de unión, mientras que felicidad divide. ¿Por qué? Porque cada quien se imagina como el único autor del éxito común. Etimológicamente, la palabra simpatía proviene además de *sun pathein*, que significa *sufrir con*.”

Creo que esta cita de Bernard Werber, en su libro *Le Jour des Fourmis*, explica en buena medida el motivo por el cual le agradezco a muchas de las personas que mencioné anteriormente.

También considero necesario hacer otros agradecimientos, pero no por el mismo motivo:

A Franco Urbani por no saber siempre emplear las palabras adecuadas y no brindarme la oportunidad de haber trabajado con él (así pude obtener un proyecto mucho mejor), a Mónica Martiz por considerarme “problemática” (excepto cuando me he ganado algún reconocimiento, y se pone empalagosa), a José Peña por haberme obligado a pasar innecesariamente un semestre más en la UCV, entre otros...

Me disculpo con todos aquellos que debí seguramente haber olvidado. Gracias también.

POLANCO F., ROSA E.

ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL BORDE NORTE DE LA SUBCUENCA DE GUÁRICO EN LA REGIÓN DE ALTAGRACIA DE ORITUCO, ESTADO GUÁRICO, VENEZUELA

Tutores Académicos: Prof. Franck Audemard y Prof. Ricardo Alezones. Tutor Industrial: Ing. Rufino Rengifo. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2004, 113 pag.

Palabras Claves: Subcuenca de Guárico, Teledetección, Geología Estructural, Fracturación.

RESUMEN

El presente trabajo tiene como finalidad desarrollar para la región de estudio una interpretación estructural a partir de imágenes de sensores remotos (Landsat 7, radar ERS), así como de los datos recolectados durante la etapa de campo. Dichos datos estructurales están expresados según el sistema francés de nomenclatura.

Dentro de los resultados más resaltantes se tienen los de la fracturación. La tipología de la misma resultó ser muy similar en todos los conjuntos tectónicos estudiados en superficie, así como en el subsuelo (datos de pozos). La fracturación sigue ciertas direcciones principales: N0-10, N45-55 y N140-150, si bien existe otra de rumbo aproximado N80-90. También se caracteriza por ser principalmente subvertical.

Sobre las imágenes se identificaron ciertos lineamientos de orientación N-S y NNE-SSW dentro de la cuenca. Algunos de ellos pueden deberse a fallamiento transcurrente, mientras que otros parecen ser la expresión de estructuras profundas recientemente reactivadas. Algunas de estas estructuras no han sido cartografiadas en los trabajos previos llevados a cabo en la región.

Para la determinación de la orientación del tensor de esfuerzos se empleó el método de Angelier. El establecimiento de estaciones microtectónicas se dificultó en cierto modo por las condiciones de los afloramientos, y la poca cantidad de superficies estriadas utilizables. Entre las orientaciones halladas se destaca una compresión con σ_1 entre NNW-SSE y N-S, pudiendo atribuir esas variaciones locales a la cercanía de ciertas estructuras, como el frente de cabalgamientos; esta sería la que diera origen a las estructuras principales (pliegues, cabalgamientos). La otra fase de deformación identificada, probablemente edad pliocena, es una extensión NNW-SSE que no había sido reportada antes en esta región, y sus evidencias son más notorias en el Piedemonte. Probablemente corresponda al inicio de un desplome o “*étalement*” lateral en la Serranía del Interior Central. Estructuras son reconocidas sobre las imágenes de radar.

Sin embargo, la orientación del esfuerzo máximo horizontal σ_{Hmax} en los pozos es bastante distinta de la determinada en superficie: N40. Esta diferencia entre

las orientaciones de los esfuerzos en superficie y en subsuelo puede explicarse por la presencia de fallas normales profundas con orientación entre ENE-WSW y NE-SW, las cuales podrían estar afectando los yacimientos, la hipótesis de una permutación de los vectores de esfuerzos también es planteada. La relación con una flexura del basamento como consecuencia de la sobrecarga impuesta por las rocas emplazadas al N es posible. La existencia de varios niveles de despegue que estarían actuando como los límites de diversos compartimientos tectónicos también podría ejercer una importante influencia.

La fase extensiva del Plioceno parece corresponderse con aquella que ha sido reportada en la cuenca del Tuy medio (AUDEMARD, 1984), y en la depresión de Barlovento (ESPÍNOLA & OLLARVES, 2002).

ÍNDICE GENERAL

<i>AGRADECIMIENTOS</i>	iii
<i>RESUMEN</i>	v
<i>LISTA DE TABLAS</i>	viii
<i>LISTA DE FIGURAS</i>	ix
<i>INTRODUCCIÓN</i>	1
OBJETIVOS	2
Objetivos Generales	2
Objetivos Específicos	2
Alcances	3
JUSTIFICACIÓN	3
UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	4
DATOS DISPONIBLES	5
SOFTWARE UTILIZADO	6
METODOLOGÍA	6
RASGOS FISIAGRÁFICOS Y GEOMORFOLÓGICOS	8
TRABAJOS PREVIOS	12
<i>GEOLOGÍA REGIONAL</i>	14
I. INTRODUCCIÓN	15
II. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA Y MODELO ESTRATIGRÁFICO	17
III. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL	19
IV. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL	24
<i>RESULTADOS</i>	30
INTRODUCCIÓN	31

I. FRACTURACIÓN	36
Fracturación en Superficie	36
Características de afloramientos fracturados	42
Fracturación en Pozos	48
Observaciones	51
II. ACCIDENTES N-S Y NNE-SSW	52
II.1. Accidente N-S entre Altagracia de Orituco y Lezama	53
II.2. Accidentes NNE-SSW entre San José de Guaribe y San Antonio de Tamanaco	57
III. MICROTTECTÓNICA	60
Resultados de las estaciones microtectónicas	62
IV. TECTÓNICA GRAVITACIONAL	88
V. DIRECCIÓN DE ESFUERZOS ACTUAL	91
Dirección de esfuerzos en superficie	91
Dirección de esfuerzos a nivel de pozos	95
Discusión	96
 <i>SÍNTESIS Y CONCLUSIONES</i>	 98
 <i>BIBLIOGRAFÍA</i>	 101
 <i>APÉNDICE: Teledetección</i>	 I

LISTA DE FIGURAS

		Pág.
Figura 1.	Ubicación general de la zona de estudio, marcada en rojo	4
Figura 2.	Ubicación del área de estudio. Imagen Landsat TM.	5
Figura 3.	Esquema de la metodología	7
Figura 4.	Cuencas petrolíferas de Venezuela, basadas en la distribución de sus Provincias Sedimentarias	15
Figura 5.	Parte del mapa geológico escala 1:250.000 del Ministerio de Energía y Minas	16
Figura 6.	Estratigrafía de la Subcuenca de Guárico.	23
Figura 7.	Bloque diagramático tectono-estructural de la cuenca oriental de Venezuela	24
Figura 8.	Afloramiento del autóctono	26
Figura 9.	Afloramiento del alóctono	28
Figura 10.	Afloramiento del parautóctono	29
Figura 11.	Interpretación Estructural en TNTmips 6.8	33
Figura 12.	Ubicación de las zonas de agrupación de datos y sus respectivos diagramas para la fracturación	41
Figura 13.	Principales orientaciones de las fracturas en la estación ST041	42
Figura 14.	(a) Orientación de paleoesfuerzos en la estación ST041. (b) Grietas de tensión y orientación de los esfuerzos.....	43
Figura 15.	Principales orientaciones de las fracturas en la estación ST140	44
Figura 16.	Principales orientaciones de las fracturas en las estaciones ST028 (a), ST100 (b) y ST098 (c)	45
Figura 17.	Principales orientaciones de las fracturas en la estación ST112	46
Figura 18.	(a) Orientación de paleoesfuerzos en la estación ST112. (b) Grietas de tensión y orientación de los esfuerzos	47
Figura 19.	Diagramas de la fracturación en los pozos.....	48
Figura 20.	Relación entre las estilolitas y el esfuerzo principal σ_1	50
Figura 21.	Relación entre las fallas conjugadas y el esfuerzo principal σ_1	50
Figura 22.	Ubicación de los accidentes N-S y NNE-SSW en el área de estudio	52
Figura 23.	Detalle de la imagen ERS-1 24356 donde se observa el accidente N-S entre Altagracia y Lezama	53
Figura 24.	Accidente N-S entre Altagracia y Lezama, en imagen a partir del DEM y la composición coloreada 742	54
Figura 25.	Perfil topográfico exagerado del accidente N-S entre Altagracia y Lezama,	55
Figura 26.	Escarpe de Ipare	56
Figura 27.	Accidentes NNE-SSW hacia San Antonio de Tamanaco	57
Figura 28.	Aspecto de cuesta de uno de estos accidentes en el poblado de El Cinco, y su ubicación relativa	58
Figura 29.	Escarpe de San Antonio de Tamanaco, y su ubicación relativa	58

Figura 30.	Ubicación de las estaciones microtectónicas	61
Figura 31.	Foto del pliegue encontrado en la estación microtectónica MTS01.	63
Figura 32.	Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS01	64
Figura 33.	Diagramas para la estación microtectónica MTS01	65
Figura 34.	Foto del afloramiento de la estación microtectónica MTS01.....	66
Figura 35.	Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS02	69
Figura 36.	Diagramas para la estación microtectónica MTS02	70
Figura 37.	Fotos del afloramiento de la estación microtectónica MTS02	71
Figura 38.	Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS03	73
Figura 39.	Diagramas para la estación microtectónica MTS03	74
Figura 40.	Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS04	77
Figura 41.	Diagramas para la estación microtectónica MTS04	78
Figura 42.	Foto del afloramiento de la estación microtectónica MTS04	79
Figura 43.	Esquema del afloramiento de la estación microtectónica MTS06	82
Figura 44.	Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS06.....	83
Figura 45.	Familias de fracturas reconocidas en la estación microtectónica MTS06	84
Figura 46.	Afloramiento de la estación microtectónica MTS07	86
Figura 47.	Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS07	86
Figura 48.	(a) Diagramas de Angelier (b) Imagen radar donde se observa el deslizamiento gravitacional al este de la zona de estudio	88
Figura 49.	Esquema del movimiento de un bloque que colapsa gravitacionalmente en un frente de montañas.	89
Figura 50.	Esquemas del desprendimiento de la raíz crustal y el consecuente <i>étalement</i> lateral de la cadena	90
Figura 51.	Límites de placas en Venezuela (Tomada del <i>Map of Quaternary Faults of Venezuela</i> de AUDEMARD <i>et al.</i> , 2000)	91
Figura 52.	Características de las fallas cuaternarias a escala regional 2000) ...	92
Figura 53.	Esfuerzos determinados en la región	93
Figura 54.	Datos microtectónicos recolectados en campo sobre diversas superficies de fallas	93
Figura 55.	(a) Esfuerzo máximo horizontal σ_{Hmax} en pozos (b) Esquema de fracturas inducidas y fracturas naturales en el pozo, y la orientación del esfuerzo máximo horizontal.....	95

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Relación entre la fracturación y las estructuras	38
Tabla 2. Características de la fracturación en las distintas zonas del área de estudio	39

CAPÍTULO I
INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

OBJETIVOS

General:

Estudiar los distintos rasgos estructurales que se encuentran en el borde norte de la Subcuenca de Guárico, en las cercanías de Altagracia de Orituco, mediante el uso de imágenes de sensores remotos y el levantamiento geológico de superficie.

Específicos:

- Analizar e interpretar imágenes satelitales, imágenes de radar (utilizando el Sistema de Información Geográfica, SIG) y fotografías aéreas, con el fin de identificar estructuras geológicas y patrones de las mismas en el área.
- Validar y complementar dicha interpretación con la información recolectada en el campo.
- Realizar un estudio de microtectónica, en algunos afloramientos cuyas condiciones de accesibilidad y preservación lo permite.
- Establecer una cronología de eventos tectónicos, buscando comprender la deformación del borde norte de la Subcuenca de Guárico (a partir de la información de superficie y trabajos previos).
- Definir estilos estructurales en el área con la ayuda de información de subsuelo (según la disponibilidad de la sísmica del área).

Alcances:

- Realización de un mapa geológico estructural para la región del estudio.
- Estudio de la fracturación en las rocas aflorantes. Se señalan las orientaciones principales de los planos y otras características de los mismos, así como la posible relación con las estructuras. A su vez, esto es comparado con los datos de pozos y se constata que la fracturación es bastante similar en subsuelo y en superficie.
- Reconocimiento de una fase de deformación extensiva, probablemente la más reciente de todas, que puede estar ligada a un proceso de *étalement* lateral de la cadena.
- Entre los objetivos propuestos inicialmente, aquellos que requerían el empleo de la sísmica no pudieron cumplirse a cabalidad, debido a que no se tuvo acceso a esta información durante la realización del trabajo.

JUSTIFICACIÓN

El conocimiento de la extensión, orientación y frecuencia de los elementos estructurales es de suma importancia para la caracterización de cualquier yacimiento de hidrocarburos.

Siendo esta una de las mayores incertidumbres del campo Yucal Placer, se hace indispensable realizar los estudios pertinentes para comprender estos aspectos. En esta línea se encuentran los estudios de geología de superficie mediante el uso de sensores remotos y su validación en el campo.

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en la parte nor-central de Venezuela. Cubre parte de los estados Guárico y Aragua, abarcando una extensión aproximada de 6500 km² en las cercanías de la población de Altigracia de Orituco. Se halla en el borde norte de la Subcuenca de Guárico (Cuenca Oriental de Venezuela), comprendiendo el Frente de Montañas de Guárico y parte de los Llanos (figuras 1 y 2).

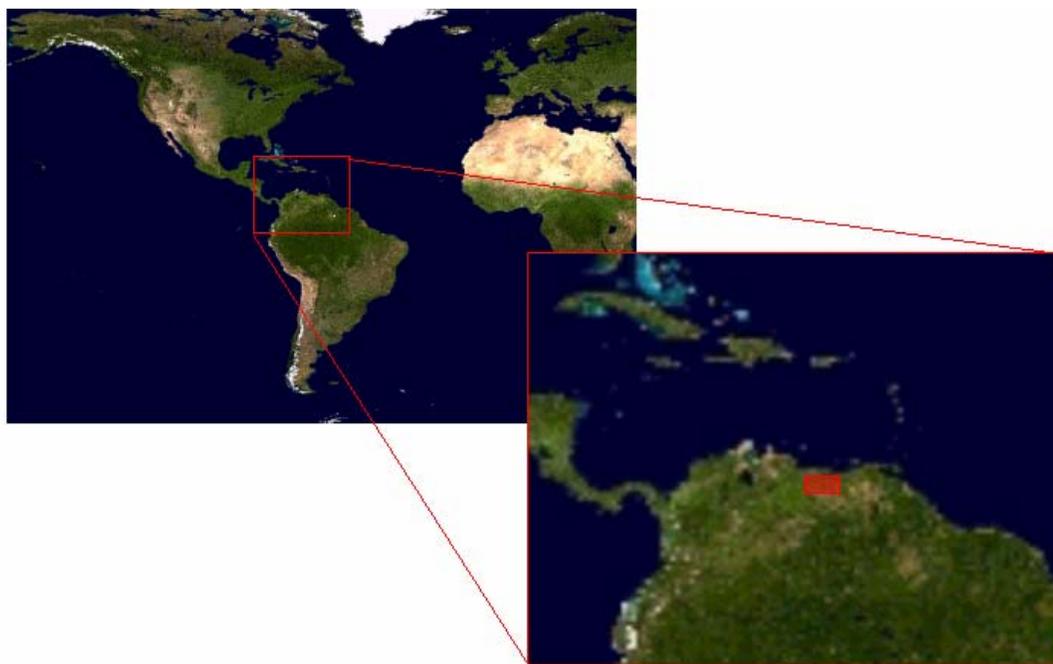


Figura 1. Ubicación general de la zona de estudio, marcada en rojo.

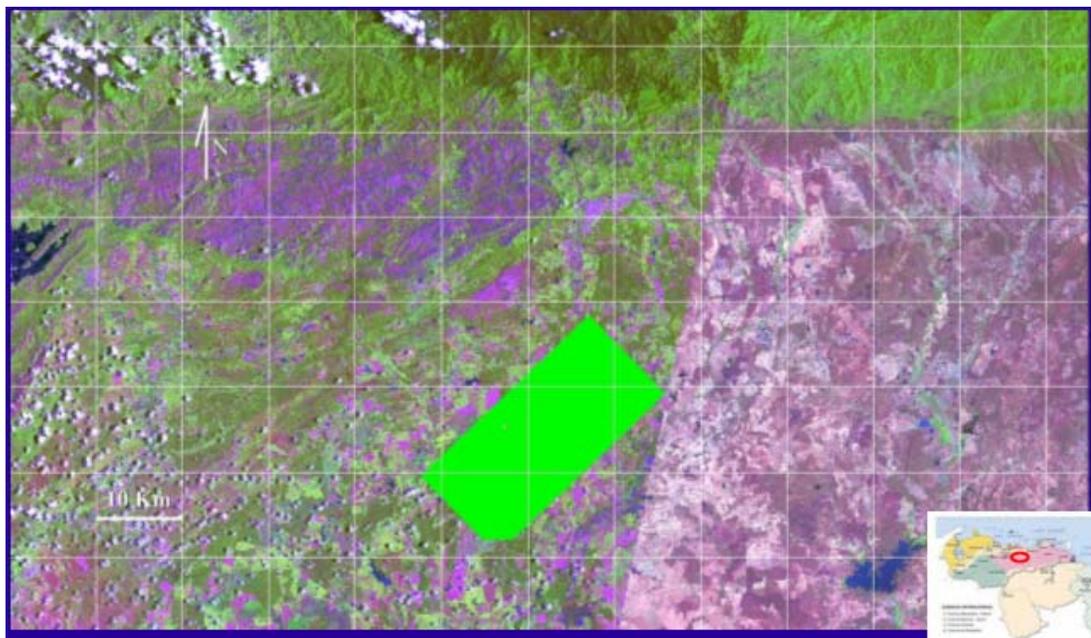


Figura 2. Ubicación del área de estudio. Imagen Landsat TM. Composición coloreada 542.
En verde se indica la ubicación de la Sísmica 3D.

DATOS DISPONIBLES

- Imágenes Landsat 7 TM :*P003R053* (Fecha de Adquisición: 07/03/2001)
P004R053 (Fecha de Adquisición: 06/09/2001)
- Radar ERS: ERS-1 24356 (Fecha de Adquisición: 17/12/1999)
 ERS-2 24628 (Fecha de Adquisición: 05/01/2000)
- DEM Erdas (definición de 90 m) entre las coordenadas 9-10° N y 66-67° W.
- Coordenadas XYZ de los *Shot Points* de la Sísmica 3D.
- I.G.S.B. Instituto Geográfico Simón Bolívar. Hojas topográficas a escala 1:100.000 (6844, 6845, 6944, 6945, 7045), y a escala 1:250.000 (NC 19-12, NC 20-9).
- Datos de campo.
- Trabajos previos.

SOFTWARE UTILIZADO

- Tratamiento, interpretación y georeferenciación de imágenes: *TNTmips 6.8*.
- Representación de los datos estructurales: *STRESS Ver. 1.6* y *Tectonics FP*.

METODOLOGÍA

En el esquema de la figura 3 se muestra la metodología empleada en el desarrollo del proyecto. La misma fue tomada de AUDEMARD & SINGER (1999) y ligeramente modificada considerando algunos aspectos del trabajo de ESPÍNOLA & OLLARVES (2002), y del presente trabajo.

Para una descripción más detallada de la metodología seguida para el procesamiento digital e interpretación de las imágenes Landsat TM y Radar ERS, se recomienda consultar el Apéndice sobre Teledetección.

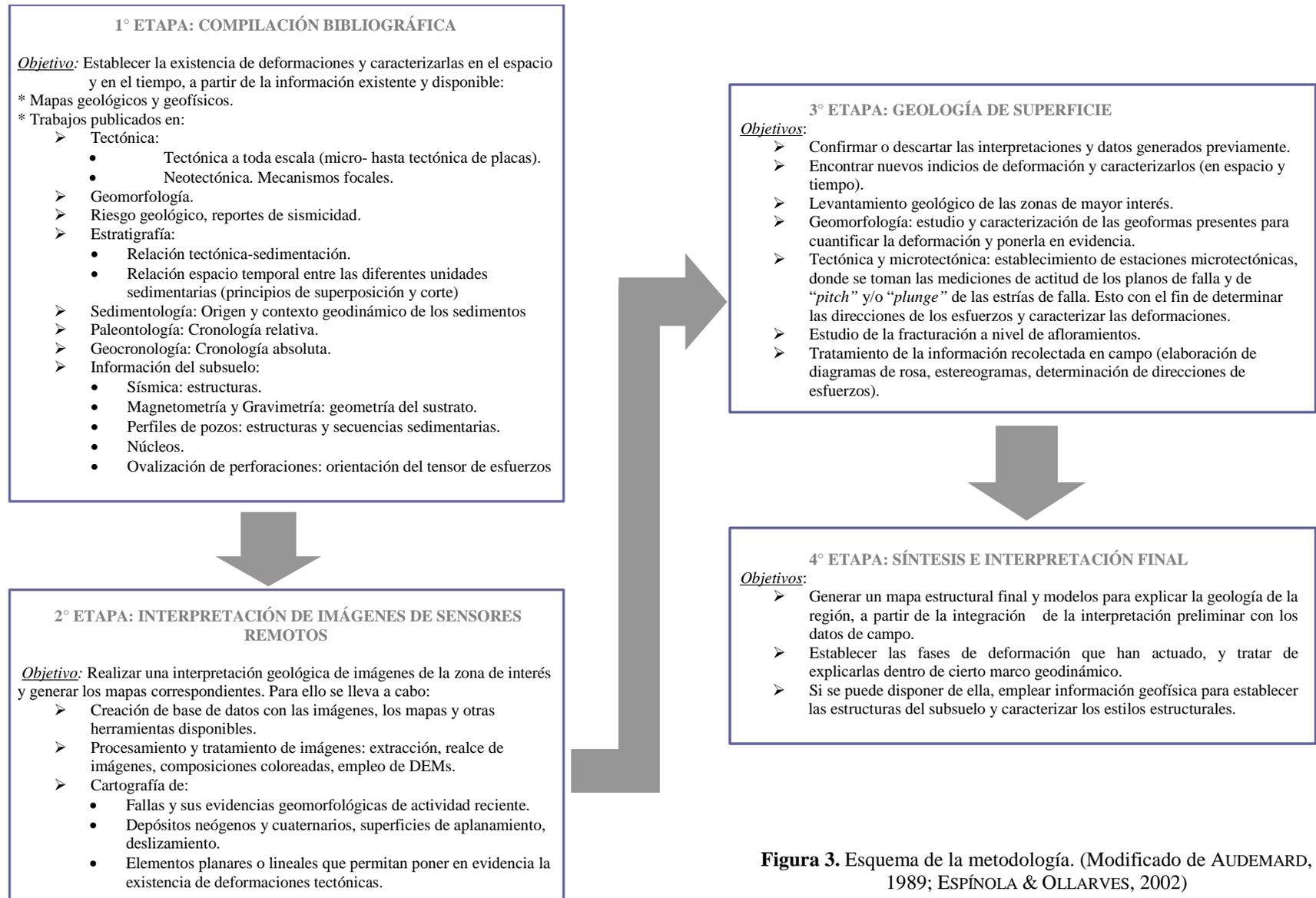


Figura 3. Esquema de la metodología. (Modificado de AUDEMARD, 1989; ESPÍNOLA & OLLARVES, 2002)

RASGOS FISIAGRÁFICOS Y GEOMORFOLÓGICOS

A este respecto, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) brindan una detallada descripción, y parte de la misma se transcribe a continuación.

La Cordillera del Caribe se extiende desde la depresión de Barquisimeto hasta el extremo oriental de la Península de Paria. Puede subdividirse en dos sectores separados por el mar Caribe entre el golfo de Carenero al oeste, y el golfo de Barcelona al este.

El sector occidental está integrado por dos elementos tectónicos y fisiográficos distintos (la Cordillera de la Costa al norte y la Serranía del Interior Central al sur), separados por una hendidura axial que sigue el curso de la falla de la Victoria. La Serranía del Interior Central, se extiende hasta el piedemonte que separa dicha serranía de la provincia de los Llanos.

- **Serranía del Interior Central**

Se extiende por una longitud de casi 500 kilómetros desde la Serranía de Portuguesa al oeste hasta el piedemonte de la depresión del río Unare al este.

El límite norte está definido al oeste por la falla de Boconó, y más al este por la falla de La Victoria. Como consecuencia, esta serranía aparece arqueada, cóncava hacia el SE. Su límite sur es el piedemonte que la separa de la provincia de los Llanos.

Presenta una fisiografía mucho más compleja que la Cordillera de la Costa, bastante menos elevada, y formada por numerosas filas y estribos que contrastan con el carácter rectilíneo de la Cordillera de la Costa. La orientación de la serranía es aproximadamente E-W, y los cursos de la filas son más tortuosos. Sus alturas son concordantes entre 1000 y 1200 m.

En las zonas altas, las laderas están muy disectadas con pronunciados valles en V, ríos de pendiente fuerte con perfil longitudinal cóncavo hacia arriba y formas de terreno bastante independientes de la composición o estructura de la roca soportante, con excepción de las calizas que forman "morros" prominentes.

El drenaje de la vertiente sur se hace por varios grandes ríos de la cuenca del Orinoco, que nacen en la serranía y atraviesan el piedemonte antes de llegar al Llano; tales son el Guanare y el Portuguesa al oeste, el río Guárico al centro y el Tamanaco al este. El flanco o vertiente norte drena al oeste en el alto Tocuyo y el Yaracuy, al centro por cursos de agua más cortos que vierten en el Lago de Valencia o en el Tuy medio y al W-NW por tributarios del bajo Tuy. Los aparatos fluviales en el dominio de la serranía son preferentemente ramificados.

- **El Piedemonte Meridional**

Al este de San Carlos, por una distancia aproximada de 400 kilómetros hasta la depresión de Unare, el piedemonte presenta características propias y distintivas en una anchura que sobrepasa los 30 kilómetros. La fisiografía del mismo está muy influenciada por la estructura, de forma que es posible distinguir fajas fisiográficamente distintas correspondientes a fajas tectónicas (PEIRSON, 1965). El límite meridional del piedemonte corresponde a la faja de buzamientos suaves, la cual además de su mayor elevación topográfica, presenta algunas cuestas de buzamiento en capas arenosas del Terciario Temprano.

La faja meridional del piedemonte coincide con la faja tectónica volcada y constituye el lineamiento fisiográfico más importante de la región; caracterizada por capas de areniscas subverticales volcadas (PEIRSON, *op. cit.*) que producen largas filas estrechas subparalelas (popularmente llamadas "galeras"), que en conjunto constituyen un solo lineamiento. Las primeras galeras se levantan sobre la carretera San Carlos-El Amparo, en forma de elevaciones aisladas en la sabana; poco a poco las elevaciones se juntan para formar las filas que son ya elemento distintivo en la carretera El Pao-El Baúl. Las elevaciones continúan hacia el este hasta cerca del río Tiznados, donde la fila es desplazada hacia el SE por una falla transversal. Las capas de arenisca se despliegan espectacularmente en el puente sobre el río Tiznados y nuevamente 40 kilómetros al este, en la población de Dos Caminos al sur de Ortiz; de allí sigue con rumbo NE hasta la falla de Camatagüita, que nuevamente la desplaza hacia el E-SE hasta cerca de Altagracia de Orituco, de donde continúa hacia el este

hasta la depresión del río Unare. Esta faja fisiográfica está limitada al sur por una prominente línea fallada conocida como Corrimiento Frontal de Guárico -o Escamas Frontales (BECK, 1986)-, que es en realidad una zona de fallas de corrimiento subparalelas, con una anchura entre pocos metros y 7 kilómetros.

La siguiente faja fisiográfica se extiende al norte de la zona de fallas hasta otra serie de fallas prominentes alineadas, que marcan el comienzo de la topografía más abrupta, característica de las laderas de la Serranía del Interior Central; las alturas de esta faja no sobrepasan los 600 m. La complejidad fisiográfica es resultado de la complejidad tanto estratigráfica como estructural que involucra el flysch de Guárico (presencia de bloques alóctonos y gran número de fallas de estratificación). Estos afloramientos terminan en la costa del mar Caribe, al este de Puerto Píritu.

- **Provincia de los Llanos**

Los llanos se caracterizan por su relieve bajo y están formados por sedimentos blandos de edades jóvenes, Terciario Tardío y Cuaternario, depositados en una cuenca extensa progresivamente rellena y finalmente levantada suavemente, en la cual la erosión ha progresado de diferente manera.

Esta gran provincia fisiográfica se subdivide en: llanos occidentales, llanos centrales y llanos orientales. El drenaje de los llanos centrales consta de tres sistemas distintos: en el sector NW, alto llano de Barinas y Portuguesa, el drenaje es hacia el SE, ortogonal al sistema andino que lo origina; en el sector medio, al este del río Pao, los tributarios del curso medio del Orinoco (ríos Guárico, Manapire y Zuata) tienen dirección N-S y son ortogonales al gran río; en la zona NE, por el contrario, se desarrolla la hoya del río Unare que drena al mar Caribe; los extremos del abanico que constituye este drenaje son el río Güere por el este, y los ríos Guaribe y Tamanaco por el oeste y SE.

Los llanos centrales tienen mayor diversidad topográfica. Una causa determinante de esta diversificación fue la erosión avanzada de las mesas, que son elementos muy importantes en la fisiografía de los llanos orientales y fueron extensamente removidas en grandes extensiones de Guárico y Anzoátegui, al oeste de

una línea de farallones que se extiende en dirección aproximada S-SW. A causa de esta erosión, las formaciones arcillosas miocenas puestas al descubierto ocasionaron una topografía caracterizada por un drenaje más complejo, reticular o dendrítico, y consiguientemente más disectada que las monótonas mesas del E-SE de Anzoátegui y de la región centro-sur de Monagas. Generalmente la deformación estructural del Plioceno es baja y las formas residuales no destacan en la monótona topografía.

TRABAJOS PREVIOS

EVANOFF (1951) es uno de los primeros en estudiar la geología de la región de Altagracia de Orituco. PEIRSON (1965) realiza el levantamiento geológico del frente de montañas de Guárico.

BELLIZZIA (1972) hace un análisis sobre la posible aloctonía de la mencionada cordillera y su relación con la evolución del Caribe. La idea de considerar a la Cordillera de la Costa como alóctona también es apoyada por MENÉNDEZ (1966) y OSTOS (1990). GONZÁLEZ & PICARD (1972) estudian las rocas sedimentarias de la región y las unidades, consideradas alóctonas, del frente de montañas de Guárico.

Existe otra tendencia en la interpretación de la evolución de la Cordillera del Caribe. NAVARRO (1983) considera como parautóctonas a las unidades que la conforman. Posteriormente, NAVARRO *et al.*(1988) proponen un modelo para la evolución de la parte nor-central de Venezuela entre el Jurásico Medio y el Paleógeno.

BECK (1977a, 1977b, 1977c, 1986) ha realizado numerosos estudios en la Cordillera del Caribe, incluyendo el área de Altagracia de Orituco específicamente. En ellos trata de explicar los aspectos tectónicos y geodinámicos de dicha cadena montañosa.

CAMPOS & OSUNA (1977) tratan también la estratigrafía y la tectónica en el frente de montañas de Guárico más al este, cercano a los límites del estado Anzoátegui. OSTOS (1977) realiza un estudio de la geología de una zona ubicada al NE de Altagracia de Orituco.

ALBERTOS (1989) realizó un estudio geológico que abarca el poblado de Altagracia de Orituco y se extiende más al norte. FOURNIER (1999) trabajó en la misma zona, y plantea -basándose en algunos modelos de otros autores- un bosquejo de la evolución geológica de esta parte del norte de Venezuela que explica las condiciones de anchimetamorfismo a las que fueron sometidas algunas unidades de origen sedimentario.

Como consecuencia del incremento de la exploración petrolera, se ha venido realizando una importante cantidad de trabajos en el frente de montañas de toda la Serranía del Interior. Entre los mismos se encuentran los trabajos de AYMARD *et al.* (1985) y DAAL & LANDER (1993) sobre el campo Yucal-Placer. También se han realizado estudios de la Cuenca Oriental de Venezuela, entre los cuales se destacan los de ERLICH & BARRETT (1992), PARNAUD *et al.* (1995) y DI CROCE (1999).

GONZÁLEZ & LANDER (1990) tratan de establecer los regímenes tectónicos a los que ha visto sometido desde el Mesozoico el occidente de la Cuenca Oriental de Venezuela. BLANCO *et al.* (1988, 1990, 2000) buscan describir la evolución y las características tectónicas y estratigráficas, del norte de los estados Guárico y Anzoátegui, y la región circundante.

En el año 2000 se realiza un informe con motivo del proceso de licitación del Campo Yucal Placer, donde se describe de manera bastante completa la geología del área (PDVSA & M.E.M., 2000).

En TOTAL E&P, se han llevado a cabo varios estudios sobre el campo Yucal Placer en los últimos dos años, entre los que destacan los de NELLY (2002), SALEL (2003) y GÓMEZ (2003).

CAPÍTULO II
GEOLOGÍA REGIONAL

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

INTRODUCCIÓN

El área se localiza en el piedemonte sur del Sistema Montañoso del Caribe, específicamente de la Serranía del Interior Occidental, donde un conjunto de rocas alóctonas fueron emplazadas en dirección S-SE a lo largo del norte de Venezuela como resultado de la colisión diacrónica entre la placa del Caribe y la placa Sudamericana (PDVSA & M.E.M., 2000).

La Cuenca Oriental de Venezuela es la cuenca antepaís asociada directamente con las cadenas montañosas transpresionales de la costa norte del país (DI CROCE, 1999). Dicha cuenca se compone de dos subcuencas antepaís: la subcuenca de Maturín al este y la subcuenca de Guárico al oeste, como puede observarse en la figura 4. Ambas se encuentran separadas por el alto de Urica (ERLICH & BARRETT, 1992).



Figura 4. Cuencas petrolíferas de Venezuela, basadas en la distribución de sus Provincias Sedimentarias. Se muestra la ubicación de la Subcuenca de Guárico. (Tomado de YORIS & OSTOS, 1997).

Esas rocas emplazadas en la parte nor-central de Venezuela forman la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior Occidental. Al sur de dicha serranía se encuentran los Llanos, los cuales se extienden hacia el sur hasta alcanzar el Escudo de Guayana. Bajo las planicies de los llanos se hallan rocas de la Cuenca Oriental de Venezuela (PDVSA & M.E.M., 2000). La distribución de estas unidades en el borde norte de la subcuenca de Guárico se observa en el mapa geológico de la figura 5.

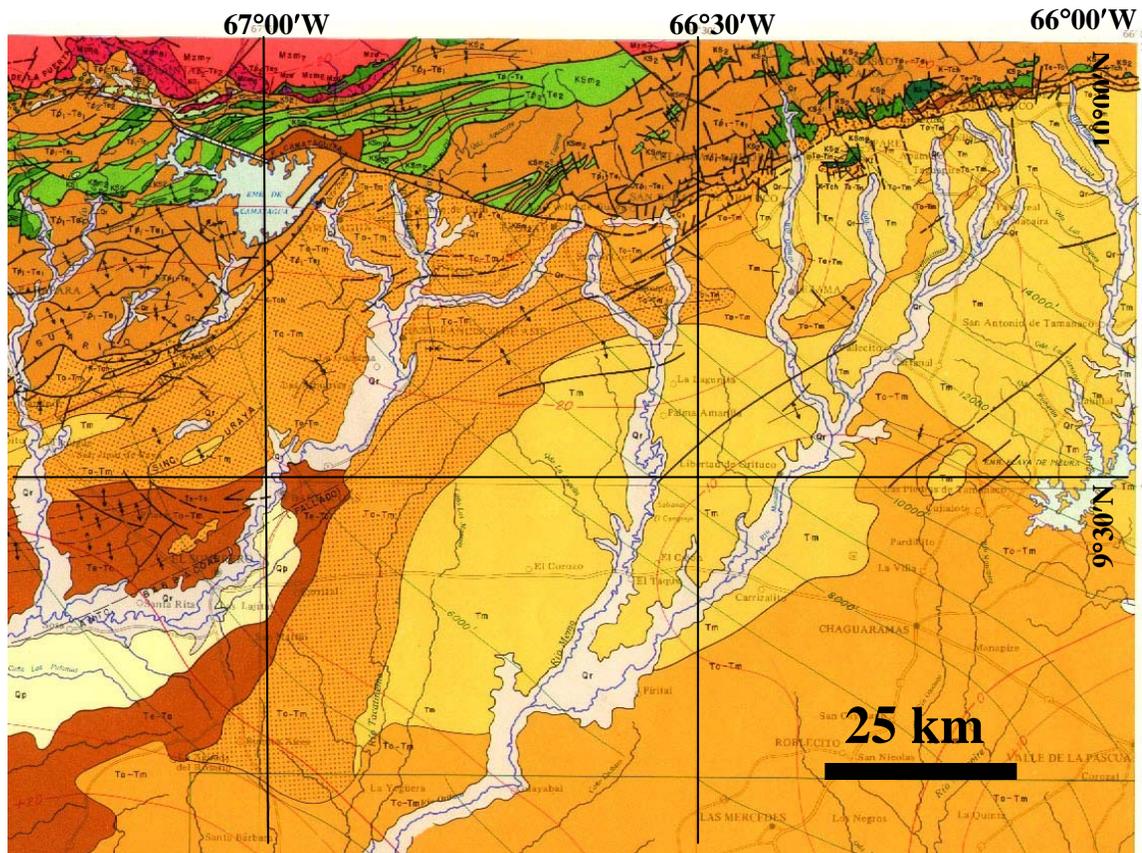


Figura 5. Parte del mapa geológico escala 1:250.000 del Ministerio de Energía y Minas, mostrando de manera general la geología de la zona de estudio (BELLIZZIA *et al.*, 1976).

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA Y MODELO ESTRATIGRÁFICO

PARNAUD *et al.* (1995) señalan que la evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela puede dividirse en cuatro fases principales: 1) *Prerift* (Paleozoico), 2) *Rifting y drifting* (Jurásico-Cretácico Temprano), 3) *Margen pasivo* (Cretácico-Paleógeno), 4) *Colisión oblicua* (Neógeno-Cuaternario).

La geodinámica regional está dominada efectivamente por la colisión oblicua (transpresión) entre la placa Sudamericana y la placa del Caribe (OSTOS, 1990; ERLICH & BARRETT, 1992; PARNAUD *et al.*, *op.cit.*; DI CROCE, 1999; entre otros).

Otros autores coinciden en la definición de las fases post-paleozoicas (ERLICH & BARRETT, *op. cit.*; DI CROCE, *op. cit.*; BLANCO *et al.*, 2000) aunque los nombres no sean los mismos para todas. Comprenden las fases de *rift*, la de margen pasivo y la de margen activo; teniendo cada una de ellas su correspondiente secuencia.

- a) Rifting: las rocas correspondientes a esta fase sólo pudieron haberse preservado hacia el graben de Espino (ERLICH & BARRETT, *op. cit.*; BLANCO *et al.*, 1988.).
- b) Margen pasivo: la subsidencia permitió la acumulación de rocas clásticas marinas y de algunas unidades carbonáticas. En el subsuelo de Guárico corresponde a las rocas del Grupo Temblador -formaciones Tigre y Canoa- (ERLICH & BARRETT, *op. cit.*).
- c) Margen activo (Colisión oblicua): en el norte de Guárico las unidades litoestratigráficas asociadas a esta fase son las formaciones La Pascua, Roblecito y Chaguaramas, en el subsuelo, y las formaciones Roblecito, Quebradón, Quiamare y Mesa, en superficie (BLANCO *et al.*, *op. cit.*). Dicha sedimentación se inició en la subcuenca de Guárico luego de comenzar el levantamiento en el Eoceno Temprano-Medio. Antes del levantamiento del norte y oeste de la subcuenca, la parte superior de Chaguaramas y las formaciones Quebradón y Quiamare fueron depositadas rápidamente (ERLICH & BARRETT, 1992).

Desde el Eoceno hasta el presente, la placa del Caribe y los esfuerzos estructurales asociados han migrado hacia el este. Esa migración causó diacronismo en la tectónica y sedimentación a lo largo del borde norte de Venezuela (OSTOS, 1990; ERLICH & BARRETT, *op. cit.*; PARNAUD *et al.*, 1995; DI CROCE, 1999; entre otros).

ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

Existen diferentes autores que se refieren a las unidades que se hallan en la región de diversas maneras: hay algunos que prefieren hablar de unidades autóctonas, paraúctonas y alóctonas (GONZÁLEZ & PICARD, 1972; MENÉNDEZ, 1966; OSTOS, 1990; PDVSA & M.E.M., 2000.); mientras que la gran mayoría (BECK, 1977a, 1977b, 1977c, 1986; PIERSON, 1965; CAMPOS & OSUNA, 1977) se ha referido siempre a las diversas franjas tectónicas como Zona de la Cordillera de la Costa, Napas de Aragua, Zona Piemontina, Escamas Frontales (equivalentes al Complejo de Chacual de PIERSON, 1965), o denominaciones similares.

Sin embargo, el referirse a términos como autoctonía o aloctonía puede parecer inadecuado si se considera que dentro del contexto geodinámico de la región surcaribeña, todas las unidades se encuentran en una posición congruente.

Para los primeros, existen dos secuencias autóctonas, que para los otros serían las dos secuencias estratigráficas correspondientes a la cuenca antepaís propiamente dicha: una del Cretácico y otra del Terciario, separadas por una discordancia pre-oligocena (AYMARD *et al.*, 1985). La primera de ellas corresponde a un ciclo transgresivo (perteneciente a una fase de margen pasivo, con subsidencia termal), y la otra a un ciclo transgresivo-regresivo depositado en una cuenca antepaís (PDVSA & M.E.M., *op cit.*).

Las unidades de la cuenca están cargadas por el flysch del Paleoceno-Eoceno (PDVSA & M.E.M., 2000.), el cual se encuentra principalmente en la Zona Piemontina y es considerado como alóctono por el primer grupo de autores señalados.

Dichas secuencias se describen a continuación.

Cretácico

Pertenecen a este ciclo las formaciones Tigre y Canoa del Grupo Temblador. La Formación Canoa (Aptiense-Albiense?) no se ha diferenciado en el área, estimándose 300 m de espesor. Los sedimentos mejor conocidos del área pertenecen a la Formación Tigre (Turoniense?-Maastrichtiense) (AYMARD *et al.*, 1985.; CIEN, 2000).

- Formación Canoa: En el subsuelo de Guárico, consta de lutitas y arcilitas irregularmente estratificadas, típicamente abigarradas, en tonos gris, verde, amarillo, rojo y morado; contiene algunas areniscas moteadas (PATTERSON & WILSON, 1953). La presencia de conglomerados y restos de plantas, sugiere una depositación en ambientes continentales; y su contacto inferior es discordante (CIEN, *op. cit.*).
- Formación Tigre: Corresponde a la porción marina del ciclo transgresivo, y el contacto inferior es diacrónico y transicional sobre los sedimentos continentales de la Formación Canoa (PDVSA & M.E.M., *op. cit.*; CIEN, *op. cit.*). Esta formación está dividida en tres miembros: *La Cruz* (inferior), *Infante* (medio) y *Guavinita* (superior) (AYMARD *et al.*, *op. cit.*). El Miembro La Cruz está constituido por areniscas de facies marinas no muy profundas, con cantidades menores de lutitas. El Miembro Infante (o caliza “N”) está caracterizado por calizas fosilíferas (biomicritas y bioesparitas) glauconíticas depositadas en un ambiente marino marginal (AYMARD *et al.*, *op. cit.*). Por encima de esta caliza se encuentran unos 100 m de areniscas glauconíticas, caoliníticas y calcáreas; lutitas negras, calizas limosas y lododolomitas, que constituyen el Miembro Guavinita, el cual es truncado hacia su parte superior por la discordancia preoligocena (AYMARD *et al.*, *op. cit.*).

Terciario

No se conocen sedimentos con edad en el rango Paleoceno-Eoceno Medio, que fueran depositados en la cuenca y que no sufrieran transporte tectónico. El ciclo terciario comienza con una transgresión marina diacrónica que va avanzando del NE al SW. Suprayace discordantemente sobre rocas del ciclo cretácico (PDVSA & M.E.M., 2000).

- Formación La Pascua (Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano): La parte basal está caracterizada por la presencia de una secuencia de areniscas marinas muy compactas con ocasionales laminaciones de lutitas de ambiente marino costero asociadas a sedimentos de barras litorales (AYMARD *et al.*, 1985). Sus partes media y superior se caracterizan por presentar una alternancia de areniscas y lutitas depositadas por barras marinas migratorias, las cuales probablemente formaban parte de un conjunto de barras marinas de plataforma. Su contacto inferior es discordante con el Miembro Guavinita de la Formación Tigre, del Cretácico (CIEN, 2000). El espesor aumenta gradualmente hacia el NW (AYMARD *et al.*, *op. cit.*).
- Formación Roblecito (Eoceno Tardío-Mioceno Temprano): Es una unidad marina, predominantemente lutítica. Presenta desarrollos de areniscas de plataforma en su parte basal, y en su parte media arenas turbidíticas. Cerca del final de la sedimentación de Roblecito, aparecen arenas litorales indicadoras de ambientes más someros. El espesor de esta formación aumenta de 1000 m al SE a 1800 m al NW (AYMARD *et al.*, *op. cit.*). Los contactos inferior y superior son transicionales con las formaciones La Pascua y Chaguaramas, respectivamente (CIEN, *op. cit.*).
- Formación Chaguaramas (Oligoceno Tardío-Mioceno Medio): Durante la sedimentación de la parte superior de la Formación Roblecito comenzó el ciclo transgresivo (PDVSA & M.E.M., *op. cit.*). Luego, la cuenca se relleno bajo un ambiente marginal a no marino, formando pantanos que dieron lugar a la sedimentación de la Formación Chaguaramas; la misma está caracterizada

por una alternancia de areniscas lenticulares, lutitas y numerosos lignitos. Las partes media y superior de esta formación están erosionadas y afloran en el área. Su espesor alcanza unos 1200 m al este y disminuye hacia el oeste a unos 500 m (AYMARD *et al.*, 1985; CIEN, 2000).

- Formación Quebradón (Oligoceno Tardío-Mioceno Medio): De ambiente marino marginal; compuesta principalmente de lutitas mal estratificadas y poco resistentes a la erosión, de color variable entre azul-gris y negro, en parte carbonáceas, con lignitos delgados intercalados localmente. Se hallan interestratificadas areniscas de grano variable, usualmente impuras y existen algunas capas de conglomerados (CIEN, *op. cit.*). Yace concordantemente sobre las lutitas de la Formación Roblecito, y también está sobrecorrida sobre la Napa Piemontina (BECK, 1986; PDVSA & M.E.M., 2000).
- Formación Quiamare (Mioceno Temprano-Tardío): Según BECK (1986), se compone de arcilitas, areniscas y conglomerados (especialmente pudingas) con estratificación irregular y mala cementación. También se describe como una secuencia monótona de arcilitas gris verdosas, rojas pardas y gris-azulado, en capas plurimétricas poco definidas, con intercalación de areniscas guijarrosas, lutitas carbonáceas y lignito en capas lenticulares (CIEN, *op. cit.*). Su carácter distintivo lo constituyen las secuencias arcílticas dominantes (CIEN, *op. cit.*).

La Formación Guárico (Paleoceno-Eoceno?) constituye una parte de la secuencia estratigráfica del área que ha sufrido un considerable transporte tectónico, por lo cual algunos la denominan alóctona. Este flysch consiste en una alternancia monótona y rítmica de lutitas grises con subgrauwacas de grano fino, micáceas y duras, y areniscas lenticulares. Presenta una asociación de litofacies como la de la secuencia Bouma. Aflora en la Zona Piemontina, principalmente (PDVSA & M.E.M., *op. cit.*; BECK, *op. cit.*).

En la figura 6 se muestra la estratigrafía de la Subcuenca de Guárico.

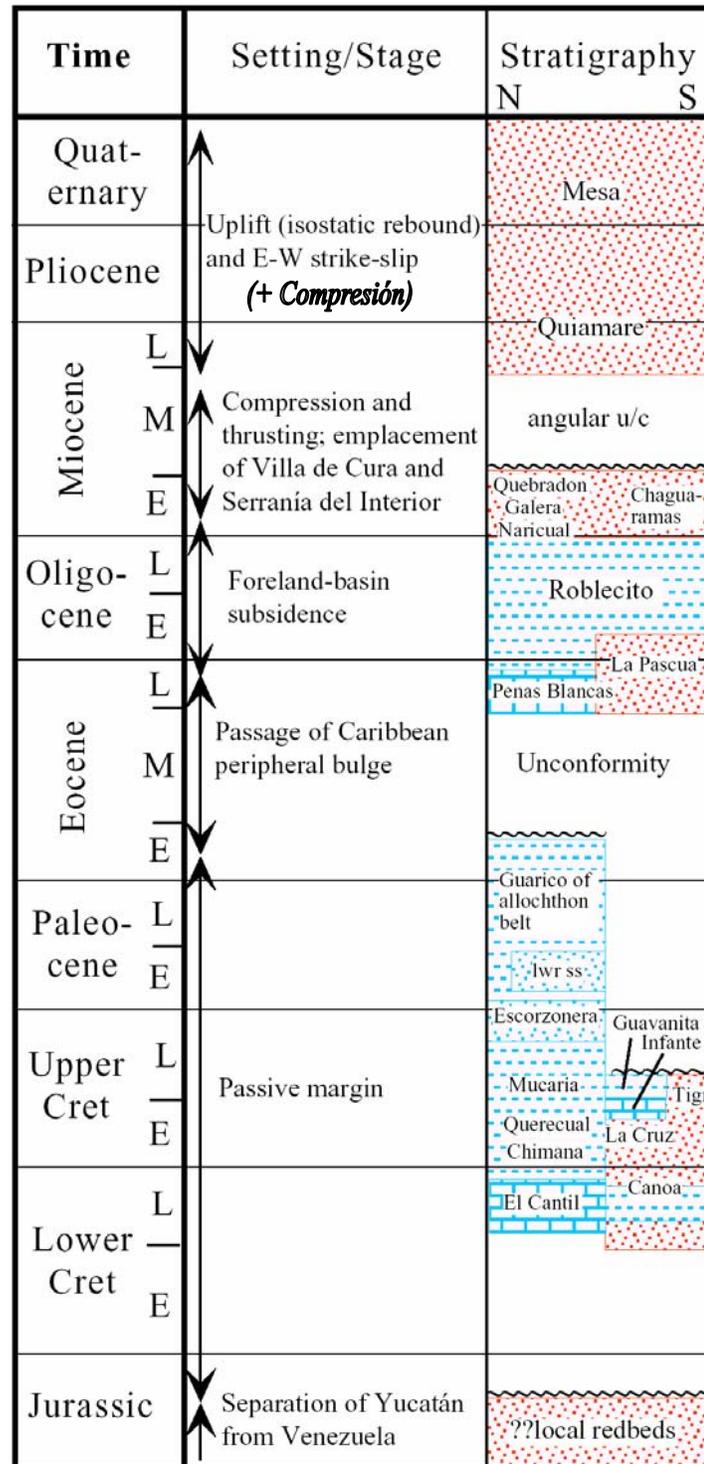


Figura 6. Estratigrafía de la Subcuenca de Guárico. En azul las unidades principalmente marinas y en rojo las no-marinas. (Tomado de TECTONIC ANALYSIS, Ltd, 1999).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL

El flanco norte de la subcuenca de Guárico se encuentra asociado al frente de deformación donde se ubica el sistema de fallas de Guárico, el cual sobrecarga rocas cretácicas y terciarias, produciendo un marco tectónico complejo (figura 7), que hacia el sur se hace más sencillo (YORIS & OSTOS, 1997). El avance de las napas y la sobrecarga tectónica parece haber actuado, al menos, desde el Eoceno Tardío (YORIS & OSTOS, *op. cit.*).

El patrón estructural del área es un plegamiento de orientación ENE-WSW, un cinturón con cabalgamiento de dirección perpendicular al frente de montañas, y una cuenca antepaís asociada. El cinturón es el resultado de una compresión y un acortamiento NNW-SSE durante el Paleógeno-Mioceno Tardío, pero su disposición actual es el resultado de basculamiento y rotación en el Mioceno Tardío-Plioceno (PDVSA & M.E.M., 2000.).

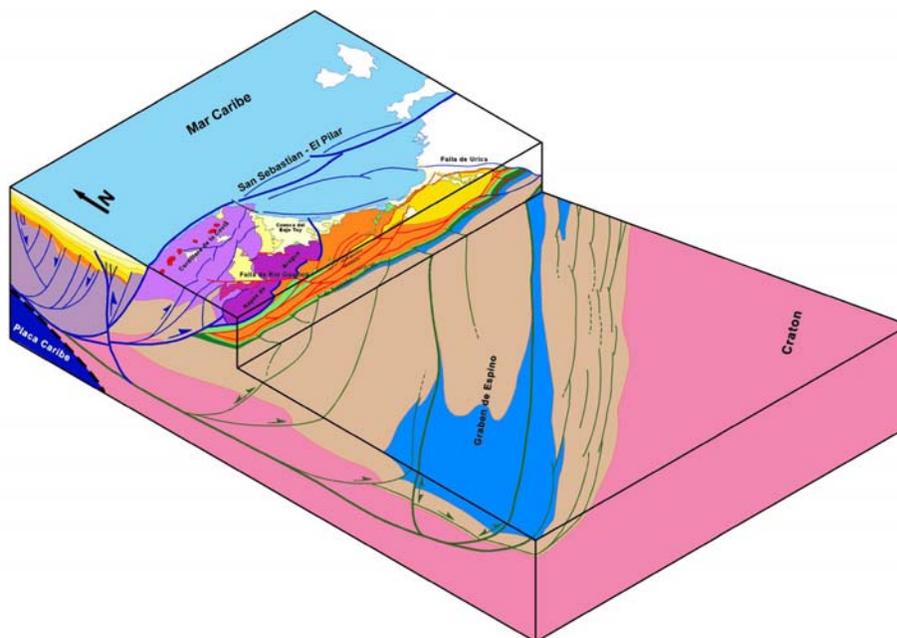


Figura 7. Bloque diagramático de la región centro-oriental de Venezuela, donde se muestran las principales estructuras geológicas (Modificado de Gerencia VIPA, PDVSA).

Existe un debate desde hace varios años sobre la definición de los dominios estructurales del área. Si bien algunos lo dividen en franjas (PEIRSON, 1965; OSTOS,

1977; BECK, 1977c), hay quienes dividen el área en tres dominios estructurales: el *autóctono*, el *parautóctono* y el *alóctono* (PDVSA & M.E.M., 2000).

PEIRSON (*op. cit.*) y OSTOS (*op. cit.*) dividen la región en las siguientes franjas, de norte a sur: Faja Piemontina, Zona de Corrimiento Frontal o Complejo de Chacual, Faja Volcada y Faja de Buzamientos Suaves. BECK (*op. cit.*), por razones de estructura tectónica, hace las siguientes divisiones en la región: 1) Zona Piemontina (comprende las facies flysch); 2) Escamas Frontales; 3) Piedemonte (formaciones Chaguaramas, Quebradón y Quiamare).

Los rasgos estructurales de los dominios mencionados se señalan seguidamente.

1. Autóctono

El dominio autóctono se acuña hacia el sur. Desde el punto de vista estructural, el autóctono en el área está ligeramente deformado, caracterizado típicamente por fallamiento transcurrente WNW-ESE y normal ENE-WSW, de ángulo alto y con limitados desplazamientos (PDVSA & M.E.M., *op. cit.*).

Las fallas transcurrentes WNW-ESE tienen un desplazamiento asociado regionalmente como las rampas laterales de los principales cabalgamientos del área. Estas pueden ser fallas pre-cretácicas relacionadas con el rompimiento de Pangea (PDVSA & M.E.M., *op. cit.*).

El desplazamiento de las fallas normales ENE-WSW limita el evento de deformación al rango Paleoceno-Oligoceno Temprano, siendo el del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano el más probable. Por otra parte, están ausentes unas claras relaciones de “crecimiento” contemporáneas al movimiento de las fallas, sugiriendo que la tasa de desplazamiento de la falla y de creación del espacio era considerablemente más alta que la proporción de la sedimentación (PDVSA & M.E.M., 2000).

Las fallas normales normalmente muestran buzamientos altos y desplazamientos relativamente pequeños, indicando que ellas acomodaron cantidades

limitadas de terreno. Probablemente las estructuras fueron el resultado del plegamiento y deformación del basamento ante la carga representada por el orógeno en avance (PDVSA & M.E.M., *op. cit.*).

La deformación de este dominio es mucho menor que en los otros, y la estratificación suele ser casi siempre horizontal, tal como se muestra en la figura 8.



Figura 8. Afloramiento del autóctono (Formación Chaguaramas) al este de San Antonio de Tamanaco.

2. Alóctono

Está constituido por un conjunto de escamas transportadas desde el NW. En el área, comprende principalmente el flysch paleoceno de la Formación Guárico, el cual se muestra bastante deformado en la figura 9. Más al norte, las unidades estratigráficas más antiguas se incluyen en el orógeno, como el complejo ofiolítico de arco de isla de Villa de Cura. El contacto tectónico alóctono-parautóctono se encuentra a lo largo del borde sur de la Serranía del Interior, en el estado Guárico. Las fallas inversas y los pliegues tienden a estar orientados en una dirección NE a ENE, con sus trazas en superficie generalmente cóncavas al norte (PDVSA & M.E.M., 2000).

La llegada de las unidades alóctonas comenzó en el Eoceno Tardío, como es indicado por la edad de los sedimentos que suprayacen la discordancia basal del *foredeep*. El frente de deformación migró progresivamente al S-SE hasta tiempos post-Mioceno Medio, como lo sugiere el hecho de que las rocas de esta edad son las más jóvenes datadas en el cinturón montañoso deformado (PDVSA & M.E.M., *op. cit.*).

El estilo estructural dentro del dominio alóctono es el de una delgada cobertura en un cinturón plegado y con cabalgamientos, desacoplada de un basamento relativamente rígido. El despegue basal se ha interpretado en la sección más inferior y arcillosa de la Formación Roblecito. Un despegue más profundo y ligeramente más joven se ha interpretado a un nivel cortical. Se ha postulado la existencia de este último para explicar: a) la reactivación e inversión de algunas de las fallas normales previamente formadas; b) el replegamiento del despegue de Roblecito; c) el desarrollo del *klippe* de Villa de Cura; y d) el levantamiento y exposición del basamento autóctono en el Sistema Montañoso del Caribe (PDVSA & M.E.M., *op. cit.*).



Figura 9. Afloramiento del alóctono (Formación Guárico) al norte del Embalse de Guanapito.

3. Parautóctono

El dominio del parautóctono se limita al norte por el cabalgamiento emergente donde el flysch del Guárico se “monta” sobre los sedimentos del *foredeep* de la Subcuenca de Guárico; su límite sur lo representa el cabalgamiento más externo. Este dominio corresponde al conjunto de las Escamas Frontales de BECK (1977a, 1977b, 1977c, 1986), y ha sufrido una intensa deformación, que se hace obvia en la figura 10.

Su estilo estructural es el típico de un cinturón plegado y fallado, desacoplado del basamento (PDVSA & M.E.M., 2000.). Varios niveles de despegue pueden reconocerse mediante sísmica, y la mayoría de ellos se encuentra en las lutitas de Roblecito (PDVSA & M.E.M., *op. cit.*). Las superficies de despegue ascienden estratigráficamente hacia el sur y se conectan por rampas. El acortamiento a través de

este juego de superficies y rampas generó una serie de anticlinales y sinclinales apareados, cabalgamientos emergentes y una zona triangular. En la actualidad, la estructura del cinturón consiste en un cabalgamiento ciego. Bajo el principal nivel de despegue, el basamento autóctono -relativamente rígido- se caracteriza por fallas normales ENE-WSW de ángulo alto que son progresiva y variablemente invertidas en la vecindad del *hinterland* (PDVSA & M.E.M., 2000).



Figura 10. Afloramiento del parautóctono (Formación Quebradón) en la carretera Taguay-Altigracia de Orituco. Nótese el alto grado de deformación de las rocas.

CAPÍTULO III
RESULTADOS

CAPÍTULO II

RESULTADOS

INTRODUCCIÓN

Entre los aspectos más interesantes del trabajo con imágenes de sensores remotos es el poder apreciar características que no sería tan obvias desde otras perspectivas –como podría ser directamente en campo- o sin emplear ciertos dominios del espectro que acentúan ciertas características de los objetos.

Las composiciones coloreadas son herramientas de invaluable valor para la interpretación; de ellas se emplearon las composiciones RGB 742. Seguidamente se mencionan algunos ventajas de dichas composiciones en particular:

- Hacia la zona montañosa (durante todo el año) y en las zonas llanas (sólo durante la estación seca, cuando hay escasa vegetación), las arcillas se hacen reconocibles en colores rojizos debido a que poseen enlaces Al y Mg con OH⁻, los cuales tienen picos de absorción en la región del espectro del canal TM7, que se encuentra como la componente roja de la imagen.
- El empleo del canal TM4 como la componente verde permite resaltar la vegetación. Los cambios que sufre el terreno en la región del estudio como consecuencia de las variaciones estacionales son bastante notorios, como se evidencia en la figura 11: Al este se tiene parte de una imagen adquirida durante la estación seca (marzo), y al oeste otra adquirida durante la estación de lluvias (septiembre). En ambas se visualiza una abundante vegetación en la zona montañosa al norte del frente de cabalgamiento principal, la cual ha de mantenerse a lo largo de todo el año; así como una considerable vegetación en la toda la región, incluyendo los llanos, en el período lluvioso.
- Los cuerpos de agua como embalses y lagunas artificiales se hacen claramente distinguibles en un color azul oscuro, como consecuencia del uso del canal TM2 para la componente azul de la composición utilizada.

Las imágenes de radar permiten observar características más bien geométricas que pueden pasar desapercibidas en las imágenes Landsat. Esto motivado al ángulo con que incide la radiación del radar sobre la superficie, permitiendo entonces un notar los accidentes que se encuentran dentro de zonas planas y resaltar considerablemente aquellos que se hallan en las áreas con mayor relieve. De igual modo, los valores de intensidad son muy sensitivos a la orientación de las cuestas, así como variaciones la humedad y rugosidad del terreno.

La presentación de los datos de radar en forma de imágenes negativas tiene la ventaja de mostrar en oscuro las pendientes que están de frente a la iluminación del radar y que normalmente son brillantes, simulando sombras. Las pendientes que están de espalda al radar son entonces mejor detalladas con varios tonos de gris y dan la impresión de estar iluminadas.

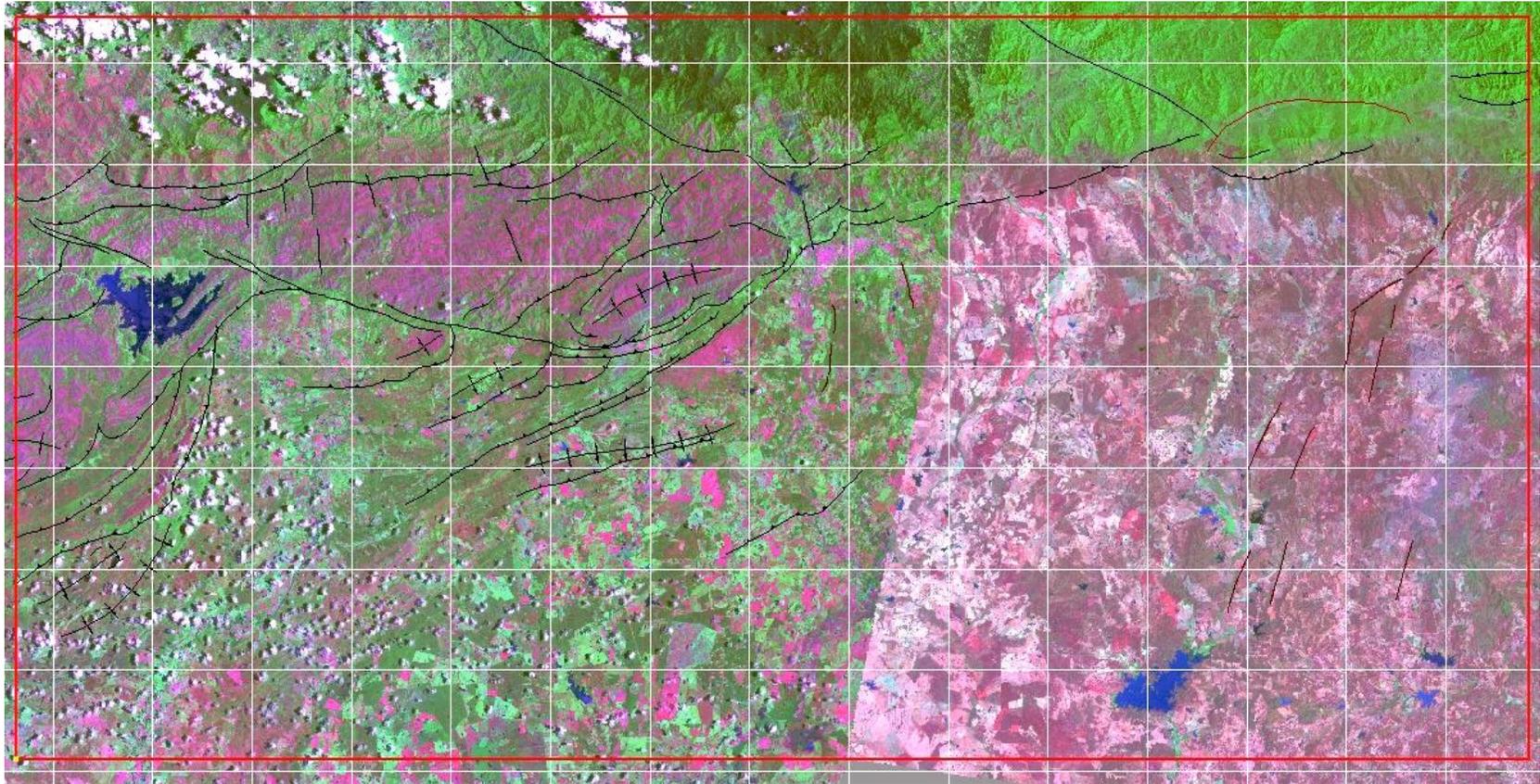


Figura 11. Interpretación Estructural en *TNTmips 6.8*.

Como primer resultado se obtuvo la interpretación preliminar de las imágenes. La misma fue llevada posteriormente sobre *TNTmips 6.8* y finalmente mejorada para generar la interpretación final que se muestra en la figura 11, en el mapa del Anexo 1.

Dentro de la misma, las estructuras más notorias son: el frente de cabalgamientos, la falla de río Guárico (o Camatagua), las otras fallas dextrales de orientación NW-SE, y en menor medida los pliegues y cabalgamientos en el *foreland*, así como los accidentes N-S y NNE-SSW.

Por otro lado, se tiene también una deformación extensional en el área de estudio correspondiente al frente de montañas, en un marco tectónico donde ocurre actualmente, a escala de placas, una transpresión. El rasgo más claro dentro de la interpretación se observa en la parte nororiental del área, y corresponde a un gran bloque limitado al norte por un accidente normal de forma cóncava hacia la cuenca.

Parece que la erosión de las estructuras en el *foreland* es más notoria al W, donde las trazas de las capas están tan erosionadas que es algo difícil establecer la dirección de buzamiento de las mismas, pero aún se pueden reconocer pliegues (varios de ellos disarmónicos por el predominio de litologías arcillosas). Además, las formaciones que afloran hacia el este tienden a ser más jóvenes y estar menos erosionadas. Todo lo anterior podría considerarse como evidencia de un levantamiento diferencial de la cuenca, el cual puede explicarse por el cierre de la cuenca que se inicia de oeste a este, y no puede descartarse que el mismo guarde algún tipo de relación con la anomalía termal de la región. La magnitud del levantamiento podría variar del mismo modo, siendo mayor al oeste que al este.

En lo concerniente al drenaje se tiene que el patrón predominante es el dendrítico, si bien es las cercanías del frente de cabalgamientos (coincidente con el frente de montañas) es notoria la existencias de un patrón subparalelo a angular. La dirección del drenaje tiende a ser NNE-SSW (dirigiéndose aguas abajo al SSW), lo cual podría considerarse ligeramente anómalo dado a que no es perpendicular al frente de montañas ni recorren la menor distancia para llegar a su destinatario principal: el río Orinoco. Pero el extremo este de la región objeto de análisis forma

parte de otra cuenca diferente a la del río Orinoco, que es la del río Unare, y cuyos afluentes tienden a fluir hacia el E-SE.

En las siguientes secciones se hace la descripción de los aspectos más significativos observados en campo y sobre las imágenes. Los mismos son:

- I. Fracturación
- II. Estructuras N-S y NNE-SSW
- III. Microtectónica
- IV. Tectónica gravitacional
- V. Dirección de esfuerzos

I. FRACTURACIÓN

La fracturación es un parámetro que juega un papel sumamente importante en todo yacimiento de hidrocarburos, ya que modifica la porosidad y permeabilidad iniciales de la roca. En el caso de Yucal Placer, donde los yacimientos son del tipo *tight*, se hace indispensable conocer las características del mismo para poder realizar lo más acertadamente posible el modelado del yacimiento.

Durante mucho tiempo, los geólogos se han dedicado a la búsqueda de datos sobre la superficie terrestre con el fin de poder inferir lo que pudiera estar ocurriendo en el subsuelo. Sin embargo, en lo referente al fracturación, la extrapolación no suele ser tan directa.

Fracturación en superficie

En los afloramientos donde fue posible, se realizaron las mediciones de los planos de fractura. También se pudo estimar el espaciamiento de las mismas en varios estratos.

Estos datos fueron introducidos en los programas *STRESS Ver. 1.6* y *Tectonics FP*, a disposición en el laboratorio de la UPPA. Posteriormente fueron agrupados por grupos de estaciones de medición, en zonas nombradas con las letras de la *a* la *q*, y que pueden ser observadas en la figura 12.

Se procedió entonces a construir los diagramas de rosa correspondientes a las direcciones de fracturación por zonas. Se agruparon las estaciones teniendo en cuenta su posición en función de las estructuras geológicas con expresión más clara en superficie.

El levantamiento geológico de superficie del sector estudiado, en todas las franjas tectónicas (Zona Piemontina, Escamas Frontales, Oligo-Mioceno y Mio-Plioceno de BECK (1986); o en los denominados alóctono, parautóctono y autóctono) muestra una repartición del fracturación siguiendo ciertas direcciones principales: N0-10, N45-55 y N140-150, aunque también existe otra de rumbo aproximado N80-90. Cabe destacar que las mediciones resultaron ser bastante similares en todos conjuntos, al igual que señala BECK (1986) en base a sus resultados.

Otro aspecto importante a mencionar es la verticalidad de la mayoría de las fracturas, solo muy pocas de estas poseen buzamientos inferiores a los 79°. También se encuentran grietas de tensión en algunos afloramientos, rellenas de cuarzo u óxidos. El rumbo de estas grietas de tensión, que frecuentemente se hallan *en échelon*, es N-S dentro de todos los conjuntos.

La mayor parte de las fracturas parecen ser abiertas, sin embargo es necesario tener cuidado con esta observación debido a que en muchos casos dicha abertura puede estar ligada a ligeros deslizamientos por gravedad de bloques de areniscas sobre importantes espesores lutíticos o a una erosión más acelerada en las zonas de debilidad de la roca (la erosión es intensa en la zona).

Dichas fracturas, verticales y abiertas, se encuentran a lo largo de toda la zona de estudio, y como es señalado por otros autores, suelen estar presentes en zonas que sufren el efecto de un régimen transcurrente -incluso si las deformaciones son transpresivas-. Este tipo de fracturas puede aumentar el flujo de calor.

A continuación se intenta sintetizar en la siguiente tabla (Tabla N° 1), las características del fracturación y su posible relación con la estructura.

Tabla 1. Relación entre la fracturación y las estructuras.

<i>Zona</i>	<i>N° med.</i>	<i>N° est.</i>	<i>Paralelo Cabalgam.</i>	<i>Paralelo Plegamiento</i>	<i>Perpend. Plegamiento</i>	<i>Oblicuo Plegamiento</i>	<i>N-S</i>
a	43	5					X
b	51	4		X	X		
c	76	7	X				X
e	12	2			X		
f	125	11	x	x	X		X
g	117	8	X				x
h-i	34	5	X			X	X
j	10	2				X	
k	45	3	?		X	X	
l	40	5				X	X
m	119	9				X	X
o	15	2					X
q	69	6			x		
r	56	6				X	

X = Fracturas relacionadas con la estructura

? = Posible cabalgamiento ciego

x = Mediciones muy dispersas o incertidumbre en el estado de las fracturas

Para una descripción más detallada de la fracturación en cada una de estas zonas, se presenta la Tabla N°2. En ella se encuentran los diagramas de rosa tanto de los rumbos y como de los buzamientos de los planos de fracturación, entre otras descripciones.

Tabla 2. Fracturación en las distintas zonas del área de estudio.

	<p>Zona a: Se encuentra dentro del dominio alóctono parautoctono, siendo la porción que sobrecorre al antepaís. Incluye afloramientos de las formaciones Guarico, San Antonio y Quiamare.</p> <p>Dir. Principales: N-S a N20, Buz. variados</p> <p>Dimensión y estado: decimétricas y plurimétricas, tanto abiertas como cerradas. Espaciadas cada 2 a 15 cm.</p>		<p>Zona f: Flanco norte de la estructura anticlinal, situada al oeste de Yucal Placer, que afecta formaciones autóctonas (Chaguaramas-Quebradón).</p> <p>Dir. Principales: N75, N-S, N170 y N150 Buz. entre 70° y vertical.</p> <p>Dimensión y estado: decimétricas y plurimétricas, abiertas (a veces con cuarzo u oxido) y cerradas. Espaciadas cada 30cm-1 m.</p>
	<p>Zona b: Comprende el autóctono y el parautoctono al sur del frente de cabalgamientos. Puede notarse que esta zona se halla en la prolongación del accidente N-S ubicado entre Altigracia de Orituco y Lezama.</p> <p>Dir. Principales: N30 a N60, N130 a 150, y N150 a N160. Buz. casi verticales.</p> <p>Dimensión y estado: decimétricas, más cerradas que abiertas.</p>		<p>Zona g: Flanco sur de la misma estructura anticlinal.</p> <p>Dir. Principales: N70 a N80, N10 a N30, y N130 a N140. Buz. casi verticales.</p> <p>Dimensión y estado: decimétricas y plurimétricas, abiertas como cerradas</p> <p>Cronología relativa: N80 parece ser más joven que N30, ya que la desplaza. Espaciadas cada 20 cm a 1.5 m.</p>
	<p>Zona c: También se halla al sur del frente de cabalgamientos, pero al oeste de accidente N-S antes mencionado.</p> <p>Dir. Principales: N50, y en menor proporción N-S N130 y N70.</p> <p>Dimensión y estado: decimétricas y métricas, en su mayoría abiertas (reellenas de óxido).</p>		<p>Zonas h e i: Afloramientos a lo largo de la carretera hacia Taguay (parautoctono-autóctono o Escamas Frontales), al NW del frente de cabalgamientos, y principalmente en la Fm. Quebradón.</p> <p>Dir. Principales: N160 a N-S, N10, N70 a N80. Buzamientos entre 60° y vertical.</p> <p>Dimensión y estado: plurimétricas y decimétricas, abiertas princ. las N-S (reellenas de cuarzo). Espaciadas cada 10-70 cm.</p>
	<p>Zona e: Son las mediciones realizadas sobre la estructura sinclinal de la Guavinitas.</p> <p>Dir. Principales: N170 a N-S, N130 y N30. Buz. principalmente verticales.</p> <p>Dimensión y estado: decimétricas y plurimétricas, tanto abiertas como cerradas.</p>		<p>Zona j: Corresponde a las mediciones realizadas sobre la estructura anticlinal de Taguay.</p> <p>Dir. Principales: N30 a N40. N-S a N10. Buz. esencialmente verticales.</p> <p>Dimensión y estado: decimétricas y plurimétricas, sobre todo cerradas. Espaciadas cada 10-20 cm.</p>

Tabla N° 2 (Cont.) . Fracturación en las distintas zonas del área de estudio.

	<p>Zona k: Incluye todas las mediciones realizadas en la parte SW del área del permiso, en las cercanías de Libertad de Orituco.</p> <p><i>Dir. Principales:</i> E-W, N150. Buzamientos principalmente verticales.</p> <p><i>Dimensión y estado:</i> decimétricas y plurimétricas, la mayoría abiertas (re llenas de cuarzo), y otras cerradas.</p>		<p>Zona o: Afloramientos ubicados al norte del frente de cabalgamiento, al NE de Sabana Grande.</p> <p><i>Dir. Principales:</i> N10 a N20, N160 a N-S y E-W. Buz. princ. entre 70° y 80°.</p> <p><i>Dimensión y estado:</i> decimétricas y plurimétricas, difícil distinguir si son abiertas o cerradas.</p>
	<p>Zona l: Mediciones realizadas en el dominio autóctono (Fm. Chaguaramas), al sur del cabalgamiento observado al SE de Lezama.</p> <p><i>Dir. Principales:</i> N10 a N20, E-W, N160. Buz. verticales en su mayoría.</p> <p><i>Dimensión y estado:</i> decimétricas y métricas, por las malas condiciones de afloramiento es complicado saber si son abiertas o cerradas.</p>		<p>Zona q: Corresponde a los afloramientos al sur de San Antonio de tamanaco, hacia la población de Chaguaramas (autóctono).</p> <p><i>Dir. Principales:</i> N130 a N140, N60 y N165. Buz. principalmente verticales.</p> <p><i>Dimensión y estado:</i> decimétricas y plurimétricas, tanto abiertas (re llenas de cuarzo u óxido) como cerradas</p>
	<p>Zona m: Correspondiente a los afloramientos ubicados al norte del cabalgamiento antes mencionado (al NW de la zona l).</p> <p><i>Dir. Principales:</i> N-S a N10, N50 a N70, N140 (parece ser la más reciente, ya que desplaza a las otras). La mayor parte verticales.</p> <p><i>Dimensión y estado:</i> decimétricas y métricas, la mayor parte son cerradas, pero muchas de las abiertas se encuentran re llenas cuarzo. Espaciadas cada 10-35 cm.</p>		<p>Zona r: Ubicada en el extremo oeste del área del permiso, se encuentra al sur del pliegue anticlinal de las zonas f y g, el cual esta limitado al sur por un cabalgamiento.</p> <p><i>Dir. Principales:</i> N40 a N50, N70 y N130. Buz. principalmente verticales.</p> <p><i>Dimensión y estado:</i> decimétricas, difícil discriminar si son abiertas o cerradas. Ocasionalmente re llenas de cuarzo.</p>

Para tener una mejor idea de la ubicación de las diferentes zonas, y de las orientaciones de la fracturación en las mismas, se muestra seguidamente la figura 12.

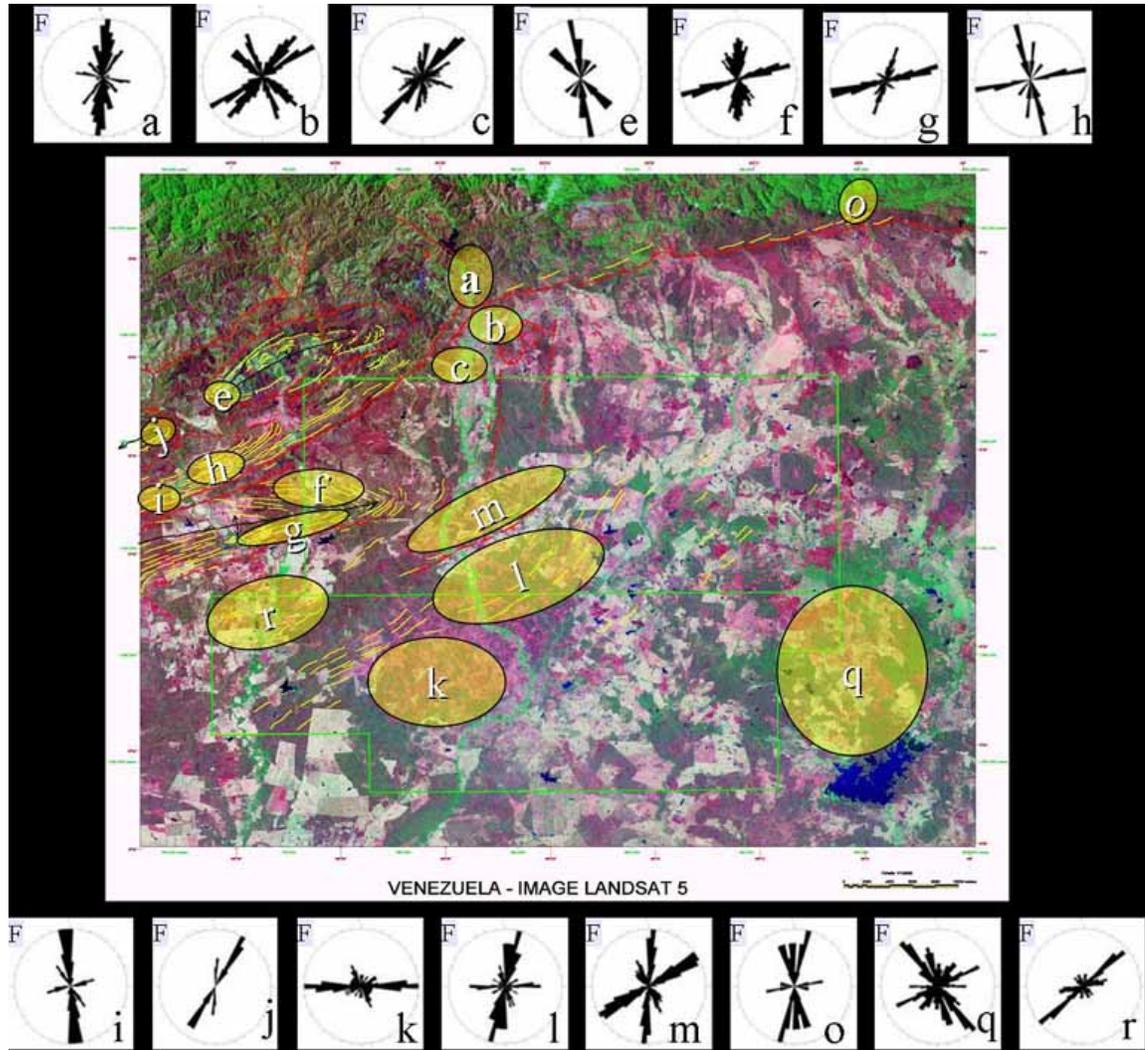


Figura 12. Ubicación de las zonas de agrupación de datos y sus respectivos diagramas de rosa para la fracturación, realizados en el programa *STRESS Ver. 1.6.2*.

CARACTERÍSTICAS DE LOS AFLORAMIENTOS FRACTURADOS

Por las características observadas en la fracturación de ciertos afloramientos, se considera de cierta relevancia describir las mismas a continuación.

A. Estación ST041 (Río Guayas)

Esta estación se encuentra en el límite meridional de la Zona Piemontina, en el dominio definido por algunos como alóctono. La unidad aquí mostrada son areniscas bien litificadas, con patrones de fracturación bien definidos. Las tres familias principales de fracturas poseen orientaciones N-S, N60 y N140, tal se muestra en la figura 13.

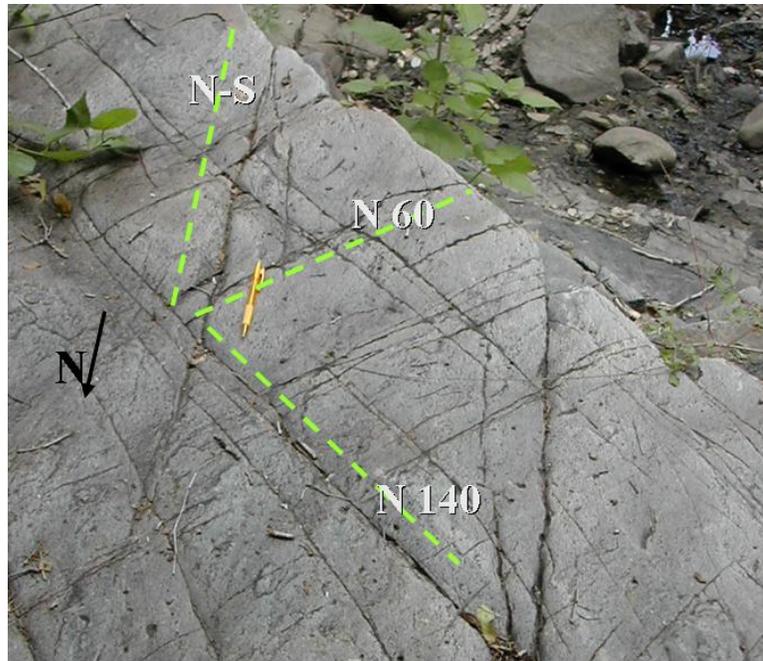
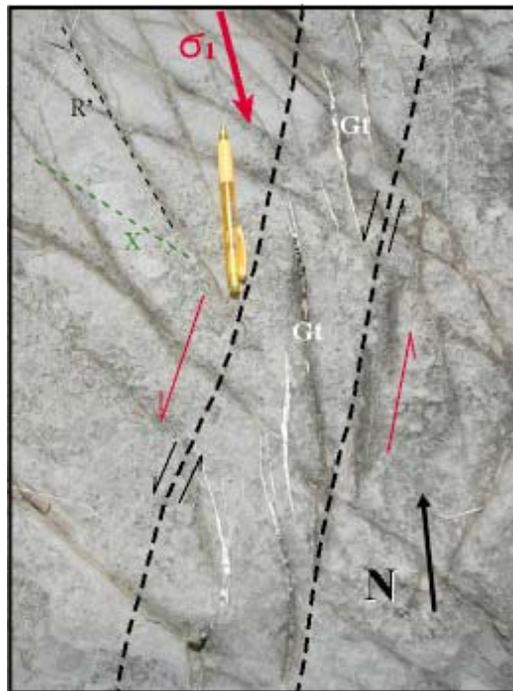


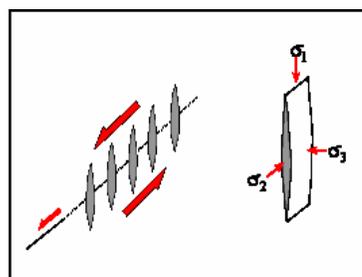
Figura 13. Principales orientaciones de las fracturas en la estación ST041

En el mismo afloramiento fue posible observar grietas de tensión *en échelon* que permiten inferir la orientación de los paleoesfuerzos que actuaron en esa localidad, tal como se señala en la foto que se muestra a continuación (figura 14). Allí se muestran

las grietas de tensión, en color blanco debido al relleno de cuarzo, con las letras Gt; la zona de cizalla entre dos líneas negras discontinuas; las fracturas correspondientes a los *riedels* antitéticos (R') y a las fracturas X; en rojo el sentido de movimiento del cizallamiento y la orientación de σ_1 . Dicho esfuerzo principal está orientado aproximadamente N-S, pero no se descarta que estas rocas sufrieran cierta rotación durante su deformación y transporte.



(a)



(b)

Figura 14. (a) Orientación de paleoesfuerzos en la estación ST041.

(b) Grietas de tensión y orientación de los esfuerzos (Modificado de POMEROL *et al.*, 2002)

B. **Estación ST140** (al norte de Oruz)

Esta estación se halla en la Zona Piemontina, en el dominio alóctono. Acá se tienen areniscas con claros patrones de fracturación, siendo las orientaciones principales de la misma N-S y N145, como se observa en la figura 15. Dichas rocas pertenecerían a la Formación Naricual, con sus característicos niveles de carbón que en algunos casos superan los 2,5 m de espesor.



Figura 15. Principales orientaciones de las fracturas en la estación ST140.

C. **Estaciones ST028, ST100 y ST098** (Fundos La Candelaria y Virgen del Valle)

Las tres estaciones se encuentran en el dominio autóctono o dentro del antepaís propiamente dicho, todas ellas también dentro del área del campo Yucal Placer. Afloran areniscas de la Formación Chaguaramas, y destaca el hecho de que se presenten varias direcciones comunes de fracturación, tales como N140, N60-70 y N-S, como puede notarse en la figura 16. El afloramiento **a** se encuentra en la entrada al Fundo Virgen de Valle, mientras que el **b** y el **c** se hallan en las inmediaciones del Fundo La Candelaria.

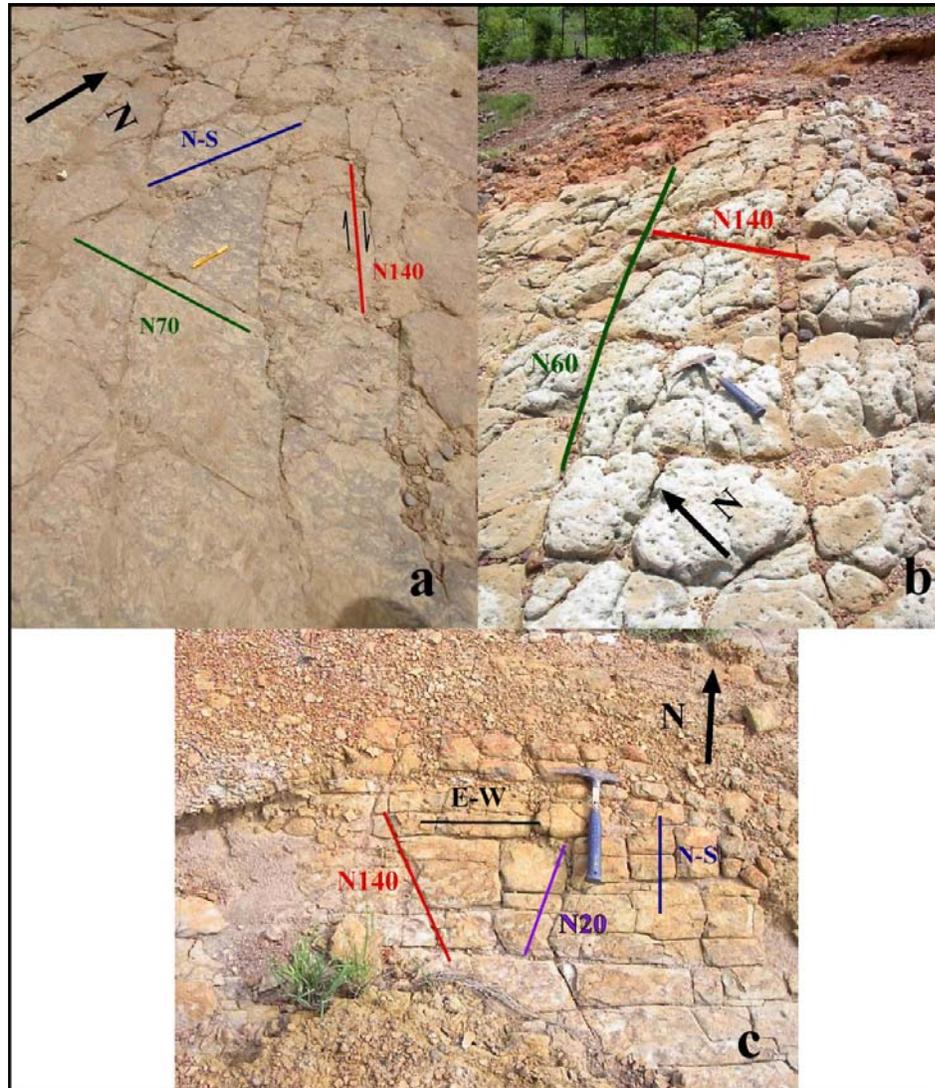


Figura 16. Principales orientaciones de fracturas en las estaciones ST028 (a), ST100 (b) y ST098 (c).

D. **Estación ST112** (vía San Antonio de Tamanaco-El Cinco)

En un grueso banco de arenisca que ha de ser parte de la Formación Chaguaramas, ubicado en el curso de un pequeño drenaje, se observó un patrón de fracturación muy bien definido. La dirección principal de las fracturas es N150 (como se evidencia en la figura 17), pero también se encuentran otras de orientación N70 y N10.

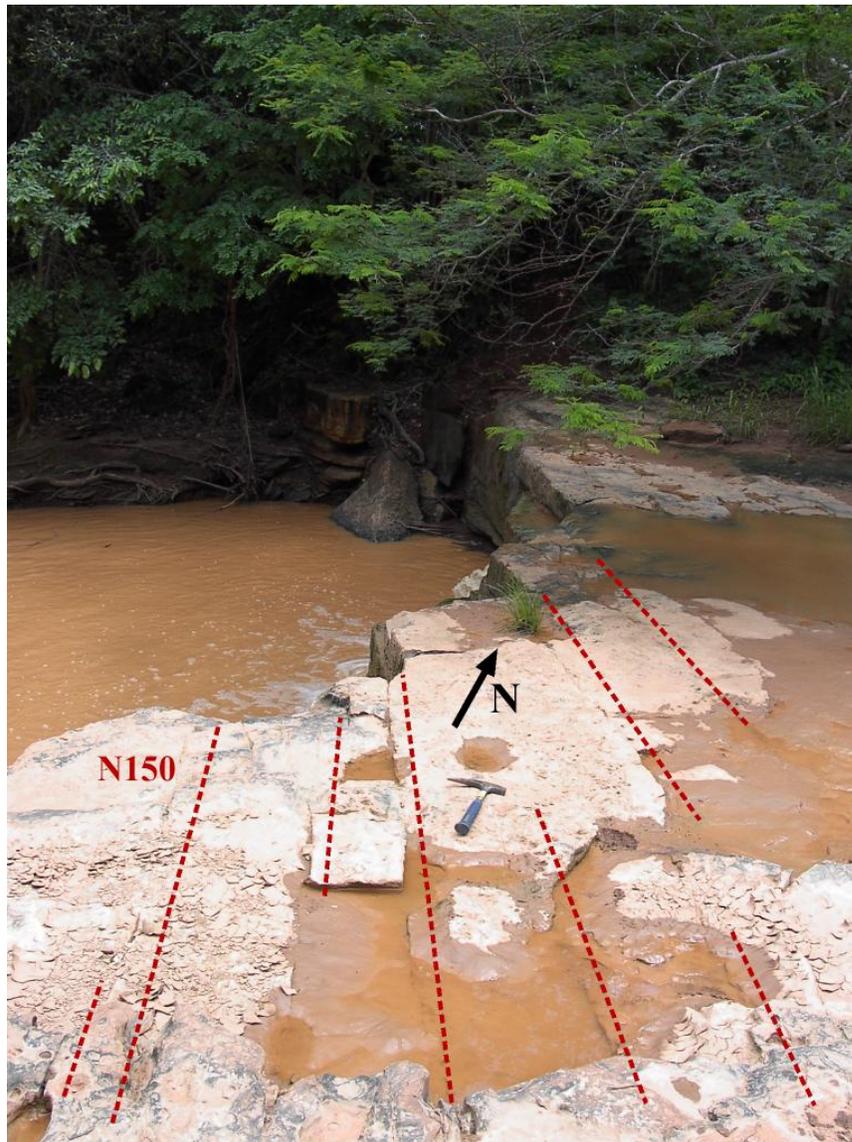
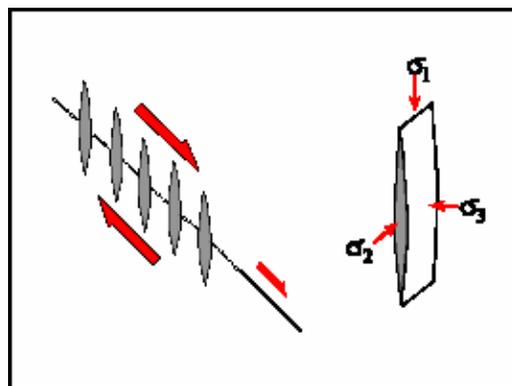


Figura 17. Principales orientaciones de las fracturas en la estación ST112.

También se encontraron grietas de tracción *en échelon* que permitieron tener una idea de la orientación de los esfuerzos que les dieron origen. Esta situación se ilustra con claridad en la figura 18, de donde se deduce un σ_1 de orientación casi N-S.



(a)



(b)

Figura 18. (a) Orientación de paleoesfuerzos en la estación ST112.

(b) Grietas de tensión y orientación de los esfuerzos (Modificado de POMEROL *et al.*, 2002)

Fracturación en pozos

Tal como lo explican BARTON & ZOBACK (1994), muchas de las fracturas observadas en los pozos son el resultado de fallas en el material localizado alrededor del agujero de perforación como respuesta a la compresión horizontal. Éstas son las llamadas fracturas inducidas.

El registro de imágenes de pozo, o UBI, es una herramienta de registro ultrasónico bastante útil para mostrar rasgos litoestratigráficos, y para medir la orientación y distribución de las fracturas naturales, así como las características de las fracturas inducidas. Dicha herramienta genera una imagen en 360° de las paredes del pozo.

A partir de los datos de fracturación de tres pozos, fueron realizados los diagramas de rosa correspondientes a las direcciones de fractura en los diferentes yacimientos. Estos resultados se ilustran en la figura 19.

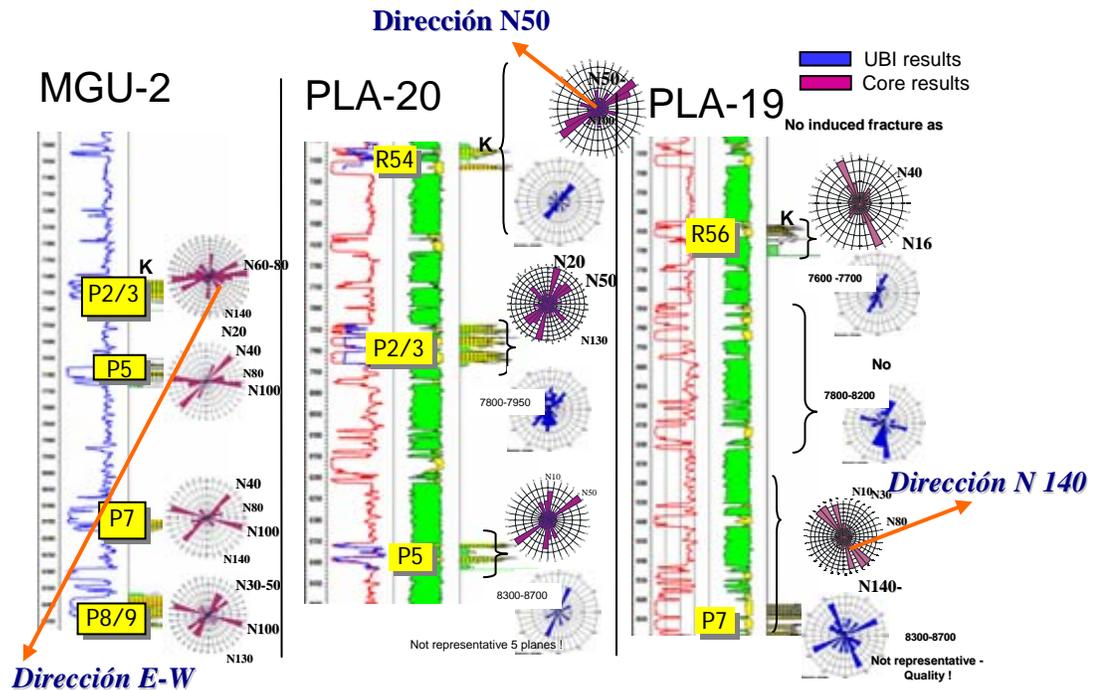


Figura 19. Diagramas de la fracturación en los pozos. Tomado de GÓMEZ (2003).

GÓMEZ (2003) menciona y describe las características estructurales observadas en los núcleos y los registros de imágenes de pozos (UBI). Suelen tenerse más datos de fracturas a partir de núcleos que del UBI, principalmente de las fracturas subverticales. Además, en el UBI se observa una importante fracturación ligada a la ovalización, y en este tipo de registro es difícil diferenciar las fracturas naturales de las inducidas.

El buzamiento estructural es aproximadamente horizontal a nivel de yacimientos ($< 5-10^\circ$), con rumbos muy dispersos. Se determinan cuatro direcciones de fracturas principales: N130-150, N10-20, N30-50, N80-100; todas ellas con tendencia a la verticalidad.

Otras estructuras son observadas en los núcleos y registros de pozos, como fracturas abiertas, estilolitas, planos de cizalla. A continuación un resumen de las características de las mismas señaladas por este autor.

- Fracturas Abiertas: son delgadas fracturas de tensión, generalmente con altos buzamientos y sólo visibles a lo largo de pocos centímetros. A veces exhiben relleno de cuarzo entre los dos lados del plano de fractura. Muchas "cruzan" las estilolitas. Las fracturas de mayor buzamiento ($80-90^\circ$) no son detectados por el UBI pero si lo son en los núcleos. Dichas fracturas de tensión subverticales poseen rumbo preferencial N150-160, si bien existen en menor proporción otras de rumbo N30-40. Frecuentemente se encuentran *en échelon*, e incluso conectadas.

-Estilolitas: frecuentes sistemas de estilolitas estratiformes y grietas de tensión que pueden sugerir preliminarmente un σ_1 vertical. GÓMEZ (2003) señala que esa debe corresponder a una dirección de paleoesfuerzos, pero puede ser perfectamente la dirección actual del esfuerzo principal. (Ver figura 20).



Figura 20. Relación entre las estilolitas y el esfuerzo principal σ_1 (Tomado de POMEROL *et al.*, 2002).

- Crenulación en areniscas: se observa una especie de microplegues paralelos de rumbo N30-60, lo cual le confiere cierta "rugosidad" en las superficies de ruptura. Esto se ha relacionado con el régimen de deformación durante el Oligoceno Medio a Tardío. El proceso de crenulación pudo ser:

a) *Mecánico*: Microplegamiento de la fabrica bajo una compresión con σ_1 N150.

b) *Diagenético*: Flujo de cuarzo en una dirección preferencial durante la silicificación.

- Planos de cizalla: se reconoce una falla normal intra-P5 (PLA20) en arcillas a 8356 pies de profundidad, y una falla transcurrente en el reservorio P2/3 a 7911 pies de profundidad. GÓMEZ (2003) sugiere que el régimen de deformación puede corresponder a movimientos normales conjugados y transcurrentes. En la figura 21 se muestra la relación entre los planos de fallas conjugados y el probable σ_1 .

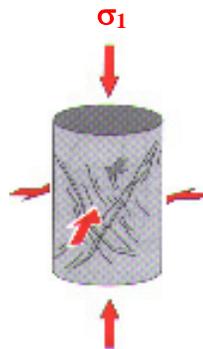


Figura 21. Relación entre las fallas conjugadas y el esfuerzo principal σ_1 (Tomado de POMEROL *et al.*, 2002).

- Relación entre facies y deformación: las fracturas abiertas y estilolitas conectadas se asocian preferencialmente a arenas de grano fino a medio, generalmente con escasa matriz. La fracturación parece ser "facies-selectiva", cambiando de una capa a otra, como por comportamiento mecánico.

OBSERVACIONES

Desde hace bastante tiempo se ha insistido en la idea de que las direcciones de fracturación halladas en superficie han de existir también en el subsuelo, pero en muchos casos no parece cumplirse esto de una manera exacta.

En este caso parece no existir duda de la correspondencia entre las direcciones de las fracturas reportadas tanto en superficie como en pozos. De acá la importancia de estos estudios de fracturación en superficie en la región de Yucal Placer, ya que la caracterización de la misma podría extrapolarse a los yacimientos.

II. ACCIDENTES N-S Y NNE-SSW

En la región se observan varios lineamientos importantes dentro del dominio autóctono, con orientaciones N-S y NNE-SSW, como se muestra en la figura 22:

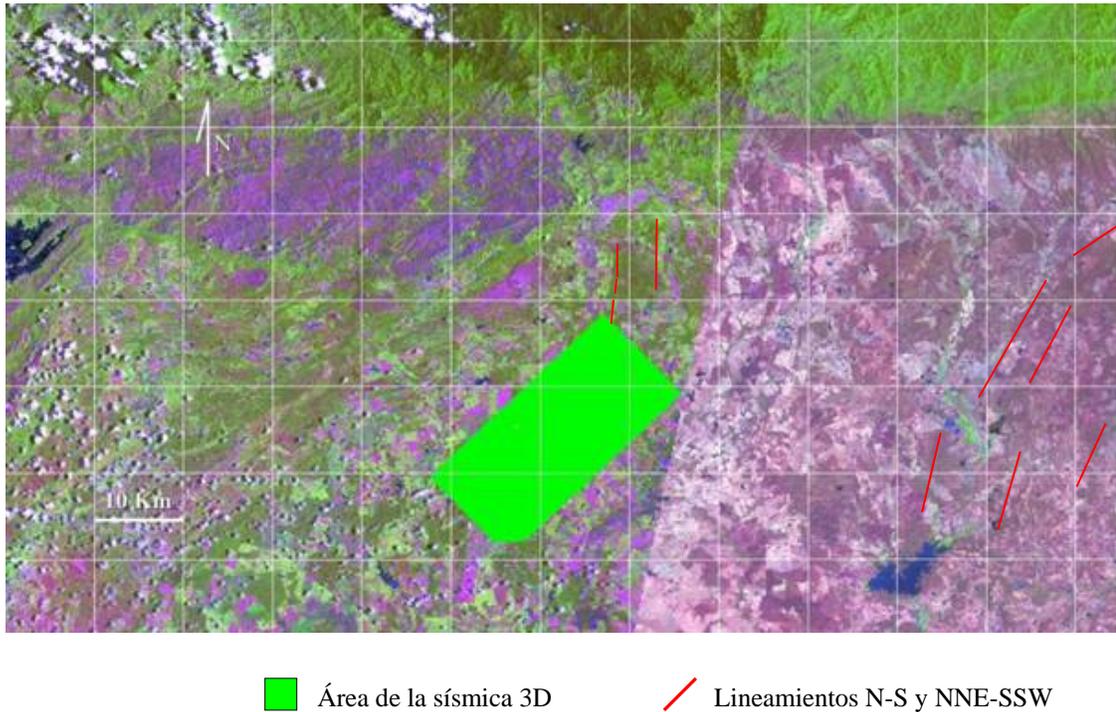


Figura 22. Ubicación de los accidentes N-S y NNE-SSW en el área de estudio.

En primer lugar se describirán los accidentes de orientación N-S ubicados en las adyacencias de Altagracia de Orituco, al norte del levantamiento sísmico 3D. Seguidamente se tratarán los accidentes NNE-SSW ubicados al este del área de estudio.

Accidente N-S entre Altagracia de Orituco y Lezama

El mismo es observable en fotografías aéreas, imágenes radar ERS (Figura 23), Landsat 7, el DEM (figura 24), e incluso en los mapas topográficos. Posee un desnivel topográfico máximo de aproximadamente 20 m, y un rumbo N-S que se hace ligeramente NNE-SSW en las cercanías de Lezama.

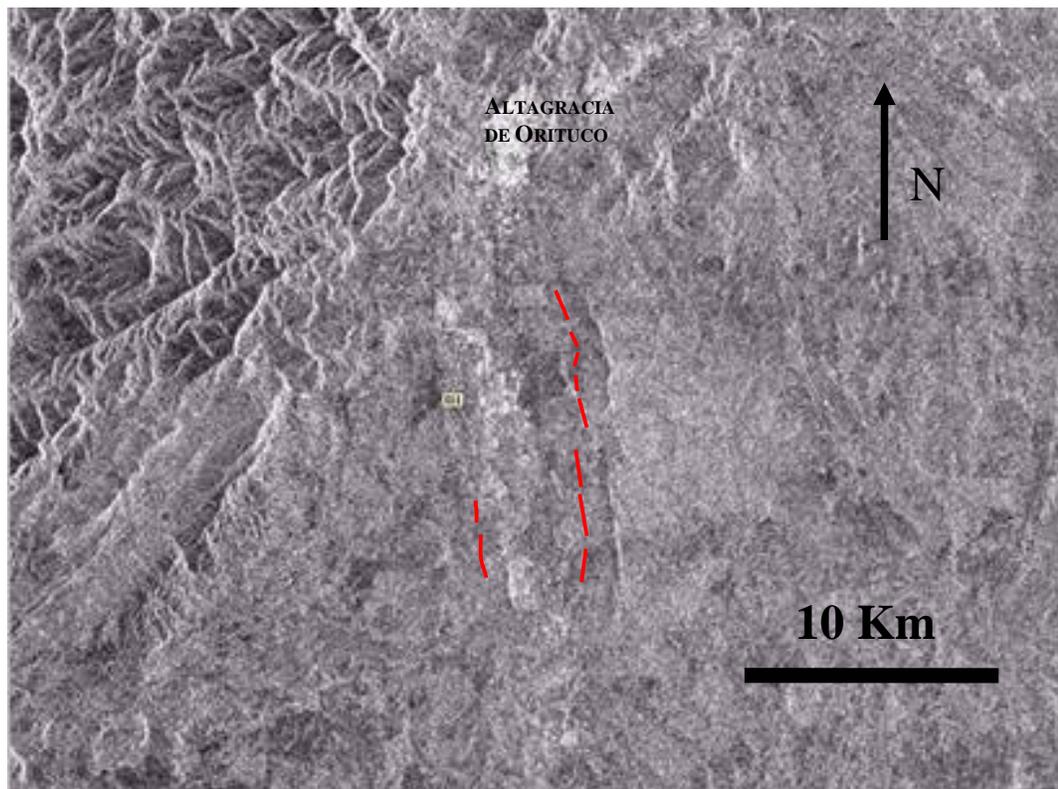


Figura 23. Detalle de la imagen ERS-1 24356 donde se observa el accidente N-S entre Altagracia y Lezama.

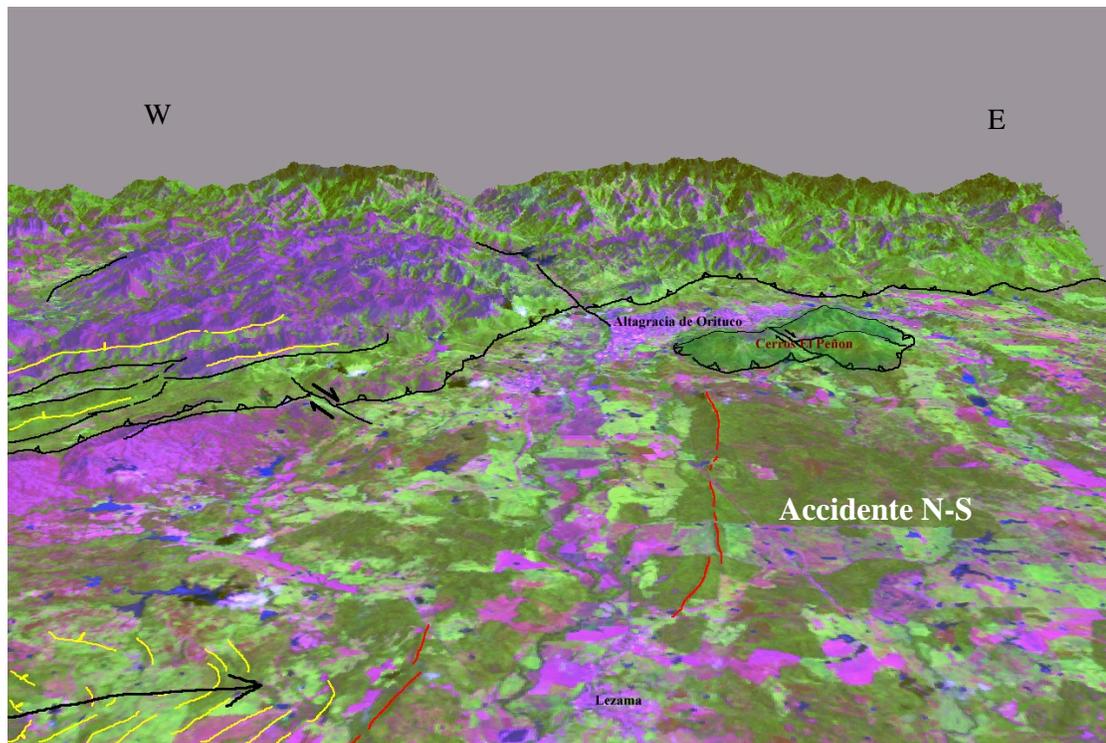


Figura 24. Accidente N-S entre Altigracia y Lezama, en imagen tridimensional a partir del DEM y la composición coloreada 742.

A lo largo de las zonas del mismo observadas en campo se encontró una estratificación horizontal. No fue posible hallar superficies estriadas, a excepción de una de pequeñas dimensiones y de la cual se duda si se hallaba *in situ*.

Al realizar un perfil topográfico perpendicular a este, se observa que no posee la morfología de una falla normal (primera hipótesis planteada en campo); por el contrario, se asemeja más a la de una falla transcurrente, tal como se muestra en la figura 25.

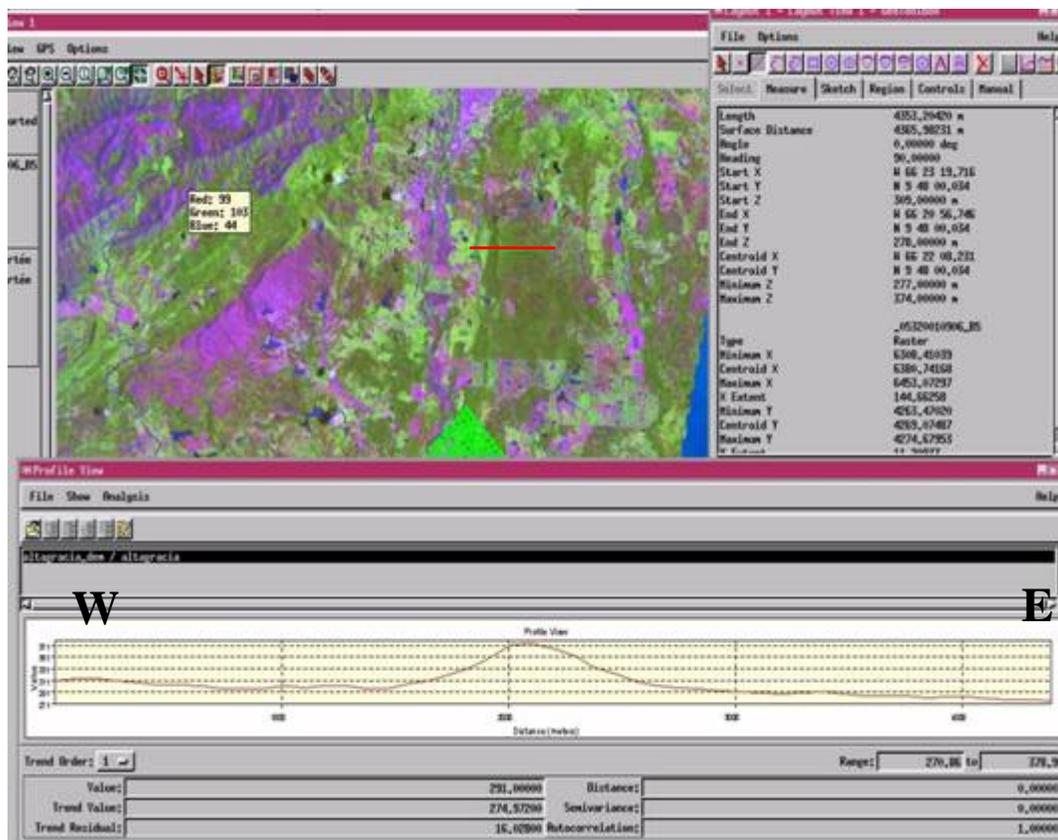


Figura 25. Perfil topográfico exagerado del accidente N-S entre Altagracia y Lezama, en imagen tridimensional a partir del DEM y la composición coloreada 742. En rojo, sobre la imagen, se indica la línea del perfil.

Este accidente correspondería a la expresión superficial de una de las fallas transcurrente de orientación N-S observadas en la sísmica 3D (la del este). La otra falla no posee una expresión superficial tan evidente. Sin embargo, surge una disyuntiva cuando se intenta establecer el sentido del movimiento:

- Según la dirección de esfuerzos provenientes de los datos de pozos y el *Quick Look* estructural de la sísmica 3D, se trata de una falla dextral. Sin embargo, no parece conveniente extrapolar esta dirección de esfuerzos para este accidente en la superficie.

- De acuerdo a la orientación regional de los esfuerzos (*World Stress Map*, 2002 y AUDEMARD *et al.*, 2000), y con ciertas direcciones de compresión determinadas con los datos de campo, se trataría de una falla sinistral. Esto es lo más viable.

Hasta el momento, a pesar de que la mayoría de la información disponible apunta a un sentido de movimiento sinistral para este accidente, sería conveniente revisar con detalle la sísmica disponible.

Existe otro accidente de orientación similar que se observa en Ipare, mostrado en la foto siguiente (figura 26). Este es mucho más rectilíneo y parece tratarse de un accidente normal (no transcurrente), cuyo lado deprimido es el bloque del oeste.



Figura 26 Escarpe de Ipare.

Accidentes NNE-SSW entre San José de Guaribe y San Antonio de Tamanaco

Estos son visibles principalmente sobre las imágenes de radar (figura 27), aunque también tienen una expresión mucho más sutil en las imágenes Landsat TM. Son bastante rectilíneos, y algunos parecen estar en relevo respecto a otros. La mayoría de ellos posee orientaciones NNE-SSW, pero existe uno al norte de rumbo NE-SW (marcado en azul dentro de la figura 27 anteriormente señalada).

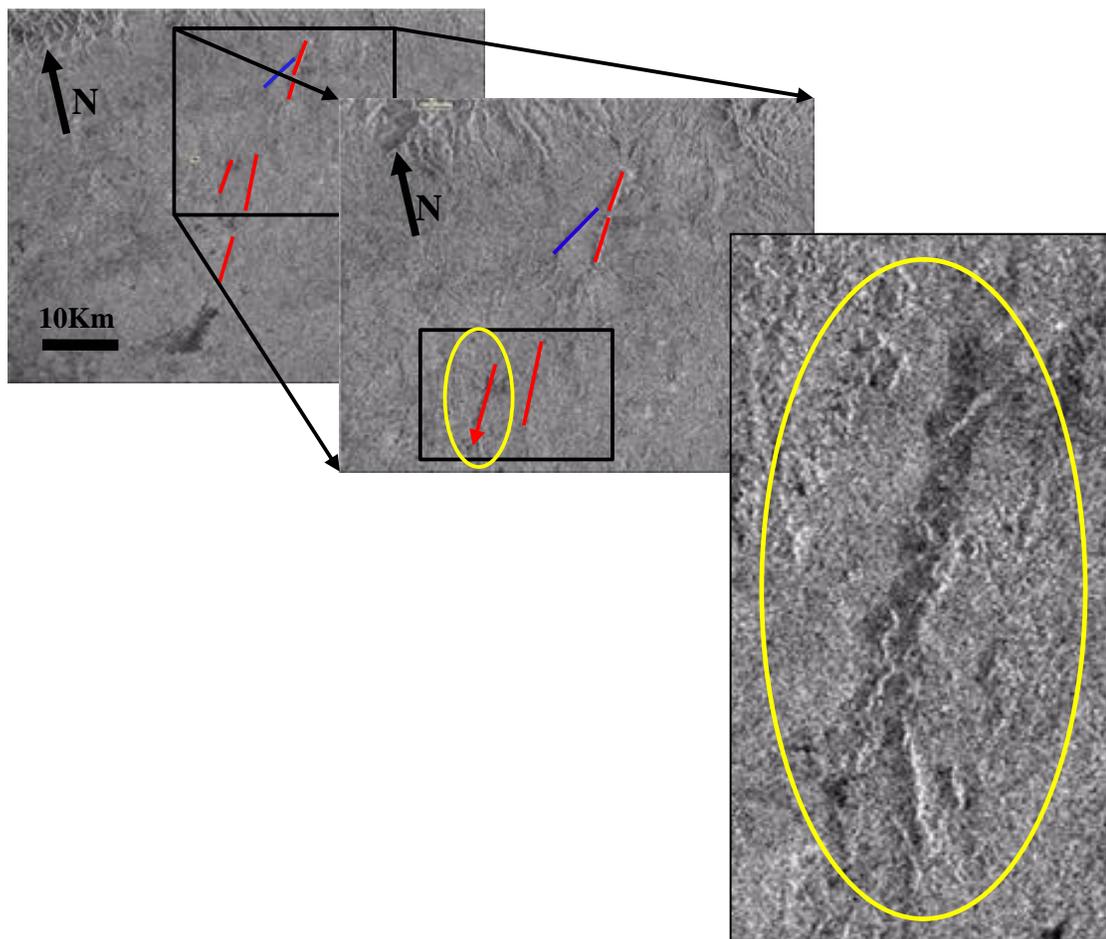


Figura 27 Accidentes NNE-SSW. Las estructuras de forma triangular no corresponden a la estratificación.

Hacia esta zona, en el campo se observó que las superficies de estratificación son horizontales, con pequeñas inclinaciones en algunos lugares que no sobrepasan los 4° , generalmente hacia el E. La morfología de ellos en campo puede ser similar al de las cuestas en ciertos lugares (figura 28). Sin embargo, más hacia el sur se nota claramente que se trata de escarpes, como se muestra en la figura 29.

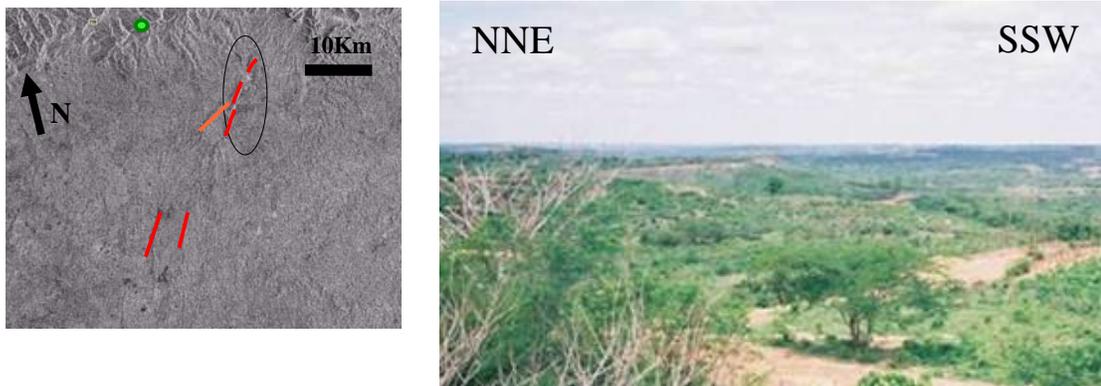


Figura 28. Aspecto de cuesta de uno de estos accidentes en el poblado de El Cinco, y su ubicación relativa en la imagen de radar.

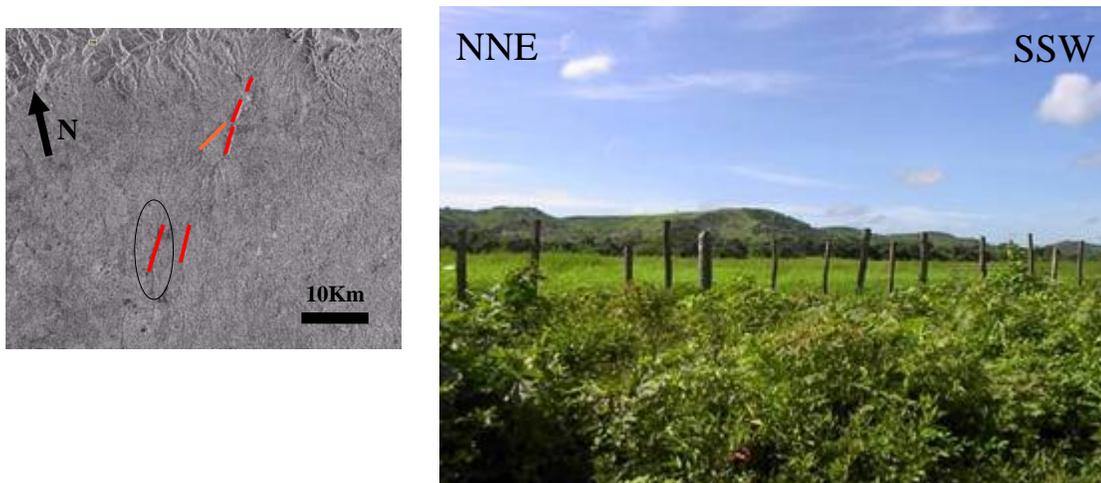


Figura 29. Escarpe de San Antonio de Tamanaco, y su ubicación relativa en la imagen de radar.

Es de resaltar que la mayoría de estos accidentes poseen la misma orientación de la falla Guama-Saban. Esta falla, ubicada algunos pocos kilómetros al este de San José de Guaribe (BLANCO *et al.*, 2000), es la que limita el Graben de Espino al norte y muestra evidencias de inversión tectónica. BLANCO *et al.* (op. cit) también señalan la reactivación de estos accidentes durante los últimos 6 Ma. GONZÁLEZ & LANDER (1990) mencionan el rejuvenecimiento, frecuentemente con un componente transcurrente, de las fallas antiguas Zurón, Guama-Saban, entre otras; y al norte de ellas otras fallas superficiales de ajuste con rumbo N-S.

Considerando que estas fallas posean movimientos transcurrentes, y que la falla marcada en azul es un *riedel*, la componente transcurrente sería dextral (ver figura 28). Esto sería más congruente con el σ_{Hmax} N40 (que no se ha reportado en superficie) que con la compresión regional de σ_1 N140.

No obstante, para poder conocer con certeza el movimiento a lo largo de estos accidentes sería óptimo disponer de sísmica en dicha zona, al NE de Yucal Placer.

III. MICROTTECTÓNICA

A pesar de la considerable extensión del área de estudio, no fue posible hallar un número importante de superficies estriadas de falla; es por ello que el número de estaciones microtectónicas es reducido. Además de ello, se requiere un número mínimo de mediciones, para el cálculo de la orientación de los esfuerzos.

En lo que respecta a los diagramas realizados para las fallas es importante destacar que las orientaciones obtenidas de los vectores de esfuerzo en los dos programas empleados para ello, difieren entre sí de manera considerable. La calidad de los datos empleados determinará cuáles podrán o no ser utilizados por dichos programas.

En primer lugar se tiene que para la introducción de los datos de fallas en el programa *TectonicsFP 1.6.2* es completamente indispensable conocer la orientación de las estrías de cada plano, por lo cual no son tomados en cuenta aquellos planos de falla con un movimiento conocido a lo largo del mismo pero que no presentan estrías medibles. En campo, existía una cantidad nada despreciable de este tipo de superficies de falla.

En el programa *STRESS ver.6.1*, por el contrario, se toman en cuenta tanto los planos con estrías medidas como aquellos donde no fue posible hacer la medición de las estrías. Es la orientación de estos planos la que también puede aportar información sobre la orientación del tensor de esfuerzos que les dio origen, al suponer que todos sean formados como consecuencia de una misma fase de deformación.

Es por todo lo anterior que se tomará la orientación de los esfuerzos calculada por el programa *STRESS*, y del *TectonicsFP* se emplearán los otros diagramas.

Existe un hecho que queda muy bien evidenciado cuando se tienen los datos de algunas estaciones de medición graficados en el programa *STRESS*: el carácter polifásico de la deformación. Se muestran en colores diferentes aquellos datos que no puedan ser atribuidos a una misma fase de deformación.

Las estaciones microtectónicas serán descritas siguiendo ciertos puntos a los cuales hace referencia LOYO en su trabajo de 1986:

1. Ubicación geográfica.
2. Breve descripción del contenido estratigráfico.
3. Descripción de las microestructuras.
4. Resultados sobre las principales direcciones de esfuerzos.
5. Calidad de los resultados obtenidos.

En la figura que se muestra a continuación (figura 30), se muestra la ubicación de cada una de las estaciones microtectónicas, representadas por triángulos de color rojo.

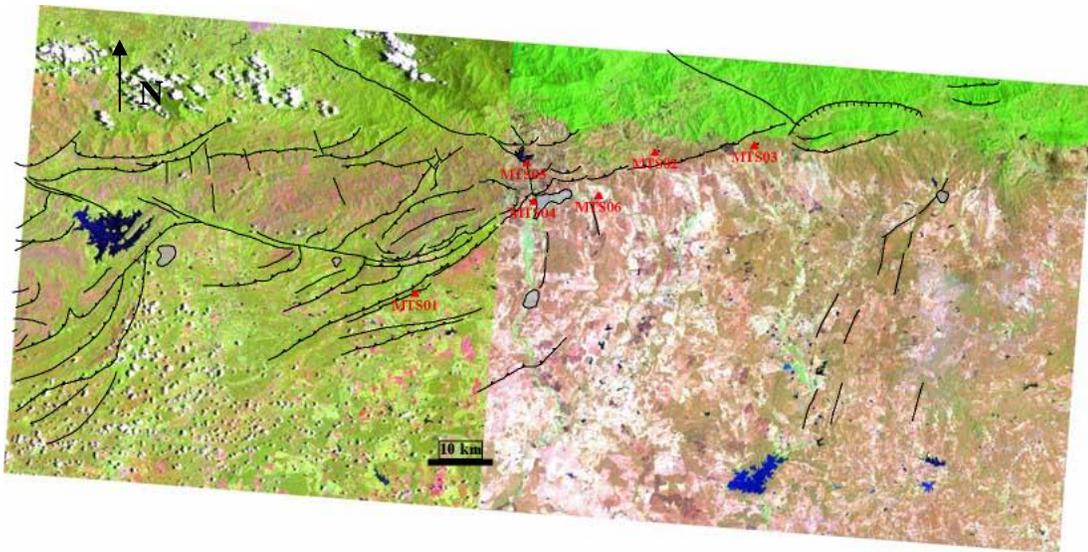


Figura 30. Ubicación de las estaciones microtectónicas.

1. ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA MTS01 (ST037)

- Ubicación geográfica:

Carretera Altagracia de Orituco-Taguay, en las coordenadas N 9°44'20.3" - W 66°33'21.2", como se señala en el mapa de la figura 30.

- Características estratigráficas:

Formación Quebradón (Oligoceno Tardío-Mioceno Medio). So= N50 80°N, los estratos se encuentran volcados. Se trata de una unidad litológica de ambiente continental, compuesta principalmente por lutitas y limolitas, pero con una proporción considerable de areniscas, que tienden a ser conglomeráticas, además de ciertos conglomerados.

- Microestructuras:

Las rocas involucradas han sufrido una intensa deformación, encontrándose varios estratos que no son continuos, y numerosos bloques embebidos entre los sedimentos finos. Parte de esta deformación parece haber sido sinsedimentaria. Entre las principales microestructuras se tienen algunas superficies de falla estriadas, que se caracterizan por poseer orientaciones similares entre sí; como se muestra en la figura 34. También se encontró en el afloramiento un pliegue (figura 31), el cual se pensó inicialmente que se trataba de un pliegue de propagación, pero al observar todo el afloramiento parece ser más bien un *slump* intraformacional.



Figura 31. Foto del pliegue (*slump*) encontrado en la estación microtectónica MTS01. Las líneas amarillas siguen la estratificación.

- Resultados obtenidos:

Está claro que se trata de superficies de fallas dextrales inversas. Todas ellas parecen haberse generado durante el mismo evento de deformación, ya que el programa no las resalta en diferentes colores. El esfuerzo principal σ_1 posee una orientación aproximada de N107, y es casi horizontal (sólo 16° de inclinación); mientras que el σ_3 viene siendo el más cercano a la verticalidad con 60° de inclinación.

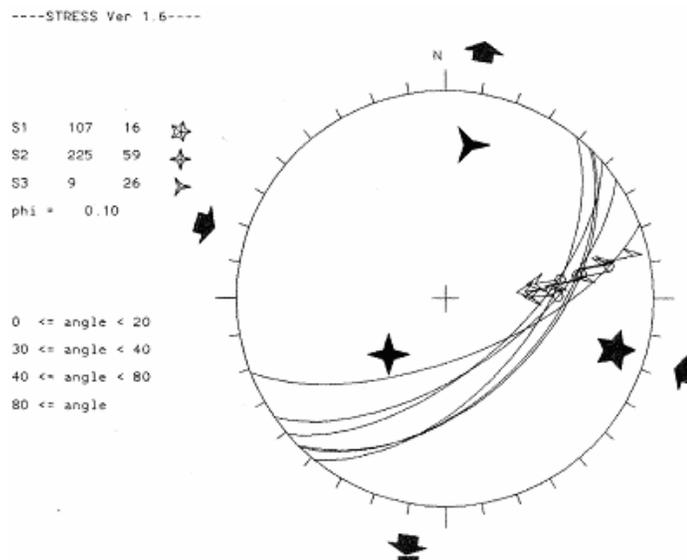


Figura 32. Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS01, con las orientaciones calculadas de los esfuerzos (Obtenido en el programa STRESS ver.6.1).

En la figura 33 se tienen los resultados obtenidos para la misma estación en el programa *TectonicsFP*. La orientación calculada del tensor de esfuerzos difiere de la antes señalada: ahora el σ_1 dice estar más inclinado de lo que se estimó en el programa *STRESS*, y su orientación es casi E-W. El valor calculado de *rapport* ($R= 0.0366$) también ubica a este grupo de fallas como dextrales inversas. Todos los planos tienen orientaciones similares, tal como puede verse en el diagrama de densidad de polos.

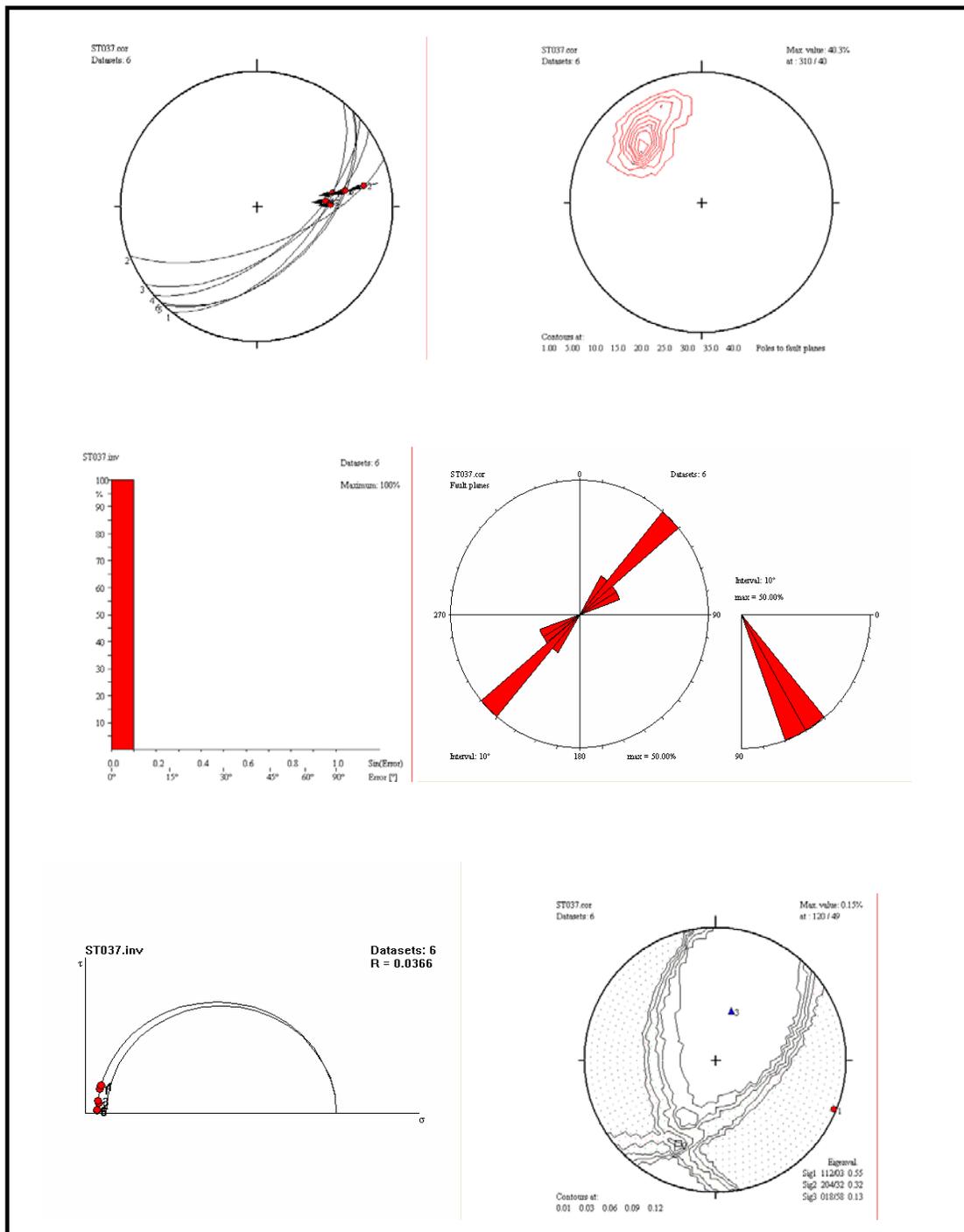


Figura 33. Diagramas para la estación microtectónica MTS01 (Obtenidos en el programa *TectonicsFP.*).

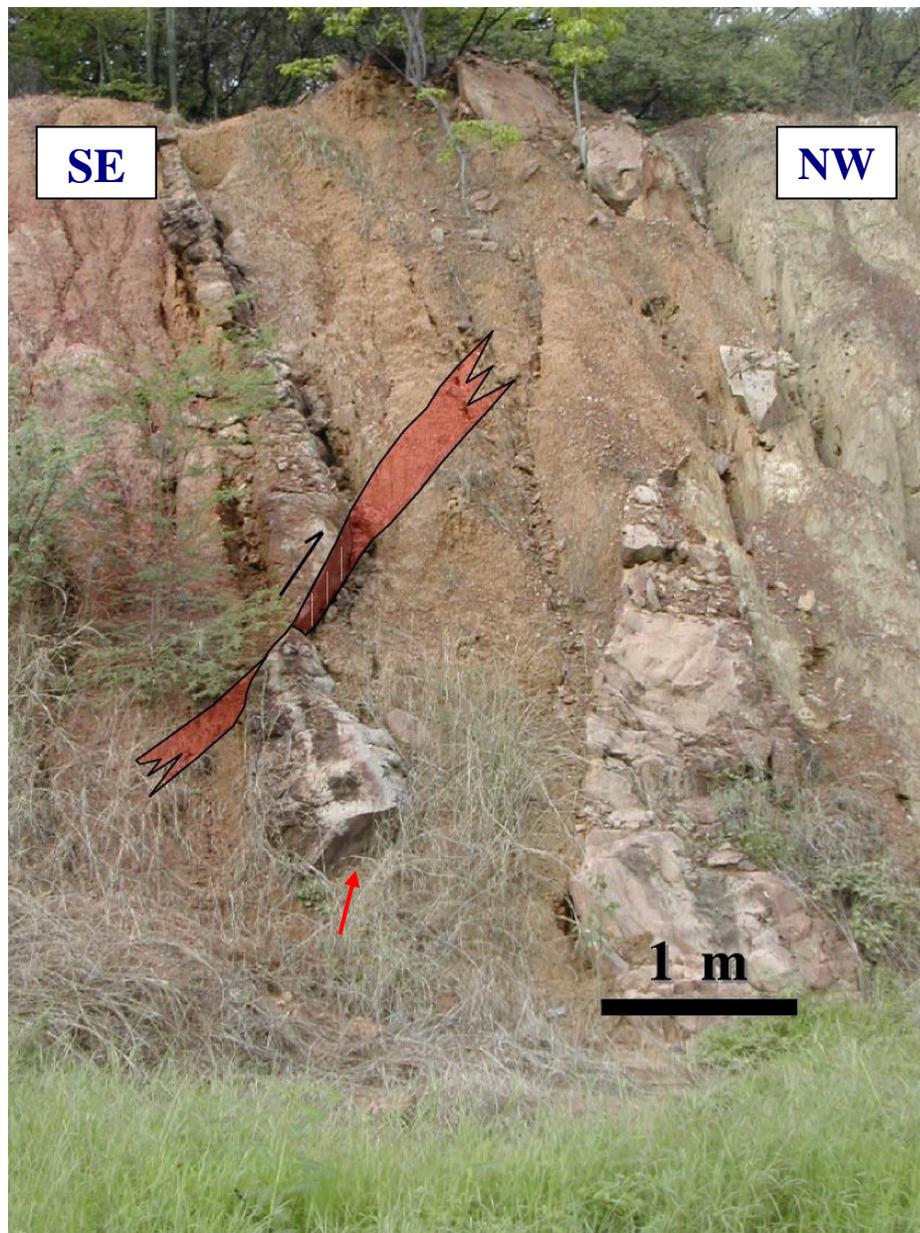


Figura 34. Foto del afloramiento donde se estableció la estación microtectónica MTS01, en la carretera Altigracia de Orituco-Taguay. En rojo una superficie de falla, con su movimiento relativo (las estrías se indican en blanco). En la parte inferior se señala con una flecha otra de las superficies estriadas medidas.

Las características observadas en el afloramiento parecen indicar que la deformación fue sinsedimentaria, y previa al basculamiento de las capas. Otro hecho importante para apoyar este hecho es que la dirección de las fallas es paralelas a las de la estratificación So. Por todo lo anterior, los diagramas obtenidos no son los mejores ya que sería necesario desbascular la secuencia. Al hacer esto, las fallas aparentan entonces ser normales (σ_1 hacia la verticalidad).

- Calidad de los resultados :

El número de mediciones es algo limitado, y todas ellas se agrupan dentro de una misma familia por sus orientaciones similares, tal como se muestra en el diagrama de densidad de polos de la figura 33. Si se pensara que la deformación es postsedimentaria, la orientación del tensor de esfuerzos sería algo similar a la admitida regionalmente, con una desviación que podría explicarse por la cercanía del frente de cabalgamientos. Pero este no parece ser el caso.

Los resultados obtenidos de desbascular la secuencia y admitir que la deformación medida es sinsedimentaria, pueden explicarse de la siguiente manera: las formaciones que se depositaban en la cuenca fueron deformadas por flexión durante el cabalgamiento de las napas provenientes del NW durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Medio.

2. ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA MTS02 (ST056)

- Ubicación geográfica:

Río Macaira, en las cercanías de la población de Turmerino, exactamente en las coordenadas N 9°55'48.4" - W 66°13'2.2", tal como se observa en la figura 30.

- Características estratigráficas:

Esta estación se encuentra en la franja de las Escamas Frontales, en el contacto entre el flysch piemontino de la Formación Guárico (Paleoceno-Eoceno?) y una formación cuyas características (areniscas de grano medio) se asemejan a las de la Formación Quebradón (Oligoceno Tardío-Mioceno Medio). So = N42° 45°N, siendo difícil determinar el tope de la secuencia..

- Microestructuras:

Las estructuras medidas se encuentran sobre una superficie principal de orientación N144° 52°N, sobre la que se distinguen planos aproximadamente paralelos entre sí, y paralelos a la superficie principal mostrada en la foto del afloramiento de la figura 37.

Sin embargo, en el afloramiento se observan las estrías en “*coupe de balai*”. Las estrías horizontales parecen ser de las últimas en haberse generado.

- Resultados obtenidos:

Se nota en primer lugar que existe un grupo de fallas resaltado en azul, lo cual parecería indicar que estas debieron haberse generado bajo un tensor de esfuerzos diferente. Incluso, pueden llegar a identificarse tres grupos de estrías en el diagrama: unas subhorizontales, unas subverticales y las otras oblicuas.

Son las condiciones del afloramiento más que los diagramas obtenidos, los que permiten inferir un cambio gradual en la orientación del tensor de esfuerzos. Los valores calculados por los programas utilizados, como la orientación de esfuerzos y el *rapport* $R= 0.6891$, no son los más acertados para analizar este tipo de estructuras.

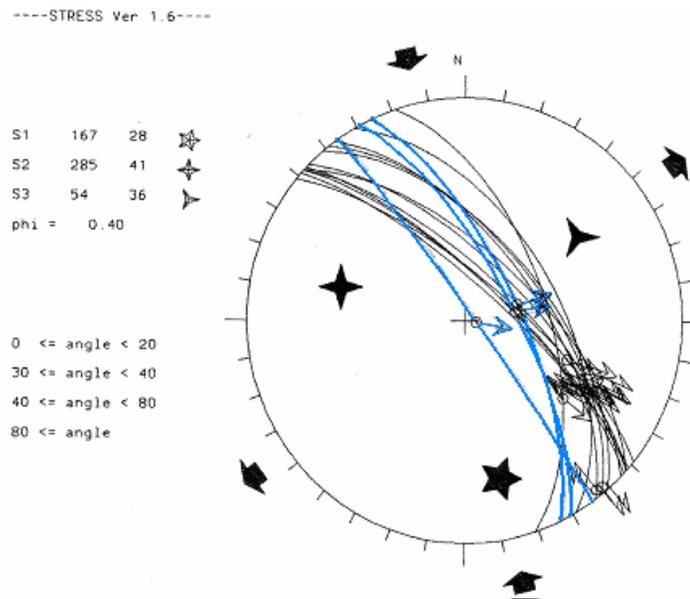


Figura 35. Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS02, con las orientaciones calculadas de los esfuerzos (Obtenido en el programa STRESS ver.6.1).

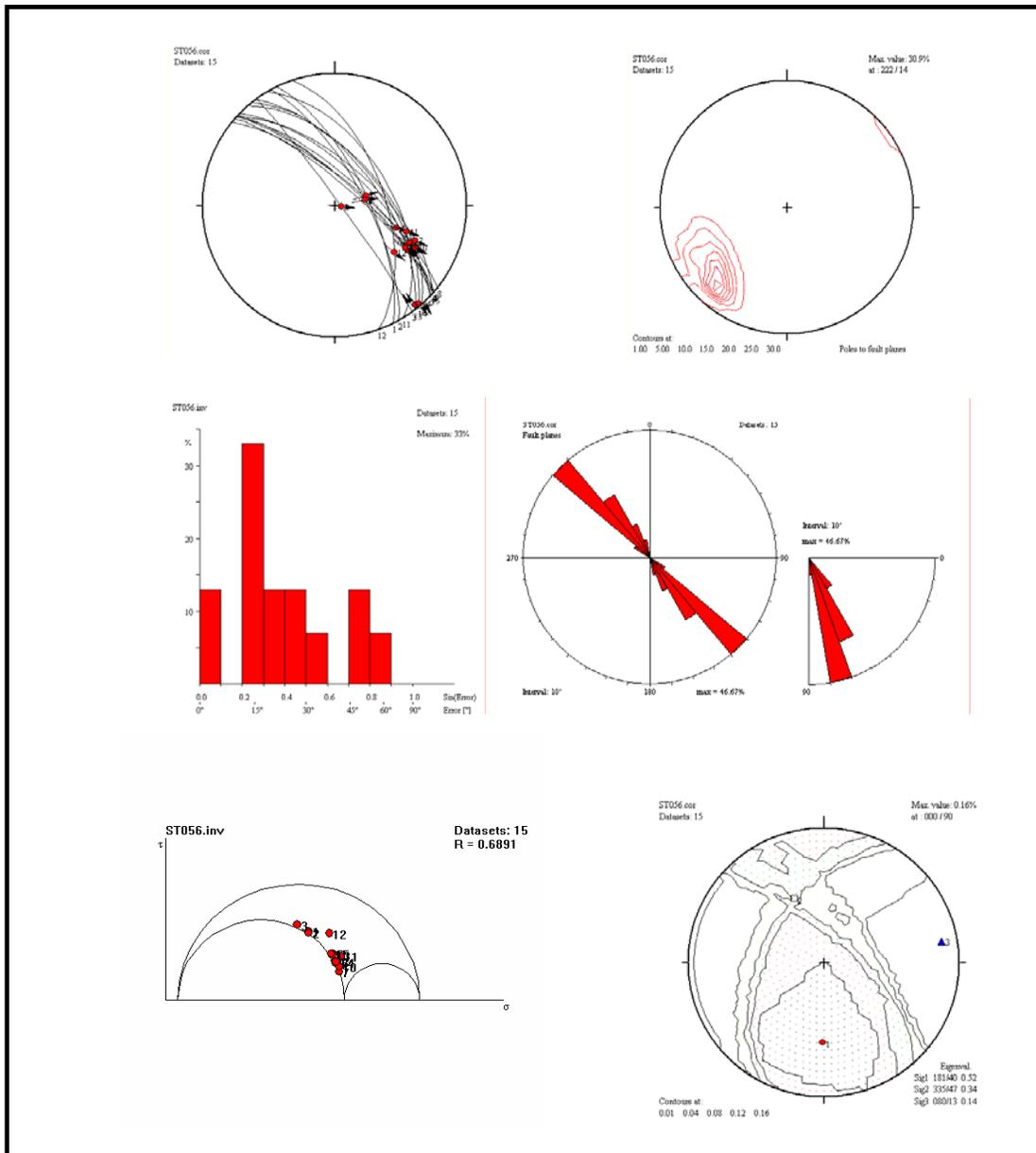


Figura 36. Diagramas para la estación microtectónica MTS02 (Obtenidos en el programa *TectonicsFP.*).

El histograma de la figura 36 muestra que la solución obtenida no es la mejor, existe una gran desviación entre las estrías teóricas y las estrías medidas. Esto se explica por la variación gradual en la orientación del tensor de esfuerzos. Para obtener un mejor resultado sería necesario agrupar los diferentes grupos de estrías y trabajarlos separadamente. Por la cantidad de medidas solo sería posible hacerlo con

el grupo de estrías oblicuas, para tener así la verdadera orientación del tensor de esfuerzos durante este estadio intermedio del cambio de orientación del mismo.

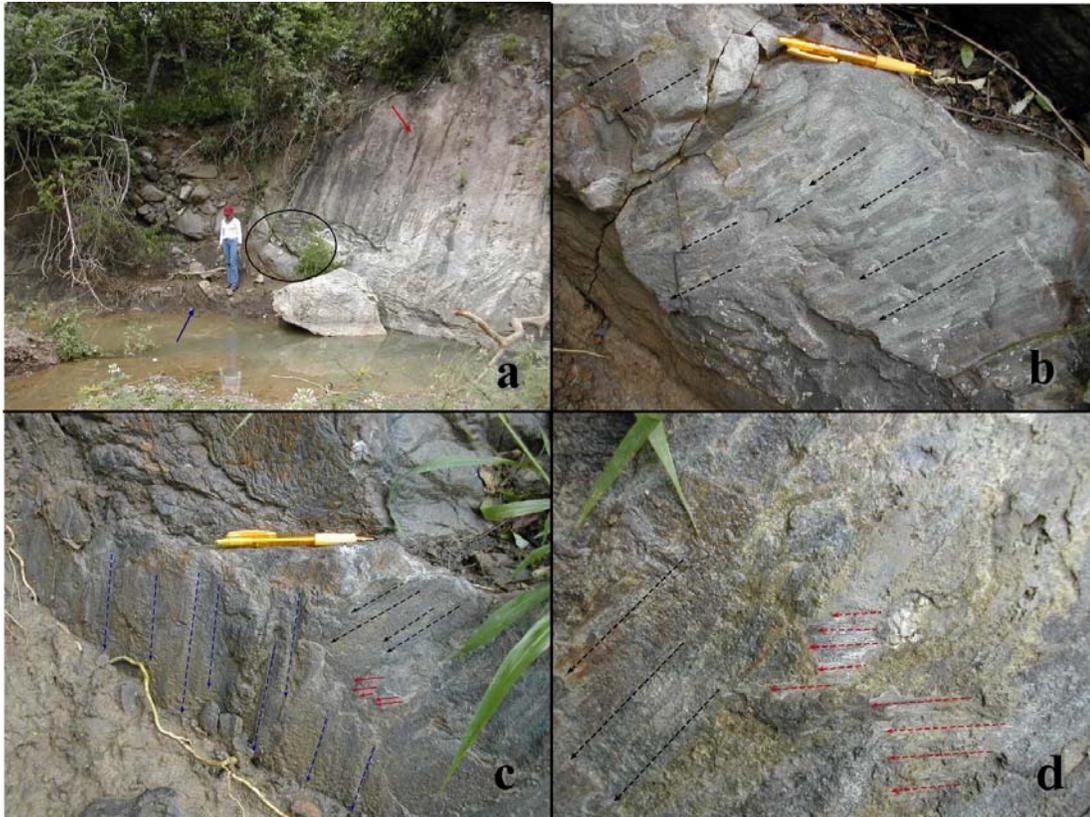


Figura 37. Fotos del afloramiento en el río Macaira , donde se ubica la estación microtectónica MTS02. (a) La flecha roja indica la superficie de falla principal, el círculo encierra el área donde se encontraron la mayor cantidad de estrías, y la flecha azul señala al flysch piemontino de la Formación Guárico, en contacto abrupto con la unidad arenosa más joven. (b), (c) y (d) Muestran los tres grupos principales de estrías medidas: en negro las oblicuas, en azul las verticales y en rojo las horizontales.

Se trata de estrías en “*coupe de balai*”.

- Calidad de los resultados:

La verdadera orientación de uno de los tensores de esfuerzos se obtendría con el análisis del grupo de las estrías oblicuas, por separado. Para obtener las variaciones del tensor de esfuerzos sería necesario hacer más mediciones de los otros grupos de estrías (verticales y horizontales).

3. ESTACIÓN MICROTECTÓNICA MTS03 (ST060)

- Ubicación geográfica:

Esta estación se encuentra en la quebrada Tucupido (entre Sabana Grande y El Cambur), en las coordenadas N 9°56'32.9" - W 66°4'40.3", como se indica en la figura 30.

- Características estratigráficas:

Areniscas conglomeráticas con color ocre rojizo y de posible edad Mioceno (Formación Quebradón). So = N42° 33'N, estando los estratos aparentemente sólo basculados..

- Microestructuras:

Se trata de varias superficies estriadas que afectan a un banco de arenisca conglomerática.

- Resultados obtenidos:

En los diagramas de densidad de polos, es posible distinguir tres grupos, que a su vez corresponden: uno a fallas normales, otro a fallas sinestrales inversas y el último a una falla inversa más inclinada.

Estas fallas no satisfacen al mismo tensor de esfuerzos, y este hecho se ve ratificado por la salida en diferentes colores de todos los planos en el diagrama de Angelier del programa *STRESS* (figura 38).

Sin embargo, se realizaron los diagramas que fueron posibles en el programa *TectonicsFP* (figura 39).

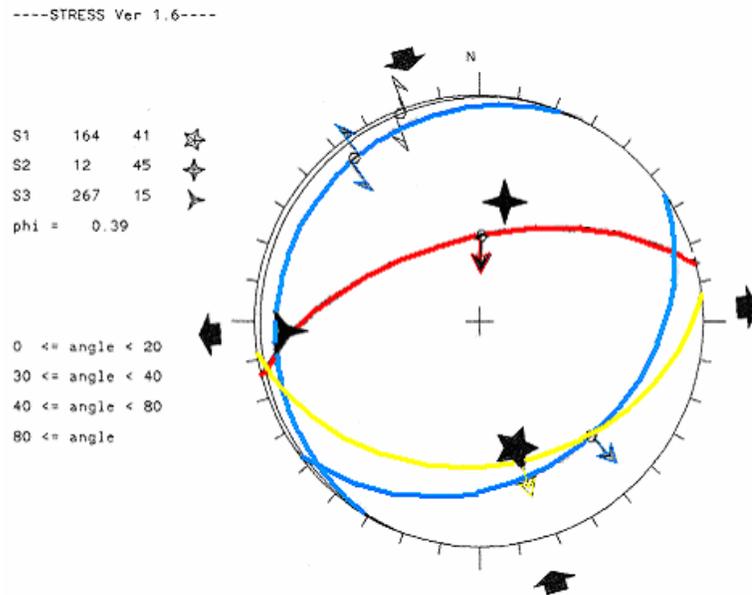


Figura 38. Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS03, con las orientaciones calculadas de los esfuerzos (Obtenido en el programa STRESS ver.6.1).

Si las fallas están basculadas con la secuencia, el tensor de esfuerzos que pudo dar origen a estas fallas debió poseer un σ_1 cercano a la vertical. Entonces, el fallamiento normal que se encuentra representado acá parecen ser fallas conjugadas que posteriormente fueron basculadas.

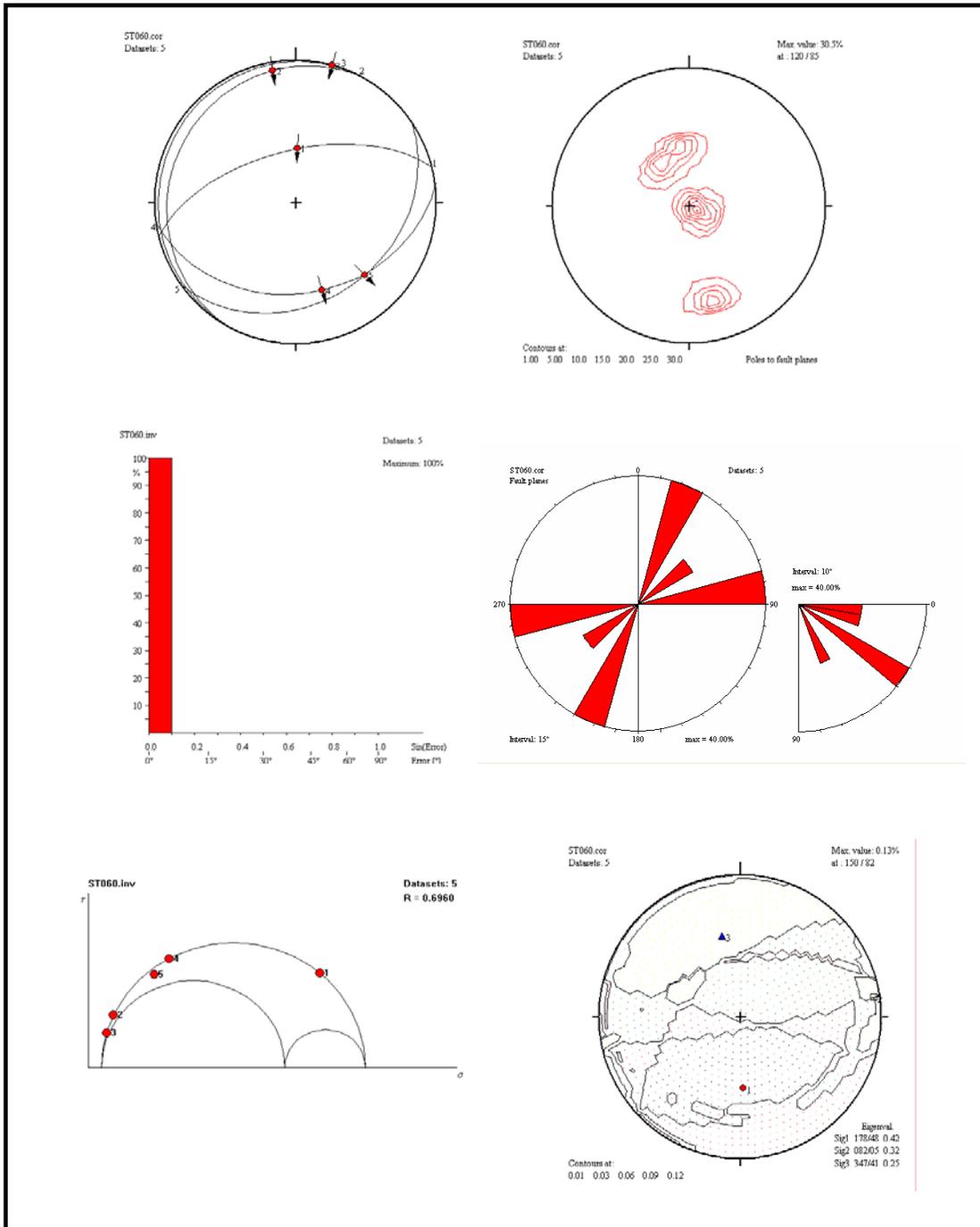


Figura 39. Diagramas para la estación microtectónica MTS03 (Obtenidos en el programa *TectonicsFP.*).

- *Calidad de los resultados:*

Las condiciones del afloramiento no eran las más óptimas para llevar a cabo estas mediciones debido a que los planos estriados eran difíciles de acceder. Por la limitada extensión del afloramiento, no se observa una clara continuidad ni de las estructuras ni de los estratos.

4. ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA MTS04 (ST130)

- Ubicación geográfica:

Esta estación se ubica en la parte norte de Altagracia de Orituco, entre los sectores Peña de Mota y La Playera, precisamente en las coordenadas N 9°51'49" - W 66°23'15.1", como se observa en la figura 30.

- Características estratigráficas:

En la misma, la Formación Quiamare, del Mio-Plioceno, se encuentra afectada por fallas normales. Se trata de depósitos molásicos, con enormes bancos de conglomerados de tipo pudinga, soportados por considerables espesores de lutitas de colores rojizos oscuros. La oxidación en los clastos de los conglomerados es notoria. So aproximadamente horizontal.

- Microestructuras:

Dichas superficies de falla en algunos casos eran espejos de falla con mineralización de óxidos, donde era sumamente sencillo medir las estrías (como el presentado en la parte superior de la figura 42); pero en otros casos eran superficies de falla donde solo podía conocerse la orientación de las mismas y el movimiento relativo de los bloques, tal como se indica en la parte inferior de la figura 42.

- Resultados obtenidos:

A pesar de que hay un solo plano resaltado en otro color, puede notarse que la diferencia entre esta falla y las demás no es muy marcada.

Puede notarse que la densidad de datos utilizables en este caso es mayor en el programa *STRESS* (figura 40) que en *TectonicsFP*. Sin embargo, el esfuerzo principal σ_1 que actúo para dar origen a estas fallas es vertical, tal

como pudo determinarse con ambos programas; se trata por tanto de una fase de deformación meramente extensiva. Dicha extensión es NNW-SSE.

En el diagrama de densidad de polos, se reconocen 5 grupos de superficies de fallas con orientaciones diferentes, pero todas ellas generadas en el mismo evento.

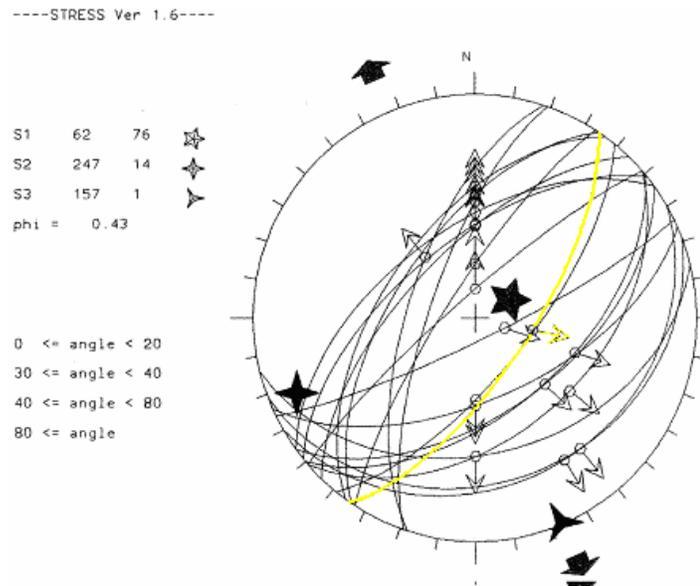


Figura 40. Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS04, con las orientaciones calculadas de los esfuerzos (Obtenido en el programa STRESS ver.6.1).

Dado a que estas son las formaciones más jóvenes observadas en la zona de estudio, la edad de dicha deformación puede ser la más reciente entre las que han afectado la zona de estudio.

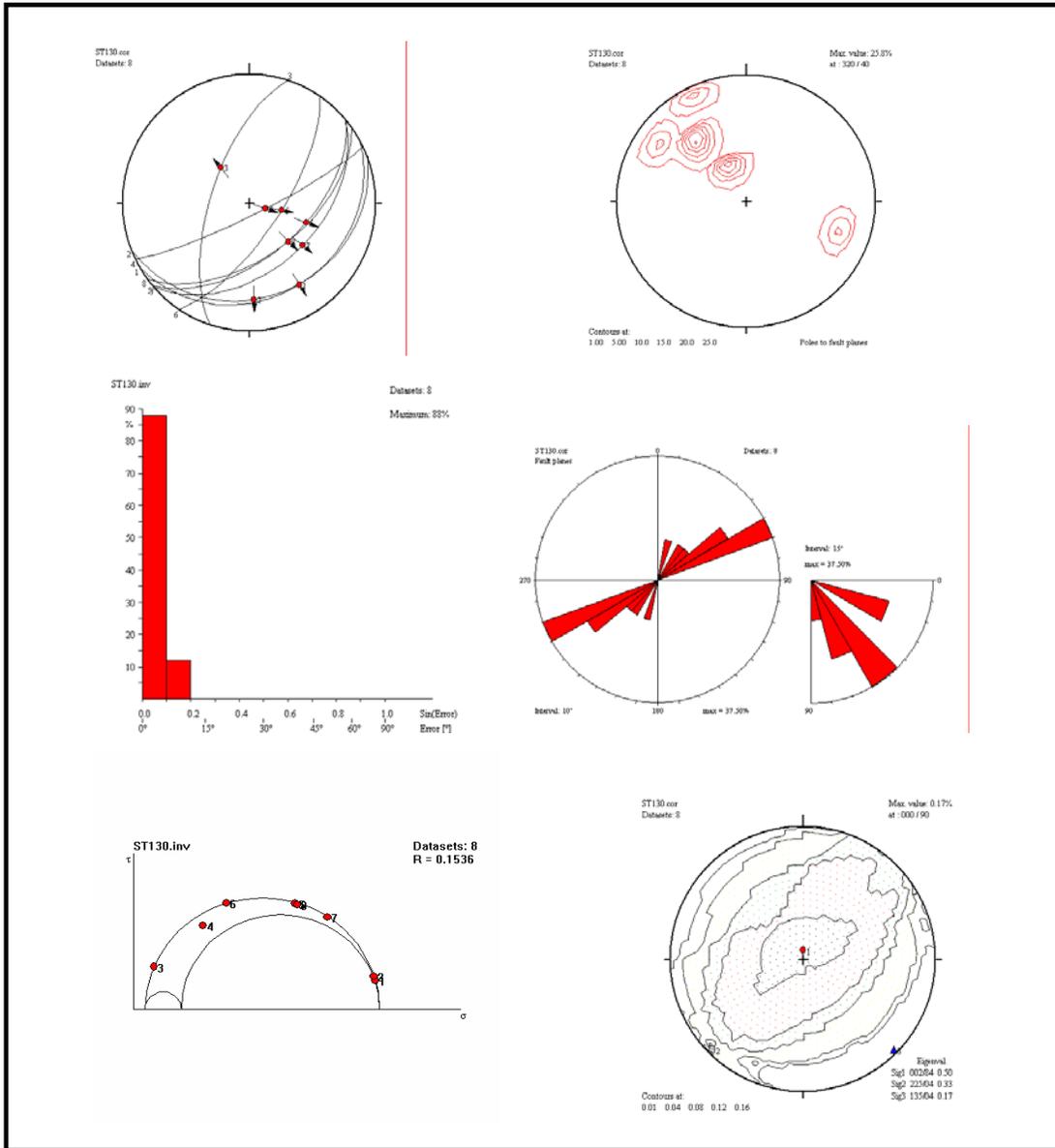


Figura 41. Diagramas para la estación microtectónica MTS04 (Obtenidos en el programa *TectonicsFP.*).



Figura 42. Foto del afloramiento entre los sectores La Playera y Peña de Mota, en Altigracia de Orituco. Se encuentran bien preservadas las estrías de fallas normales en estos depósitos molásicos correspondientes a la Formación Quiamare (Mio-Plioceno). También es posible notar estas fallas aún cuando no se tienen estrías visibles.

- *Calidad de los resultados:*

De todas las estaciones microtectónicas, esta es la que presenta los datos de una manera bastante óptima para estimar la orientación del tensor de esfuerzos: existe una buena densidad de los mismos y están distribuidos en cinco (5) familias – como se nota en el diagrama de densidad de polos de la figura 41-. La calidad de estos datos también se demuestra con el hecho de obtener las mismas orientaciones para los esfuerzos principales en los dos programas empleados. La orientación del σ_1 no corresponde con el esfuerzo principal admitido actualmente para el norte de Venezuela (por evidencias como los mecanismos focales), sino que se trata de una fase de deformación con extensión NNW-SSE de probable edad Pliocena. Extensiones equivalentes han sido reportadas en trabajos previos llevados a cabo en la cuenca del Tuy medio por AUDEMARD (1984) y en Barlovento por ESPÍNOLA & OLLARVES (2002), es decir, hacia el límite norte de la Serranía del Interior Central.

Las siguientes estaciones poseen poca densidad de datos, lo cual no permitió obtener resultados en el programa *TectonicsFP* y obtener resultados de calidad inferior.

5. ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA MTS05 (ST162)

- Ubicación geográfica:

Lado oeste del dique del embalse de Guanapito, en las coordenadas N 9°54'52.0" - W 66°24'10.3" (figura 30).

- Características estratigráficas:

En este caso, las rocas en cuestión pertenecen a la Formación San Antonio (Cretácico Tardío). Se compone esencialmente de areniscas de grano fino a medio, intercaladas con cherts, en ciertos lugares con estructuras nodulares poco definidas. A unos cuantos metros de esta estación, la Formación San Antonio se encuentra en contacto transicional con una unidad calcárea de color oscuro correspondiente a la Formación Querecual. So = N100 75N, aparentemente no volcada.

- Microestructuras:

En primer lugar destacan dos superficies de falla, cuya posición actual parece indicar un movimiento normal a lo largo de ellas. Sin embargo, al considerar que las fallas se generasen antes del basculamiento de las capas, el movimiento de estas fallas sería inverso. Esto queda mejor ilustrado en la figura 43, mostrada a continuación.

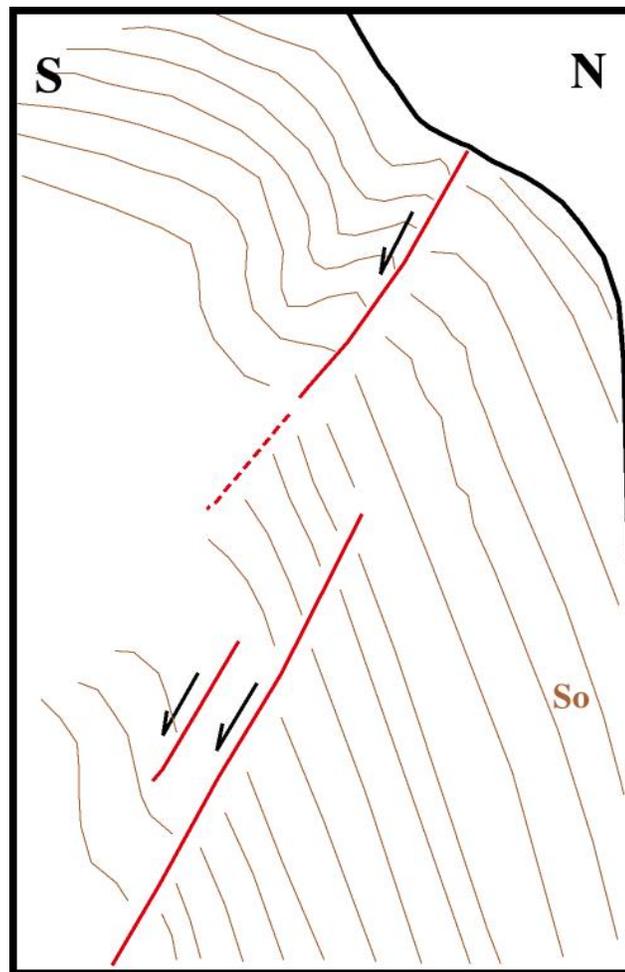


Figura 43. Esquema del afloramiento de la estación microtectónica MTS05.

- Resultados obtenidos:

En *STRESS*, sólo uno de los planos se encuentra resaltado en otro color, pero su orientación es bastante similar a la de otro de los planos en negro, por lo cual se considerará que estos se generaron durante la misma fase.

Nuevamente se señala una extensión, en este caso NNW-SSE, tal como se determinó en la estación MTS04.

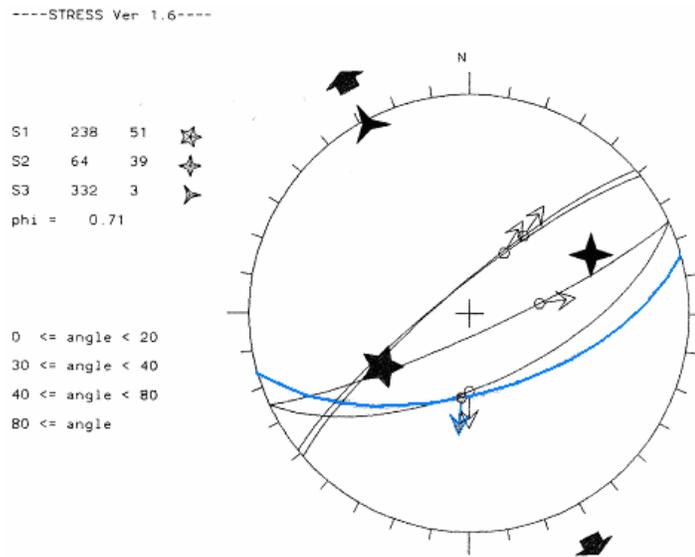


Figura 44. Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS06, con las orientaciones calculadas de los esfuerzos (Obtenido en el programa STRESS ver.6.1).

Al desbascular la secuencia y los esfuerzos previamente hallados, se obtiene entonces una dirección de compresión NNW-SSE.

Otro hecho significativo a resaltar es la orientación de las 3 familias de fracturas reconocidas en el afloramiento (figura 45) al desbascular los estratos:

- Familia 1: N-S;
- Familia 2: N130;
- Familia 3: N80 a E-W.

Estas son direcciones que han sido ya reportadas en la zona de estudio, incluso en las formaciones más recientes y menos deformadas. Esto pudiera estar indicando que la dirección de compresión NNW-SSE ha estado actuando posiblemente desde finales del Cretácico Tardío sobre las rocas halladas en la región de estudio.

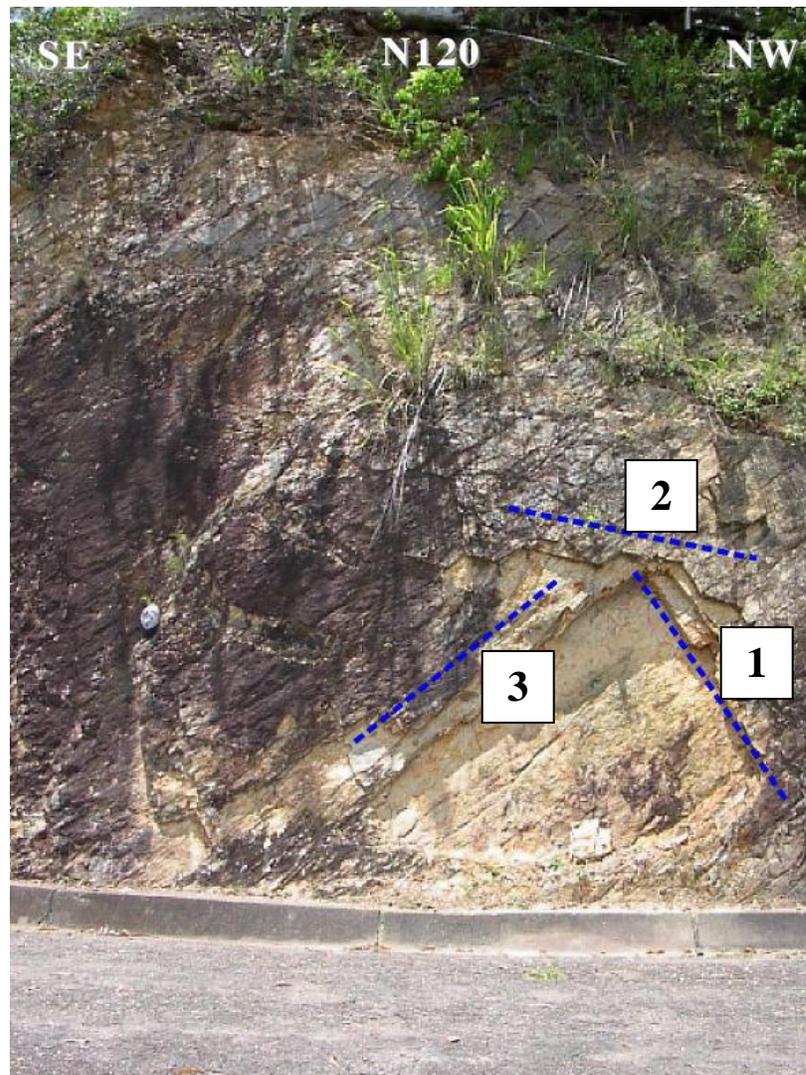


Figura 45. Familias de fracturas reconocidas en la estación microtectónica MTS05.

- Calidad de los resultados:
Si bien la densidad de datos no es la mejor, los mismos parecen ser consistentes entre sí. La dirección de compresión NNW-SSE determinada coincide perfectamente la dirección regional admitida para la Cadena Caribe en la región norcentral de Venezuela.

6. ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA MTS06 (ST169)

- Ubicación geográfica:

Cerros del Peñón, al sur de Ipare, sobre el camino hacia la antena de PDVSA, en las coordenadas N 9°50'36.8" - W 66°19'55.2" (figura 30).

- Características estratigráficas:

Se tiene una alternancia de areniscas, limolitas y lutitas, las cuales han de pertenecer a la Formación Quebradón (Oligoceno Tardío-Mioceno Medio). Son N75 40N, volcadas, en la parte inferior del pliegue.

- Microestructuras:

A nivel mesoscópico destaca la presencia de un pliegue volcado, bastante cerrado. También se reconoce una superficie de cizallamiento que trunca el flanco superior del pliegue hacia el norte (figura 46), y otras superficies estriadas.

El estado de las superficies estriadas no era el más óptimo para llevar a cabo las mediciones, se notaban algo erosionadas. Por ello varias de ellas fueron clasificadas como superficies probables de falla.



Figura 46. Afloramiento de la estación microtectónica MTS06, indicando en amarillo la estratificación y en rojo la superficie de cizallamiento.

- Resultados obtenidos:

Se determinó una dirección de compresión NE-SW que no había sido señalada en trabajos previos.

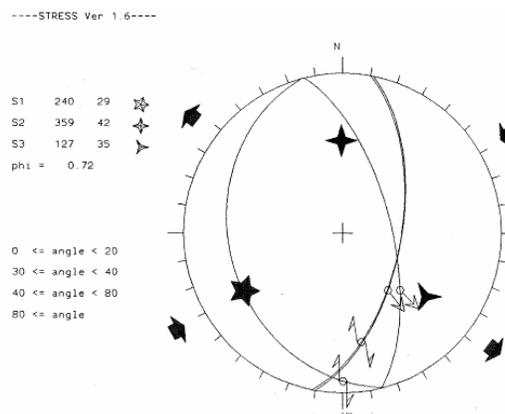


Figura 47. Diagrama de Angelier para la estación microtectónica MTS07, con las orientaciones calculadas de los esfuerzos (Obtenido en el programa STRESS ver.6.1).

- *Calidad de los resultados:*

En primer lugar, la densidad de datos no es la más adecuada, por lo que con cualesquiera cuatro superficies de falla se obtendrá un tensor de esfuerzos que no necesariamente sea el correcto. Además, el estado de las superficies estríadas no es el más óptimo y se pueden estar tomando planos que se generasen durante diferentes eventos tectónicos (por lo que el método no estaría dando resultados correctos). Los datos de esta estación son poco confiables.

IV. TECTÓNICA GRAVITACIONAL

Al NE del área de estudio, específicamente al NW de la localidad de San José de Guaribe, se identificó sobre la imagen radar ERS-1 una estructura de colapso gravitacional de dimensiones considerables (figura 48), la cual no había sido reportada hasta entonces. Este tipo de estructuras han sido reportadas en los Andes venezolanos por DHONT (en comunicación personal), así como en otras localidades mundiales por PUBELLIER *et al.* (1999), entre otros.

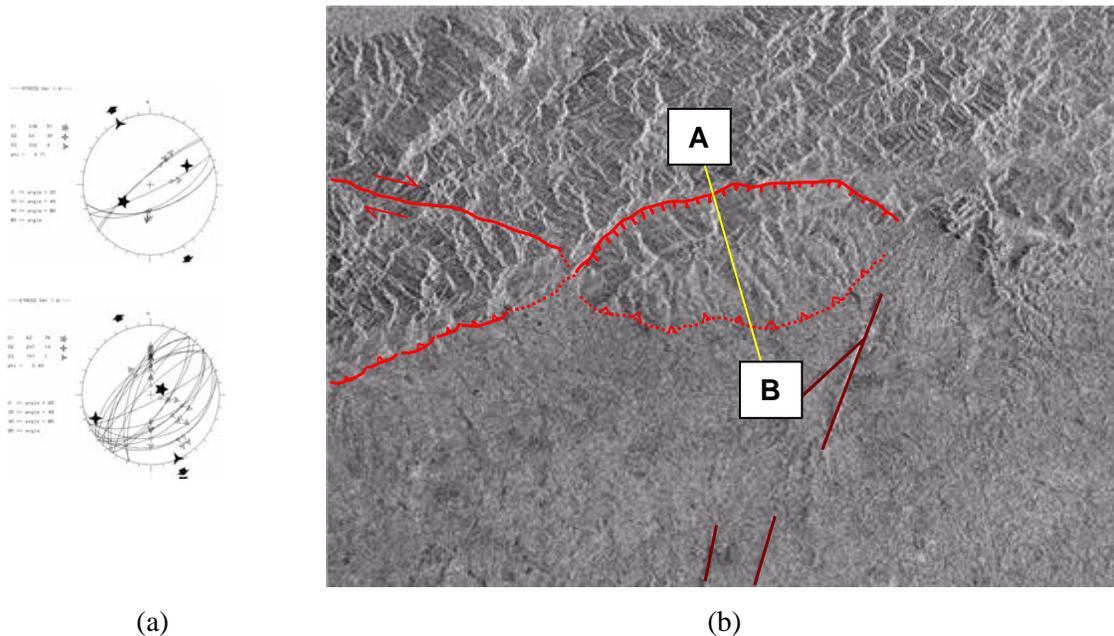


Figura 48. (a) Diagramas de Angelier correspondientes a las estaciones de medición del frente de montañas donde se tenía evidencia de fallamiento gravitacional. (b) Imagen radar donde se observa claramente el deslizamiento gravitacional al este de la zona de estudio.

La geometría de dicha estructura es bastante clara, y parece indicar que la misma es relativamente reciente. La misma hace deslizar a un bloque hacia la cuenca,

lo cual puede generar cabalgamientos al sur del mismo, tal como se ilustra en la figura 49.

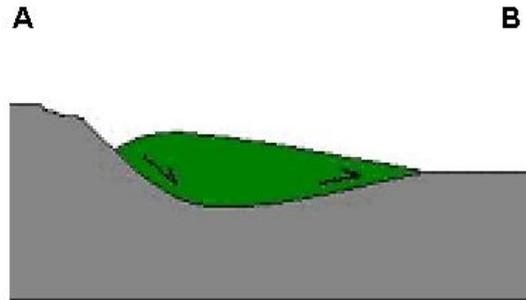


Figura 49. Esquema del movimiento de un bloque que colapsa gravitacionalmente en un frente de montañas. Nótese el cabalgamiento al Sur.

Se cree que la falla transcurrente dextral de rumbo NW-SE y ubicada al oeste del bloque colapsado sea la responsable de la desconexión entre lo que ocurre en los bloques que ella separa: el del oeste con un frente inverso bien definido y el del este afectado por el colapso señalado.

En cuanto a lo que se refiere a Yucal Placer, la profundidad y el área donde se ven afectadas las formaciones de la cuenca por esta estructura son prácticamente despreciables en lo que se refiere a la producción.

Este proceso de extensión puede estar precediendo la denudación tectónica activa de la Cadena del Caribe, tal como ha sido descrito en varias cadenas como los Himalayas, los Andes, el oeste de Estados Unidos, los Alpes o Irian Jaya. La transición del engrosamiento crustal a la extensión sin- o post-orogénica puede ponerse en funcionamiento por: (a) decremento de las fuerzas tectónicas aplicadas en los límites del sistema, relacionado con una reorganización mayor de los movimientos a escala de placas; (b) incremento de la energía potencial en la corteza causada por la remoción de la raíz mantelar y el consecuente "levantamiento" astenosférico; o (c) cambios en la reología crustal durante la orogénesis. En el caso

particular de la región objeto de este estudio, la segunda de estas explicaciones puede ser bien respaldada por la anomalía termal que ha sido reportada en la misma. Un esquema como el de la figura 50 muestra ejemplos de este proceso de desprendimiento de la raíz crustal, ocasionando el *étalement* lateral.

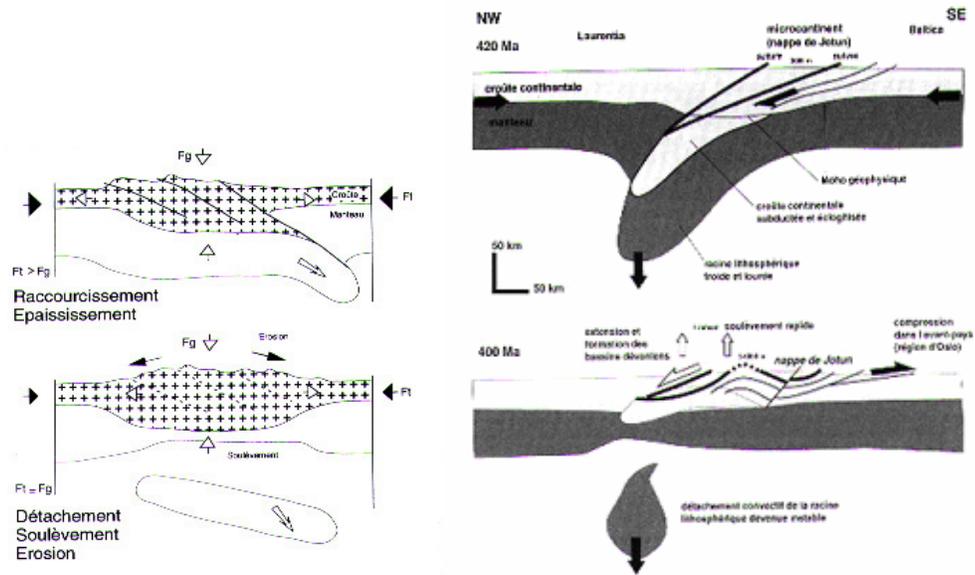


Figura 50. Esquemas del desprendimiento de la raíz crustal y el consiguiente *étalement* lateral de la cadena (Tomado de DEBELMAS & MASCLE, 2000).

V. DIRECCIÓN DE ESFUERZOS ACTUAL

Dirección de esfuerzos en superficie

A nivel regional existe un sistema mayor activo transcurrente dextral, orientado E-W. El mismo afecta el norte de Venezuela y es la consecuencia de la interacción (transpresión) entre la placa del Caribe y la placa Sudamericana. Si bien esta estructura no atraviesa la Cadena del Caribe Central, lo hacen varios sistemas de fallas activas de menor dimensión relacionados con ésta. En el *Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela* (AUDEMARD *et al.*, 2000) se señalan los límites de placas existentes en Venezuela (figura 51), y los sistemas de fallas activas en la región de estudio y sus alrededores (figura 52).

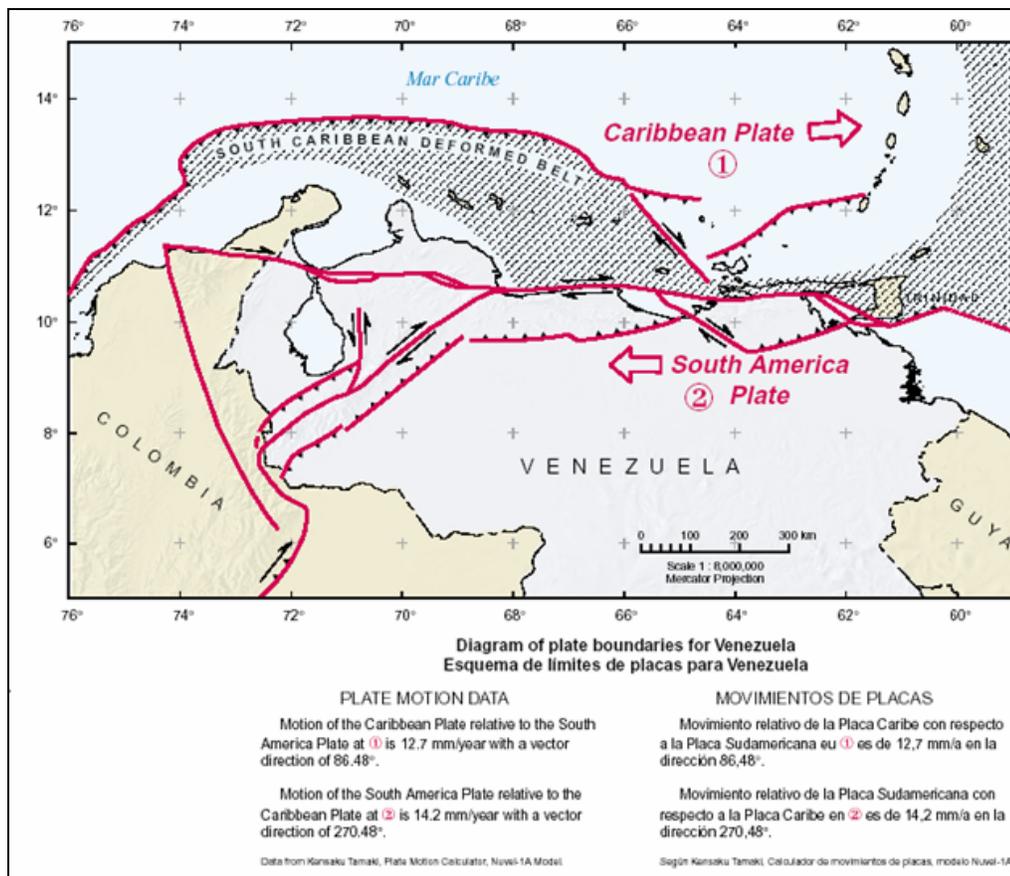


Figura 51. Límites de placas en Venezuela (Tomada del *Map of Quaternary Faults of Venezuela* de AUDEMARD *et al.*, 2000).

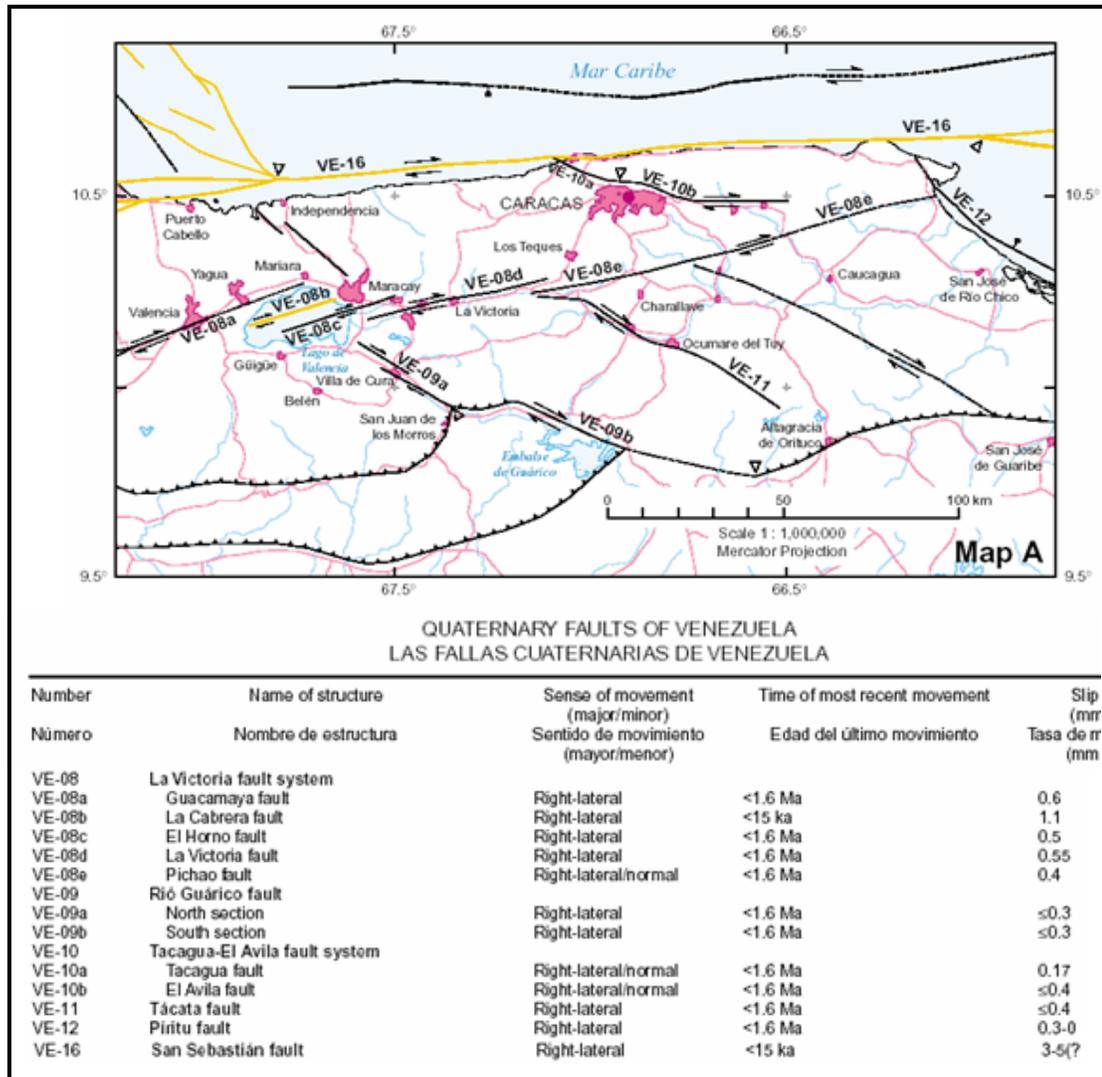


Figura 52. Características de las fallas cuaternarias existentes a escala regional (Tomada del *Map of Quaternary Faults of Venezuela* de AUDEMARD *et al.*, 2000)

De esto es posible estimar una dirección para el σ_1 regional de aproximadamente N140, de acuerdo a la geometría y sentido de movimiento de las fallas. Esto también se asemeja a lo mostrado en la figura 53, del *World Stress Map* (2002) para la región. A partir de los datos recolectados en campo se obtuvieron las direcciones de esfuerzos, mostradas en la figura 54.

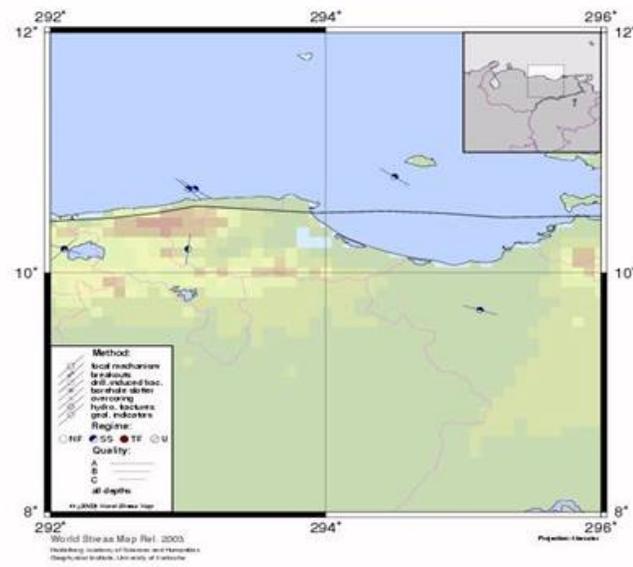
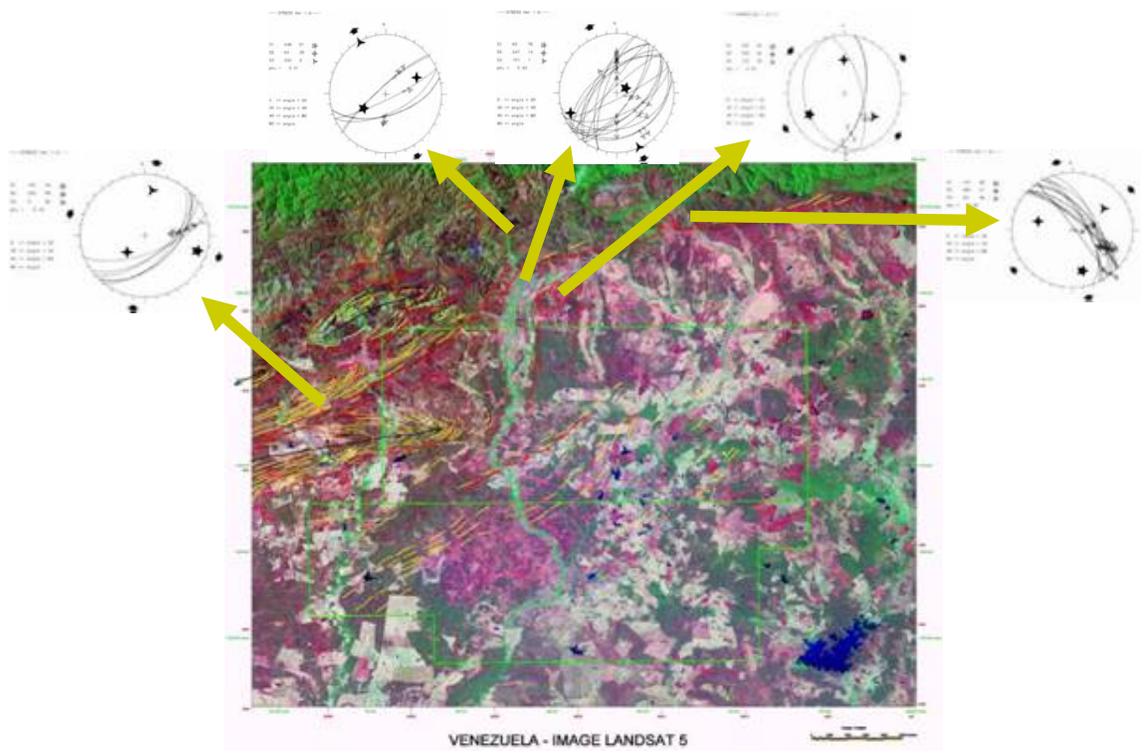


Figura 53. Esfuerzos determinados en la región (Tomada del *World Stress Map*, 2002).



Figuras 54. Datos microtectónicos recolectados en campo sobre diversas superficies de fallas.

Aquellas donde se observa solo extensión (m, n, b) corresponden a colapsos gravitacionales que ocurren hacia el frente de montaña (desplome o "*étalement*" lateral de la cadena ?).

En otros (j, u, i) se tienen direcciones de compresión que varían entre N110 y N160. Ellas se corresponden, a *grosso modo*, con la dirección regional de los esfuerzos, pero la variación que muestran se debe a desviaciones locales de los mismos en las cercanías de grandes accidentes (como los cabalgamientos).

En resumen, a partir de todo lo antes señalado se estima un σ_1 regional aproximado de N140-N150.

Dirección de esfuerzos a nivel de pozos

La fracturación inducida en los pozos se ha convertido en un importante indicador de la orientación del esfuerzo horizontal principal. La compresión de la perforación crea rupturas en zonas a lo largo del pozo, las cuales tienen la misma dirección del mínimo esfuerzo principal (σ_{hmin}), donde la concentración de esfuerzos compresivos circunferenciales es mayor (BARTON & ZOBACK, 1994). Este fenómeno también ha sido denominado ovalización. A partir de los datos de ovalización de pozos, se observa que el esfuerzo máximo horizontal σ_{Hmax} está orientado N40, tal como se muestra en la figura 55. Lo mismo es reforzado por los estudios de la fracturación en los pozos.

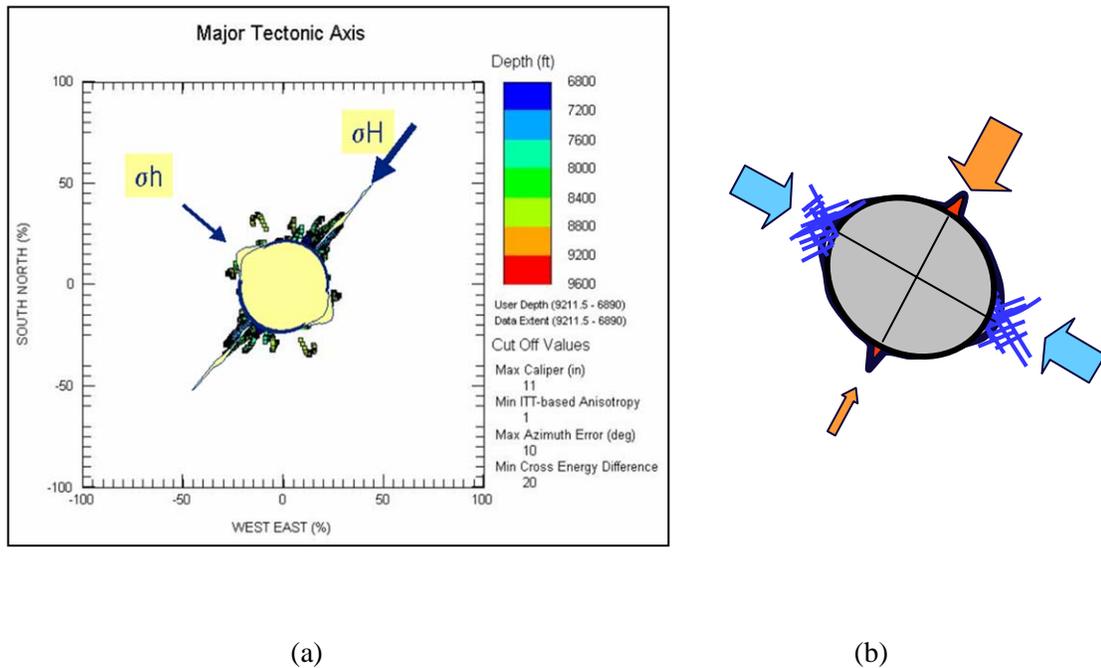


Figura 55. (a) Esfuerzo máximo horizontal σ_{Hmax} en pozos. (b) Esquema de fracturas inducidas y fracturas naturales en el pozo, y la orientación del esfuerzo máximo horizontal. Tomado de GÓMEZ (2003).

Discusión

La dirección N40 de σ_{Hmax} no había sido mencionada hasta el momento como una dirección actual de esfuerzos por trabajos previos en la región, pero los datos de pozos no dejan lugar a duda de la existencia de la misma. Las estilolitas en los núcleos pueden deberse al σ_1 actual, y no necesariamente a un paleoesfuerzo, como señala GÓMEZ (2003).

La diferencia entre la orientación del σ_1 regional y el σ_{Hmax} de pozos es de casi 90°. Para explicar dicha diferencia se han planteado varias situaciones, inicialmente:

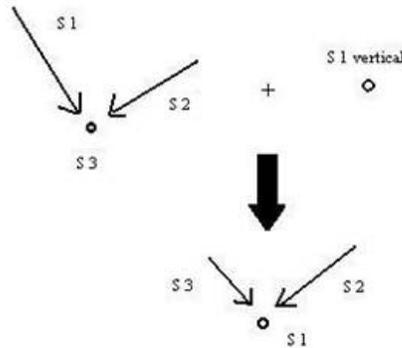
- *Rotación* de los vectores de esfuerzo: la misma es poco probable debido a la ausencia de marcadores (estructuras geológicas) que registren dicha rotación.
- *Permutación* de los vectores de esfuerzo: más probable pero más compleja de justificar.

Si pensamos en permutaciones, se pueden tener varias posibilidades; pero entre las discutidas se encuentran las siguientes:



Esta situación propone la permutación de los tres vectores de esfuerzos. El inconveniente que presenta es que este tipo de permutaciones triples suelen ocurrir para zonas donde las magnitudes de σ_1 , σ_2 y σ_3 son muy próximas entre sí, el cual no es el caso de esta región.

b)



Acá se estaría permutando solo un par de vectores (σ_1 y σ_3). La permutación de dos vectores es más viable en el caso de zonas tectónicamente activas. La subcuenca de Guárico es aún activa, si bien en menor cantidad que la subcuenca de Maturín. Pero es necesario confirmar que en el área de estudio se pudieran hallar los vectores de esfuerzo en la posición inicial señalada.

Un hecho notorio que debe tomarse en cuenta es la existencia de varios niveles de despegue que podrían estar separando dominios o compartimientos estructurales diferentes.

Posteriormente, se reflexionó sobre la existencia de fallas normales que afectan al basamento y las secuencias sedimentarias más profundas de la cuenca, incluyendo a aquellas donde se encuentran los yacimientos. Es a nivel de éstos últimos donde se tiene reportado el fenómeno de la ovalización, y también han sido descritas superficies de fallas normales a nivel de núcleos (PLA-20 a 8536' de profundidad). Dichas fallas normales de orientación NE-SW a ENE-WSW pueden causar perturbaciones locales de la orientación de los esfuerzos en sus adyacencias que podrían explicar perfectamente la dirección de σ_{Hmax} determinada en los pozos. Por tanto, se trataría de perturbaciones locales que se están viendo reflejadas en los pozos (que deben estar cortando dichos accidentes).

CAPÍTULO IV

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

CAPÍTULO IV

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

El establecimiento de la cronología de la deformación de la región de estudio no puede establecerse únicamente con la información de superficie, debido a que las condiciones de los afloramientos no son las mejores; y no se tuvo a disposición la información sísmica necesaria. Dado a que existen varios trabajos previos al respecto, y haciendo una revisión de los mismos, se considera que lo establecido por NELY (2002) es lo más acertado.

En el presente trabajo se pudieron tener evidencias de dos fases de deformación: una compresional NW-SE, responsable de los plegamientos observados y asociada a la interacción entre las placas Caribe y Suramérica. La otra, de edad pliocena, consiste en una extensión NNW-SSE observada principalmente en el piedemonte. Parece corresponderse a la fase extensiva reportada hacia el límite norte de la Serranía del Interior Central. Esta última fase puede corresponder al inicio del “*étalement*” lateral de la cadena.

El elevado flujo de calor y la considerable erosión (por levantamiento) que ha sufrido la cuenca en los últimos 10 Ma son características que encajan bastante bien con esta última fase de deformación reportada para apoyar la hipótesis del rebote isostático debido a un posible desprendimiento de la raíz crustal. De ser así, la delineación de la anomalía termal en esta región del país podría dar una idea de la extensión y geometría del desprendimiento, así como de la región que estaría sometida a esta fase extensiva en superficie. Parte de esta anomalía termal podría deberse también a la compresión adiabática de los grandes volúmenes de gas generados en la subcuenca.

La pérdida, posiblemente por erosión, del registro estratigráfico Mioceno-Reciente en grandes extensiones de la subcuenca de Guarico puede ser consecuencia de ese “levantamiento astenosférico”. Esa considerable erosión neógena se ajusta bastante bien a los datos de madurez obtenidos en la subcuenca. El cálculo de

espesores erosionados a partir de registros sísmicos de pozos permitiría tener una idea aproximada del levantamiento de la subcuenca en esta etapa más reciente de su evolución.

Sobre la dirección actual del tensor de esfuerzos, se sabe que el norte de Venezuela se encuentra sometido a transpresión con σ_1 NW-SE. Adicionalmente, en los pozos se obtiene un σ_H máximo orientado N40. Dicho fenómeno puede explicarse por la presencia de fallas normales de orientación ENE-SW a ENE-WSW, que estarían afectando las partes profundas de la cuenca y generando perturbaciones en la orientación de los esfuerzos en sus cercanías. La presencia de varios niveles de despegue en el subsuelo también podría dividir en compartimientos estructurales a diferente profundidad.

En lo que se refiere a la fracturación en la zona, se identificaron 3 direcciones principales: N0-20, N50-70, N140-150; y una N80-90 de menor importancia. Ellas se presentan tanto en el alóctono como en el autóctono. Las grietas de tensión, en su mayoría dispuestas *en échelon*, poseen una orientación N-S. Al comparar esto con la fracturación a nivel de pozos, se obtuvo una sorprendente similitud.

Considerando la hipótesis de estar en distintos compartimientos tectónicos en superficie y en subsuelo (a nivel de los principales yacimientos de Yucal Placer), ¿Cómo se explica que la fracturación posea características tan similares en superficie y en subsuelo si están en compartimientos tectónicos bajo diferentes esfuerzos? Probablemente la reactivación de los accidentes normales fue posterior a la generación de la mayoría de las fracturas.

La presencia de accidentes N-S y NNE-SSW dentro de la cuenca podría estar indicando la reactivación de estructuras más antiguas. El accidente N-S ubicado al sur de Altigracia de Orituco parece tratarse de una falla transcurrente (sinistral). En lo que concierne a los que están ubicados al sur de San José de Guaribe, sería recomendable poseer datos sísmicos de esa zona. Lo más probable es que éstos últimos también sean accidentes antiguos reactivados en la cercanía del *hinterland*.

CAPÍTULO V
BIBLIOGRAFÍA

CAPÍTULO V

BIBLIOGRAFÍA

- ALBERTOS, M. (1989). *Estudio Geológico de las Secciones: Altagracia de Orituco-Agua Blanca, Gamelotal-San Francisco de Macaira (estados Guárico y Miranda). Análisis Petrográfico y Estadístico de la Formación Guárico*. U.C.V. F.I., EGMG, Dpto. de Geología. Trabajo Especial de Grado, Inédito. 274 p.
- AUDEMARD, F. (1989). *Néotectonique du Languedoc méditerranéen: examen critique et synthèse des données existantes*. Diplôme d'Etudes Approfondies, Université de Montpellier II, France. 60 p. + anexos.
- AUDEMARD, F. & A. SINGER (1999). *La Ingeniería de Fallas Activas en Venezuela: Historia y Estado del Arte*. Curso Internacional sobre Protección del Patrimonio Construido en Zonas Sísmicas. Caracas: pp. 45-67.
- AUDEMARD, F., J.W. COX, R.L. DART, N. MACHETTE & K. HALLER (2000). *Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions*. USGS, Open-File report 00-018, 78 pp.
- AYMARD, R., J. Q. DAAL & M. CORIAT (1985). *Campo Yucal-Placer, Trampa Estratigráfica Gigante de Gas en la Cuenca Oriental de Venezuela*. VI Congreso Geológico Venezolano, Tomo V, Caracas, pp. 2779-2803.
- BARTON, C. A. & M. D. Zoback (1994). *Stress perturbations associated with active faults penetrated by boreholes: Possible evidence for near-complete stress drop and a new technique for stress magnitude measurement*. Journal of Geophysical Research, Vol. 99, N° 5, May 10, pp. 9373-9390.

- BEAUMONT, E.A. & N. H. FOSTER (Eds.) (1992). *Remote Sensing*. AAPG Treatise of Petroleum Geology, Reprint Series, N°. 19. Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 607 p.
- BECK, C. (1977a). *Tectónica Polifásica Terciaria de la Faja Piemontina en la Parte Central de la Serranía del Interior, en Venezuela Septentrional*. Abstract. VIII Conferencia Geológica del Caribe, Curazao.
- BECK, C. (1977b). *El Substrato Cretáceo de la Faja Piemontina en la Parte Central de la Serranía del Interior, en Venezuela Septentrional. Relaciones con la Tectogénesis Cretáceo superior*. Abstract. VIII Conferencia Geológica del Caribe, Curazao.
- BECK, C. (1977c). *Sedimentación y Tectónica de la Napa Piemontina y del Frente de Montaña en la Región de Altagracia de Orituco, Estado Guárico*. Guía de Excursión N° 4, Memorias V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, (5): 147-157.
- BECK, C. (1986). *Géologie de la Chaîne Caraïbe au Méridien de Caracas, Venezuela*. Thèse Doctorat d'Etat, Société Géologique du Nord, Publication N° 14. 462 p.
- BELLIZZIA, A. (1972). *Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la Placa del Caribe, ¿Es una cordillera alóctona?* Memorias VI Conferencia Geológica del Caribe, Margarita, pp. 247-258.
- BELLIZZIA, A., N. PIMENTEL & R. BAJO (1976). *Mapa Geológico Estructural de Venezuela 1:500.000*. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Ediciones Foninves, Caracas.

- BERGER, Z.(1984) *Structural Analysis of Low Relief Basins Using Landsat Data*. In Proceedings of the Third Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, v. 1, p. 251-271.
- BERGER, Z.(1994) *Satellite Hydrocarbon Exploration, Interpretation and Integration Techniques*. Springer-Verlag, Berlin, 319 p.
- BLANCO, B. & J. SÁNCHEZ (1988). *Evolución Tectónica y Sedimentaria del Norte de los Estados Anzoátegui, Guárico, Cojedes y Portuguesa*. Mem. IV Cong. Venezolano de Geofísica, Caracas, pp. 151-159.
- BLANCO, B., C. GIRALDO & N. CHIGNE (2000). *Marco Tectono-Estratigráfico de la Parte Norte de los Estados Guárico y Anzoátegui: Implicaciones para la Evaluación Petrolífera*. Mem. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas, pp. 161-181.
- CAMPBELL, J.B. (1987). *Introduction to Remote Sensing*. Guilford Press. pp. 85-117.
- CAMPOS, V. & S. OSUNA (1977). *Sedimentación y Tectónica del Frente de Montaña y de la Faja Piemontina en la región de Boca de Uchire-Sabana de Uchire*. Guía de Excursión N° 5, Memorias V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, (5): 159-189.
- COMITÉ INTERFILIAL DE ESTRATIGRAFÍA Y NOMENCLATURA (CIEN). *Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela*, en CD. Copyright © 2000, Edit. PDVSA Intevep.
- DAAL, A., A. GONZÁLEZ, V. HERNÁNDEZ, M. UZCÁTEGUI, H. RODRÍGUEZ, J. PIZON & H. CHOPIN (1989). *Evolución Geológica de la Región Occidental de la*

Cuenca Oriental de Venezuela. Memorias VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto, pp. 387-402.

DAAL, J. & R. LANDER (1993). *Yucal Placer Field, Venezuela. Eastern Venezuela Basin, Guárico*. In: AAPG Treatise of Petroleum Geology. Atlas of Oil and Gas Fields. Structural Traps VIII. (Compiled by N. Foster & E. Beaumont), pp. 307-328.

DEBELMAS, J. & G. MASCLE (2000). *Les grandes structures géologiques*. 4e édition. Dunod, Paris. 312 p.

DI CROCE, J. (1999). *Estratigrafía Secuencial y Evolución Estructural de la Cuenca Oriental de Venezuela*. U.C.V., FI-EGMG, Dpto. de Geología. Trabajo de Ascenso para optar a la categoría de Profesor Asociado, Caracas.

ESPÍNOLA, E. & R. OLLARVES (2002). *Metodología para el Estudio de una Cuenca Sedimentaria con Fines Neotectónicos*. Resumen de las JIFI 2002, Facultad de Ingeniería, U.C.V., Caracas.

EVANOFF, J. (1950). *Geología de la región de Altagracia de Orituco, Estado Guárico, Venezuela*. Bol. Geol. M.M.H., Caracas, 1 (3): 237-264.

ERLICH, R. & S. BARRETT (1992). *Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland Basin*. In: AAPG Memoir 59, pp. 341-362.

FOURNIER, H. (1999). *Estudio de los Minerales de Arcilla en la Sección Agua Blanca-Altagracia de Orituco, estados Guárico y Miranda*. U.C.V., FI-EGMG, Dpto. de Geología. Trabajo Especial de Grado, Inédito. 182 p.

- GÓMEZ, J-P. (2003). *Wells PLA 19, PLA 20, MGU 2: Microstructural analysis from cores and borehole images*. Total E&P, Pau.
- GONZÁLEZ, A. & R. LANDER (1990). *Regímenes Tectónicos desde el Triásico hasta el Neógeno en el área Occidental de la Cuenca Oriental de Venezuela*. V Cong. Venez. de Geofísica, Caracas, pp. 134-141.
- GONZÁLEZ, L. & X. PICARD (1972). *Sedimentación y aloctonía en el Frente de Montañas de Guárico*. Memorias VI Conferencia Geológica del Caribe, Margarita, pp. 83-88.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. ITURRALDE & X. PICARD (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Ediciones Foninves, Caracas. 2 tomos, 1031 p.
- HERVOUËT, Y. (2001). *Cours de Télédétection*. Université de Pau et des Pays de l'Adour. Inédito
- JOLIVET, L. & H-C. NATAF (1998). *Géodynamique*. Dunod, Paris. pp. 89-166.
- KORNPROBST, J. (2001). *Métamorphisme et Roches Métamorphiques: Signification Géodynamique*. 3e édition. Dunod, Paris, p. 7-129.
- LOYO, B. (1986). *Estudio Tecto-Estratigráfico de la Cuenca del Tuy, estado Miranda, Venezuela*. U.C.V., FI-EGMG, Dpto. de Geología. Trabajo Especial de Grado, Inédito. 179 p.
- McKENZIE, D.P. (1967). *Some Remarks on Heat Flow and Gravity Anomalies*. Journal of Geophysical Research, vol. 72, N° 24, December 15, pp. 6261-6273.

- MENÉNDEZ, A. (1966). *Tectónica de la Parte Central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas 8 (15): 116-139.
- MUELLER, B., J. REINECKER, O. HEIDBACH & K. FUCHS (Consulta en 2002). *The World Stress Map* (disponible a través de www.world-stress-map.org).
- NAVARRO, E. (1983). *Petrología y Petrogénesis de las Rocas Metavolcánicas del Grupo Villa de Cura*. U.C.V., Geos (28): 170-317.
- NELY, G. (2002) *Quick Look Structural Yucal Placer Area*. Total E&P, Pau, France.
- OSTOS, M. (1977). *Geología de una zona al NE de Altagracia de Orituco, estado Guárico*. U.C.V., FI-EGM, Dpto. de Geología. Trabajo Especial de Grado, Inédito. 146 p.
- OSTOS, M. (1990). *Evolución Tectónica del Margen Sur-Central del Caribe basados en Datos Geoquímicos*. U.C.V., Geos (30): 1-294.
- PARNAUD, F., Y. GOU, J.-C. PASCUAL, I. TRUSKOWSKI, O. GALLANGO, H. PASSALACQUA & F. ROURE (1995). *Petroleum Geology of the central part of the Eastern Venezuelan Basin*. En TANKARD, A., R. SUÁREZ & H. WELSINK: *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62*, pp. 741-756.
- PATTERSON, J. & J. WILSON (1953). *Oil Fields of Mercedes Region, Venezuela*. AAPG, 37 (12), pp. 2705-2733.
- PDVSA & M.E.M. (2000). *Licencias de Gas Venezuela 2000, Yucal Placer Area*. Informe interno, Caracas, pp.14-36.

- PEIRSON, A. (1965). *Geology of the Guárico mountain front*. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petr., Bol. Inform., vol. VIII, N° 7.
- POMEROL, C., Y. LAGABRIELLE & M. RENARD (2002). *Eléments de Géologie*. 12e édition. Dunod, Paris. 746 p.
- PUBELLIER, M., B. DEFFONTAINES, J. CHOROWICZ, J.-P. RUDANT & H. PERMANA (1999). *Active denudation morphostructures from SAR ERS-1 images (SW Irian Jaya)*. International Journal of Remote Sensing, vol. 20, No 4, pp. 789-800.
- RUIZ, F. (1989). *Modelaje gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altigracia de Orituco, estado Guárico y Caraballeda, Distrito Federal*. U.C.V., FC-EFM, Dpto. de Física. Trabajo Especial de Grado, Inédito. 149 p.
- SABINS, F. (1987). *Remote Sensing: Principles and Interpretation*. 2nd edition. W.H. Freeman and Company, New York. 449 p.
- SALEL, J-F. (2003). *Quick Look Structural Yucal Placer 3D*. Total E&P, Pau, France.
- TECTONIC ANALYSIS, Ltd. *Exploration Framework Atlas Series, Volume 2: Venezuela-Trinidad*. Copyright © 1999.
- XAVIER, J.-P. (2002). *Cours de Télédétection*. Université de Pau et des Pays de l'Adour. Inédito
- YORIS, F. & M. OSTOS (1997). *Capítulo 1: Geología de Venezuela*, en *WEC Venezuela Evaluación de Pozos*, Schlumberger, pp. 1-36.

ZOLNAI, G. (1989). *Tectonique Continentale en Cisaillement*. AAPG Continuing Education Course N° 29.

APÉNDICE

TELEDETECCIÓN

APÉNDICE

TELEDETECCIÓN

LA TELEDETECCIÓN

La teledetección es una técnica de adquisición de información a distancia sobre la superficie de la Tierra, de localización de objetos alejados por intermedio de ondas electromagnéticas - desde la luz solar hasta radiación radar- reflejadas o transmitidas por dichos objetos. El dominio espectral empleado va desde el espectro visible (0,4 μm . para el violeta) hasta las micro-ondas de los radares de longitud centimétrica. (POMEROL *et al.*, 2002)

La teledetección nace de la fotografía aérea, suplantada en los años 1970 por el lanzamiento de satélites de observación. La resolución de las imágenes ha ido mejorando progresivamente. Los captores que registran la radiaciones solares reflejadas por la superficie terrestre suelen tener orbitas heliosincrónicas que le permiten siempre sobrevolar el mismo punto de la Tierra a la misma hora local.

Las dos características de un captor, tal como lo señalan POMEROL *et al.* (op. cit.), son:

- *La resolución espacial*, que corresponde a la menor superficie que puede discriminar o píxel (*picture element*). La resolución espacial del Landsat es de 20 m y para el SPOT es de 10 m.
- *La resolución espectral*, es decir, el ancho del menor dominio de longitud de onda que es capaz de distinguir (en el dominio visible, sería la capacidad de discriminar dos colores muy próximos en el espectro).

Del mismo modo, POMEROL *et al.* (op. cit.), hacen referencia a los inmensos dominios de la aplicación de la teledetección en la geología:

- Cartografía topográfica, en particular la generación automática de DEM (*Digital Elevation Model*, en inglés) por correlación de imágenes espaciales estereoscópicas o por interferometría radar;
- Geología estructural: detección de accidentes tectónicos invisibles sobre el campo o en fotografías aéreas -como ciertos lineamientos y ciclicidades-, análisis de sistemas de fracturas. Tasas de desplazamiento lateral de fallas activas, deslizamientos de terreno, particularmente con la ayuda de la interferometría radar que revela movimientos centimétricos;
- Oceanografía y meteorología: temperatura, nivel y movimiento de los océanos y de la atmósfera;
- Hidrogeología: detección por radar de napas y circulación subterráneas bajo cobertura arenosa;
- Geotermia, termalismo y vulcanología: detección de "puntos calientes" por la radiación infrarroja, de donde se pueden prevenir erupciones volcánicas o sacudidas sísmicas;
- Petrografía y prospección minera, basado en las variaciones de la capacidad reflectora de rocas y minerales, y la concentración de ciertas menas minerales originadas en filones, siguiendo direcciones de fractura (directamente si el terreno esta desnudo, o por las modificaciones de la cubierta vegetal sensible a los elementos del suelo);
- Localización y previsión de riesgos naturales acompañados de movimientos de terreno debido a la actividad volcánica, sísmica o al inicio de deslizamientos.

Tal como lo sostienen acertadamente BEAUMONT & FOSTER (1992), el mapeo de la geología de superficie y la interpretación geológica del subsuelo a partir de fotos aéreas y otros datos de sensores remotos son dos de los métodos de exploración más efectivos y menos costosos. La superficie terrestre representa la más amplia, fácilmente accesible y mejor expuesta sección disponible, ya que es un corte o

sección horizontal. En la exploración petrolera se buscan objetivos en el subsuelo, pero la superficie, tristemente, deja de ser estudiada con frecuencia. Si bien a veces la superficie puede proveer pocos o ningún indicio sobre la geología del subsuelo, en muchos casos puede añadir elementos críticos necesarios para el descubrimiento de hidrocarburos. Debe hacerse una correlación cercana entre la geología conocida de subsuelo y superficie con el fin de interpretar mejor los indicios, a veces sutiles, que proveen los sensores remotos. Es especialmente cierto que rasgos de campos productores conocidos, como patrones de drenaje, morfología de canales, rasgos y patrones topográficos, patrones tonales y lineaciones, pueden ser usados como elementos críticos para encontrar patrones similares en otras áreas prospectivas. Los exploradores a veces desestiman la posibilidad de la expresión superficial de estructuras del subsuelo por la profundidad involucrada o la presencia de inconformidades en la sección estratigráfica (BEAUMONT & FOSTER, *op. cit.*). No se observan frecuentemente los datos de sensores remotos para determinar si rasgos anómalos de superficie están asociados con anomalías del subsuelo.

PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMAGENES

A recibirse las imágenes Landsat TM, éstas ya han sido sometidas a una restauración previa por parte de los proveedores. Por parte del interprete queda el realce de las mismas. La descripción de las siguientes técnicas de procesamiento digital de imágenes es la que realiza SABINS (1987).

Realce de imágenes

El realce es la modificación de una imagen para alterar su impacto sobre el observador. Generalmente el realce distorsiona los valores digitales originales; por lo tanto no se realiza hasta que sean completados los procesos de restauración.

I) Realce del Contraste

La relación de contraste tiene una fuerte influencia en el poder de resolución y la capacidad de detección de cada imagen. Las técnicas para mejorar el contraste de las imágenes están entre los procedimientos de realce de imágenes más ampliamente usados.

El rango de sensibilidad de los detectores ha sido diseñado para registrar un amplio rango de brillantez en el terreno, desde los negros plateaus basálticos hasta los blancos mares de hielo en un amplio rango de condiciones de iluminación. Pocas áreas poseen un rango de brillantez que utilice completo el rango de sensibilidad de los detectores del TM. Por ello se realiza un ajuste del rango, para llevarlo a la porción del rango de brillantez que es realmente utilizada. Tres de los métodos más útiles en el realce del contraste se describen a continuación.

I.1) Estiramiento lineal del contraste o *Linear Contrast Stretching*

El realce más simple del contraste se denomina *linear contrast stretching*. El valor numérico más bajo entre los píxeles de la imagen es asignado al extremo negro, mientras que el más alto es asignado al extremo blanco. Los valores de los píxeles restantes se distribuyen linealmente entre estos extremos. Para las imágenes con color, cada banda es sometida al *stretching*, pero en este caso el extremo que antes era negro ahora es rojo, verde o azul.

El *linear contrast stretching* mejora enormemente el contraste de la mayoría de los valores originales, pero también ocurre una pérdida de contraste en los extremos de los valores. Esto trae como consecuencia que cierto rasgos que eran bastante claros en la imagen original sean mucho menos obvio luego del *stretching* lineal. Sin embargo esto puede ser reducido empleando métodos digitales que son bastante flexibles.

I.2) Estiramiento no lineal del contraste o *Nonlinear Contrast Stretching*

Puede hacerse de dos maneras: el estiramiento con distribución uniforme (o ecualización de histograma), y el estiramiento Gaussiano.

El primero redistribuye el histograma original para producir una densidad uniforme de población de píxeles. Este aplica el mayor realce de contraste en los rangos de mayor población de valores de la imagen original. La pérdida de contraste resultante es similar a la del *stretching* lineal, pero no tan marcada.

El *stretching* Gaussiano resalta el contraste en los extremos del histograma. El mismo ajusta el histograma original a una curva de distribución normal entre los límites 0 y 255, lo que mejora el contraste en los rangos claro y oscuro de la imagen. Este realce se produce a expensa del contraste del rango intermedio.

II) Realce de límites

La mayoría de los interpretes se interesan en el reconocimiento de rasgos lineales en las imágenes. Los geólogos mapean fallas, diaclasas y lineamientos. En todos los casos, los rasgos lineales están formados por límites. A veces estos límites están marcados por pronunciadas diferencias de brillantez fácilmente reconocibles; pero la mayoría de las veces, están marcados por diferencias sutiles de brillantez que pueden ser difíciles de reconocer. El realce del contraste puede resaltar diferencias de brillantez asociadas con algunos rasgos lineales. Sin embargo, este procedimiento no es específico para rasgos lineales. Se han desarrollado filtros digitales específicamente para realzar dichos rasgos, y los hay de dos categorías: no direccionales y direccionales.

II.1) Filtros No Direccionales

Los filtros Laplacianos son no direccionales porque ellos realzan los rasgos lineales de casi cualquier orientación dentro de la imagen; la excepción se aplica para

los rasgos lineales paralelos a la dirección de movimiento del filtro. Un típico filtro Laplaciano es una matriz con un valor central alto, 0 en cada esquina y -1 en las otras posiciones. La matriz Laplaciana se ubica sobre un arreglo de 3x3 píxeles originales, y cada píxel es multiplicado por el valor correspondiente a la misma posición en la matriz. Los nueve valores resultantes son sumados y ese valor resultantes es combinado con el elemento central del arreglo 3x3 original. Este nuevo numero reemplaza el valor original del píxel central. La matriz se va moviendo una columna de píxeles a la derecha, hasta que la matriz alcanza el margen derecho de la imagen. Entonces la matriz vuelve al margen izquierdo y desciende una línea de píxeles. En la imagen filtrada, las columnas y líneas de píxeles más externas quedan en blanco ya que nunca estarán en la posición central de un arreglo. Luego de calcular el valor de la matriz, y antes de combinarlo con el píxel central original, el valor calculado se multiplica por un factor ponderado (mayor o menor que 1), con el fin de disminuir o acentuar el efecto del filtro.

Adicionalmente a un mayor realce del contraste, los lineamientos serán ligeramente más anchos en la imagen filtrada, lo que realza su apariencia y facilita su reconocimiento.

Un ejemplo de matriz Laplaciana es el siguiente:

$$\begin{array}{ccc} 0 & -1 & 0 \\ -1 & 4 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{array}$$

II.2) Filtros Direccionales

Son utilizados para realzar direcciones lineales específicas en la imagen. Un filtro típico consiste en dos matrices, cada una de las cuales en un arreglo de 3x3 píxeles. La matriz izquierda es multiplicada por el coseno de A, y la derecha por el seno de A; siendo A el ángulo con respecto al norte de la dirección lineal a ser resaltada. Los ángulos del cuadrante NE se consideran negativos y los del cuadrante NW positivos. A continuación se señala la forma del filtro:

$$\begin{array}{ccccccc} & & -1 & 0 & 1 & & 1 & 1 & 1 \\ \text{Cos A} & * & -1 & 0 & 1 & + & \text{Sin A} & * & 0 & 0 & 0 \\ & & -1 & 0 & 1 & & -1 & -1 & -1 \end{array}$$

La secuencia de operaciones para la aplicación del filtro es la siguiente:

1. Ubicar la matriz derecha sobre el arreglo de píxeles original, y multiplique cada píxel por el correspondiente valor en el filtro. Al sumarse los valores resultantes, se tiene el resultado del filtro.
2. Multiplicar este resultado por el seno del ángulo
3. Ubicar la matriz izquierda sobre el arreglo original y repetir el proceso.
4. Sumar los dos valores filtrados, el resultado reemplaza el píxel central del arreglo original. Cuando los pasos 1 al 4 se aplican a toda la imagen, se obtiene una matriz con los resultados que resultan del filtrado.
5. Dichos valores filtrados se combinan con el valor original del píxel, y se genera la imagen filtrada.

INTERPRETACION DE IMÁGENES

Las imágenes de sensores remotos aportan mucho que no puede obtenerse de otras fuentes. CAMPBELL (1987) indica que para descifrar la información se debe aplicar conocimiento especializado del campo de la interpretación, del cual se puede derivar información útil a partir de las imágenes en bruto y sin interpretar que proveen los sistemas de sensores remotos. El arte de la interpretación de imágenes requiere un esfuerzo, no solo para aprender del objeto de estudio, el contexto geográfico y los sistemas de imágenes, sino también para desarrollar habilidades en la interpretación de imágenes.

Tres características distinguen la interpretación de imágenes de sensores remotos de otras interpretaciones cotidianas. En primer lugar, las imágenes de sensores remotos representan una perspectiva aérea que no es familiar para muchos. Se requiere de entrenamiento, estudio y experiencia para desarrollar la habilidad de reconocer objetos y rasgos en las imágenes. Segundo, muchas imágenes de sensores remotos emplean radiaciones que están fuera de la porción visible del espectro; de hecho, el uso de estas radiaciones es una ventaja importante que se explota tan frecuentemente como es posible. De igual modo, los rasgos más familiares pueden aparecer totalmente diferentes en las porciones no visibles del espectro de como lo hacen en el habitual mundo de la radiación visible. Finalmente, las imágenes de sensores remotos frecuentemente representan la superficie terrestre a escalas y resoluciones no habituales. Los rasgos y objetos de la superficie pueden asumir extrañas formas y apariencias al tiempo que se cambian la escala y la resolución a las cuales estamos habituados (CAMPBELL, *op. cit.*).

La experiencia es la única preparación segura para una acertada interpretación pero el conocimiento de ciertos aspectos teóricos es importante en el desarrollo de la competencia como interpretador de imágenes.

Elementos de la Interpretación de Imágenes

Tradicionalmente, los interpretes han empleado la combinación de ocho elementos de la interpretación de imágenes, los cuales describen las características de los objetos y rasgos que aparecen en la imágenes de sensores remotes. CAMPBELL (1987) estima conveniente enumerarlos y describirlos separadamente con el fin de enfatizar su importancia.

1. Tono de la Imagen

Denota la luminosidad u oscuridad de una región dentro de una imagen. Para imágenes en blanco y negro, el tono puede caracterizarse como "blanco", "gris medio", "gris oscuro", "oscuro", y entonces la imagen asume variados tonos de blanco, gris y negro. Para imágenes a color o infrarrojas, el tono de tono de la imagen se refiere simplemente al "color", descrito a menudo en términos informales como "verde oscuro", "azul claro", "rosado pálido". El tono de la imagen se refiere fundamentalmente a la brillantez de un área de terreno como es representada en una región espectral dada (o en tres regiones espectrales para imágenes a color o infrarrojas a color).

El tono también puede estar influenciado por la intensidad y el ángulo de iluminación, así como por el procesamiento. A partir de varios experimentos se ha determinado que el interprete humano puede proveer estimados confiables de diferencias relativas en tono, si bien pueden no ser capaces de descripciones detalladas de la luminosidad absoluta de la imagen.

2. Textura de la Imagen

Se refiere a la aparente rugosidad o suavidad de una región de la imagen. Usualmente es causada por el patrón de áreas iluminadas y de sombra, como una superficie irregular que es iluminada en ángulo oblicuo. El interprete humano es muy bueno distinguiendo diferencias sutiles en la textura de la imagen, lo que

representa un ayuda importante para la interpretación (de igual importancia que el tono de la imagen en muchas circunstancias).

La textura de la imagen depende no solo de la superficie, sino también del ángulo de iluminación, así también puede variar la iluminación. Una buena definición para la textura también depende de un contraste de imagen favorable.

3. Sombra

Es un indicio especialmente importante en la interpretación de objetos. Un objeto, iluminado en cierto ángulo, genera una sombra que puede generar características de su tamaño o su forma que no pueden ser percibidas solo a partir de la vista desde arriba. Si bien es de gran importancia en la interpretación de rasgos generados por el hombre (como edificaciones), también lo es en la interpretación de fenómenos naturales, aun si su rol no parece obvio. Por ejemplo, los árboles dispersos en un campo abierto pudieran ser muy pequeños (vistas desde arriba) y similares en tono al terreno circundante; pero sus sombras permiten crear un patrón "rayado" típico de este tipo de terreno.. En el caso del límite entre un bosque maduro y un terreno abierto, el bosque frecuentemente genera una sombra que, a pequeña escala, aparece como una banda oscura que realza el límite entre las dos zonas de la imagen.

4. Patrón

Se refiere al arreglo de objetos individuales en formas distintivas y periódicas, que permiten el reconocimiento en imágenes aéreas. el patrón en una imagen usualmente sigue una relación funcional entre los rasgos individuales que componen el patrón.

5. Asociación

Especifica la ocurrencia característica de ciertos objetos y rasgos, usualmente sin el estricto arreglo espacial que implica el patrón.

6. Formas

La forma de los rasgos son indicios obvios para su identificación. Estructuras individuales poseen formas características, las cuales, si son visibles con suficiente detalle, pueden ser base para la identificación. Por ejemplo, lagos y ríos poseen formas específicas halladas en la naturaleza. Frecuentemente las actividades agrícolas tienden a desarrollarse en campos con formas específicas.

7. Tamaño

Es importante de dos maneras. Primero, es el tamaño relativo de un objeto respecto a otros sobre la imagen. Esta es probablemente la función de tamaño más directa e importante, ya que otorga una idea intuitiva de escala y resolución de la imagen al poder identificar objetos familiares (carreteras, ríos, etc.), y compararlos con otros rasgos de la imagen.

Segundo, la medición absoluta puede ser igualmente una valiosa ayuda en la interpretación. Las mediciones del tamaño de un objeto puede confirmar su identificación. Además, mediciones absolutas permiten obtener información cuantitativa como longitudes, volúmenes.

8. Ubicación

Se refiere a la posición geográfica, y por ende topográfica.

Seguidamente se describen las propiedades de dos sistemas de teledetección de uso frecuente.

A) EL CAPTOR THEMATIC MAPPER (TM)

El Landsat 7, al igual que los otros captosres ópticos, mide la energía de los rayos solares reflejada por la superficie terrestre, y se dice que es un sistema de teledetección pasivo porque el mismo no emite radiaciones. El barrido es asegurado por un espejo que oscila menos rápido que aquel del MSS (anterior tecnología del Landsat), y graba la información a la ida y a la vuelta del barrido; esto induce a un crecimiento de las líneas de barrido y la óptica consta de un sistema de corrección.

El captor TM tiene un conjunto de siete (7) bandas espectrales, como lo expresa HERVOUËT (2001), que van desde el rango visible al infrarrojo térmico. Las bandas espectrales, y sus longitudes de ondas, son las siguientes:

Banda o Canal	Longitud de onda medida en nm	Correspondencia en el espectro EM
TM1	450 a 520	Azul
TM2	520 a 600	Verde
TM3	630 a 690	Rojo
TM4	760 a 900	Infrarrojo próximo
TM5	1550 a 1750	Infrarrojo medio
TM6	10300 a 12500	Infrarrojo térmico
TM7	2080 a 2350	Infrarrojo medio

INTERÉS DE LAS BANDAS ESPECTRALES

- **TM1**: correspondiente al azul, es empleado en la oceanografía. Es sensible a las bajas longitudes de ondas y se ve fuertemente afectada por el gas y las partículas. Sirve a la discriminación entre suelo y vegetación, batimetría/cartografía costera; identificación de rasgos urbanos.
- **TM2**: correspondiente al verde. Es menos sensible a la presencia de gas, pero las partículas se manifiestan todavía en esta banda. Sirve para medir la abundancia de

clorofila, pero permite de igual manera la puesta en evidencia de sedimentos en las aguas poco profundas. Se emplea en la cartografía de vegetación verde (medición del tope de reflectancia); también identificación de trazos urbanos.

- TM3: corresponde al rojo. Es un indicador fenológico de vegetales (por enrojecimiento debido a la desecación), y de la abundancia de ciertos objetos minerales (como óxidos de hierro) en cada píxel. Realza el relieve. Permite cartografiar las zonas urbanizadas y discriminar las especies de plantas con hojas de aquellas sin hojas (absorción de clorofila).
- TM4: corresponde a la reflectancia máxima de los seres vivos y constituye una medida de abundancia de la misma. Este canal es poco sensible a los efectos atmosféricos, y estos no muestran reflectancia importante en esta región del espectro. Por ello se usa para conocer estado y contenido de la biomasa; delimitación de cuerpos de agua, humedad en el suelo, y mejorar la identificación de tipos de vegetación.
- TM5: es "neutra" en relación a los suelos y la vegetación. Su variación depende sobre todo del componente de agua o, de una manera más general, de la humedad del objeto. Es sensible a la humedad en el suelo y en las plantas; se emplea en la discriminación entre nieve y nubes.
- TM6: son dos subcanales, que miden la energía térmica irradiada por la Tierra. Permiten identificar las zonas de hielo o de nieve, las anomalías geotérmicas, etc. Con el se realiza cartografía térmica, y permite hacer una discriminación del "stress" de la vegetación y la humedad en el suelo relacionada a la irradiación térmica.
- TM7: en esta banda, los objetos minerales son más luminosos que los objetos vegetales y constituye una medida de abundancia de los mismos. Los enlaces Al y Mg con OH, y el grupo $\text{CO}_3^{=}$ poseen picos de absorción en esta región del espectro (respectivamente hacia 2,2 μm . y 2,35 μm .) que tienen por efecto disminuir la reflectancia de minerales hidratados y carbonatos, de modo que las

rocas que contienen estos minerales se hacen identificables. Es por todo esto que se emplea para discriminar minerales y tipos de rocas; y también es sensible a la tasa de humedad en la vegetación.

B) RADAR

Tal como lo explica XAVIER (2002), se tienen a continuación las características de los sistemas de teledetección radar. Un radar de imágenes es un sistema de teledetección *activo* cuya antena posee el doble rol de emisora de impulsos electromagnéticos y de receptora de los ecos que regresan luego que estos impulsos "rebotan" en la superficie terrestre. Es esta propiedad la que diferencia a los radares de los captosres ópticos pasivos.

Luego de cierto tratamiento, dichos ecos pasan a constituir la imagen propiamente dicha. Dicha imagen será la de los coeficientes de retrodifusión correspondientes a las diferentes células individualizadas por el sistema.

Las ondas utilizadas por el radar pertenecen al dominio de las ondas centimétricas, y también es habitual clasificarla en bandas según su longitud de onda.

Banda X:	2,75 - 5,26 cm.
Banda C:	5,26 - 7,60 cm.
Banda S:	7,60 - 19,5 cm.
Banda L:	19,5 - 76,0 cm.
Banda P:	Más de 76,0 cm.

En este rango, la atmósfera no provoca atenuaciones energéticas de las ondas. Así, la calidad de las imágenes de amplitud es independiente de las condiciones atmosféricas locales. Por tanto, el radar es un sistema que puede adquirir imágenes tanto de noche como de día, sin importar la cobertura de nubes.

Otra gran diferencia con la teledetección óptica es que las ondas centimétricas presentan una estabilidad de fase suficiente para que los puntos de la superficie a los que llegan sean clasificados en función de su distancia a la antena; y al correlacionarse con los impulsos emitidos y recibidos, la onda se califica como coherente. Es esta coherencia o estabilidad la que permite las aplicaciones interferométricas, de gran interés; pero esta misma propiedad es la responsable del fenómeno "tornasol" o *speckle* que degrada la legibilidad de las imágenes de amplitud.

Para que la clasificación en función de la distancia de los puntos a la antena no sea ambigua, los impulsos son emitidos lateralmente. La repetición de los impulsos durante el desplazamiento del captor crea la dimensión azimutal de la imagen, mientras que la dimensión radial está relacionada al paso discreto del muestreo en distancia.

La resolución longitudinal o azimutal depende de la longitud de onda, de la distancia antena-suelo y del tamaño de la antena. Según se trate de un radar de apertura real o de apertura sintética, el tamaño de la antena será, respectivamente, de una talla real o de una talla ficticia más grande tomando en cuenta el desplazamiento del captor (en este caso se toma en cuenta el efecto Doppler).

La resolución radial es la misma para los radares de apertura real y los de apertura sintética.

La radiometría de la imagen depende a la vez de las características de las ondas utilizadas (longitud de onda, polarización), de la geometría de adquisición (dirección de vista, incidencia local), y de la naturaleza de superficie retrodifusora (geometría a la escala de la longitud de onda, propiedades dieléctricas).

La presencia de relieve también influye de modo importante en la radiometría y la geometría de las imágenes. Como se indicó anteriormente, los puntos de la superficie se clasifican en función de su distancia a la antena. Las regiones planas no sufren mayor distorsión ya que una órbita permite obtener una vista lateral casi

paralela. Por el contrario, la distancia de un punto a la antena disminuye con la altitud. En la imagen, los blancos elevados van a verse basculados hacia el radar. En las zonas montañosas, las caras opuestas al radar se ven dilatadas, y las caras contraídas reflejan más energía sobre una superficie menor.

Dichos efectos geométricos hacen, de las imágenes radar, objetos difíciles de interpretar.

Sobre algunos satélites:

De los aquí mostrados, solo funcionan actualmente los satélites radar ERS-2 (*European Remote Sensing*) y RADARSAT; pero los satélites ERS-1 y JERS-1 (*Japanese Earth Resource Satellite*) representan un gran fuente de imágenes y dos referencias operacionales.

	ERS 1-2	JERS 1	RADARSAT-1
Frecuencia	5,3 GHz	1,257 GHz	5,3 GHz
Longitud de onda	5,66 cm.	23,5 cm.	5,66 cm.
Polarización	VV	HH	HH
Angulo de incidencia	23°	35°	20-50°
Longitud de abatimiento	100 Km.	75 Km.	50-500 Km.
Resolución en superficie	30 m	25 m	25 m
Dimensión de los píxeles en el suelo	12,5 m	12,5 m	12,5 m
Altitud	785 Km.	568 Km.	798 Km.
Inclinación	98,5°	98,5°	98,6°
Ciclo	35 días	44 días	24 días