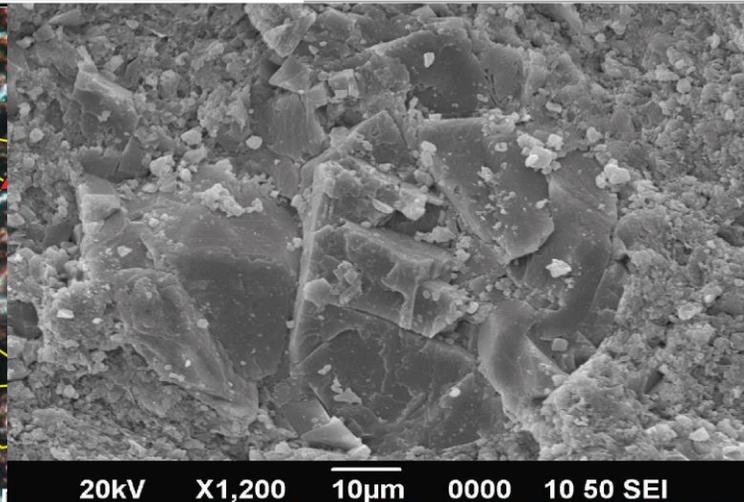
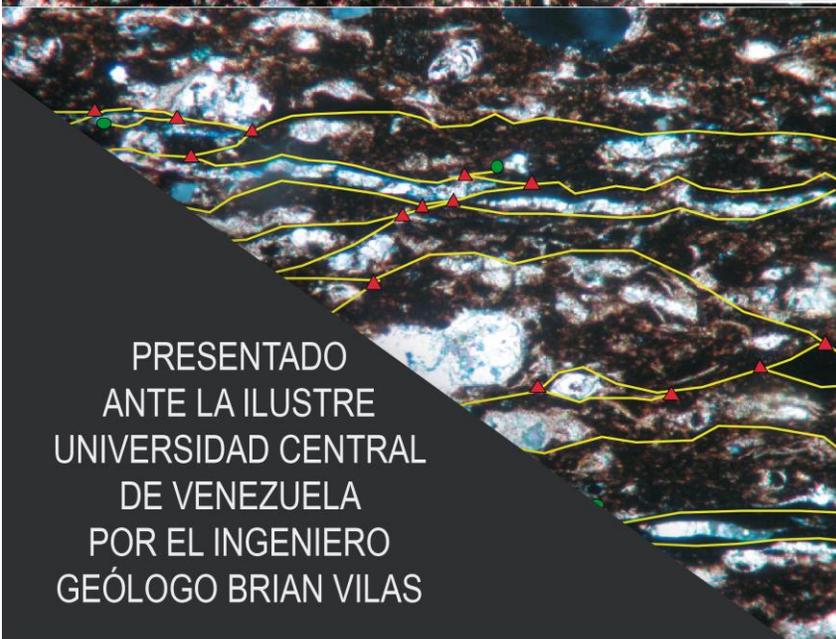
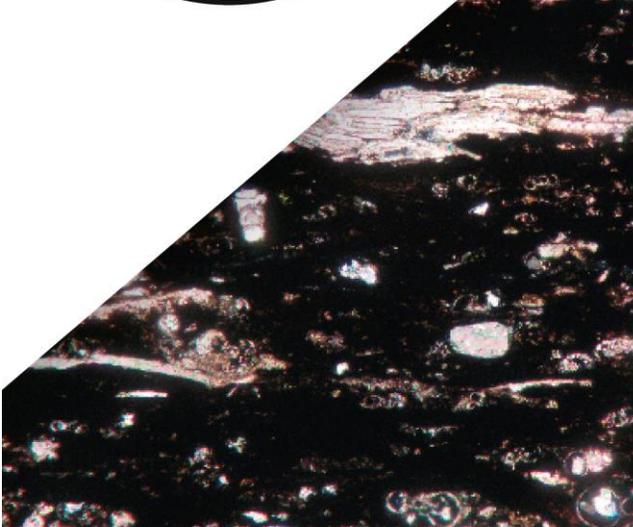
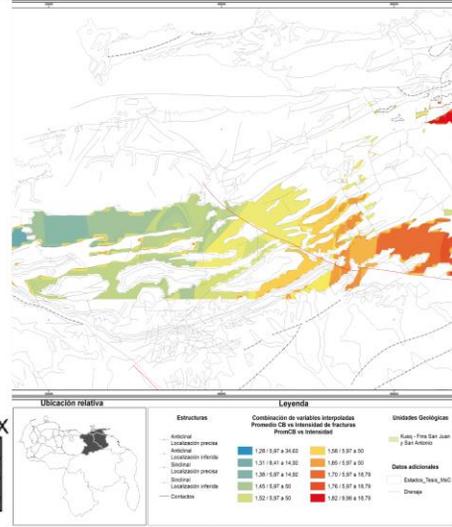
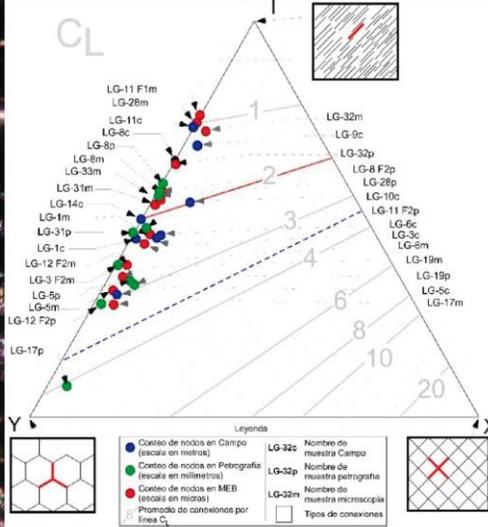




det mode mag WD spot pressure 50 µm mode mag WD spot pressure
 LV BSED Z Cont 1.500 x 9.9 mm 4.0 70 Pa LG-01 SE 3 000 x 10.0 mm 3.0 70 Pa



PRESENTADO ANTE LA ILUSTRE UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA POR EL INGENIERO GEÓLOGO BRIAN VILAS

ANÁLISIS DEL FRACTURAMIENTO

EN ROCAS DE LA FORMACIÓN QUEREQUAL DEL ORIENTE DE VENEZUELA

UTILIZANDO HERRAMIENTAS MICROTECTÓNICAS, GEOESTADÍSTICAS Y TOPOLÓGICAS

MAYO, 2023



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COORDINACIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO
PROGRAMA DE MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA,
LOS CHAGUARAMOS, CARACAS

**ANÁLISIS DEL FRACTURAMIENTO EN ROCAS DE LA
FORMACIÓN QUERECUAL DEL ORIENTE DE VENEZUELA**
UTILIZANDO HERRAMIENTAS MICROTTECTÓNICAS, GEOESTADÍSTICAS
Y TOPOLÓGICAS

Proyecto de Trabajo Especial de grado que se presenta para optar al título:
Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas

Brian M. Vilas B.

Caracas, mayo 2023



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COORDINACIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO
PROGRAMA DE MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA,
LOS CHAGUARAMOS, CARACAS

**ANÁLISIS DEL FRACTURAMIENTO EN ROCAS DE LA
FORMACIÓN QUERECUAL DEL ORIENTE DE VENEZUELA**
UTILIZANDO HERRAMIENTAS MICROTTECTÓNICAS, GEOESTADÍSTICAS
Y TOPOLÓGICAS

Proyecto de Trabajo Especial de grado que se presenta para optar al título:
Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas

Brian M. Vilas B.
Ingeniero Geólogo

TUTOR ACADÉMICO: Dr. Redescal Uzcátegui (USB)

Caracas, mayo 2023

© Brian Marcel Vilas Berrey, 2023

Hecho el depósito de Ley

Depósito Legal DC2023000570



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de
Estudios de
Postgrado

VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo de Grado** presentado por el Ingeniero **BRIAN VILAS**, portador de la Cédula de Identidad N°**13.952.698**, bajo el título “**ANÁLISIS DEL FRACTURAMIENTO EN ROCAS DE LA FORMACIÓN QUERECUAL DEL ORIENTE DE VENEZUELA, UTILIZANDO HERRAMIENTAS MICROTECTÓNICA, GEOESTADÍSTICA Y TOPOLOGÍA**”, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister en Ciencias Geológicas; dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 22 de mayo de 2023, a las 10:00 a.m., para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en modalidad mixta: de forma presencial en la Sala de Conferencia Dr. Guillermo Zuloaga y a través la plataforma GOOGLE MEET en línea, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con las ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

3.- Para este veredicto, el Jurado, los profesores Dr. Redescal Uzcátegui, Dr. Orlando Ortega y M.Sc. Enrique Toribio estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante en el estudio de fracturas para yacimientos no convencionales mediante técnicas multivariable. Esta investigación propone áreas de interés exploratorio con las mejores características para este tipo de yacimientos y el jurado por unanimidad le asigna la calificación de “ aprobado”.

En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los veintidós (22) días del mes de mayo del año 2023, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado el Dr. Redescal Uzcátegui.

BV
[Handwritten signature]

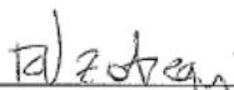
OOP

Orlando Jose Ortega Perez

Dr. Orlando Ortega
C.I. v-6.452.574
(JURADO)
(FI-UCV)



M.Sc. Enrique Toribio
C.I. V- 23.619.479
(JURADO)
FI-UCV



Dr. Redescal Uzcátegui
C.I. 9.120.407
(TUTOR)
USB

A Santiago

que me ha enseñado el significado de la voluntad
y la belleza del ser humano

Ahí alcanzamos la gran barrera del pensamiento...

Me siento como si de repente hubiese entrado en un banco de niebla, en el que el mundo conocido se esfuma

BERNARD LOVELL

Todo es determinado según leyes, por alguna otra cosa

MARIO BUNGE

Hay que visitar el interior de la Tierra para poder encontrar lo que se halla escondido bajo el ropaje de la apariencia...

FERMÍN VALE AMESTI

El eje del universo es como una escala por la cual se efectúa un perpetuo movimiento ascendente y descendente. Permitir que tal movimiento se realice es, en efecto, el destino esencial de la escala...

RENÉ GUENÓN

ANÁLISIS DEL FRACTURAMIENTO EN ROCAS DE LA FORMACIÓN QUERECUAL DEL ORIENTE DE VENEZUELA

UTILIZANDO HERRAMIENTAS MICROTECTÓNICAS, GEOESTADÍSTICAS Y TOPOLÓGICAS

Brian Marcel Vilas Berrey. C.I.: V-13.952.698. Correo (e) laboral:

vilasb@pdvsa.com. Personal: vilas71@gmail.com. Tlf. Cel.: 0412 8150099.

Dirección: Urbanización La Campiña. Petróleos de Venezuela S. A. Torre Este, piso 11. Adscrito a la gerencia de planificación de la vicepresidencia de exploración y producción (VPEyP).

RESUMEN

Con el fin de disminuir la incertidumbre exploratoria en posibles yacimientos no convencionales de lutitas gasíferas o petrolíferas en el nororiente de Venezuela, se desarrolló una investigación que incluye un método de descripción de fracturas, e incorpora como aporte la caracterización topológica de fracturas (mediante el conteo de nodos), descrita en tres escalas de trabajo: afloramiento (métrica), petrográfica (milimétrica), y microscopía electrónica de barrido (nanométrica), en calizas al tope de la Formación Querecual; así como, la identificación de indicadores de deformación, índice de fragilidad, y la integración de resultados en un sistema de información geográfica que permitió la interpolación de las variables, generando mapas de objetivo exploratorio. La investigación se desarrolló en seis fases: 1) caracterización de fracturas en superficie (orientación del plano de fractura, apertura, rugosidad, intensidad y longitud); 2) Caracterización topológica de fracturas mediante el conteo y graficación triangular de los nodos, 3) Muestreo y fotografías orientadas; 4) Análisis de muestras orientadas (incluyendo topología), bajo difracción de rayos X, petrografía de secciones finas y microscopía electrónica de barrido; 5) Cálculo y rotación de orientaciones de fracturas (estereogramas), y 6) Cartografía de interpolación geoestadística de las variables: índice de fragilidad (IF), intensidad de fracturamiento (INT) y conectividad topológica (CL y CB). Resultados: 1) Se identificaron indicadores cinemáticos (escala milimétrica y nanométrica), aportando datos al régimen de deformación, 2) se caracterizaron las fracturas en estructuras mayores, identificándose las asociadas a la fase de deformación, 3) se identificó la intensidad de fracturamiento e índice de fragilidad, así como la conectividad, incorporándose la topología a la descripción de fracturas; y 5) Se generó una cartografía de interpolación de variables para identificar regiones con menor incertidumbre exploratoria en posibles yacimientos de lutitas gasíferas y petrolíferas en el nororiente de Venezuela.

Palabras clave: Venezuela, Oriente, cretácico, fracturas, índice de fragilidad, intensidad, topología de fracturas, yacimientos no convencionales, Querecual, Lutitas calcáreas, calizas

Agradecimientos

Agradezco el gran apoyo del compañero José Brito, quien me acompañó en el trabajo de campo y en aquellas interminables mediciones del oriente del país.

A los compañeros de preparación de muestras, Carlos Bustamante y Edwin Nariño, con el repertorio de chistes...

A Denny González y las largas horas frente al microscopio electrónico, con los descansos en el Instagram

A Gustavo y Alba, en su compañía y por soportarme...

A la gerencia de investigación estratégica en exploración y yacimientos, a Alejandro Martínez y a José Antonio García por el apoyo gerencial.

A los voceros del PES y del GDT, por permitirme el gran crecimiento en las ideas

A todos aquellos que, con una palabra, una asesoría o una conversación me apoyaron en el desarrollo de este trabajo

A los amigos

A la familia, a quienes siempre estaré agradecido...

ÍNDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	10
1.1.	TRABAJOS PREVIOS.....	13
1.2.	OBJETIVO GENERAL.....	26
1.3.	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	26
1.4.	UBICACIÓN.....	27
1.5.	GEOLOGÍA REGIONAL.....	28
1.5.1.	Marco estructural regional. Patrones estructurales mayores.....	29
1.5.2.	Serranía del Interior.....	30
1.5.3.	Marco estratigráfico.....	32
1.5.4.	Grupo Guayuta.....	33
1.6.	GEOLOGÍA LOCAL.....	38
1.6.1.	Estaciones.....	38
2	MÉTODO.....	43
2.1.	ETAPA DE ESTUDIOS PREVIOS.....	43
2.2.	ETAPA DE ESTUDIO DE CAMPO.....	44
2.2.1.	Mediciones de fracturas.....	46
2.2.2.	Muestras orientadas.....	48
2.3.	ETAPA DE LABORATORIO.....	49
2.3.1.	Preparación de las muestras.....	49
2.3.2.	Ensayos realizados.....	50
2.4.	ETAPA DE PROCESAMIENTO DE LOS DATOS.....	55
2.4.1.	Estudios de campo (superficie).....	55
2.4.2.	Estereogramas según la el buzamiento de los estratos.....	56
2.4.3.	Pruebas de rotación del buzamiento de los estratos.....	57
2.4.4.	Estudios microscópicos.....	58
2.4.5.	Indicadores cinemáticos.....	59
2.4.6.	Difracción de rayos X para cálculo del índice de fragilidad.....	59
2.4.7.	Análisis del índice de fragilidad.....	59
2.4.8.	Intensidad de fracturamiento.....	60
2.4.9.	Análisis topológico.....	60
2.4.10.	Análisis espacial de variables del fracturamiento.....	60
3	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	64
3.1.	RESULTADOS DEL TRABAJO DE CAMPO.....	64
3.1.1.	Localidades y muestras orientadas.....	64
3.1.2.	Orientaciones de planos e intensidad de fracturas.....	68
3.1.3.	Intensidad versus el buzamiento de los estratos.....	70
3.1.4.	Interpolación de la intensidad de fracturamiento.....	73
3.1.5.	Estereogramas según la el buzamiento de los estratos.....	76
3.1.6.	Pruebas de rotación de buzamiento.....	86
3.1.7.	Fotografías de campo y topología.....	90
3.2.	RESULTADOS DE LABORATORIO.....	95
3.2.1.	Difracción de rayos X e índice de fragilidad.....	95
3.2.2.	Resultados de petrografía.....	96
3.2.3.	Resultados de microscopía electrónica de barrido (MEB).....	98
3.2.4.	Topología de fracturas.....	99
3.3.	RESULTADOS CARTOGRÁFICOS.....	104
3.3.1.	Distribución del carbono orgánico total (%COT).....	105
3.3.2.	Variación del índice de fragilidad (IF / IFcot).....	105
3.3.3.	Variación de las conexiones de línea de fractura (tres escalas).....	109

3.3.4.	<i>Variación de las conexiones de brazos (tres escalas)</i>	115
3.3.5.	<i>Intersección de variables e identificación de regiones</i>	120
4	CONCLUSIONES	133
4.1.	DE CARÁCTER GEOMORFOLÓGICO Y TECTÓNICO	133
4.2.	DE CARÁCTER MICROSCÓPICO Y MINERALÓGICO	134
4.3.	DE CARÁCTER CARTOGRÁFICO	135
5	RECOMENDACIONES	137
6	BIBLIOGRAFÍA	138
7	ANEXOS	161
7.1.	MARCO TEÓRICO	161
7.1.1.	<i>Generalidades</i>	161
7.1.2.	<i>Esfuerzo y Deformación</i>	161
7.1.3.	<i>Esfuerzo</i>	163
7.1.4.	<i>Deformación</i>	164
7.1.5.	<i>Mecanismos de deformación</i>	172
7.1.6.	<i>Deformación de minerales formadores de rocas</i>	176
7.1.7.	<i>Índice de fragilidad</i>	178
7.1.8.	<i>Intensidad de fracturamiento</i>	179
7.1.9.	<i>Análisis topológico</i>	180
7.1.10.	<i>Importancia de la topología en el estudio de fracturas</i>	185
7.1.11.	<i>Cartografía</i>	186
7.2.	TABLA DE REDES ESTEREOGRÁFICAS Y ROTACIONES POR LOCALIDAD	190
7.3.	TABLA DE RESULTADOS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX) POR LOCALIDAD	211
7.4.	TABLA: RESULTADOS DE LOCALIDADES POR BUZAMIENTO DE LA ESTRATIFICACIÓN ..	212

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1.	Mapa con la localización aproximada del área de estudio en el oriente del país, escala aproximada 1:750.00	27
Figura 2.	Rasgos estructurales mayores. El cuadro segmentado indica la zona aproximada de trabajo	31
Figura 3.	Facies sedimentarias durante el Cenomaniense – Campaniense.	33
Figura 4.	Columnas estratigráficas generalizadas de la Formación Querecual en su sección tipo (izq.) y en la isla Chimana grande (der.)	36
Figura 5.	Mapa con la localización de las estaciones de trabajo en el oriente del país....	38
Figura 6.	Mapa con localización de las zonas de estudio en el oriente del país.....	42
Figura 7.	Esquema del método de trabajo utilizado en esta investigación.	43
Figura 8.	Estaciones estudiadas en el oriente del país	45
Figura 9.	Distintas técnicas de medición de fracturas en los estudios de campo.	47
Figura 10.	Medición lineal de fracturas, localidad tipo en el río Querecual	48
Figura 11.	Cortes practicados a las muestras orientadas	49
Figura 12.	Tacos para generar secciones finas de rocas.....	49
Figura 13.	Difractómetro de rayos X marca Phillips.	50
Figura 14.	Ejemplo de porta muestras de aluminio	51
Figura 15.	Equipo de MEB con los distintos detectores (PDVSA Intevop)	52
Figura 16.	Proceso interno del equipo de MEB con el correspondiente resultado	53
Figura 17.	Derecha: Microscopio petrográfico ZEISS, MODELO AXIOSKOP 40. Izquierda: tabla comparativa de escala de la imagen según el zoom de la cámara, para cada objetivo del microscopio	54

Figura 18.	Copia de pantalla del programa STERONETT, mostrando: a.- datos de planos regionales de fracturas, y b.- proyección esférica de hemisferio inferior de ángulos iguales, de todos los polos de medición y los planos principales	56
Figura 19.	Ejemplo de tabla de datos organizados según el buzamiento (el buzamiento) de los estratos	57
Figura 20.	Mapa de fracturas en estereogramas, se observan las zonas de fracturas paralelas o perpendiculares a los ejes de pliegues de la región.....	58
Figura 21.	Mapa de muestras orientadas. Escala 1:750.000	65
Figura 22.	Ubicación de estructuras (FI N Ant: flanco norte anticlinal, FI S Ant: flanco sur anticlinal, NF: norte de falla principal)	66
Figura 23.	Gráfico de intensidad de fracturamiento vs. familias de fractura (por localidad) asociados a las estructuras presentes en la región	70
Figura 24.	Gráfico de intensidad vs. el buzamiento de los estratos, localidades dirección O-E	71
Figura 25.	Gráfico de intensidad vs. el buzamiento de los estratos, localidades dirección N-S	72
Figura 26.	Perfil con patrones de cabalgamiento N-S hacia el Cerro Turimiquire	73
Figura 27.	Mapa de interpolación de la intensidad de fracturamiento.....	75
Figura 28.	Redes estereográficas para estratos subhorizontales (<10°)	79
Figura 29.	Redes estereográficas de fracturas en estratos con buzamiento bajo (10° a 30°)	81
Figura 30.	Redes estereográficas de fracturas en estratos con buzamiento alto (30° a 75°)	83
Figura 31.	Redes estereográficas de fracturas en estratos con buzamiento vertical (>75°)	84
Figura 32.	Modelo de partición de esfuerzos con identificación de tipos de fracturas	86
Figura 33.	Mapa de fracturas en estereogramas, se observan las zonas de fracturas paralelas o perpendiculares a los ejes de pliegues de la región.....	87
Figura 34.	Prueba de rotación de fracturas NE-SO, con base en la horizontalización del buzamiento de la estratificación, a.- Estado no rotado o estado actual, b.- estado rotado o estado previo al plegamiento	88
Figura 35.	Prueba de rotación de fracturas ONO-ESE, con base en la horizontalización del buzamiento de la estratificación, a.- Estado no rotado o estado actual, b.- estado rotado o estado previo al plegamiento	89
Figura 36.	Fotografías que muestran un afloramiento en la quebrada Querecual y su interpretación con nodos para el estudio topológico.	91
Figura 37.	Fotografías que muestran un afloramiento en la carretera de Cumanacoa, sector El Maco y su interpretación con nodos para el estudio topológico.	91
Figura 38.	Gráfico comparativo de intensidad con las conexiones de línea CL en tres escalas de trabajo para cada localidad	92
Figura 39.	Gráfico que compara los índices de fragilidad	93
Figura 40.	Gráfico que compara la intensidad de fracturamiento con las conexiones de brazos de fracturas (CB) identificadas en tres escalas de trabajo para cada localidad.....	94
Figura 41.	Fotografía en microscopio petrográfico (mm) que muestra indicador cinemático de deformación de granos escalonados (granos en echelón)	96
Figura 42.	Fotografías en microscopio petrográfico a secciones finas orientadas que muestran indicadores cinemáticos de deformación en la escala microscópica (mm)	97
Figura 43.	Sección petrográfica con aumento 20X en la muestra LG-05. Norte denotado por flecha amarilla y escala gráfica 0,22 mm Muestra un grano de calcita con presencia de maclas cónicas.	98

Figura 44.	Deformación laminar. Izquierda, grano de cuarzo con deformación intracrystalina y laminar (presenta extinción ondulatoria), escala gráfica 1 mm. Derecha, muestra LG-01 en grano de calcita de la Fm. Querecual (norte flecha roja), con deformación intracrystalina y posible laminar, escala gráfica 50 nanómetros.	99
Figura 45.	Fracturas escalonadas y granos sigmoidales indicativos de cizallamiento	99
Figura 46.	Ejemplo de tablas de cálculo de nodos y variables de conectividad	100
Figura 47.	Conteos de nodos en distintas escalas de trabajo	101
Figura 48.	Clasificación de nodos I, Y, X y correspondencia con las conexiones de línea de fractura CL	103
Figura 49.	Clasificación de tipos de conexiones basado en el parámetro de conexiones de brazos (CB).....	104
Figura 50.	Distribución del %COT	106
Figura 51.	Interpolación del índice de fragilidad	107
Figura 52.	Interpolación del índice de fragilidad con COT	108
Figura 53.	Gráficos de distribución de conexiones de línea y de brazos de fracturas en dirección E-O, sentido este	109
Figura 54.	Interpolación de conexiones de línea en microscopía electrónica de barrido .	110
Figura 55.	Interpolación de conexiones de línea de fracturas en petrografía	112
Figura 56.	Interpolación de conexiones de línea de fracturas en campo	113
Figura 57.	Mapa de interpolación del valor promedio de conexiones de línea para las tres escalas estudiadas	114
Figura 58.	Mapa de interpolación de conexiones de brazos de fracturas en microscopía electrónica de barrido (CBmeb).....	116
Figura 59.	Mapa de interpolación de conexiones de brazos de fracturas en escala de petrografía (CBpet)	117
Figura 60.	Mapa de interpolación de conexiones de brazos de fracturas en escala de campo (CBcampo).....	118
Figura 61.	Mapa de interpolación del valor promedio de conexiones de brazos para las tres escalas estudiadas	119
Figura 62.	Mapa de intersección índice de fragilidad vs Intensidad (IF_INT)	121
Figura 63.	Mapa de intersección índice de fragilidad COT vs Intensidad (IFCOT_INT) ...	122
Figura 64.	Mapa de intersección de variables, promedio de conexiones de línea de fractura versus intensidad (PromCL_INT)	124
Figura 65.	Intersección de variables, promedio de conexiones de brazo vs intensidad (PromCB_INT)	125
Figura 66.	Mapa de intersección de tres variables: índice de fragilidad, conexiones de línea e intensidad (IF_CL_INT)	127
Figura 67.	Intersección de tres variables: índice de fragilidad con COT, conexiones de línea e intensidad (IFCOT_CL_INT).....	128
Figura 68.	Intersección de tres variables: conexiones de brazos, índice de fragilidad e intensidad de fracturamiento (CB_IF_INT)	129
Figura 69.	Intersección de tres variables: conexiones de brazos de fracturas, índice de fragilidad con COT e intensidad de fracturamiento (CB_IFCOT_INT)	130
Figura 70.	Intersección de tres variables acotadas de conectividad, índice de fragilidad e intensidad de fracturamiento (CL_IFCOT_INT)	132
Figura 71.	Tipos de deformación	162
Figura 72.	Deformación heterogénea (porciones deformadas homogéneamente).....	162
Figura 73.	Concepto de esfuerzo	163
Figura 74.	Definición del esfuerzo con base en el estudio de las componentes de los vectores de tracción sobre un cuerpo cuadrado "C"	164
Figura 75.	Modelo de deformación para falla transcurrente destal	165

Figura 76.	Esquema de partición de esfuerzos en una zona de deformación (en gris), producto de un movimiento relativo entre placas.....	166
Figura 77.	Predicción de orientación de fallas en función de esfuerzos, Anderson, 1942	167
Figura 78.	Criterios para distinguir entre fracturas de extensión, híbridas y de cizalla	168
Figura 79.	Patrones estructurales asociados a un sistema cilíndrico de pliegues. (A) Estructuras de extensión. (B) Estructuras de compresión.	169
Figura 80.	Tipo de fracturas según su ubicación en una estructura plegada.....	170
Figura 81.	El efecto de la historia de deformación.	172
Figura 82.	Cristal de cuarzo aplanado por deformación Intracristalina. El cristal se observa abudinado y el fragmento de la derecha muestra deformación laminar y extinción ondulatoria. Pertenece a la Formación Argylla, en Mount Isa, Australia. Ancho de la foto equivale a 4 mm	175
Figura 83.	Maclado. a.- Maclas de crecimiento con escalones en plagioclasa. b.- Maclas por deformación en plagioclasa, con ejes cónicos desarrollados en un alto régimen de esfuerzo en la zona del borde del cristal	176
Figura 84.	Traza de fractura A-B, con fracturas asociadas que la intersectan (líneas grises y segmentadas), donde se muestra un arreglo de nodos y brazos	181
Figura 85.	Red topológica definida por el arreglo de líneas y nodos	182
Figura 86.	Gráfico triangular de la proporción de tipos de nodos para diferentes redes (posterior a Manzocchi, 2002)	184
Figura 87.	Diagramas triangulares de proporciones de nodos.....	184
Figura 88.	Comparación entre red de diaclasas y red estocástica.....	185
Figura 89.	Tipos de relación de conexión del número de fracturas en la población, Tipo I (aisladas), Tipo II (conexión simple), Tipo III (conexión múltiple).	186

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.	Carta estratigráfica de la Serranía del Interior	29
Tabla 2.	Ubicación de localidades y estructuras asociadas. Coordenadas UTM REGVEN Huso 20N.....	39
Tabla 3.	Ubicación de localidades y estructuras asociadas (continuación)	39
Tabla 4.	Ubicación de localidades y estructuras asociadas (continuación)	40
Tabla 5.	Fragmento de tabla general de datos.	67
Tabla 6.	Tabla de localidades según el buzamiento de los estratos.....	68
Tabla 7.	Estereogramas agrupados por localidad según la el buzamiento de los estratos.	76
Tabla 8.	Fragmento de tabla de resultados de mineralogía por DRX y %COT e índices de fragilidad para comparación, sombreado rangos de IF para estimulación hidráulica	95
Tabla 9.	Decisión del método de interpolación	188

1 INTRODUCCIÓN

Este trabajo surge de una propuesta exploratoria de yacimientos no convencionales de gas en lutitas y calizas para Venezuela, a partir de una instrucción oficial, por parte del Ministerio del Poder Popular para la Energía y Petróleo (actualmente el Ministerio del Poder Popular para Petróleo) en el año 2011, para iniciar los estudios en los yacimientos no convencionales en Venezuela, puesto que se consideró que debía hacerse este tipo de estudio para la evaluación de potencial exploratorio, sin embargo, estudios más recientes (SMITH, J. D, *et. al.*, 2015; GARCÍA, M. J. *et. al.*, 2016; WANG, Y., *et. al.*, 2018; BROWN, C., & JOHNSON, A., 2019), no dan certeza de cuál es el papel de las fracturas en los yacimientos no convencionales.

Para realizar los estudios en aquel momento, fue necesario comprender en mayor profundidad el fracturamiento de las rocas en los yacimientos carbonaticos de la región, específicamente en la Formación Querecual, debido a que son las principales rocas generadoras de hidrocarburos (rocas madre o rocas fuente) en el oriente del país, las cuales están compuestas de calizas lodosas hacia el tope de la formación.

Profundizar en el análisis de fracturas implicó la implementación de herramientas de distinto enfoque, como la topología del conteo de nodos de fracturas (JING Y STEPHANSSON, 1994; VALENTINI *et. al.*, 2000; SANDERSON Y NIXON, 2015; THIELE *et. al.*, 2016; PROCTER Y SANDERSON, 2017; SANDERSON *et. al.*, 2018), una herramienta utilizada por primera vez en Venezuela, adicional a las investigaciones suministradas por otras especialidades como los sistemas de información geográfica y la geoestadística. En este sentido, la investigación se orientó a optimizar los resultados exploratorios en rocas fuente, para yacimientos no convencionales de lutitas petrolíferas y/o gasíferas (incluyendo las calizas lodosas de la Formación Querecual), fundamentándose

en el análisis cartográfico mediante un sistema de información geográfica de interpolación de variables obtenidas en el trabajo de campo (orientaciones de estructuras y estratos, intensidad de fracturas, muestreo orientado), así como las variables obtenidas en el trabajo de laboratorio (fragilidad por mineralogía y topología basada en conteo de nodos de fracturas). Por tal razón, el trabajo incluyó la descripción y muestreo de estructuras de deformación en superficie (plegamientos y fallamientos), la identificación de la deformación en escala milimétrica (microscopio petrográfico) y nanométrica (microscopio electrónico de barrido), incluyendo indicadores de deformación; así como, la identificación del índice de fragilidad mediante la mineralogía de la roca (DRX), por último, incorpora la caracterización topológica de la conectividad de fracturas (C_L , C_B).

Para dar contexto a la investigación se revisó la literatura existente fracturas, divididas por especialidades. De estos estudios se citan algunos relevantes (BARLETT *et al.*, 1981; AYLIN, 1995; GRINGARTEN, E., 1998; VARDOULAKIS, I., *et al.*, 1998; SCHULTZ, R. A., 2000; SANAAE, R., *et al.*, 2010; SMART, K. J., *et al.*, 2012; JU, W., *et al.*, 2014; SHOVKUN, I., ESPINOZA, N., 2018; FENG, J., *et al.*, 2018). Por otra parte, se revisaron estudios de superficie, modelos análogos y modelos matemáticos, que están relacionados a modelos de deformación regional similares a la cuenca oriental de Venezuela (MCCLAY, *et al.*, 2004; BELLASEN *et al.*, 2006; DESHI *et al.*, 2011; BOND, 2015; LAVENEU Y LAMARCHE, 2017; LAUBACH *et al.*, 2017). Se revisaron además estudios y métodos de análisis de fracturas (ORTEGA, O., AND MARRET, R, 2000; CARRERAS *et al.*, 2013; ENGELDER Y PEACOCK, 2013; SU *et al.*, 2014; BISDOM *et al.*, 2016; CORRADETTI *et al.*, 2017; HANKE *et al.*, 2017; HEALY *et al.*, 2017; HOOKER *et al.*, 2017; LAMARCHE *et al.*, 2017; MARRETT *et al.*, 2017; LAUBACH *et al.*, 2018).

En el progreso de la investigación y con el propósito de aportar información para la comparación con modelos de deformación regional, se identificaron indicadores cinemáticos de deformación a diferentes escalas como, por

ejemplo, plegamientos y fracturas en escala de campo, deformación de granos y microfracturas la escala petrográfica, ampliamente analizada para distintos tipos de rocas (PRIOR *et. al.*, 1996; PASSCHIER Y TROUW, 1998; UKAR *et. al.*, 2017) y nanofracturas en escala de microscopía electrónica de barrido.

Adicionalmente, con base en los estudios de JARVIE, D. M., *et. al.*, 2007, se utilizó la variable de índice de fragilidad (IF) para las rocas estudiadas, a partir de la composición mineralógica, la cual, según WANG Y GALE, 2009, es una función de la litología, la composición mineral y el carbono orgánico total. JARVIE *op. cit.*, cita también el esfuerzo efectivo, la temperatura del yacimiento, la diagénesis, la madurez termal, la porosidad y el tipo de fluido presente como otros parámetros que inciden en el índice de fragilidad.

Por otra parte, con base en estudios de SANDERSON *et. al.*, 2015, 2017, 2018 *op. cit.*, fue posible incluir un método de caracterización de fracturas a partir de la herramienta de topología que implica el conteo de los “grafos” de las fracturas, entendiendo como grafos los “espacios geométricos” que no dependen de la escala, a cuyo caso se habla de “puntos” que conectan las fracturas, de la cual puede establecerse la conectividad de fracturas en la roca, esta conectividad sirve de indicador permitiendo establecer un límite teórico a partir del cual hay percolación de líquidos por fracturamiento.

Por último y mediante la herramienta de los sistemas de información geográfica (SIG), fue posible cartografiar cada variable en capas separadas, utilizando una interpolación estadística (GRIBOV, A. Y KRIVORUCHKO, K., 2011). Este método consiste en mapear la información recabada en las estaciones georeferenciadas de campo, así como los distintos indicadores calculados en laboratorio a partir de estas estaciones de campo (intensidad de fracturamiento, índice de fragilidad y conectividad de fracturas), luego interpolar mediante el algoritmo que mejor se ajusta a las variaciones laterales

de las facies, lo que resulta en un mapa para cada indicador (o variable). Posteriormente se intersectan los mapas de cada indicador (o capa de información) entre ellos, generando nuevos mapas de intersección de dos, o tres variables, para descubrir las variables que dominan la interpretación, y por último, se genera un mapa con los rangos de las variables más apropiados para la producción de fluidos (con base en la literatura de fracturamiento hidráulico) para realizar interpretaciones de carácter exploratorio.

1.1. Trabajos previos

A continuación, se presentan, de forma resumida, algunos de los trabajos estratigráficos, sedimentológicos, estructurales, estadísticos, geomecánicos y topológicos más importantes llevados a cabo, tanto en la zona de estudio (trabajos regionales), como en otros temas de investigación asociados a este estudio, que guardan relación (directa o indirecta) al tema de estudio (trabajos por tema), todas estas investigaciones fueron organizadas por su año de publicación:

Trabajos regionales

En cuanto a la región en estudio, se encuentra ubicada al sur de la placa Caribe y norte de la Placa Suramericana, en el oriente de Venezuela, en la denominada Serranía del Interior (SI). Las rocas estudiadas son parte del Grupo Guayuta, conformado por lutitas y calizas oscuras interestratificadas. LIDDLE (1928, 1946) es el primero en dar nombre a la secuencia de rocas aflorantes en el Grupo Guayuta, posteriormente HEDBERG (1937) eleva el término Guayuta a rango de grupo y emplea el término de Formación Querecual (objeto de este estudio), para designar la mitad inferior, y San Antonio como la mitad superior del intervalo. Por su parte, ROD Y MAYNC (1954) muestran la estratigrafía del Cretácico, a través de columnas litoestratigráficas y correlaciones de las principales localidades.

Uno de los primeros estudios geoquímicos de la región lo realizan TALUKDAR *et. al.*, (1985) al estudiar las formaciones cretácicas y rocas fuente de La Luna y Querecual.

CRESPO DE CABRERA *et al.* (1999) realizan un estudio integrado (bioestratigrafía y geoquímica) en la Formación Querecual aportando datos nuevos, lo cual ayuda a discriminar los distintos niveles sedimentarios.

A partir de la evolución del conocimiento estratigráfico, DI CROCCE, J. (1995) contribuye con un gran aporte al analizar la estratigrafía secuencial y la evolución estructural del oriente de Venezuela, identificando los límites de secuencia y las máximas superficies de inundación.

NOGUERA, M., Y YEPEZ, S., (2000) en su tesis de grado, caracterizaron químicamente la Formación Querecual en dos secciones en la SI, proponen un límite entre un sistema transgresivo (TST) y un sistema de alto nivel (HST).

MARGOTTA, J. Y RAMÍREZ, K., (2004) estudian por bioestratigrafía y quimioestratigrafía (CaCO₃, COT, Isótopos) la sección basal de la Formación Querecual en la Isla Chimana Grande, con lo cual se profundiza mas el estudio de la Formación Querecual.

En cuanto a la tectónica, uno de los primeros trabajos de la región es el de EVA, A., *et. al.*, (1988), donde identifican cuatro fases tectónicas discretas al sur de la Placa Caribe, derivadas de la síntesis estratigráfica de la región.

ERLICH, R. Y BARRET, S. (1990) estudian la historia tectónica cenozoica de la placa caribe en el norte de Venezuela y Trinidad, analizando la fase de tectónica activa en el Terciario.

ROURE, F., *et., al.* (1993) estudian la evolución del cinturón de corrimientos y plegamientos del Norte de Monagas, considerando resultados de estudios exploratorios a la fecha de su publicación. Proponen una deformación de

cobertura ó, *thin skin tectonics* en inglés, hacia el norte de la región y deformación que involucra basamento ó, *thick skin tectonics* en inglés, hacia el sur de la región. Estos datos han sido utilizados para el modelo presente en este trabajo.

PASSALACQUA, H., *et. al.*, (1995) realizan una sección balanceada NNO-SSE y proponen un modelo geodinámico que involucra una subducción con buzamiento norte en un régimen de convergencia oblicua. Esto soporta la interpretación de ROURE, F., *et., al.* (1993), *op. cit.*

SUMMA, L. L., *et. al.*, (2003) utilizan los datos de los sistemas petrolíferos en conjunto con la tectonoestratigrafía de la región para identificar rocas hipersalinas lacustrinas de edad Jurásico superior y carbonatos de edad Albiense como posibles rocas generadoras. La migración general hacia el este de los depocentros en Venezuela, fue suplida por subsidencia tectónica localizada. Este patrón de subsidencia y migración tardía produjo la mezcla de hidrocarburos de distintas rocas generadoras, entre las que destacan hacia el oriente del país las rocas estudiadas en este trabajo.

WAGNER A., R. A. (2004) realiza un estudio estructural regional y analiza las deformaciones recientes en el frente de montaña de la SI oriental y en la parte norte de la subcuenca de Maturín mediante sensores remotos y estudios microtectónicos así como datos de fracturas en pozos concluyendo que coinciden con el modelo de cizalla de Wilcox. Este modelo, es referenciado en este estudio por su aporte en el modelo de cizallamiento dextral.

COBOS, S. (2005) realiza una interpretación estructural del cinturón plegado de la cuenca antepaís de Monagas, donde refiere los cabalgamientos y fallas inversas con plegamientos de vergencia norte presentes en la región estudiada.

OSTOS, M., YORIS, F., LALLEMANT, H. A., (2005) realizan una revisión de la evolución geológica de toda la región norte de Venezuela y zonas adyacentes basados en una gran cantidad de estudios previos generados en las empresas petrolíferas y en las distintas universidades. Muestran toda la evolución tectonoestratigráfica de la región permitiendo una visión general, con gran detalle de esta evolución geológica.

GARRITY, C., HACKLEY, P., Y URBANI, F. (2006), publican el mapa geológico digital de Venezuela y la geodatabase del mismo en formato de sistema de información geográfica, a partir de un reporte de la USGS, el reporte 2005-1038 (*Geologic Shaded Relief Map of Venezuela*), con su correspondiente traducción al idioma español en el reporte de libre publicación USGS 2006-1109. En esta investigación de tesis fue utilizada esta geodatabase como punto de partida para el desarrollo de la cartografía.

PARRA, M., (2006) en su tesis de MsC desarrolla un modelo geológico – estructural balanceado en dos dimensiones, en el área noroeste del norte de Monagas, con la finalidad de identificar oportunidades de interés exploratorio. Identifican la presencia de una tectónica de cabalgamiento con tres escamas (dúplex) y recomienda utilizar herramientas de reprocesamiento, como la migración a profundidad antes del apilamiento.

DUERTO, L. Y McCLAY, K., (2007) estudian la partición de esfuerzos del cinturón plegado de la cuenca antepaís del oriente de Venezuela proponiendo este modelo para la región. El modelo de partición de esfuerzos es utilizado en este trabajo.

DUERTO, L. Y McCLAY, K., (2011) realizan un análisis estructural y estratigráfico del cinturón plegado de la cuenca antepaís del oriente de Venezuela y desarrollan conclusiones sobre los mecanismos de tectónica de lutitas en el área proponiendo tres episodios de contracción.

ESCALONA, A., MANN, P., Y JAIMES, M., (2011) evalúan dos modelos tectónicos previos de la región (SCHUBERT, 1982; Y BEN-AVRAHAM AND ZOBACK, 1992) utilizando datos geofísicos, la distribución y naturaleza del movimiento lateral oeste – este, las fallas transcurrentes, y los dos principales depocentros de la cuenca de Cariaco, así como la evolución de los mismos. Al comparar una serie de mapas isopacos y estructurales desde el Paleógeno al Neógeno tardío muestran tres fases principales de desarrollo de las cuencas. Este modelo de desarrollo de cuencas se tomo como referencia adicional en este estudio.

JOUANNE, F., AUDEMARD, F. A., *et. al.*, (2011) realizan un estudio de movimientos de la región noreste de Venezuela mediante la revisión del movimiento de las fallas transcurrentes y de corrimiento presentes en la zona, mediante una red de GPS desarrollada para este fin. Sus resultados muestran: 1.- un vacío significativo de desplazamiento (en especial de acortamiento) en la Serranía del Interior (cordillera Neógena sobrecorrida encima del cratón de Guayana), 2.- un desplazamiento hacia el este, de unos 22 mm/año de la región ubicada al norte de la falla de El Pilar, la cual acumula menor desplazamiento (40%) en la región oeste que en la región al este (50%).

PARRA, M., *et. al.* (2011) describen cinco dominios estructurales en el cinturón de corrimiento y plegamiento de la cuenca antepaís de la Serranía del Interior, mencionan que los estilos estructurales cambian a lo largo del rumbo y estiman un acortamiento entre 43 y 59 km que incrementa hacia el este.

FAJARDO, A., (2015) en su tesis doctoral, realiza un estudio tectónico del Nororiente de Venezuela, integrando la geomorfología de la región, así como datos paleomagnéticos, y datos de superficie y subsuelo (sísmica 2D y 3D). Corrobora la coincidencia de las estructuras deformadas en superficie con las estructuras del subsuelo a partir de la sísmica. Infiere que la deformación neotectónica fue producida por tectónica local. Este estudio es ampliamente utilizado en este trabajo como referencia del modelado cinemático y tectónico.

AUDEMARD M, F.A., CASTILLA, R., (2016) presentan una compilación de resultados de tensores de esfuerzo en 16 estaciones a lo largo del límite sur de la Placa Caribe. Concluyen que para la región hay ocurrencia de actividad tectónica en 7 familias de fallas: 1.- fallas transcurrentes dextrales E-O, 2.- fallas transcurrentes dextrales NO-SE sintéticas a las E-O, 3.- fallas normales NNO-SSE, 4.- fallas NO-SE a NNO-SSE normal-dextrales a dextral-normales, 5.- fallas transcurrentes siniestrales N-S a NNE-SSO antitéticas a las E-O, 6.- fallas transcurrentes dextrales ENE-OSO a E-O de cizalla P, y 7.- fallas inversas de corrimiento paralelas a los ejes de plegamiento en la dirección ENE-OSO.

Trabajos por tema

GRAY, M. B., Y MITRA, G., (1993) estudian la migración de los frentes de deformación durante deformación progresiva e identifican al menos 5 estados de deformación progresiva. Estos estados son en secuencia: a.- acortamiento paralelo a las capas y en el tope de la cuenca antepaís, cizalla paralela a las capas; b.- un segundo episodio de acortamiento paralelo a las capas; c.- deslizamiento flexural y plegamientos de flujo flexural; d.- modificación de los pliegues y fallamiento inverso posterior; y, e.- desarrollo de venas y fracturamiento posterior. En el modelo de este estudio se presentan estados similares de deformación progresiva.

JING, L., Y STEPHANSSON, O., (1994) desarrollan un algoritmo para identificar las relaciones entre bloques asociados de fracturas, utilizando conceptos básicos de topología, como orientaciones de aristas y bloques, y conjuntos regulares de aristas. Los resultados de la conectividad de vértices de fracturas pueden ser utilizados para análisis del flujo de fluidos a través de las discontinuidades. Este trabajo toma estos fundamentos para el desarrollo de los modelos topológicos de fracturas estudiadas.

ORTEGA, O., Y MARRET, R, 2000, muestran una diferencia entre las conexiones mecánicas de redes de fracturas y las conexiones que permiten el flujo de fluidos. Este trabajo es relevante para el estudio con fines exploratorios de hidrocarburos, porque orienta los esfuerzos a una mejor prospección.

BILLI, A., (2005) estudia los atributos geométricos y estructurales de las fracturas y redes de fracturas que afectan una región de edad Mesozoico-Cenozoica en una cuenca antepaís del sur de Italia. Identifica dos ambientes tectónicos: a.- un dominio de elevación flexural (*forebulge*) en cuencas antepaís (*foreland*) y b.- un dominio de fallamiento transcurrente. Los atributos y distribución de las fracturas sugieren que la permeabilidad de la roca es marcadamente anisotrópica.

BELLAHSEN, N., FIORE, P., POLLARD, D. D., (2006) estudian el desarrollo de fracturas y la evolución cinemática de un anticlinal de la cuenca de Bighom, Wyoming. Sugieren a partir de la cronología relativa el modo de deformación (apertura o cizalla) y las localidades estructurales de las fracturas que no existe, o hay una muy pequeña propagación del pliegue, no hay migración de la charnela y los flancos solo presentan una pequeña flexura y acortamiento.

MULLER, G. W., (2007) en su libro “Collecting Spatial Data”, en el capítulo 2: *Fundamentals of Spatial Statistics* muestra, a partir de una amplia cantidad de aplicaciones estadísticas en geología, una visión general de los conceptos de la geoestadística que son relevantes al diseño de mapas y los relaciona con los conceptos estadísticos clásicos. Este trabajo permitió la elección de los algoritmos utilizados para las interpolaciones realizadas en este estudio.

VALENTINI, L., PERUGINI, D., POLI, G., (2007) analizan distintas redes naturales de fracturas, a distintas escalas (de metros a micrómetros), para evaluar su conectividad en escalas locales y globales y sus resultados muestran que

estas redes comparten propiedades topológicas de “pequeños mundos”, una clase de redes caracterizada por alta eficiencia de transporte local y global.

AGOSTA, *et al.* (2010) documentan el papel de las fracturas en carbonatos como transmisores de fluidos en zonas fracturadas, brechas de fallas, etc; y estudian la relación que existe entre zonas con presencia de fluidos y zonas sin presencia de fluidos. Encuentran que las zonas de fallas con alta anisotropía permiten la migración de fluidos, mientras que la roca fracturada sin zona de falla permite el entrapamiento de fluidos.

GRIBOV, A. Y KRIVORUCHKO, K., (2011) discuten el problema de soluciones inestables del sistema lineal de ecuaciones en la interpolación polinómica local realizando un diagnóstico, proponiendo una variable y demostrando la interpolación polinómica local como uno de los mejores candidatos para la cartografía automatizada de datos regulares. El algoritmo de este estudio fue utilizado en este trabajo, por las ventajas que presenta.

SCHÖPFER (2011) mediante la aplicación de un modelo analógico de rocas en dos dimensiones prueba que el espaciamiento de las fracturas en sistemas que permiten deslizamiento interfacial no es necesariamente un indicador de la madurez del sistema de fracturas. El espaciamiento esperado de fracturas disminuye con el incremento de la presión de sobrecarga, disminuyendo el esfuerzo de tensión de las capas.

CARRERAS, J., COSGROVE, J. W., DRUGUET, E., (2013) realizan un estudio de campo, con datos experimentales y el uso de teoría en la zona de “Cap de Creus” en Girona, España, para aclarar algunos de los problemas encontrados cuando se intenta deducir el tipo de esfuerzo y el régimen tectónico asociado a partir de estructuras de superficie. Llegan a la conclusión que para realizar interpretaciones acertadas es necesario realizar análisis tectónico –

estructurales multi escala, en los cuales se considere el impacto de la partición de esfuerzos y la anisotropía y heterogeneidad de los materiales.

SU, N. *et al.*, (2014) realizan un estudio detallado de la región oeste de la cuenca de Sichuan, China, con el fin de discutir el desarrollo de fracturas durante el plegamiento progresivo, incluyendo la sincronía entre 1) la formación de sistemas de fracturas, 2) el plegamiento, 3) la formación de sistemas de fracturas durante el plegamiento, 4) la formación de fracturas longitudinales, con la subsecuente deformación de las capas de roca. En sus resultados fue generado un diagrama estereográfico de polos de los planos de fracturas, que luego fue implementado para mejorar la eficacia y precisión de la identificación de fracturas en siguientes trabajos de campo, proveyendo evidencia precisa para el correcto análisis de los patrones de fractura por dispersión de polos. En el presente estudio se analizaron los diagramas de polos con el fin de identificar los patrones de dispersión de polos en planos de fractura.

SANDERSON, D. J. AND C. W. NIXON (2015) proponen un método de análisis topológico de los patrones de fracturas que caracteriza la conexión entre fracturas sin ser afectadas por la escala de trabajo, hallando límites experimentales de percolación de fluidos. En este trabajo se utilizaron los algoritmos de conectividad de fracturas propuestos por los autores.

BISDOM, K., *et al.*, (2016) demuestran con base a estudios experimentales en muestras de afloramiento, que algunas fracturas pueden permanecer abiertas debido a que el ángulo entre el rumbo de la fractura y el esfuerzo principal σ_1 controlan la apertura y la permeabilidad, donde una apertura hidráulica será máxima en un ángulo de 15°. A este ángulo, la fractura experimentará una menor cantidad de desplazamiento cizallante que permite que la fractura continúe abierta incluso cuando la presión del fluido es menor que el esfuerzo

local. A partir de estos estudios, conocer la dirección del esfuerzo máximo horizontal σ_1 es relevante para la estimulación hidráulica de yacimientos.

THIELE, S. T., *et al.*, (2016) exploran el concepto y aplicación del análisis topológico en la geología. Presentan un método para describir la topología espacial y temporal de los modelos geológicos, utilizando un grupo de relaciones de adyacencia que pueden ser expresadas como una red topológica, una matriz temática adyacente o un diagrama de colmena.

CORRADETTI, A., *et al.*, (2017) integran los resultados de mediciones de fracturas en trabajo de campo con un modelo digital de los afloramientos de una plataforma carbonática como análogo de yacimiento, en la región de Sorrento, Italia. Sus resultados indican que las fracturas que atraviesan las capas más competentes de mayor espesor, son interrumpidas en capas menos competentes y menor espesor, por lo cual se genera un arresto de fracturas entre capas llamadas débiles.

HANKE, J. R., FISCHER, M. P., POLLYEA, R. M., (2017) en este estudio se implementan los semivariogramas direccionales para investigar la variabilidad de las redes de fracturas en escala de mapas, para una región de la cuenca de Paradox, Utah. Sus resultados indican que las fallas afectan localmente la magnitud y variabilidad de los atributos de los semivariogramas en redes de fracturas, mientras que los pliegues controlan el nivel base y la estructura de la variabilidad direccional del semivariograma.

HEALY, D., *et al.*, (2017) describen un programa llamado FracPaQ, un software libre y herramienta para cuantificar patrones de fracturas, incluyendo distribuciones en atributos de fracturas y su variación espacial. El programa ha sido desarrollado para cuantificar patrones desde imágenes digitales 2D, como secciones finas, mapas geológicos, afloramientos, fotografías aéreas o imágenes de satélite.

HOOKER, J.N., LAUBACH, S.E., MARRETT, R., (2017) estudian los patrones naturales de redes de fracturas, utilizando un microscopio de escaneo de electrones basado en imágenes de catodoluminiscencia (SEM-CL por sus siglas en inglés), la agrupación de fracturas sugiere que las ubicaciones de las fracturas naturales no son al azar. Los resultados sugieren que el crecimiento de grupos de fracturas es un proceso semi-organizado, en el cual, fracturas pequeñas y aisladas, crecen progresivamente hasta interactuar, con crecimientos preferenciales de grupos de fracturas a expensas de otros. El sellado de fracturas de acuerdo al crecimiento de su tamaño dentro de cada grupo sugiere que la cementación sin-cinematica puede contribuir a la agrupación de fracturas.

LAMARCHE, J., CHABANI, A., GAUTHIER, B.D.M., (2017) estudian el proceso de conexión entre fracturas o enganche, en lutitas de edad Permiano en una cuenca al SE de Francia. Cuantificar el proceso y las condiciones para la conexión entre fracturas alineadas es crucial para predecir mejor el flujo de fluidos en yacimientos naturalmente fracturados.

LAVENU, A.P.C., LAMARCHE, J., (2017) estudian las fracturas de modo apertura para dos yacimientos análogos, uno en Italia y otro en Francia, con el fin de diferenciar cuando la apertura de fracturas es anterior al evento tectónico o producido por este. Concluyen, al caracterizar la evolución temporal de las rocas carbonáticas, que la diagénesis y las facies sedimentarias son los primeros actores de la fragilidad y la diferenciación mecánica de capas en los carbonatos, antes del evento tectónico.

LI, J.Z., LAUBACH, S.E., GALE, J.F.W., MARRETT, R.A., (2017) estudian los patrones de grupos de fracturas naturales en una formación de areniscas en Wyoming. Sus resultados muestran que al cuantificar e identificar patrones de fracturas estadísticamente, en conjuntos más agrupados que aleatorios, usando un criterio de cercanía, es posible delinear diferencias entre patrones

los cuales pueden influenciar la producción de agua y gas, haciéndose económicamente importantes.

PROCTER, A., SANDERSON, D. J. (2017) realizan un muestreo topológico basado en conteo de nodos y áreas circulares de muestreo, método que utilizan para medir la intensidad de fracturas en afloramientos de una secuencia de Calizas y Lutitas al norte de Somerset, Reino Unido. Muestran que este método presenta similares niveles de precisión que el método convencional lineal, pero es alrededor de diez veces más rápido, permitiendo la caracterización de la red topológica de fracturas, lo que hace posible cartografiar la intensidad de fracturas más rápidamente.

UKAR, E., LOPEZ, R.G., GALE, J.F.W., LAUBACH, S.E., MANCEDA, R. (2017) identifican en su estudio una nueva categoría de indicadores cinemáticos en venas de calcita paralelas a las capas de lutitas de la Formación Vaca Muerta, Argentina. Sus resultados indican un indicador cinemático de estructura de domo, el cual puede ser utilizado para inferir orientación de paleo esfuerzos durante la formación de venas de calcita paralelas a las capas o, orientar los núcleos donde el paleo esfuerzo es conocido.

WATKINS, H., HEALY, D., BOND, C.E., BUTLER, R.W.H., (2017) estudiaron los afloramientos de una formación al NO de Escocia como análogo de un yacimiento de areniscas apretadas en una región de plegamientos y corrimientos para determinar como la conectividad, orientación, permeabilidad, anisotropía y relleno de fracturas, varían en diferentes posiciones estructurales. Entre sus resultados destacan que los patrones de fracturas son consistentes y predecibles en los limbos frontales que presentan altos esfuerzos, sin embargo, en los limbos traseros de bajo esfuerzo, los patrones de fracturas son inconsistentes. En este sentido, infieren que donde el esfuerzo es bajo, otros factores como la litología tienen un mayor control en la formación de fracturas.

LAUBACH, S.E., LAMARCHE, J., GAUTHIER, B.D.M., DUNNE, W.M., SANDERSON, D. J., (2018) en este fascículo especial se presentan los progresos más recientes con respecto a la caracterización y comprensión de los arreglos espaciales de las fallas y los patrones de fracturas, aportando ejemplos en una amplia variedad de escalas y configuraciones estructurales.

MARRETT, R., GALE, J.F.W., GÓMEZ, L.A., LAUBACH, S.E., (2018) en este trabajo se presentan nuevas técnicas (cuantificación directa del arreglo espacial, variación del arreglo espacial a diferentes escalas de longitud, detección de anticorrelación, uso de datos de tamaño de fracturas, análisis de la secuencia de espaciamientos de fracturas, distinción de arreglos autoorganizados y extrínsecos y software disponible), para superar las limitaciones de los enfoques convencionales para documentar los arreglos espaciales de fracturas.

SANDERSON, D.J., PEACOCK, D.C.P., NIXON, C.W., ROTEVATN, A., (2018) estudian las fracturas como grafos (teoría de grafos, topología) enfocando su estudio a la descripción de las relaciones entre las fracturas, y por lo tanto, a la red de fracturas más que a sus elementos constitutivos. Se discuten además diferentes aplicaciones en 2D y en 3D.

FORSTNER S.R. Y LAUBACH S. E., 2022, proponen un cuarto nodo en estudios topológicos de fracturas, el “nodo contingente”, además de los tres nodos propuestos por Sanderson y Nixon. Son nodos “I” que terminan en posición escalonada “echelon”, pero que presentan una distancia entre ellos que permite considerarlos como un solo nodo “C”, por una regla de distanciamiento.

1.2. Objetivo general

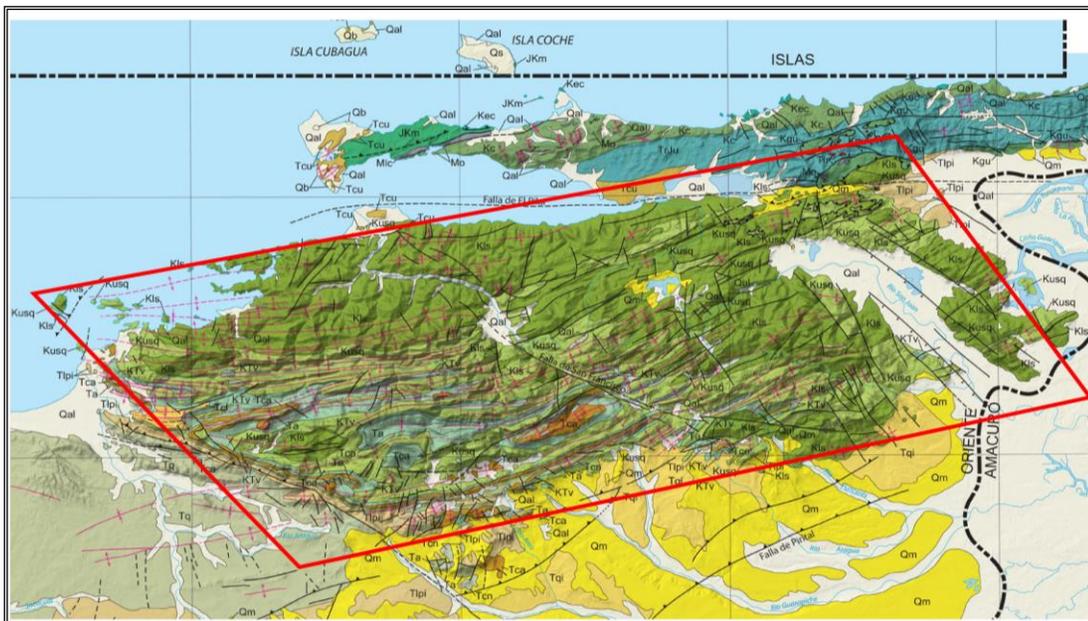
Implementar un método multiescalar de caracterización de fracturas, que tenga como finalidad aportar datos para los modelos de fracturas en yacimientos en Venezuela, a partir del establecimiento de relaciones entre la intensidad de fracturas, índice de fracturamiento y la conectividad, en las rocas presentes en la Formación Querecual de edad Cretácico, mediante la descripción en superficie, técnicas de microtectónica y topología de fracturas, generando cartografía de interpolación geoestadística de las variables identificadas y tomando decisiones exploratorias más precisas.

1.3. Objetivos específicos

- Caracterizar en superficie las fracturas de la Formación Querecual, en el oriente de Venezuela con el fin de aportar datos a la exploración de yacimientos fracturados en Venezuela.
- Calcular el índice de fragilidad de la roca, mediante la difracción de rayos X, permitiendo identificar la variación geográfica de la fragilidad en la roca estudiada.
- Proponer un modelo de deformación regional a partir de la identificación de orientaciones de fracturas, e indicadores cinemáticos mediante estudios microscópicos.
- Identificar conectividad de fracturas en varias escalas, bajo microscopía electrónica de barrido y microscopía petrográfica, comparando con estudios de campo.
- Proponer un área de interés exploratorio para yacimientos no convencionales de lutitas a partir de la integración de las variables (interpoladas geográficamente), del índice de fracturamiento, la conectividad y la intensidad de fracturas en un sistema de información geográfica (SIG).

1.4. Ubicación

El área de estudio está ubicada en la cuenca Oriental de Venezuela, cubre un aproximado de 150 mil Km², e incluye toda la extensión de afloramientos de la Formación Querecual (Grupo Guayuta) para el oriente del país según Hojas Cartográficas 7246, 7345, 7346, 7445, 7446, 7447, 7546 y 7547 de los estados Anzoátegui, Sucre y Monagas, en escala 1:750.000, Cartografía Nacional (Figura 1).



Tomado de: HACKLEY P., F. URBANI, A. KARLSEN., C. GARRITY. 2006

Figura 1. Mapa con la localización aproximada del área de estudio en el oriente del país, escala aproximada 1:750.00

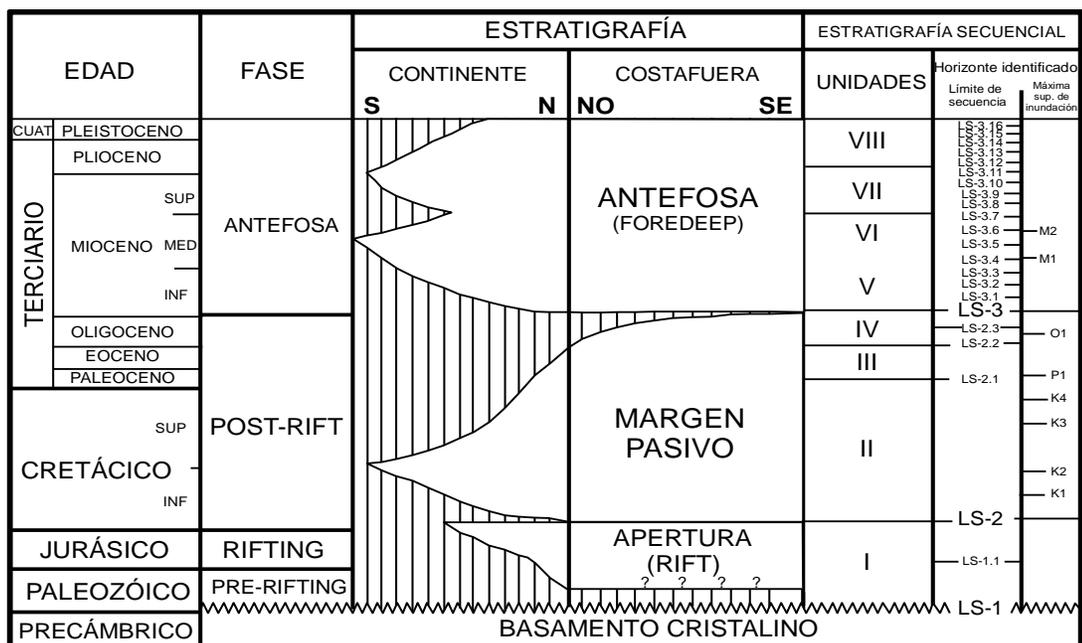
1.5. Geología regional

A partir de los trabajos de varios autores en la región (SHCHUBERT, 1971; VIERBUCHEN 1984; STEPHAN *et al.* 1980; SPEED, 1985; ROURE, F., *et al.*, 1994; PASSALACQUA *et al.*, 1995; DICROCCE, 1995; HUNG, E., 1997; DICROCCE *et al.*, 1999; JÁCOME, M.I., *et al.*, 2003; OSTOS *et al.*, 2005; GARCACARO *et al.*, 2011; JOUANNE *et al.*, 2011; PARRA *et al.* 2011; DAVILA Y BERTELLONI, 2013; FAJARDO, A., 2015; AUDEMARD Y CASTILLA, 2016), se conoce que la Cuenca Oriental de Venezuela (COV) ha sido formada como el resultado de la interacción entre las placas de Sur América, Norte América y Caribe. Tres etapas tectónicas mayores controlan la evolución de la COV (de las cuatro fases tectonoestratigráficas propuestas por EVA *et al.*, 1988 al excluir la fase de colisión del arco de Panamá con Colombia), están controladas por movimientos post – jurásicos entre las placas de Sur América, Norte América y Caribe. La primera etapa que abarca desde el Jurásico medio hasta el Cretácico Tardío (165 a 80 ma.) muestra una divergencia en la dirección NO-SE. La segunda etapa de margen pasivo desde el Campaniense hasta el Eoceno (80 a 49 ma.), presenta movimientos relativos insignificantes. Finalmente, desde el Eoceno hasta el presente (49 a 0 ma.), se activa un movimiento relativo O - E con una convergencia NO-SE (DICROCCE, 1996; HUNG, E., 1997), ver Tabla 1.

Basado en estos patrones de movimiento pueden diferenciarse las siguientes fases tectónicas para la COV:

1. Fase de Rift de edad triásico a Jurásico tardío (rotura de Pangea).
2. Fase de margen pasivo (?) del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano – Eoceno Temprano.
3. Fase de margen activo, del Paleógeno tardío al presente.

Tabla 1. Carta estratigráfica de la Serranía del Interior



Fuente: Tomado y modificado de DiCrocce, 1996

1.5.1. Marco estructural regional. Patrones estructurales mayores

1.5.1.1. Península Araya – Paria

Hacia el norte de la Falla de El Pilar (FEP) se encuentra la península de Araya – Paria. El área del NO de Venezuela y el terreno metamórfico Araya – Paria, Trinidad y Tobago se encuentran tectónicamente entre el sistema de arco de las Antillas Menores al norte y el sistema de FEP al sur (la falla principal), una falla este-oeste con desplazamiento mayormente transcurrente dextral y una componente compresiva en NO-SE (transpresión) observada por las Fallas de Urica, San Francisco y Los Bajos, con fallas Riedel de cizalla y partición de esfuerzos (DUERTO, L. Y McCLAY, K., 2007; AUDEMARD Y CASTILLA, 2016). En esta región se registró un movimiento de placa con una velocidad de 22 mm/año según sondeos GPS de 2003 y 2005 y una ausencia relativa de movimiento (acortamiento) hacia el sur de la FEP en la Serranía del Interior (JOUANNE *et al.*, 2011).

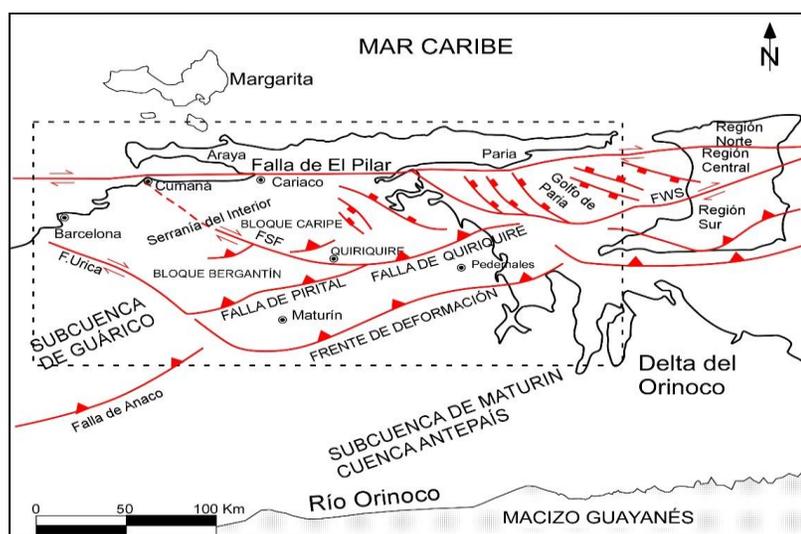
1.5.2. Serranía del Interior

Hacia el sur de la península de Araya-Paria, la cuenca Oriental de Venezuela está definida como una cuenca antepaís, denominada Serranía del Interior (SI), la cual se caracteriza por un cinturón de plegamientos y fallamientos inversos que se extiende hacia la zona sur de Trinidad. CASE *et al.*, 1984; CHEVALIER *et al.*, 1995, PASSALACQUA *et al.*, 1995; JOUANNE *et al.*, 2011; FAJARDO, A., 2015; AUDEMARD Y CASTILLA, 2016; observan un cinturón plegado que presenta vergencia S-SE, con ejes de pliegues y fallas de corrimiento en orientaciones de N-NE y fallas transcurrentes en orientaciones NO-SE. VIERBUCHEN 1979, señala que la deformación ha producido ejes de pliegues en dirección ENE-OSO, los limbos del sur de los pliegues son más inclinados que los limbos del norte de los pliegues, apreciándose muchas veces pliegues volcados hacia el sur. Las fallas de corrimiento presentan un transporte de material desde el NNO hacia el SSE, observándose cabalgamientos; este plegamiento y fallamiento es el resultado de una deformación de cobertura sedimentaria, que incluye superficies de despegue o rampas en varios niveles cretácicos hacia la zona norte y superficies de despegue en estratos más jóvenes de edades terciarias (Mioceno) hacia la zona sur de la SI, ROURE, F., *et al.*, 1994. JOUANNE ET AL., 2011, evidencia acortamientos diferentes en el eje este oeste, teniendo hacia el oeste de 96 km, y hacia el este de 76 km, sin embargo, el espesor de la cuenca disminuye en sentido contrario (DAVILA Y BERTELLONI, 2013), implicando controles externos en el espacio de acomodo de los sedimentos, como por ejemplo contribuciones sedimentarias dinámicas.

La evidencia estratigráfica sugiere que la deformación por compresión ha ocurrido al menos dos veces, una en el Eoceno y otra en el Mioceno. Trabajos antiguos como los de HEDBERG, 1950, METZ, 1964 Y STOVER, 1967, indican que el fallamiento y plegamiento de los estratos en la SI tiene su origen posterior al Eoceno temprano. DE SISTO, 1961; según datos de subsuelo, indica que estas fallas de corrimiento detuvieron su movimiento en el Mioceno tardío, sin

embargo, aún existe actividad sísmica a lo largo del área noreste de Venezuela, lo cual implica que alguna forma de actividad tectónica continúa en el presente, la cual está corroborada por los datos GPS (JÁCOME, M.I., *et al.*, 2003; DAVILA Y BERTELLONI, 2013; AUDEMARD Y CASTILLA, 2016).

La tendencia de las estructuras es mayormente NO a E y consiste de estratos Cretácicos y Paleógenos plegados, y sedimentos Neógenos menos deformados (VIERBUCHEN, R.C., 1979 *óp. cit.*, CASE *et al.*, 1984; CHEVALIER, 1993). A grandes rasgos, los estilos estructurales de esta provincia tectónica, evidenciados en el trabajo de campo, incluyen despegues, fallamiento inverso, cabalgamientos y fallas de rumbo – deslizamiento. Los pliegues (anticlinales y sinclinales) presentan vergencia sur, son concéntricos con flancos sur subverticales y ejes orientados mayormente en la dirección ENE, se sugiere en este trabajo de tesis que las mayores acumulaciones de hidrocarburos pueden estar relacionadas a estas estructuras (ROSALES, 1971; VIERBUCHEN, R.C., 1979 *op cit.*, ROSSI *et al.*, 1985; CHEVALIER, 1993; PASSALACQUA *et al.*, 1995; JÁCOME, M.I., *et al.*, 2003; OSTOS *et al.*, 2005; GARCIACARO *et al.*, 2011; JOUANNE *et al.*, 2011; PARRA *et al.*, 2011; FAJARDO, A., 2015).



Fuente: Tomado y modificado de DICROCCE, 1996.

Figura 2. Rasgos estructurales mayores. El cuadro segmentado indica la zona aproximada de trabajo

1.5.3. Marco estratigráfico

La información estratigráfica de la SI ha sido revisada a partir de los trabajos de LIDDLE, 1928; HEDBERG, 1937, 1950; HEDBERG Y PYRE, 1944; ROD Y MAYNC, 1954; VIERBUCHEN, 1984; YORIS, F., 1985, 1988, 1992; CHEVALIER, 1993; CHEVALIER *et al.*, 1995; Y OSTOS *et al.*, 2001. Información adicional fue compilada del Código Geológico Venezolano en línea (<http://www.pdv.com/lexico>).

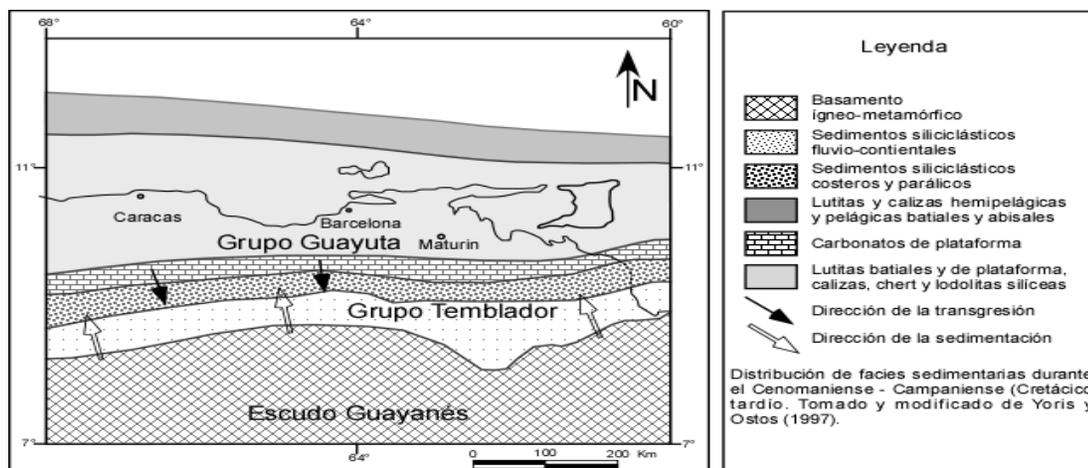
La estratigrafía de la SI puede ser dividida en cinco (5) grupos, LOCKE D, 2001:

- 1) Grupo Sucre (Neocomiense – Albiense).
- 2) Grupo Guayuta (Cenomaniense – Campaniense), el objetivo de este estudio, ver Figura 6.2.
- 3) Grupo Santa Anita (Campaniense – Eoceno medio).
- 4) Grupo Merecure (Oligoceno inferior – Mioceno temprano), y
- 5) Sedimentos Neógenos a Recientes.

Los sedimentos del Jurásico superior a Eoceno – Mioceno fueron depositados en un margen pasivo en cuencas formadas por subsidencia asociada a un proceso de apertura continental (*rifting*) (PASSALACQUA *et al.*, 1995; JÁCOME, M.I., *et al.*, 2003; OSTOS *et al.*, 2005; PARRA *et al.*, 2011; FAJARDO, A., 2015). Las rocas de edad Mioceno a Reciente fueron depositadas en un margen activo debido a una transpresión de la Placa Caribe sobre la placa suramericana donde las rocas de edades más antiguas fueron levantadas, erosionadas y redepositadas (ver Tabla 1). Durante el margen pasivo, los Grupos Sucre, Guayuta y Santa Anita fueron depositados con un aporte sedimentario predominantemente desde el sur (OSTOS *et al.*, 2005, Figura 3).

Una sedimentación marina generalizada ocurrió desde el Cretácico al Paleoceno en la SI, los sedimentos del Cretácico superior y Paleoceno en el lado norte de la cuenca representan un ambiente marino de aguas profundas. Entre el Cretácico y el Paleoceno, al tope de Guayuta, son depositadas secuencias sedimentarias predominantemente siliciclásticas en respuesta a la subsidencia tectónica y los cambios eustáticos del nivel del mar a escala

mundial (HEDBERG, 1950; METZ, 1964; ERLICH Y BARRET, 1990; ERICKSON Y PINDELL, 1993; DI CROCCE, 1995; OSTOS *et al.*, 2001; OSTOS *et al.*, 2005).



Tomado y modificado de YORIS, F., OSTOS, M., 1980.

Figura 3. Facies sedimentarias durante el Cenomaniense – Campaniense.

1.5.4. Grupo Guayuta

La referencia original se debe a LIDDLE, 1928, al introducir esta su Formación Guayuta, con la que designó las lutitas y calizas oscuras interestratificadas, expuestas en el río Guayuta, al noreste de Aragua de Maturín, estado Monagas. ROSALES, H., 1960 menciona que el Grupo Guayuta, que comprende las formaciones Querecual y San Antonio suprayacente fue utilizado originalmente como formación para reemplazar a las lutitas de Guanoco de A. H. Garner, 1926. HEDBERG, 1937-A, B; dividió a la Formación Guayuta, de Liddle, en dos unidades en el río Querecual (formaciones Querecual y San Antonio) y elevó el término al rango de grupo, lo cual fue ampliamente aceptado. MACSOTAY *et al.*, 1985 proponen el rescate del término Formación Guayuta para la secuencia que aflora en la isla de Chimana Grande, al no poderse diferenciar las formaciones Querecual ni San Antonio en esta localidad.

El Grupo Guayuta, descansa concordantemente sobre el Grupo Sucre en Venezuela nororiental y pasa lateralmente hacia el sur, en el subsuelo a la Formación Tigre del Grupo Temblador (CVET, 1970; GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*,

1980); infrayace también de manera concordante bajo el Grupo Santa Anita en la Serranía del Interior y bajo la Formación Guárico y equivalentes en Venezuela norte-central (NAVARRO *et al.*, 1988).

1.5.4.1. Formación Querecual

Esta Formación es objetivo de este estudio y se describe a detalle enfocándose en las calizas lodosas. La sección tipo de esta formación (ver Figura 4), fue designada por HEDBERG (1937) y se encuentra ubicada en el río Querecual al sur de la población de Bergantín.

La litología de la Formación Querecual consiste de calizas arcillosas a limosas con estratificación delgada a laminación fina, carbonáceo-bituminosas, lutitas calcáreas, laminadas y ftanita hacia el tope de la unidad (MEM, *op. cit.*; CVET, 1970; GONZÁLEZ DE JUANA ET AL., *op. cit.*; MACSOTAY *et al.*, *op. cit.*). Las calizas predominan hacia la base, el color de las calizas y lutitas es típicamente negro aunque también han sido reportados colores claros para la unidad en el subsuelo de la cuenca oriental (HAY Y AYMARD, 1977), la laminación alcanza valores entre 40 y 60 láminas por centímetro (HEDBERG, 1950), atribuidas a la alternancia de foraminíferos planctónicos con material carbonoso.

El incremento de ftanitas en la formación se encuentra en áreas restringidas, puede ser considerable y no está totalmente demostrado que su origen sea contemporáneo a los otros sedimentos, ROSALES, H.; 1960.

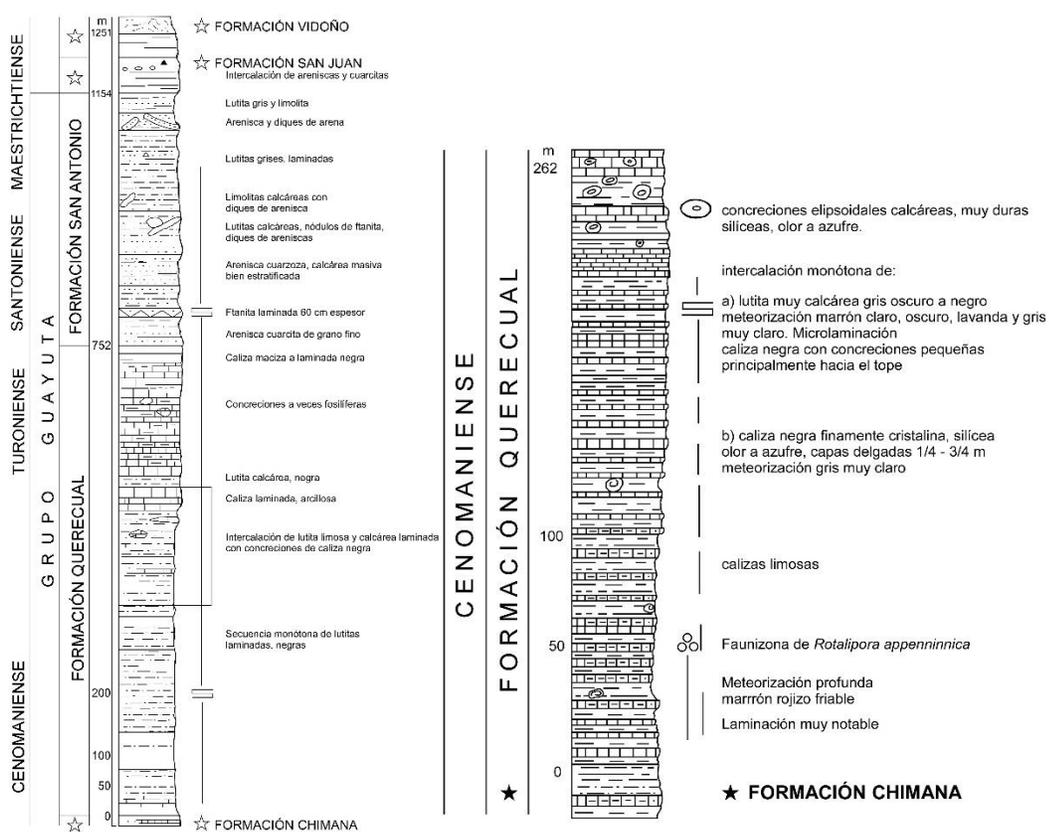
Son abundantes las concreciones discoidales, esferoidales y elipsoidales, alcanzando diámetros entre unos centímetros hasta pocos metros, la laminación puede envolverlas o desvanecerse dentro de ellas (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980. YORIS, F., 1988), reporta 20 a 30 laminaciones por centímetro, en una localidad de la Formación Querecual entre La Soledad y Miraflores, estado Monagas. El contenido de piritita de la unidad, también es característico y es el responsable de las fuentes sulfurosas que frecuentemente se presentan en sus afloramientos (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*,

op. cit.). Las concreciones, han sido reportadas como de almohadilla y bola por estiramiento de capas, por MACSOTAY *et al.*, 1985.

En su sección tipo, se mencionan 700 m (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, *op. cit.*), Figura 3, 750 m (CVET 1970) y 50 m fallados, hacia su base (MACSOTAY *et al.*, *op. cit.*). ROSALES (1960), señaló que la formación es uniforme en cuanto a su espesor.

En el subsuelo de la cuenca oriental se han reportado 590 m en el área de Guanoco (CHIOCK, 1985); en las áreas mayores de Anaco y Santa Bárbara, presenta un promedio de 550 m con disminución hacia el oeste, alcanzando en el campo La Vieja, 305 m (HAY Y AYMARD, *op. cit.*) 353 m (CAMPOS *et al.*, *op. cit.*).

En el sector Caripe del río Caripe y la quebrada El Dantó, estado Monagas, presenta un espesor de 380 metros. La Formación Querecual fue encontrada en el río Malvascual, en un afloramiento de unos 120 metros. En el río Carinicua del estado Sucre el espesor total medido es de 160 metros (FURRER Y CASTRO, *op. cit.*).



Tomado y modificado de: GONZÁLEZ DE JUANA ET AL., 1980

Figura 4. Columnas estratigráficas generalizadas de la Formación Querecual en su sección tipo (izq.) y en la isla Chimana grande (der.).

Para ROSALES, H.; 1960, el contacto inferior con la Formación Chimana es transicional; con la Formación El Cantil es igualmente transicional, pero con un mayor contraste litológico. HEDBERG, 1950, menciona un contacto fundamentalmente concordante con las formaciones Chimana o El Cantil. HEDBERG, 1950 Y ROD Y MAYNC, 1954; sugieren en base a paleontología, un *hiatus* local entre las formaciones Querecual y Chimana; GUILLAUME *et al.*, 1972, proponen una discordancia basal para la Formación Querecual, que abarcó períodos de no sedimentación en algunas localidades, y de erosión en otras. Al sur y este de la Serranía del Interior, la unidad descansa casi invariablemente sobre la Formación Chimana, de manera concordante y con

una transición corta, donde la glauconita parece ser un marcador importante (YORIS, F., 1985, 1988); el mismo autor descarta la presencia de una discordancia pre-Querecual, en base al tipo de relaciones litológicas y sucesión de ambientes de sedimentación entre las formaciones Chimana y Querecual en esta región de Venezuela nororiental. En la Isla Puinare, frente a Puerto La Cruz, MACSOTAY *et al.* (*op. cit.*), colocan a la Formación Querecual en forma concordante y abrupta a la Formación Boquerón, de ROD Y MAYNC, *op. cit.*

El contacto superior con la Formación San Antonio es transicional, aunque varía para distintos autores, algunos lo sitúan en la primera capa de arenisca (HEDBERG, 1950), otros refieren un rango, aunque en numerosos sitios de la Serranía del Interior, no es posible establecer una clara distinción entre ambas unidades (ROSALES, *op. cit.*).

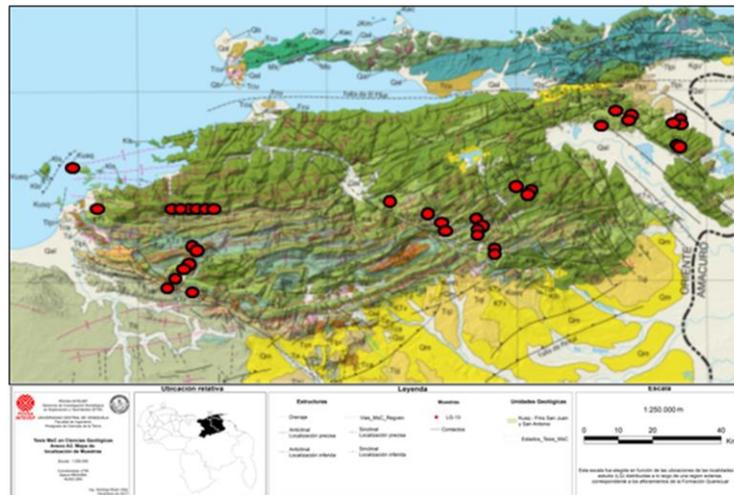
La Formación Querecual pasa lateralmente (hacia el sur), en el subsuelo de la cuenca oriental, a la Formación Tigre del Grupo Temblador (MENDOZA, *et al.*, *op. cit.*). Hacia el noreste, la Formación Querecual pasa lateralmente a la parte superior de la Formación Chimana, y es posible que, en otras regiones de la misma, ambas unidades se interdigiten en el tope de esta última (YORIS, F., 1988).

1.6. Geología local

En este estudio realizado en la Serranía del Interior Oriental (SI), se efectuaron dos etapas de levantamiento, identificando un grupo de localidades en la Formación Querecual, en calizas lodosas laminadas e intercaladas con lutitas calcáreas muy finas, debido a su importancia como yacimiento no convencional, por lo cual los estudios de fracturas se ubicaron mayormente en tope de la columna litológica, donde se realizó un estudio de caracterización de fracturas en afloramientos o estaciones de trabajo. Cada localidad está relacionada con una estructura (ya sea pliegue o falla) y adicionalmente se identificó cuando los datos estaban asociados a uno u otro flanco de pliegues asimétricos, o cuando estaban asociadas a una falla mayor, con el fin de asociar las orientaciones de fracturas a su situación con respecto a la estructura (Su *et. al.*, 2014).

1.6.1. Estaciones

Se estudiaron 63 localidades en toda la región, tomándose muestras orientadas y recabándose datos de fracturas (Figura 5). Cada localidad presenta una estructura asociada que es cotejada con las medidas de orientaciones de fracturas (Tabla 2).



Fuente: Tomado de HACKLEY ET AL. 2005.

Figura 5. Mapa con la localización de las estaciones de trabajo en el oriente del país

Tabla 2. Ubicación de localidades y estructuras asociadas. Datum en coordenadas UTM REGVEN 20N. Colores de las filas para identificar estructuras.

Loc	Este	Norte	Muestra	Observaciones	Estructuras	Cod_Estruct
1	349048	1105440	LG-01	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant
2	349161	1105497	LG-02	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant
3	349237	1105540	LG-03	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant
4	349287	1105600	LG-04	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant
5	349332	1105672	LG-05	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant
6	353413	1110955	LG-06	Qda La Mina. Caserio La Mina	FI S Ant. Bergantin	FI N Ant
7	325570	1124168	LG-07	Qda Provisor. Sector Pozo Azul	O F. local Sin. FI S Ant. Pozuelos	FI S Ant
8	349468	1105864	LG-08	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant
9	349601	1105992	LG-09	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant
10	405617	1127788	LG-10	Ctra Cumanacoa Maturin Sector El Maco	E de F. SF_FI N Sinc Agua Blanca	FI N Sinc
13	415895	1123536	LG-11	Ctra Cumanacoa Maturin Sector La Gloria	E de F. SF_FI S Ant El Purgatorio	FI S Ant
14	429109	1121931	LG-12	Rio Cerro Negro	FI S Ant Cerro Grande	FI S Ant
15	351565	1098402	LG-13	Qda Carapita al norte de Sta Ines	S F. local. NO de Ant. Volcado de Comuñucal	FI N Ant
16	484500	1146000	LG-14	Interseccion ojo el agua, sur del pilar	N F. Local. Fm. Barranquin	N F
17	350603	1097628		Quebrada El Halcón		N F
18	485180	1153340	LG-15	San Juan	FI S Ant. Local. San Juan	FI S Ant

Tabla 3. Ubicación de localidades y estructuras asociadas (continuación)

Loc	Este	Norte	Muestra	Observaciones	Estructuras	Cod_Estruct
22	483609	1153205		Rio Macarapana	FI N Ant. Local	FI N Ant
22	485180	1153340	LG-16	San Juan	FI S Ant. Local. San Juan	FI S Ant
23	483611	1153219		Rio Macarapana	FI N Ant. Local	FI N Ant
24	483620	1153264	LG-17	Rio Macarapana	FI N Ant. Local	FI N Ant
25	483648	1153328	LG-18	Rio Macarapana	FI N Ant. Local	FI N Ant
26	483637	1153283	-	Rio Macarapana	FI N Ant. Local	FI N Ant
27	483615	1153315	-	Rio Macarapana	FI N Ant. Local	FI N Ant
28	467839	1157647	LG-19	Rio Cangua	FI S de Ant. El Zorro	FI S Ant
29	471496	1155482	LG-20	Carretera a Campo Alegre	FI N Ant. local	FI N Ant
33	433750	1111286	LG-21	Rio Abajo, via quebrada seca	FI N Ant. Volcado local	FI N Ant
37	433684	1112037	LG-22	Sector Rio Abajo	FI S Ant. Volcado local	FI S Ant
38	429569	1117069	LG-23 (GUACA-01)	Carretera El Guamo - Caripe	O de F. SF FI S Ant. Periquito	FI S Ant
39	429540	1117567	LG-24	Quebrada paralela a carretera Guamo - Caripe	O de F. SF FI S Ant. Periquito	FI S Ant
40	429558	1117433	-	Quebrada paralela a carretera Guamo - Caripe	O de F. SF FI S Ant. Periquito	FI S Ant
41	429541	1117494	-	Quebrada paralela a carretera Guamo - Caripe	O de F. SF FI S Ant. Periquito	FI S Ant
42	429541	1117519	-	Quebrada paralela a carretera Guamo - Caripe	O de F. SF FI S Ant. Periquito	FI S Ant

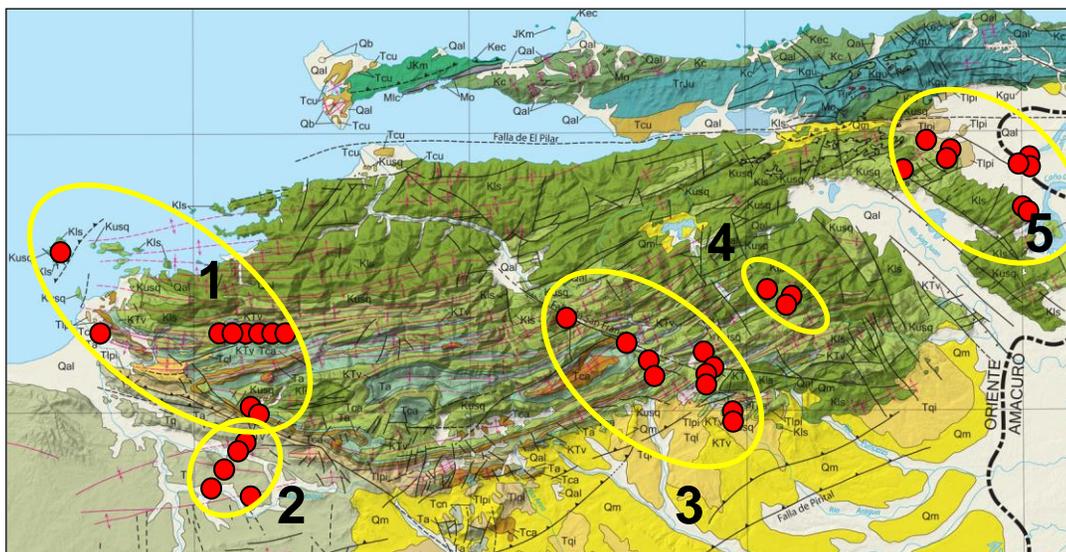
43	420568	1117953	LG-25 (RC-01)	Rio Colorado, puente de San Antonio	O de F. SF Cresta Ant. San Antonio	Cresta Ant
44	420620	1117965	LG-26 (RC-02)	Rio Colorado, puente de San Antonio	O de F. SF Cresta Ant. San Antonio	Cresta Ant
45	420583	1117953	-	Rio Colorado, puente de San Antonio	O de F. SF Cresta Ant. San Antonio	Cresta Ant
46	419822	1120192	LG-27 (MOSA-01)	Cerro al norte de San Antonio	E de F. SF FI S Ant. Cerro Grande	FI S Ant
47	420651	1117977	-	Rio Colorado, puente de San Antonio	O de F. SF Cresta Ant. San Antonio	Cresta Ant
48	443582	1130109	LG-28 (GUANO-01)	Carretera al NE de la Guanota	FI S Ant. Local. Sabana de Piedra	FI S Ant
49	443985	1131053	LG-29 (GUANO-02)	Carretera al NE de la Guanota	FI N Ant. Local. Sabana de Piedra	FI N Ant
50	439980	1132368	CACA-01	Carretera Caripe - Sta Maria de Cariaco	FI S Ant. El Purgatorio	FI S Ant
51	440014	1132365	-	Carretera Caripe - Sta Maria de Cariaco	FI S Ant. El Purgatorio	FI S Ant
52	318058	1138423	LG-30 (CHIMA-01)	Isla Chimana Grande	FI S Ant. Mochima	FI S Ant
53	318075	1138450	LG-31 (CHIMA-02)	Isla Chimana Grande	FI S Ant. Mochima	FI S Ant

Tabla 4. Ubicación de localidades y estructuras asociadas (continuación)

54	351966	1124530	LG-32 (TUFE-01)	Carretera Turimiquire - Santa Fe	FI S Ant. Naranjal	FI S Ant
55	353528	1124211	-	Carretera Turimiquire - Santa Fe	FI N Ant. Naranjal/ FI S Sinc Local	FI N Ant / FI S Sinc Loc
56	352388	1124259	-	Carretera Turimiquire - Santa Fe	FI N Ant. Naranjal/ FI S Sinc Local	FI N Ant / FI S Sinc Loc
57	347391	1125369	LG-33 (TUFE-02)	Carretera Turimiquire - Santa Fe	FI N Ant. Naranjal/ FI N Sinc Local	FI N Ant / FI N Sinc Loc
58	350747	1125064	-	Carretera Turimiquire - Santa Fe	FI S Ant. Naranjal/ FI N Sinc Local	FI S Ant/ FI N Sinc Local
59	348655	1125270	-	Carretera Turimiquire - Santa Fe	FI S Ant. Naranjal/ FI N Sinc Local	FI S Ant/ FI N Sinc Local
60	390790	1077185	LG-34	Carretera Antena, pueblo Urica	FI S Ant. La Vieja	FI S Ant
61	345972	1125038	LG-35	Carretera Turimiquire - Santa Fe	FI S Ant. La Vieja	FI S Ant
54A	355407	1123791	-	Carretera Turimiquire - Santa Fe	FI S Ant. Naranjal	FI S Ant

En general las estaciones fueron estudiadas en una región al sur de la falla de El Pilar en cinco (5) zonas, que incluyen una zona de plegamientos, dos zonas a lo largo de fallas, Falla de Urica y Falla de San Francisco, de transurrencia dextral, y dos zonas donde predominan fallas normales.

Según la estructura donde fueron medidas, fueron identificadas cuatro tipos de localidades características: a.- flancos sur de anticlinales, b.- flancos norte de anticlinales, c.- crestas de anticlinales, y d.- mediciones relacionadas a fallas, estas se identifican en las tablas 1 y 2 con colores azul claro, azul oscuro y verde.



Fuente: Tomado de HACKLEY *et al.* 2005.

Figura 6. Mapa con la localización de las distintas zonas de estudio en el oriente del país. Nótese hacia el este una zona de carácter extensivo (5), al centro (3) y suroeste (2), dos zonas sobre fallas transcurrentes y dos zonas al noroeste y noreste (1 y 4), con un sistema de plegamientos y fallamientos por compresión.

2 MÉTODO

Con el fin de llevar a cabo todos los objetivos planteados en este trabajo, se establecieron varias etapas que definieron el método de estudio necesario para llevar a cabo esta investigación. Este trabajo propone un método estructurado de análisis de fracturas, relacionando las fracturas a la el buzamiento de los estratos, tomando como herramienta adicional la topología de fracturas (no estudiada hasta ahora en nuestro país) y estableciendo tres escalas de trabajo: de superficie (campo), petrografía y microscopía electrónica de barrido, así mismo, presenta indicadores cinemáticos en microescala para rocas carbonáticas e intersección de variables interpoladas, en la Figura 7 se pueden apreciar los procesos agregados al método convencional resaltados en cuadros color rojo.

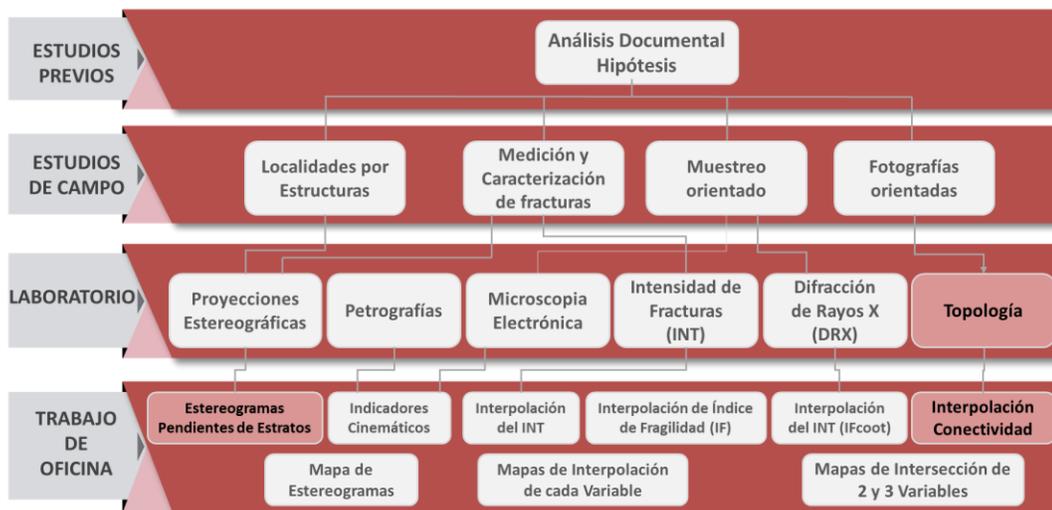


Figura 7. Esquema del método de trabajo utilizado en esta investigación. Se señalan las herramientas agregadas en fondo más oscuro

2.1. Etapa de estudios previos

Esta etapa se fundamentó en la recopilación de toda la información disponible de la investigación geológica previa para las áreas de estudio referentes a la Formación Querecual del oriente del país y la relacionada con las fracturas.

Esta información incluyó informes técnicos, tesis de grado y publicaciones existentes en revistas técnicas especializadas acerca del tema de fracturas en rocas, métodos de estudio de campo y de laboratorio sobre fracturas.

2.2. Etapa de estudio de campo

Consistió en dos fases de estudio de campo, con una duración de tres semanas y dos semanas respectivamente, las cuales fueron realizadas en afloramientos ubicados en la región de la Serranía del Interior oriental del país, que incluyen el Grupo Guayuta y la Formación Querecual, así como en afloramientos puntuales en formaciones suprayacentes (Formación San Juan), para comparación de estructuras, ver Figura 8. Para la realización de este trabajo fueron tomadas 35 muestras orientadas, se describieron 63 localidades y se tomaron 1806 orientaciones de fracturas.

En cuanto al tipo de esfuerzo (compresivo o extensivo) se van a identificar y describir las regiones asociadas al dominio de compresión, al dominio transcurrente y al dominio extensivo.

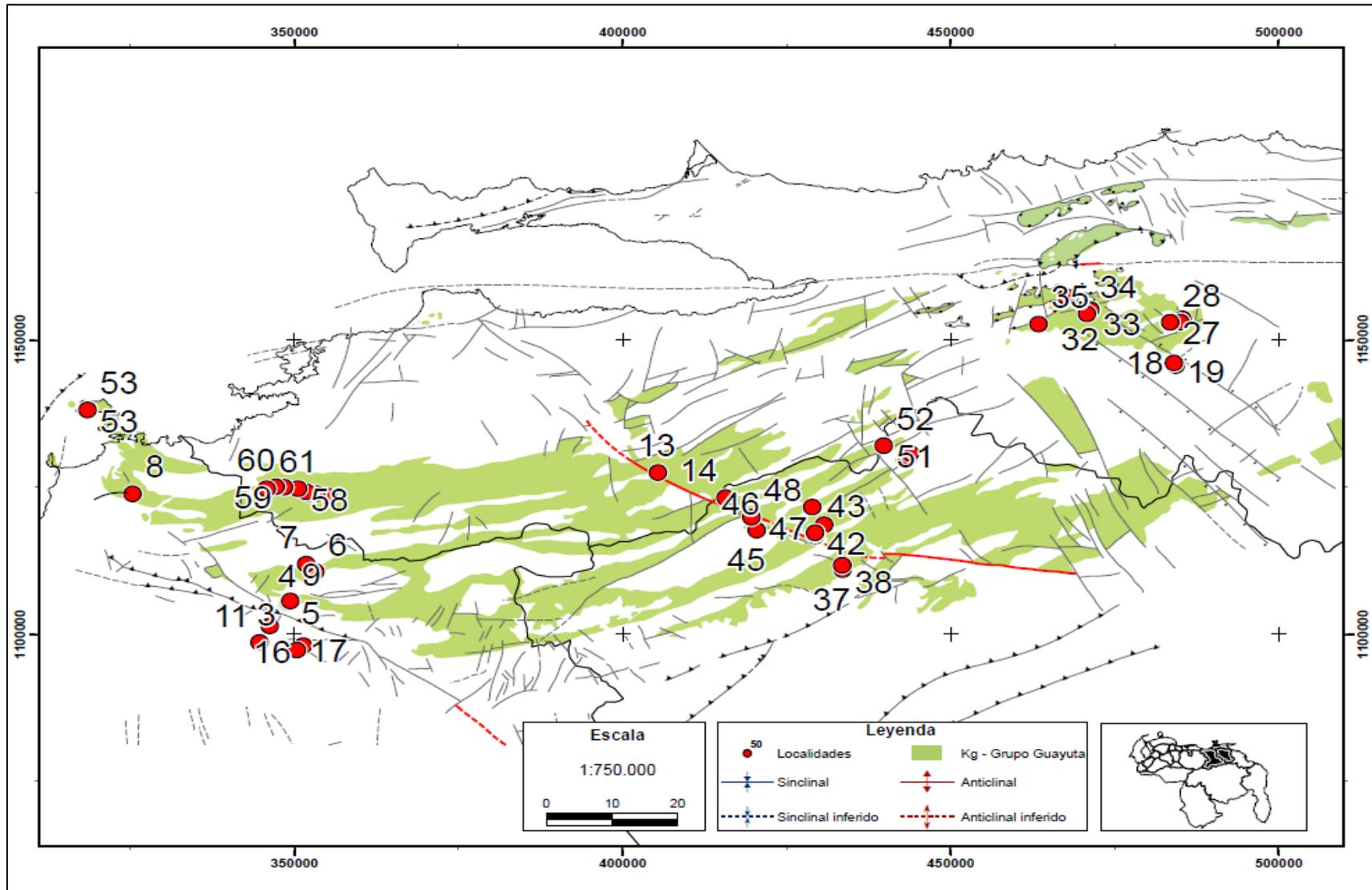


Figura 8. Estaciones estudiadas en el oriente del país

2.2.1. Mediciones de fracturas

El estudio de campo implicó la adquisición de todos los parámetros concernientes a las fracturas naturales en las rocas mencionadas con el fin de caracterizarlas; para ello se identificaron y estudiaron afloramientos en 63 estaciones de medición, pudiendo un afloramiento presentar más de una estación. La descripción de las fracturas estuvo basada en los siguientes parámetros:

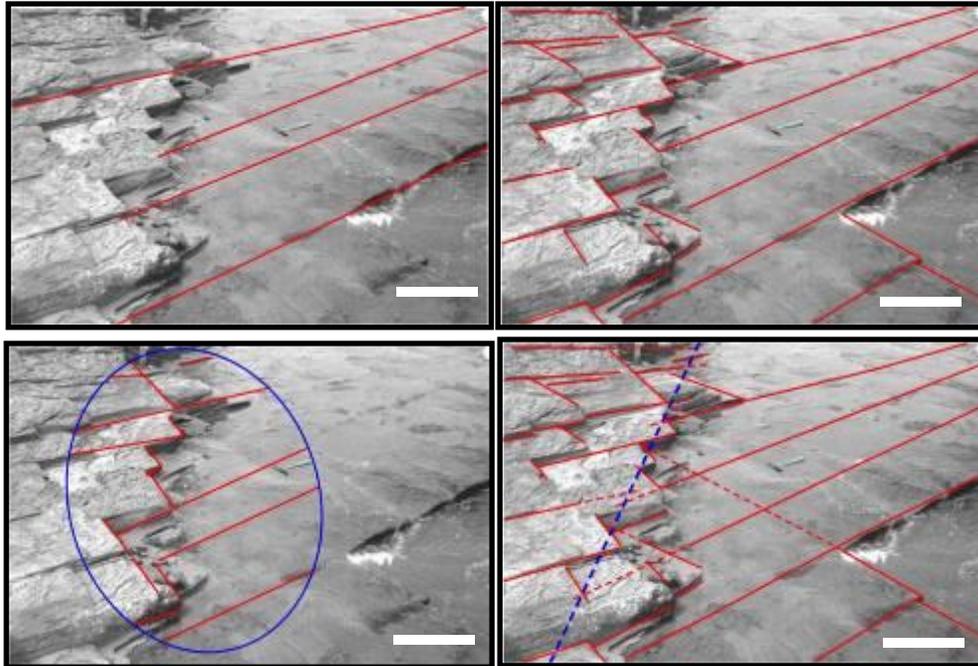
- Orientación
- Espaciamiento
- Continuidad
- Apertura
- Relleno
- Superficie

Entre las técnicas de medición de fracturas en el estudio de campo se consideraron cuatro (UZCÁTEGUI, R., 2014), Figura 9.

1. Medición directa de fracturas principales. Este es un método rápido, que permite cubrir grandes áreas de medición, pero puede resultar un método subjetivo.
2. Medición en un área fija. Este es un método rápido también, el cual arroja información sobre intensidad y sistemas de fracturas, así como de tamaño, sin embargo, también está sometido a subjetividades, aunque en menor medida.
3. Medición a lo largo de una línea. Este es un método lento, que toma en cuenta el tamaño, la sistemática, la intensidad y la frecuencia, pero que requiere corrección.
4. Medición de todas las fracturas presentes en el afloramiento. Este es el método más lento, no toma en cuenta el tamaño y sistemática, y como las medidas son aleatorias, tampoco toma en cuenta intensidad y frecuencia.

En este trabajo se decidió por la técnica número 2 debido a que se puede obtener gran cantidad de información en poco tiempo y con baja incertidumbre.

El área para la descripción (1 m^2) se identificó a partir de una medida lineal, el cual sirvió también para calcular la intensidad lineal de fractura (número de fracturas por metro).



Tomado de: UZCÁTEGUI, R., 2014

Figura 9. Distintas técnicas de medición de fracturas en los estudios de campo. Escala aproximada 1 m.



Figura 10. Medición lineal de fracturas, localidad tipo en el río Querecual (rumbo de la foto: 012°). Martillo como referencia a escala e indicación de sucesión normal de los estratos. El área surge de la medida con una escala de 1 m (generalmente una rama medida con cinta métrica) colocada en dos ejes ortogonales

2.2.2. Muestras orientadas

El método de adquisición de muestras, desarrollado en la tesis de BRAVO, A., Y VILAS, B., 2002, contempló como parámetro principal su orientación, la cual se obtiene orientando y marcando un plano de la roca antes de sacarla del afloramiento, cuidando de preservar el plano marcado, que es el que va a servir de guía en los cortes (ver Figura 12), que servirán para evaluar la deformación a escala microscópica por la herramienta de petrografía y la de microscopía electrónica de barrido (MEB) y los tipos de arcillas presentes mediante ensayos de difracción de rayos X (DRX), así como la composición de las mismas, adicionalmente fueron tomadas fotografías orientadas. Adicionalmente se contemplaron otros criterios de selección que incluye las distintas fracturas encontradas, abarcando la formación geológica involucrada en el estudio, las muestras fueron rotuladas con el nombre del afloramiento y

la estación, así como el intervalo estratigráfico del cual fueron obtenidas, luego fueron preservadas con plástico, en bolsas y cajas, para su posterior tratamiento en los laboratorios.

2.3. Etapa de laboratorio

2.3.1. Preparación de las muestras

En el laboratorio de preparación de muestras geológicas de la Gerencia de Exploración y Caracterización de Yacimientos de PDVSA Intevep, las muestras fueron cortadas en tacos para llevar a láminas delgadas y orientadas para ser estudiadas por microscopía electrónica de barrido (MEB) y por petrografía (PET), ver Figura 11 y Figura 12, una porción de cada muestra fue tomada para ser estudiada por medio de difracción de rayos X.

Las secciones finas y las porciones más pequeñas de muestras incluyeron, además de su información de estación y afloramiento, una indicación del norte, orientada en la proyección horizontal de este vector, para su estudio por MEB y por PET.

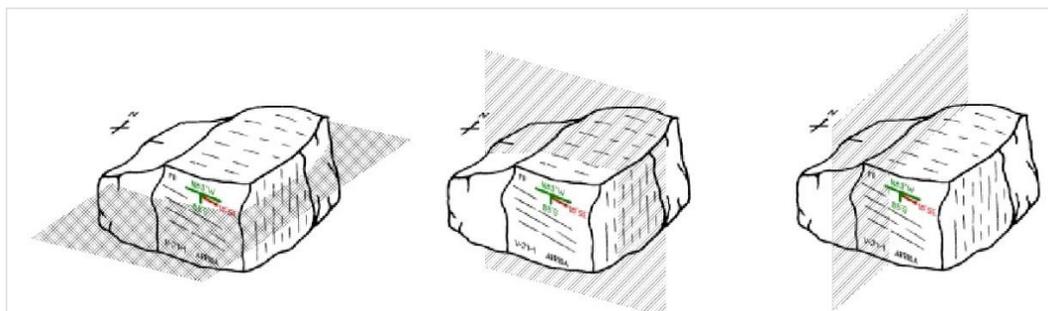
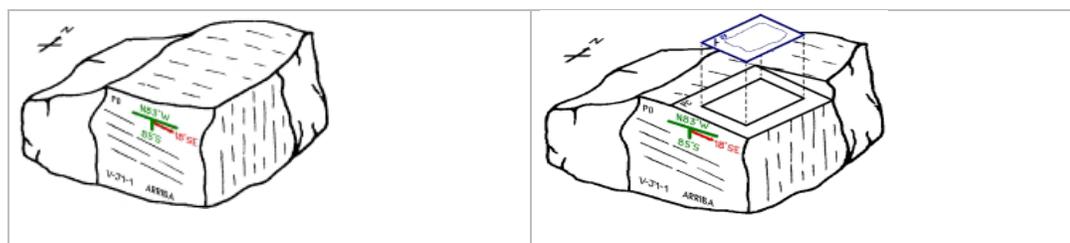


Figura 11. Cortes practicados a las muestras orientadas



Fuente: Tomado de BRAVO, A. Y VILAS, B. 2002. TEG UCV

Figura 12. Tacos para generar secciones finas de rocas

2.3.2. Ensayos realizados

2.3.2.1. Ensayos de difracción de rayos X (DRX)

Para el análisis mineralógico de todas las formaciones geológicas estudiadas se utilizó el análisis cuantitativo por roca total (% en peso), empleándose para ello un difractómetro de rayos X marca Philips (Figura 13), perteneciente al Laboratorio de Rayos X de la Gerencia de Exploración y Caracterización de Yacimientos de PDVSA INTEVEP, por medio del cual se obtuvo la mineralogía de las principales fases detríticas de un grupo de muestras recolectadas.



Figura 13. Difractómetro de rayos X marca Phillips, perteneciente al Laboratorio de Rayos X de PDVSA Intevep.

El difractómetro cuenta con un tubo generador de rayos X, el cual tiene un ánodo de Cu, enfriado a través de un flujo continuo de agua. Posee un goniómetro tipo “*step scanning*” PW 3020 que realiza un barrido de la muestra a lo largo de un amplio rango de valores 2θ . Cuenta con un detector de ionización de gas PW 1711/90 encargado de recibir las señales provenientes de la muestra, y una cámara de plomo dentro de la cual se encuentra un dispositivo donde son colocadas las muestras para su medición.

La operación del difractómetro fue controlada por un programa diseñado para este difractómetro, el cual es compatible con PC, bajo el sistema operativo MS-DOS y lleva por nombre APD (*Automated Powder Diffraction*).

a) Preparación de las muestras y condiciones de medición

Luego del pulverizado de las muestras se procedió a analizar las muestras por el método de roca total (% en peso), para el cual se utilizó aproximadamente una cantidad de 1 cm³ de material. El polvo fue colocado sobre porta muestras de aluminio, los cuales poseen una cavidad de 1,5 x 2 x 0,2 cm (CAMPOSANO & MARTÍNEZ 2000). Luego y como paso final, el polvo fue compactado hasta conseguir una superficie uniforme, al ras de la lámina de aluminio (Figura 14).



Figura 14. Ejemplo de porta muestras de aluminio donde son colocadas las muestras

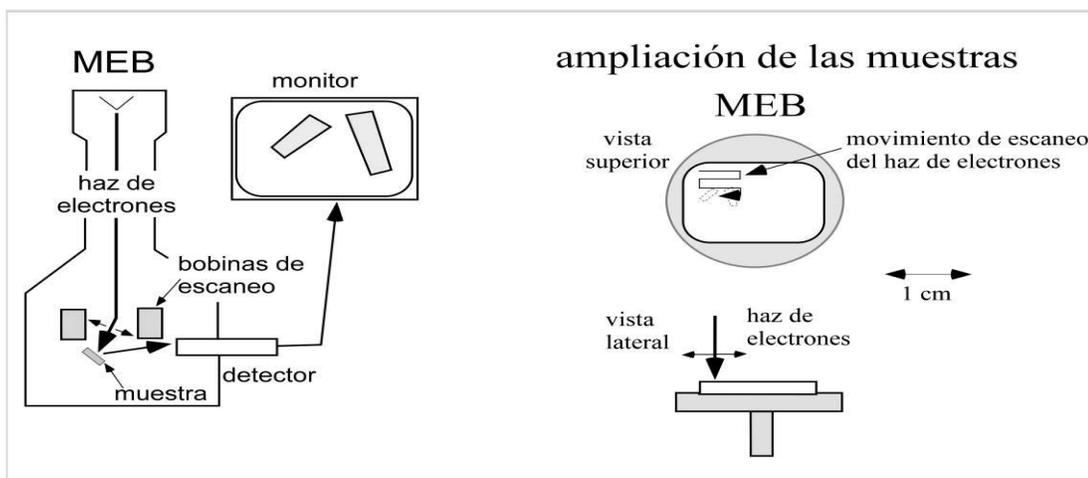
Para determinar la mineralogía presente en las muestras, las mismas se analizaron utilizando radiación de Cu desde un ángulo inicial igual a $2^\circ 2\theta$ hasta un ángulo de $45^\circ 2\theta$ con un tamaño de paso de $0,050^\circ 2\theta$ y un tiempo por paso de 1 seg, estas condiciones están registradas en el software bajo el nombre de DESCO30. Posteriormente el equipo emitió un reporte con las concentraciones de las principales fases minerales determinadas y un difractograma en el cual se permitieron visualizar todos los picos referidos a los minerales encontrados en la muestra analizada.

2.3.2.2. Ensayos de microscopía electrónica de barrido (MEB)

El microscopio electrónico de barrido (MEB) probó ser una herramienta muy importante para complementar la microscopía óptica (Figura 15), en el estudio por MEB fue colocada una muestra en una columna en condiciones de vacío, y luego se generó un haz de electrones para escanear la superficie sólida de la muestra línea por línea, estos electrones interactúan con los átomos cerca de la superficie de la muestra y son dispersados desde la superficie de la misma o causan que la muestra emita electrones secundarios, los electrones son capturados por el detector, luego, los electrones que llegan al detector fueron utilizados para generar una imagen de la muestra en el monitor. A través de esta imagen se pudo obtener información sobre la morfología superficial de la muestra, su composición y otras propiedades tales como su conductividad eléctrica (Figura 16).



Figura 15. Equipo de MEB con los distintos detectores (PDVSA Intevep)



Fuente: Modificado de Passchier C. W y Trouw R. A. J. 1998

Figura 16. Proceso interno del equipo de MEB con el correspondiente resultado

Esta técnica permitió aumentos de hasta 50.000X, 50 veces más que un microscopio óptico. Una desventaja radicó en que las imágenes se presentan en blanco y negro, por lo tanto el reconocimiento de minerales por su color de interferencia no es posible como en el microscopio óptico; sin embargo, el reconocimiento de minerales en el microscopio electrónico de barrido puede ser obtenido debido a que la cantidad de electrones que son emitidos o dispersados de un volumen de material golpeado por el haz de electrones es directamente proporcional al número atómico de los elementos constituyentes en los minerales. Por otra parte, al no tener la posibilidad de ver muestras según luz transmitida (no hay muestras traslúcidas), no pudo observarse el maclado o el eje "C" de los minerales a esta escala.

Como ventaja, debido a su gran resolución, el microscopio electrónico de barrido (MEB) facilitó el estudio de micro texturas de materiales cuyas dimensiones están por debajo del nivel de resolución de los microscopios ópticos convencionales, por esta razón, permitió la distinción de detalles (bordes de granos, micro fracturas, y demás indicadores de deformación microscópica en minerales). En este sentido, constituyó una excelente

herramienta para determinaciones de esfuerzos y definición de micro-porosidades.

2.3.2.3. Ensayos por Petrografía de secciones finas

Para el estudio de fracturas a escala petrográfica se utilizó un microscopio petrográfico ZEISS, MODELO AXIOSKOP 40, con una cámara Canon Power Shot 620 de 7.1 Mega Pixels, ver Figura 17. El aumento de este microscopio se produce por la combinación de dos grupos de lentes: el objetivo y el ocular. La función del lente objetivo, en el extremo inferior del tubo del microscopio, es generar una imagen nítida y clara. La ocular simplemente amplía la imagen, incluyendo cualquier imperfección que resulte de un objetivo de poca claridad.

Con este equipo se estudiaron las petrografías en secciones finas y se caracterizaron microscópicamente las rocas estudiadas. En este estudio, el equipo permitió la identificación de indicadores cinemáticos a escala milimétrica, para lo cual las muestras de secciones finas fueron preparadas con teñido (azul) de porosidad.



		Cámara ("zoom" en PSRemote*)							
		8	9	10	11	12	13	14	15
Microscopio (objetivo)	2,5	5,6	4,3	3,7	2,9	2,3	1,9	1,5	1,1
	5	2,9	2,3	1,9	1,5	1,1	1,0	0,8	0,6
	10	1,5	1,1	1,0	0,8	0,6	0,5	0,4	0,3
	20	-	0,6	0,5	0,40	0,30	0,25	0,20	0,15
	40	-	0,30	0,25	0,20	0,15	0,10	0,09	0,07
	50	-	0,25	0,20	0,15	0,10	0,09	0,08	0,06

Tomado de: Manual de Laboratorio de Petrografía, Sala "Dr. Max Furrer"

Figura 17. Derecha: Microscopio petrográfico ZEISS, MODELO AXIOSKOP 40, con cámara Canon Power Shot 620 de 7.1 Mega Pixels. Izquierda: tabla comparativa de escala de la imagen según el zoom de la cámara, para cada objetivo del microscopio

2.3.2.4. *Representación de la escala en el microscopio utilizado*

Debido a que el microscopio utilizado dispone de cuatro objetivos y en vista que se trabajó con imágenes, fue necesario presentar las correspondencias dimensionales entre los objetivos y la imagen digital.

Utilizando el programa Ps Remote, la dimensión del eje horizontal (mm) de las fotomicrografías tomadas con el programa y la cámara PowerShot A620 muestran su correspondencia al zoom y al objetivo. Como ejemplo, en la Figura 17, para el objetivo 2.5X en el zoom 8, la dimensión horizontal de la foto fue 5,6 mm.

2.4. Etapa de procesamiento de los datos

2.4.1. Estudios de campo (superficie)

En el estudio de campo, en virtud del gran número de datos generados a través de la elaboración de estereogramas de schmidt, el procesamiento se realizó mediante el uso del programa (tipo software libre) STERONETT (Figura 18 a y b), y la generación de gráficas de dispersión de la información de direcciones.

Adicionalmente, se comparó, mediante un mapa (mapa de redes estereográficas de los rumbos de planos de fractura), las direcciones de planos de fracturas a escala local con su ubicación en las estructuras, por ejemplo, pliegues o fallas (Ver capítulo de resultados, sección cartografía).

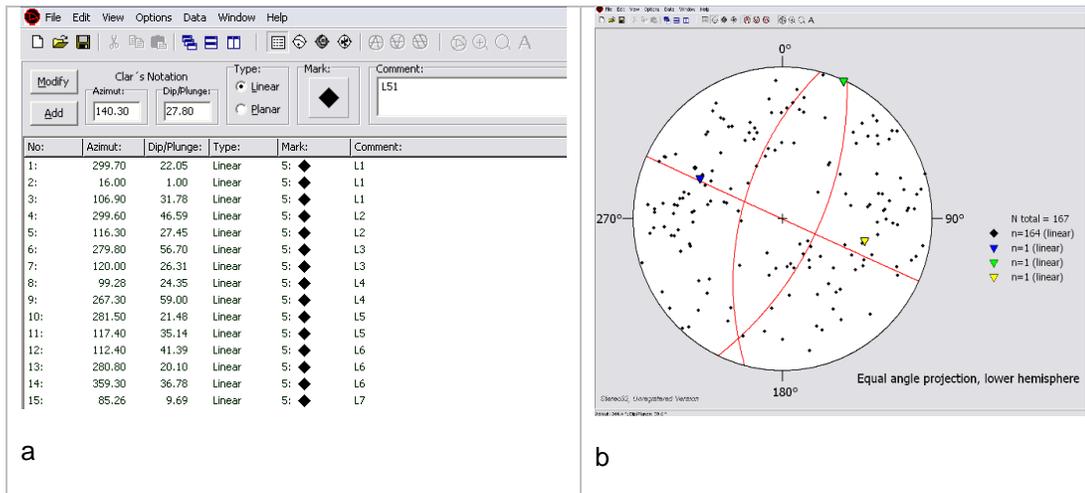


Figura 18. Copia de pantalla del programa STEREO NETT, mostrando: a.- datos de planos regionales de fracturas, y b.- proyección esférica de hemisferio inferior, de todos los polos de medición y los planos principales

2.4.2. Estereogramas según la el buzamiento de los estratos

Las orientaciones de planos de fractura se organizaron con respecto al buzamiento de los estratos, agrupándolas en cuatro grupos: para estratos horizontales a subhorizontales (0° a 10°), de bajo buzamiento (10° a 30°), alto buzamiento (30° a 75°), y subverticales a verticales (75° a 90°). Con esta información se generó una tabla, donde pueden observarse, para cada rango de buzamiento, el estereograma de densidad de polos y el que muestra las horizontales de los planos de fracturas, ambos con el plano de estratificación promedio para todos los datos, ver Figura 19.

Estos resultados, fueron colocados en mapas y un perfil, con el fin de identificar orientaciones preferenciales de familias de fracturas según su ubicación en las estructuras.

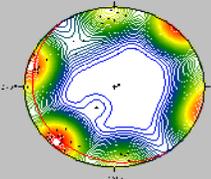
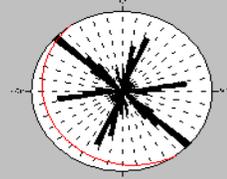
Pendiente de la estratificación	Localidades	Cantidad de localidades	E stereograma resumen	
Menor a 10°	7, 21	2		

Figura 19. Ejemplo de tabla de datos organizados según el buzamiento de los estratos

2.4.3. Pruebas de rotación del buzamiento de los estratos

A partir de los resultados de orientaciones de fracturas se procedió a rotar todo el sistema de planos según la horizontalización de los buzamientos de la estratificación para cada localidad. Los resultados se compararon con las orientaciones de los pliegues para discriminar las familias de fracturas paralelas o perpendiculares a los ejes, discriminando con ello las familias asociadas al plegamiento de las no asociadas (Figura 20). Para lograr esta discriminación, se compararon los resultados en las localidades deformadas con dos localidades de estratos horizontales, aparentemente no deformados (en areniscas de la Formación San Juan), comparándose el promedio de cada familia de fracturas por unidad.

La evaluación se fundamentó en la comparación de la dispersión de los polos de los planos de fractura en su posición actual (estado deformado), con respecto a la posición que tendrían antes del plegamiento, para esto se rota el promedio de cada familia alrededor del rumbo de la estratificación local hasta horizontalizar la estratificación y se comparan los valores de todas las localidades.

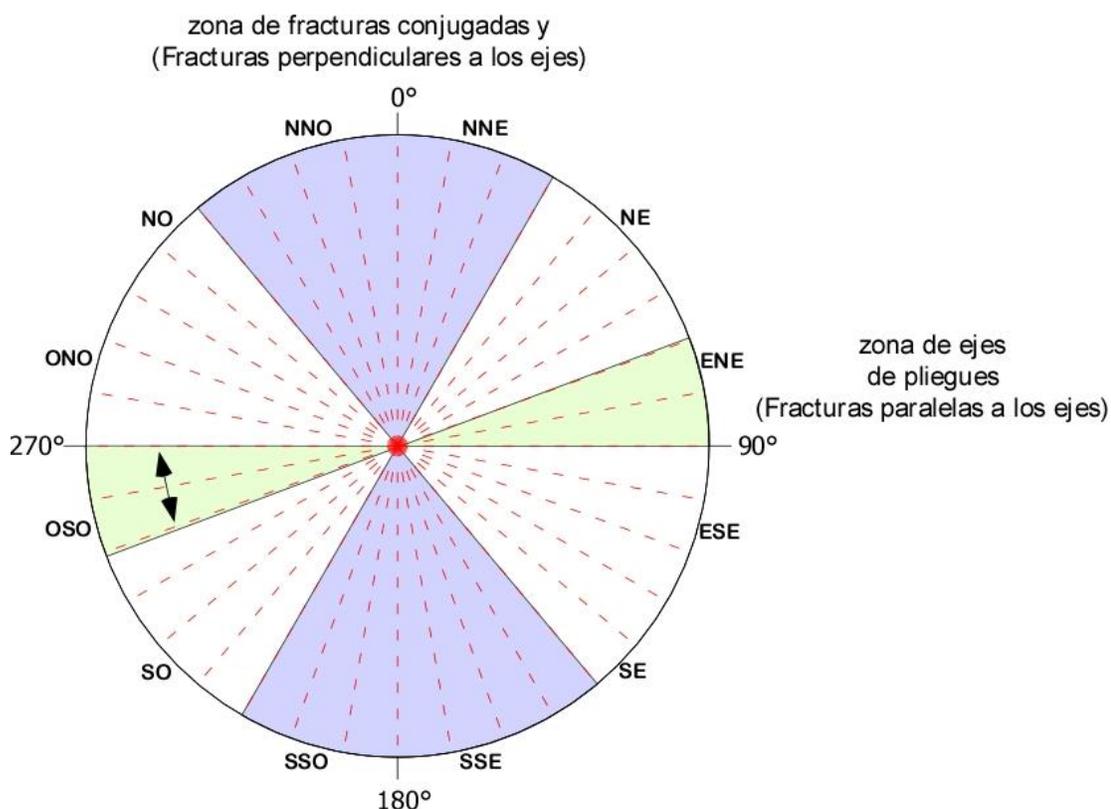


Figura 20. Mapa de fracturas en estereogramas, se observan las zonas de fracturas paralelas o perpendiculares a los ejes de pliegues de la región

Cuando la dispersión aumenta al horizontalizar la estratificación por localidad, se asume que las diaclasas se formaron durante el plegamiento y se continua el análisis determinando las relaciones que pudiesen existir entre la orientación de las diaclasas y la orientación del eje y los limbos del pliegue que las contiene.

2.4.4. Estudios microscópicos

La orientación de deformaciones microscópicas de minerales, tanto en la fase frágil - dúctil como en la fase frágil fue estudiada con las herramientas de microscopía petrográfica y microscopía electrónica de barrido (MEB) en las muestras recolectadas, permitiendo establecer e interpretar distintas orientaciones de los esfuerzos principales involucrados en la deformación

regional y local.

2.4.5. Indicadores cinemáticos

A partir de los análisis efectuados a las muestras orientadas y con base en los mecanismos de deformación estudiados en las distintas escalas (Figura 83, Maclas, Figura 82 Deformación laminar), se identificaron indicadores cinemáticos de deformación en el entorno frágil, y se propusieron adicionalmente, indicadores para la escala de microscopía electrónica de barrido.

2.4.6. Difracción de rayos X para cálculo del índice de fragilidad

En este análisis se identificaron los distintos tipos de minerales presentes las rocas estudiadas con el fin de establecer relaciones entre las densidades de las fracturas obtenidas a partir de los datos de campo, la deformación microscópica presente y sus composiciones mineralógicas, con lo cual se pudo calcular el índice de fragilidad (IF) para proponer patrones regionales.

2.4.7. Análisis del índice de fragilidad

Para este índice mineralógico de fragilidad de la roca fue necesario calcular las fórmulas desde los resultados de la composición mineralógica obtenidos en la difracción de rayos X (DRX), para ello se utilizaron las ecuaciones propuestas en la bibliografía (WANG & GALE, 2009), ecuaciones (1) y (2), (ver marco teórico), con lo cual se construyó una tabla que contiene las variables del estudio (Tabla 8).

Los resultados fueron mostrados luego en un mapa a partir de una interpolación, con el objetivo de expresar zonas con mejores condiciones superficiales de fragilidad y realizar las consideraciones correspondientes. Estas zonas se basaron, apoyadas en estudios experimentales tomados de la bibliografía, en un índice de fragilidad acotado entre 40% y 80%

2.4.8. Intensidad de fracturamiento

La intensidad promedio fue medida como la persistencia de fracturamiento (DERSHOWITZ Y HERDA, 1992), aunque como denominación está menos extendida, con lo cual se definió la densidad de fracturamiento. Para medir la intensidad y relacionarla con la densidad se utilizó la densidad lineal de fracturas, o número de fracturas por metro, esta coincide con la intensidad de fracturas, ecuación (3).

Como la persistencia de fracturamiento es una propiedad lineal aplicada a cada familia de fracturas, fue necesario promediar la intensidad del fracturamiento por localidad.

2.4.9. Análisis topológico

A partir de un método propuesto por SANDERSON Y NIXON, 2015, se caracterizaron topológicamente los patrones de fracturamiento de muestras de roca, provenientes de la Formación Querecual.

El análisis topológico consistió en la identificación de cada fractura en las imágenes tomadas, en las tres escalas de trabajo: campo (m), petrografía (mm) y microscopía electrónica de barrido (μm). Luego se procedió a identificar los tres **tipos de nodos** (I, Y, X) para cada imagen, y por último se realizó un conteo de nodos y el correspondiente cálculo de las variables topológicas de conexiones de línea (C_L) y conexiones de brazo (C_B), (Figura 47), las cuales sirvieron para establecer conclusiones de conectividad de fracturas (Figura 48 y Figura 49).

2.4.10. Análisis espacial de variables del fracturamiento

2.4.10.1. *Generación de capas de información geográfica e interpolación de cada variable definida.*

A partir de los datos obtenidos en las estaciones, georreferenciados por localidad, muestras, rumbos y buzamientos de los planos de fractura y de la

estratificación, intensidad lineal de fracturas, familias de fracturas, índice de fragilidad, %COT, índice de fragilidad con COT, variables topológicas de conexiones de línea y conexiones de brazos, se generan capas de información geográfica para cada variable en un sistema de información geográfica (SIG). A continuación, se interpolan los valores (puntuales) de cada variable para obtener regiones aproximadas para estos parámetros, estas regiones estarán restringidas al polígono o superficie definido para la litología estudiada.

El método utilizado para la interpolación fue el de *suavizado de kernel con barreras*, siendo la barrera el polígono de la litología estudiada. El algoritmo de interpolación identificado para el método es el *polinomio de 5to orden* por tres razones principales:

1. El método utilizado es medianamente rápido y considera la desviación estándar, con lo cual presenta mayor precisión en los resultados de celdas que no tienen asociado un meta dato, este incluye varios algoritmos (Exponencial, Gaussiano, Cuadrático, Epanechnikov, Polinomial de 5to Orden y Constante) que permiten un amplio rango de decisión.
2. Era necesario colocarle una barrera a la interpolación, para que el resultado esté restringido a la roca estudiada, en este sentido la barrera para la interpolación es la superficie definida por el Grupo Guayuta.
3. Para identificar el mejor algoritmo de interpolación entre los puntos medidos se desarrolló un método para identificar la curva de variación mineralógica lateral (a partir de los resultados de la difracción de rayos X a las muestras), esta curva se ajustó a una sinusoidal, la cual está bien descrita por un polinomio de 5to grado.

2.4.10.2. *Intersección de variables interpoladas*

Para finalizar, se interseccionaron las capas de información previamente interpoladas. A partir de las intersecciones de las cinco variables (intensidad

de fracturas (INT), índice de fragilidad (IF), índice de fragilidad con carbono orgánico total (IF_{COT}), conexiones de líneas de fractura (CL) y conexiones de brazos de fractura (CB)); se generaron mapas de intersección, de dos (2) variables y de tres (3) variables.

En las intersecciones de dos (2) variables, se agregó la capa de INT y por último la variable que se quería intersectar. En las intersecciones de tres (3) variables, se siguió el mismo procedimiento, capa 1: INT, luego capas 2 y 3; adicionalmente, las variables se ajustaron a los rangos descritos para cada una, lo cual condujo a lo siguiente:

1. Dos mapas que relacionan las variables de índice de fragilidad, conexiones de línea de fractura e intensidad de fracturamiento (IF_{CL_INT}) y ($IF_{COT_CL_INT}$), con los siguientes rangos:

$$0,52 < IF < 0,90$$

Rango apropiado para la estimulación hidráulica

$$0,52 < IF_{COT} < 0,90$$

(WANG Y GALE, 2009)

$$2,10 < C_L < 3,30$$

Rango donde la conexión de fracturas atraviesa toda la imagen

(SANDERSON Y NIXON, 2015)

2. Dos mapas que relacionan las variables de conexiones de brazo de fractura, índices de fragilidad e intensidad de fracturamiento ($C_B_IF_INT$) y ($C_B_IF_{COT_INT}$), dándole preferencia a las conexiones de brazo, con el fin de apreciar los niveles de conectividad, con los siguientes rangos:

$$0,52 < IF < 0,90$$

Rango apropiado para la estimulación hidráulica

$$0,52 < IF_{COT} < 0,90$$

(WANG Y GALE, 2009)

C_B (de 0 a 2, todo su rango)

Rango que mide el nivel de conectividad

(SANDERSON Y NIXON, 2015)

3 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En este capítulo se discuten los resultados concernientes al trabajo de campo (descripciones y mediciones de planos), al laboratorio (DRX, microscopía electrónica, petrografía) y al trabajo de oficina (cartografía, interpolación, integración geoestadística de variables, análisis topológico).

3.1. Resultados del trabajo de campo

3.1.1. Localidades y muestras orientadas

De las 63 localidades fueron recolectadas 35 muestras orientadas, Figura 21, con base en su ubicación con respecto a la estructura (flanco norte, flanco sur, cresta de pliegue, o cercanía a falla), y por el buzamiento de la estratificación (dirección e inclinación del buzamiento), con la cual se dividen en: horizontal a subhorizontal ($\leq 10^\circ$), bajo buzamiento ($> 10^\circ, \leq 30^\circ$), alto buzamiento ($>30^\circ, \leq 75^\circ$), y subvertical a vertical ($\geq 75^\circ$), Tabla 6. La ubicación de las localidades con respecto a la estructura se presenta en la Figura 22. En este sentido, fueron identificadas:

- **23** muestras en localidades de **flancos sur** de anticlinales,
- **11** muestras en **flancos norte** de anticlinales
- **2** muestras en **crestas** de anticlinales

Los resultados del trabajo de campo, así como los del laboratorio a las muestras orientadas puede observarse en la tabla general de datos (Anexo B); del cual se extrae la Tabla 5, resumida debido a su tamaño, donde pueden apreciarse todas las variables medidas: localidad, ubicación, nombre de la muestra, observación de localidad, estructura y código de la estructura, rumbo y buzamiento de la estratificación, %COT a partir de las muestras, índices de fragilidad (IF e IFcot), intensidad de fracturamiento (INT), familias de fracturas, conectividad de fracturas de línea y de brazo (C_L, C_B), y código de fotografía.

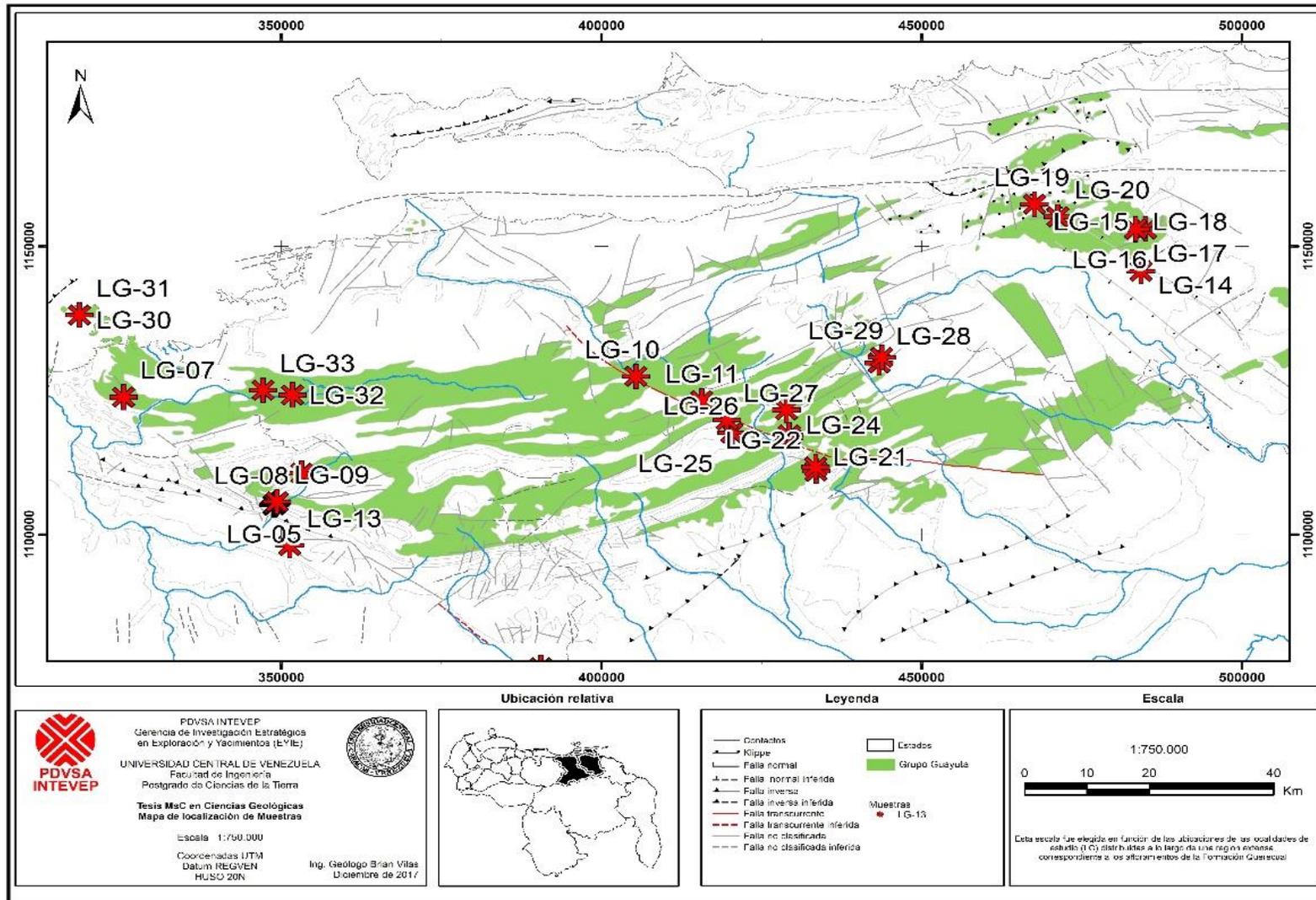


Figura 21. Mapa de muestras orientadas. Escala 1:750.000

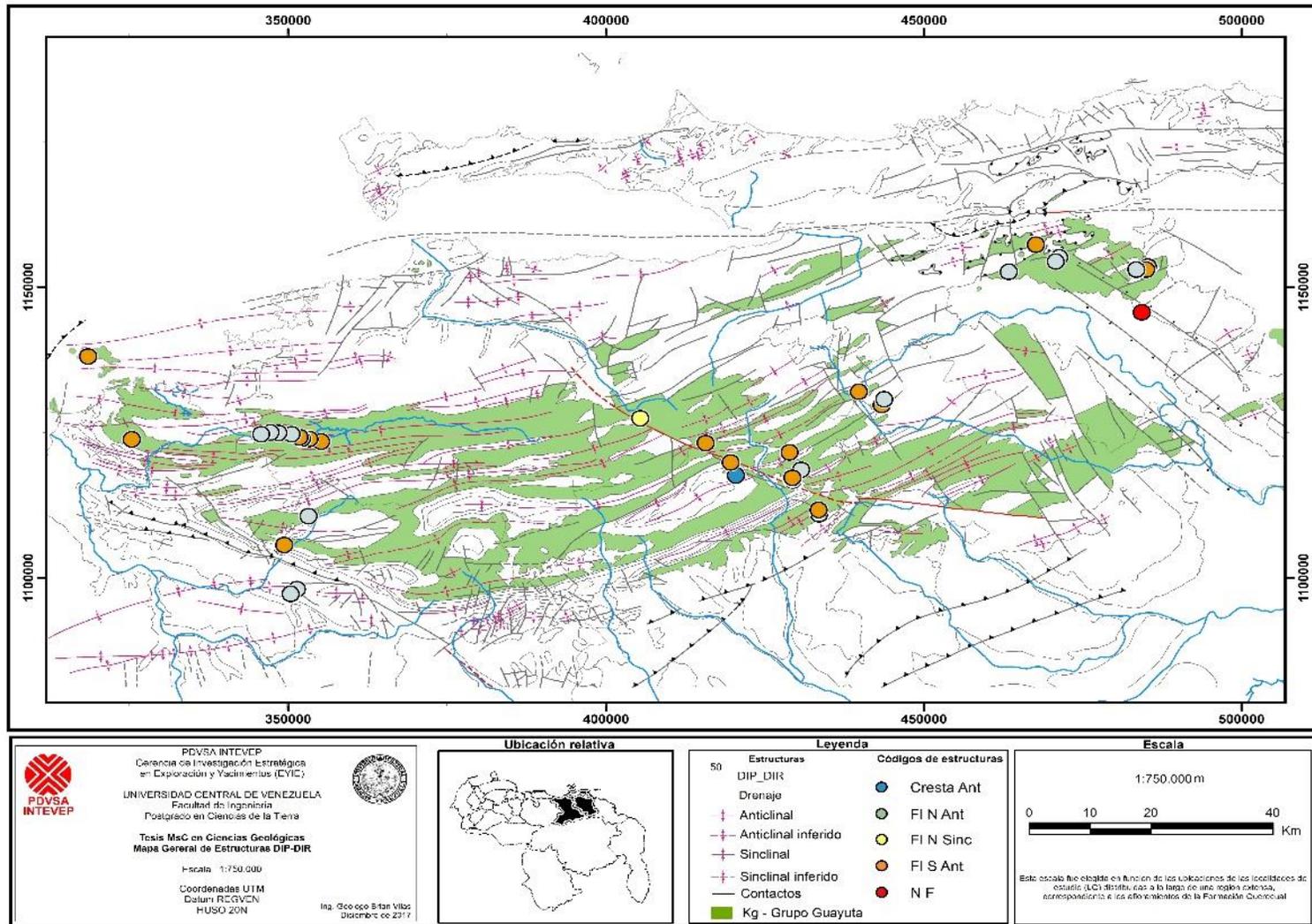


Figura 22. Ubicación de estructuras (FI N Ant: flanco norte anticlinal, FI S Ant: flanco sur anticlinal, NF: norte de falla principal)

Tabla 5. Fragmento de tabla general de datos. Los colores de las filas corresponden a la estructura.

Loc	Este	Norte	Muestra	Observ.	Estruct.	Codigo Estruct	DIR	DIP	%COT (Actual)	IF	IF(COT)	INT	Familias de Fracturas	CL (MEB)	CB (MEB)	CL (PET)	CB (PET)	CL (CMPO)	CB (CMPO)	Fotografía Campo
1	349048	1105440	LG-01	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant	194	85	3,030	0,84	0,82	12,0	B,C	2,25	1,57	-	-	2,25	1,58	P2270002
3	349237	1105540	LG-03	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant	203	84	1,970	0,79	0,77	20,0	D	-	-	2,47	1,66	2,27	1,57	P2270007
5	349332	1105672	LG-05	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant	206	72	2,010	0,90	0,88	19,0	D,F	2,75	1,73	2,74	1,70	2,84	1,74	P2270005
6	353413	1110955	LG-06	Qda La Mina. Caserio La Mina	FI S Ant. Bergantin	FI N Ant	352	42	1,330	0,80	0,78	9,7	C,D,F	2,34	1,59	-	-	2,31	1,57	P2270009
8	349468	1105864	LG-08	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant	240	18	3,370	0,85	0,82	14,0	C	1,75	1,40	1,73	1,39	1,76	1,40	P2240112
9	349601	1105992	LG-09	Qda Querecual	FI S Ant. Bergantin	FI S Ant	193	65	3,460	0,75	0,73	20,0	D,F	-	-	-	-	1,27	1,16	P2270010
10	405617	1127788	LG-10	Ctra Cumanacoa Maturin Sector El Maco	E de F. SF_FI N Sinc Agua Blanca	FI N Sinc	195	78	2,210	0,84	0,82	21,0	D,F	-	-	-	-	2,03	1,47	P3010002
11	344911	1098933	-	Rio Carapita			293	40				21,5	B,D	-	-	-	-	1,73	1,38	P2290011
13	415895	1123536	LG-11	Ctra Cumanacoa Maturin	E de F. SF_FI S Ant El	FI S Ant	18	56	2,910	0,85	0,82	19,0	D,F	0,98	0,99	2,21	1,56	1,04	1,03	P3010005
16	484500	1146000	LG-14	Interseccion ojo el agua, sur del pilar	N F. Local. Fm. Barranquin	N F	32	50	0,110	0,97	0,97	7,5	C,G	-	-	-	-	2,00	1,50	P8140043
24	483620	1153264	LG-17	Rio Macarapana	FI N Ant. Local	FI N Ant	324	46	1,490	0,89	0,87	10,0	A,C,D	2,93	1,73	3,83	1,94	3,13	1,80	P8160081
28	467839	1157647	LG-19	Rio Cangua	FI S de Ant. El Zorro	FI S Ant	330	64	2,070	0,91	0,89	10,5	C,D	2,63	1,69	3,01	1,76	2,37	1,58	P8160076
53	318075	1138450	LG-31 (CHIMA-02)	Isla Chimana Grande	FI S Ant. Mochima	FI S Ant	4	88	0,460	0,91	0,91	9,5	C,D,F,G	1,87	1,45	2,13	1,55	3,42	1,82	-
54	351966	1124530	LG-32 (TUFE-01)	Carretera Turimiquire - Santa Fe	FI S Ant. Naranjal	FI S Ant	4	88	2,770	0,87	0,84	14,0	C,D,F,G	1,15	1,09	-	-	1,26	1,47	-

Tabla 6. Tabla de localidades según el buzamiento de los estratos.

Pendiente de la estratificación	Localidades	Cantidad de localidades
Menor a 10°	7, 21	2
Entre 10° y 30°	8, 14, 18, 22, 34, 35, 37	7
Entre 30° y 75°	5, 6, 8, 10, 11, 12, 13, 16, 19, 23, 24, 25, 26, 27, 29, 30, 31, 32, 33, 36, 37, 38, 40, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61	42
Mayor a 75°	1, 2, 3, 4, 17, 26, 29, 39, 41, 45, 53, 54	12

En la tabla 2 se aprecia un gran número de localidades con buzamientos entre 30° y 75°, esto es mayormente debido a la disponibilidad de afloramientos y al estilo tectónico de plegamientos y corrimientos, donde la mayor exposición generalmente es en los flancos más alargados, que en la zona son los flancos norte de los anticlinales.

3.1.2. Orientaciones de planos e intensidad de fracturas

En el trabajo de campo se aplicó un método de medición de orientaciones de planos, descrito como el número 2 (capítulo del Método), y además se contabilizó la cantidad de fracturas por metro lineal, definiendo la intensidad de fracturamiento (INT). Los resultados de intensidad fueron graficados versus las familias de fracturas asociados a las estructuras (Figura 23); estos datos fueron ordenados en dirección O-E por localidades, donde, las barras representan las localidades visitadas y sus colores son los distintos tipos de estructuras.

Los resultados de este gráfico indican que en los flancos sur de anticlinales se observan todas las familias de fracturas presentes en la región y las mayores medidas de intensidad, esto sugiere que las zonas de mayor acumulación de deformación en su fase frágil, corresponden a los flancos sur y las crestas de los anticlinales. Estas familias identificadas en el trabajo de campo (A, B, C, D,

E, F, G) corresponden con orientaciones que podían diferenciarse entre distintas familias (diferencias mayores de 15°), y por las características físicas de los planos (lisos, rugosos, ondulados, planos), además del relleno (sin relleno, con relleno de calcita). Los resultados presentes en el gráfico, de familias al norte de una falla (NF), así como de crestas de anticlinales fueron observados en una y tres localidades respectivamente, no son representativos, puesto que fueron medidos solo en una localidad. En la mitad de la gráfica (localidad 38) se presenta el mayor valor de intensidad de fracturamiento, este resultado está asociado a la región central de la zona de estudio, cercano a la FSF, sugiriendo una mayor deformación frágil hacia esta zona, lo cual se corrobora con la interpolación de la intensidad a escala regional. Es relevante mencionar que el relleno de calcita se observó mayormente en las fracturas paralelas a los pliegues, por otra parte las fracturas perpendiculares a los ejes de los pliegues se observaron mayormente sin relleno, esto sugiere una anisotropía de permeabilidad, con base en los estudios de LAUBACH, S.E. *et al.*, 2004; en donde refiere que las fracturas rellenas de calcita actúan como barreras a la permeabilidad y pueden limitar el flujo de fluidos en la dirección paralela a los pliegues. Las fracturas sin relleno perpendiculares a los ejes de los pliegues permiten un mayor flujo de fluidos en esa dirección.

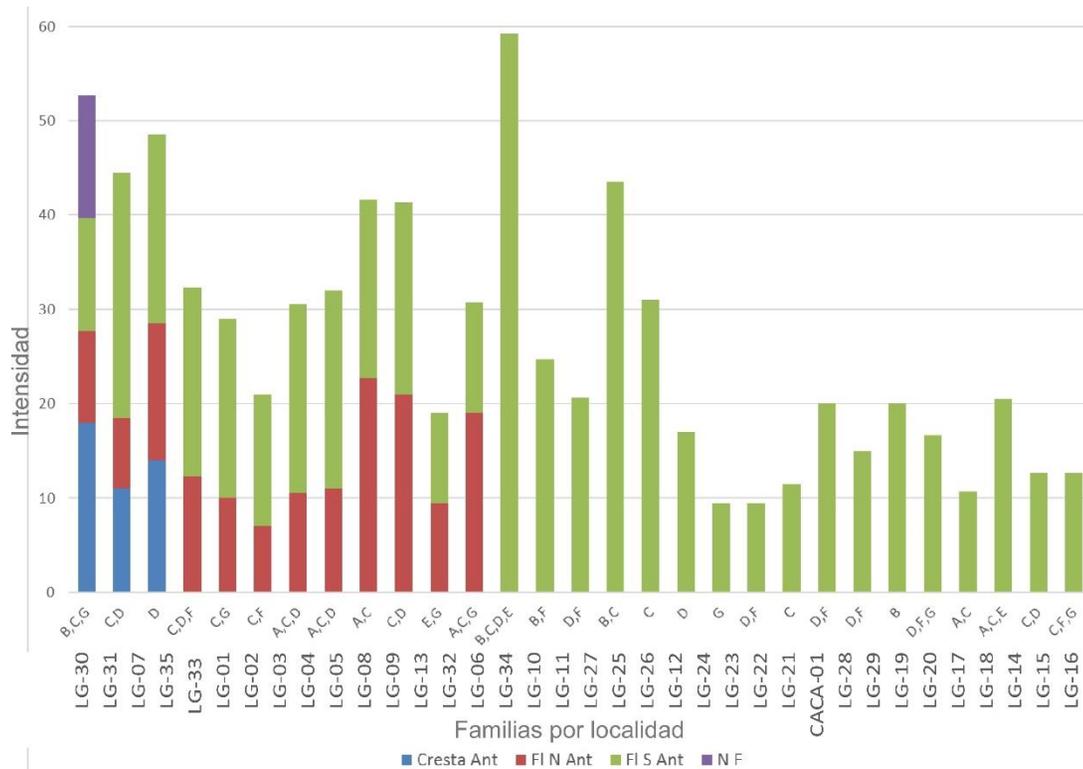


Figura 23. Gráfico de intensidad de fracturamiento vs. familias de fractura (por localidad) asociados a las estructuras presentes en la región

3.1.3. Intensidad versus el buzamiento de los estratos

En el gráfico de INT versus el buzamiento de los estratos se identificaron rangos de intensidad característicos del estilo tectónico de la región; la Figura 24 muestra los resultados ordenados según sus localidades en dirección O-E, por otra parte, la Figura 25, muestra los resultados ordenados N-S. Las dos barras laterales azules muestran los rangos de estratificación menores a 10° y mayores a 75° respectivamente.

El gráfico ordenado O-E muestra un rango de intensidad, aproximadamente constante, entre 10 y 30 (barras verticales color amarillo), a excepción de un aumento anómalo de la intensidad de fracturamiento en dos localidades de la zona central de la región (Loc. 38 y Loc. 48), cercanas a la FSF.

Es de destacar que el buzamiento más bajo de los estratos fue observado en dos localidades (Loc. 7 y Loc. 21) las cuales coinciden con bajos valores de

intensidad de fracturamiento. Adicionalmente, el promedio de el buzamientos de los estratos disminuye hacia el este (flecha color negro).

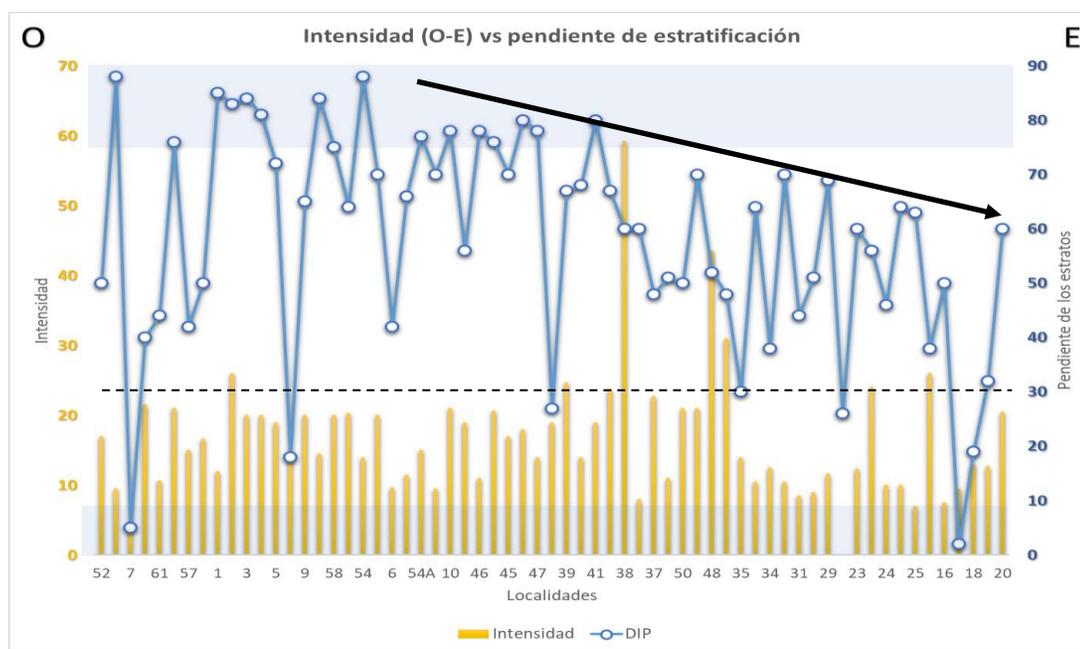


Figura 24. Gráfico de intensidad vs. el buzamiento de los estratos, localidades dirección O-E

Al ordenar las localidades según la dirección N-S, Figura 25; se hace visible un incremento escalonado de la intensidad (flechas color negro y gris), las flechas negras muestran al menos tres secciones mayores de aumentos escalonados, con varios incrementos escalonados menores señalados con flechas grises. Se observan los dos resultados anómalos (alta intensidad) al final de ciclos de incremento mencionados. Esto sugiere, con base en la geomorfología de la región, la cual presenta relieves de cuesta y contra cuesta, producidos por cabalgamientos sobre fallas inversas de vergencia norte (con sus expresiones mayores al sur), que las zonas de mayor fracturamiento de los pliegues se ubican hacia las crestas y los flancos sur, en las regiones más cercanas a las expresiones superficiales de las fallas inversas.

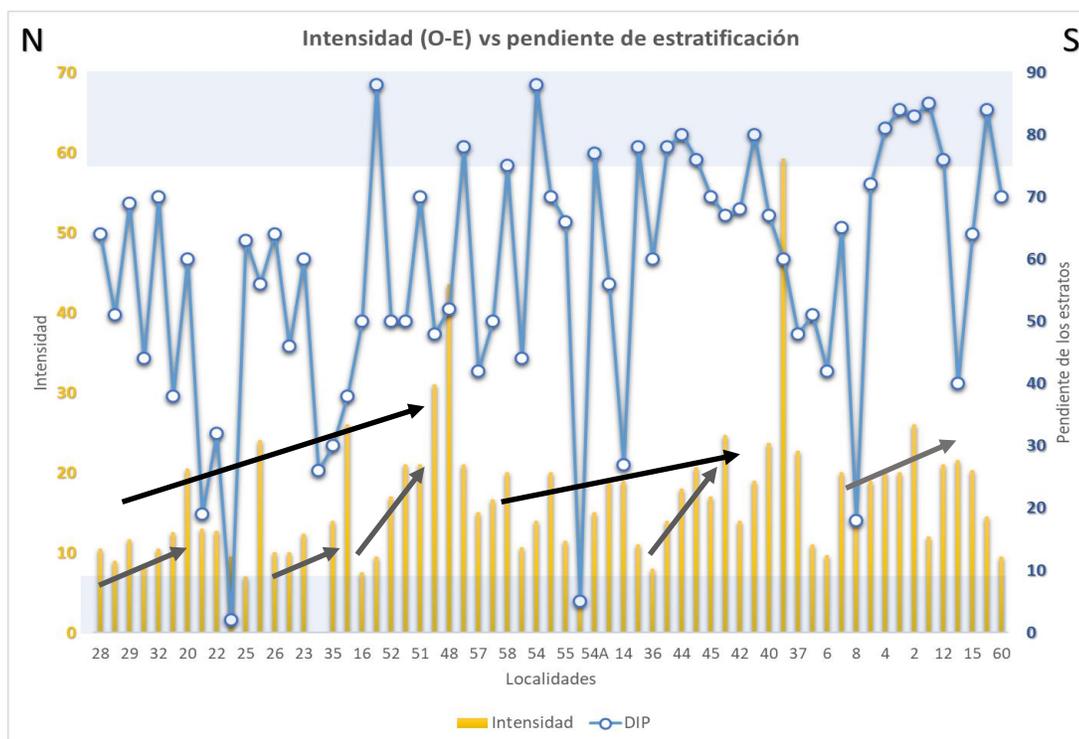


Figura 25. Gráfico de intensidad vs. el buzamiento de los estratos, localidades dirección N-S

Debido a que los datos de superficie fueron tomados en la región cercana a la cordillera principal del Turimiquire, al sur de la FEP, y al norte de la cuenca de Morichito, Figura 26, los resultados de intensidad de fracturamiento coinciden con el estilo tectónico de piel delgada que muestra una zona de cabalgamientos y plegamientos asociados, donde la intensidad de fracturas se incrementa hacia las zonas de crestas y flancos sur de los pliegues. Sin embargo, hacia el sur de la región de estudio, PASSALAUQUA, H., *et. al.*, 1995, muestra un modelo con deformación de basamento. En este modelo, se proyectaron tres redes estereográficas de las localidades con los mayores datos de intensidad de fracturamiento de las secciones de aumentos escalonados identificados en el gráfico de la Figura 25. El aumento de la intensidad de fracturamiento es coherente con un aumento en la deformación frágil hacia el sur de la región, donde, se presentan los corrimientos y cabalgamientos situados hacia el frente de la zona de deformación y en subsuelo la deformación de basamento.

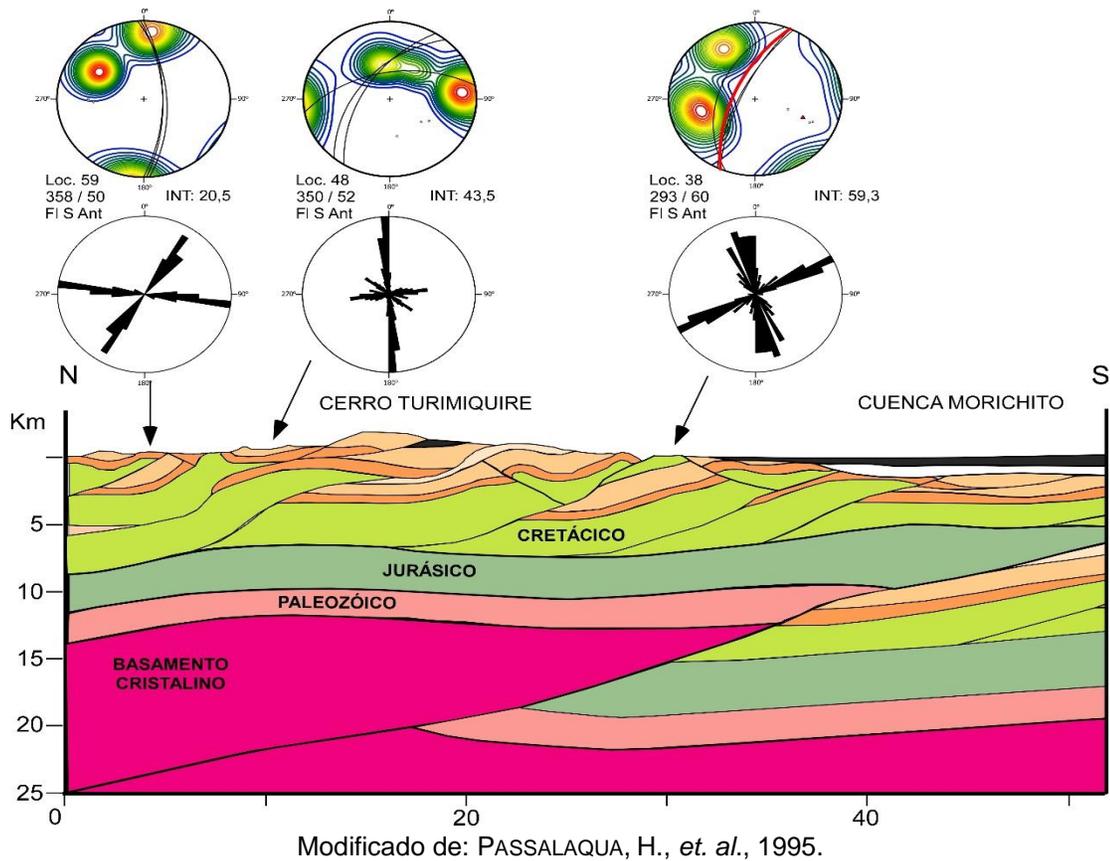


Figura 26. Perfil con patrones de cabalgamiento N-S hacia el Cerro Turimiquire

3.1.4. Interpolación de la intensidad de fracturamiento

Al interpolar geográficamente los resultados de la intensidad, Figura 27, los mayores valores se presentan hacia el centro de la región, cercano a la FSF, y paralelo al flanco norte del Anticlinal de San Antonio en dirección este oeste, la intensidad disminuye en un patrón radial hacia los extremos.

Por otra parte, hacia el extremo este de la zona de estudio, en la región de fallas normales de San Juan, río Cangua y río Macarapana, la intensidad se incrementa de norte a sur. Los menores valores de intensidad de fracturas pueden observarse tanto en la zona sureste de la FU, así como en la zona sureste de la FSF. Esto sugiere un control estructural de la intensidad, donde,

la mayor concentración de la deformación frágil se ubica hacia el centro de la región y hacia el sur.

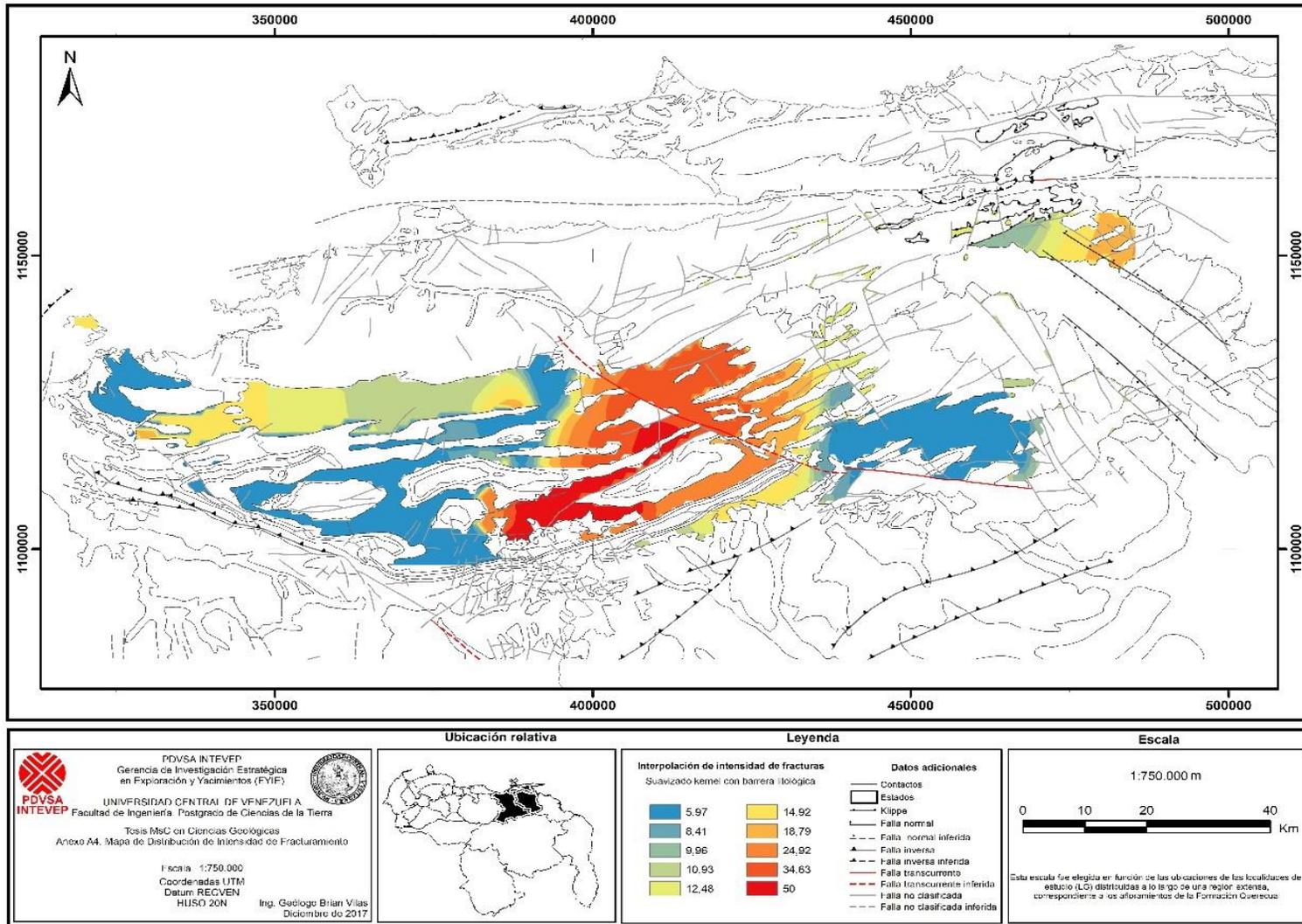


Figura 27. Mapa de interpolación de la intensidad de fracturamiento

3.1.5. Estereogramas según la el buzamiento de los estratos

Las orientaciones de planos de fractura se organizaron con respecto a la el buzamiento de los estratos, agrupándolas en cuatro grupos: para estratos horizontales a subhorizontales, de baja el buzamiento, alta el buzamiento y subverticales a verticales. Con esta información se amplió la Tabla 6 en la Tabla 7, donde pueden observarse, para cada rango del buzamiento, el estereograma de densidad de polos y el que muestra las horizontales de los planos de fracturas, ambos con el plano de estratificación promedio para todos los datos (línea en color rojo).

Tabla 7. Estereogramas agrupados por localidad según la el buzamiento de los estratos.

Pendiente de la estratificación	Localidades	Cantidad de localidades	Estereograma resumen	
Menor a 10°	7, 21	2		
Entre 10° y 30°	8, 14, 18, 22, 34, 35, 37	7		
Entre 30° y 75°	5, 6, 8, 10, 11, 12, 13, 16, 19, 23, 24, 25, 26, 27, 29, 30, 31, 32, 33, 36, 37, 38, 40, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61	42		
Mayor a 75°	1, 2, 3, 4, 17, 26, 29, 39, 41, 45, 53, 54	12		

3.1.5.1. Familias de fracturas en estratos horizontales y subhorizontales (menores a 10°)

Los estratos horizontales a subhorizontales son representativos de regiones en donde la deformación no fue acumulada o están ubicados sobre un despegue y no se observa deformación; por lo cual son muy escasos. Las familias de fracturas cuyos planos son paralelos a los rumbos de la estratificación, se sugiere que están relacionadas a la fase actual de deformación por ley de corte, puesto que estas fracturas cortan a las fracturas perpendiculares a los ejes de los pliegues, en cambio, en las localidades donde las familias de fracturas relacionadas a las estructuras regionales se han observado fracturas conjugadas, en este sentido, para Su, N., *et. al.*, 2014, es posible mostrar el vector de compresión principal σ_1 como la bisectriz de las fracturas conjugadas en dirección NO-SE, con lo que en el trabajo se pudo hallar el vector compresivo principal.

En este trabajo, los resultados agrupados de fracturas en buzamiento horizontal a subhorizontal de los estratos muestran tres orientaciones preferenciales, una en la dirección NO-SE (que podrían estar asociadas a la compresión que causa el plegamiento), una en la dirección NNE-SSO y una tercera en la dirección ONO-ESE, estas orientaciones preferenciales de las tres familias forman 60° entre sí, sugiriendo la posibilidad de dos soluciones para el vector de compresión principal. Sin embargo, al colocar sobre el mapa los estereogramas de las localidades con buzamientos horizontales, Figura 28; se evidencia que las fracturas en dirección NO-SE son por extensión, y generalmente son fracturas regionales y paralelas a la dirección del vector principal de compresión de la región, como se puede observar en la localidad 21. Es de destacar que estas fracturas paralelas al vector de compresión regional, se observaron sin relleno y con planos lisos.

Por otro lado, la localidad 7 (buzamiento horizontal) presenta una familia principal de fracturas con orientación paralela al eje del pliegue OSO-ENE y

una segunda familia de fracturas perpendiculares en la orientación de NNO-SSE, no conjugada. Ambas familias de fracturas, así como una tercera (muy escasa) conjugada de la familia más abundante (N-S), cumplen con la solución del vector compresivo regional en la orientación NO-SE. Es importante resaltar que, al rotar estas fracturas con respecto a la horizontalización de la estratificación, estas no cambian de orientación debido a que estas familias son paralelas (sin cambio aparente), o perpendiculares (aumento de dispersión de polos), al rumbo de la estratificación, con lo cual se sugiere que se formaron con la deformación que generó el plegamiento. Adicionalmente se encontró que la familia paralela al eje del pliegue presentó relleno de calcita (e incluso presencia de estilolitos), mostrando un proceso de presión – solución perpendicular al eje del pliegue en coherencia con la dirección del esfuerzo principal de compresión.

3.1.5.2. *Familias de fracturas en estratos con buzamiento bajo (10° a 30°)*

La zona de estudio puede separarse en tres familias principales, según las orientaciones de las familias de fracturas en estratos de buzamiento bajo, intermedio y alto, como se observa en los mapas de estereogramas, Figura 28, Figura 29, Figura 30 y Figura 31. Para el caso de buzamiento bajo se presentan claramente una familia de fracturas paralela a los ejes de los pliegues (localidades 8, 18, 35); una segunda familia, paralela a las estructuras regionales mayores, con presencia de su familia conjugada (localidades 14, 37); y una tercera familia de fracturas conjugadas, en una región de carácter extensivo situada en el extremo este del área de estudio (presencia de fallas normales de carácter regional), en donde se presentan fracturas conjugadas, con una familia N-S (localidad 22).

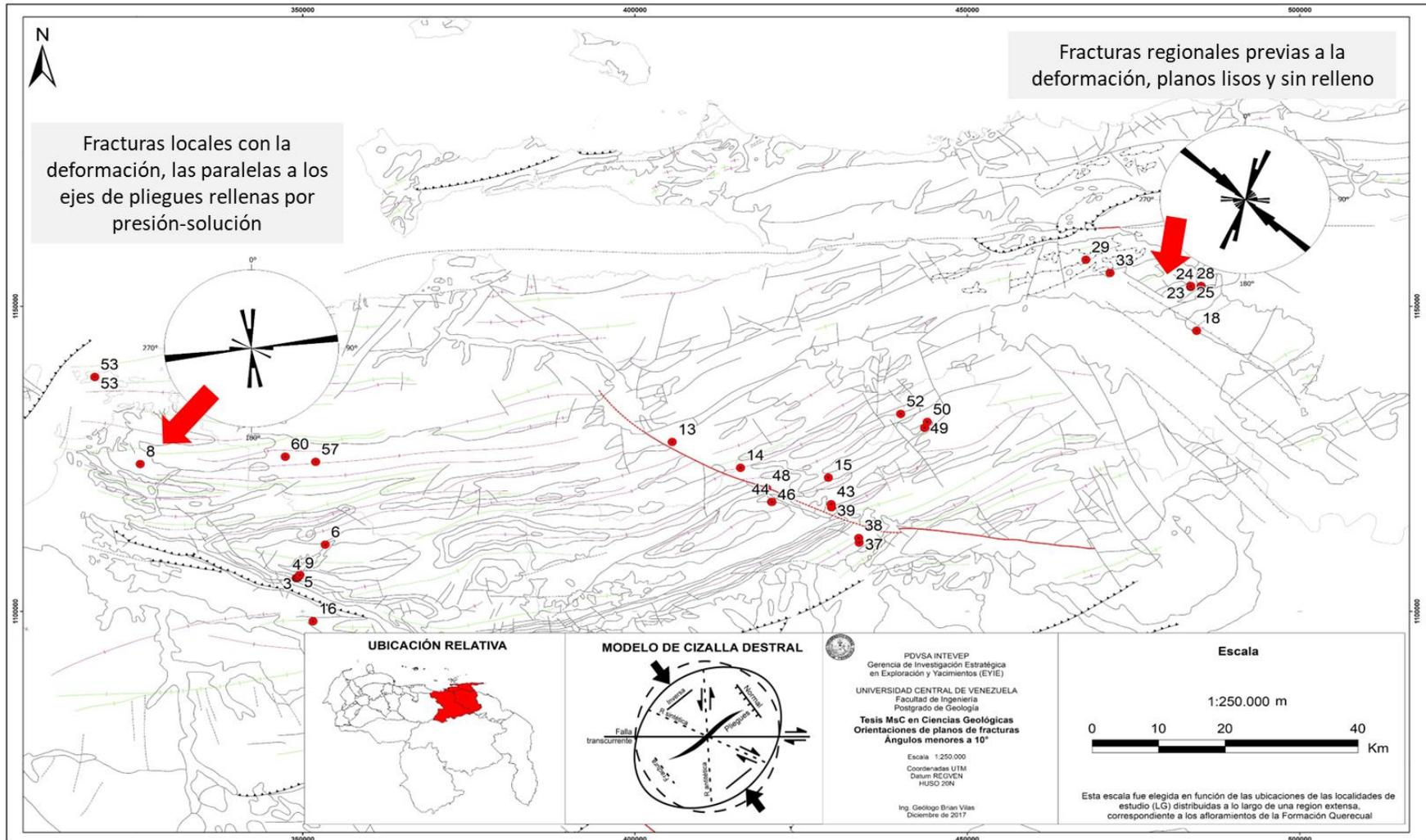


Figura 28. Redes estereográficas para estratos subhorizontales ($<10^\circ$)

La localidad 14 presenta orientaciones de fracturas paralelas a la falla de San Francisco (la cual se considera como una riedel sintética según el modelo de cizallamiento dextral) y es de carácter regional. Se sugiere una rotación de esta familia de fracturas, inducida por la cizalla dextral de la FSF, similar a las rotaciones de las fallas inducidas por la cizalla, planteadas por Su, *et al.*, 2014, con la diferencia que, al hacer la prueba de horizontalización de buzamiento, disminuye la dispersión de los polos, por lo cual puede asegurarse que estas fracturas son previas a la última fase de deformación, la cual las rotó a su posición actual.

Cuando se analizan los datos con alto buzamiento (30° a 75°), se cuenta con un amplio rango de grados, y con ello distintas orientaciones según su génesis, por lo que los resultados fueron separados en tres grupos: a.- los resultados que muestran compresión con fracturas conjugadas; b.- los resultados que muestran fracturas por extensión; y c.- los resultados asociados a fallas mayores, Figura 30.

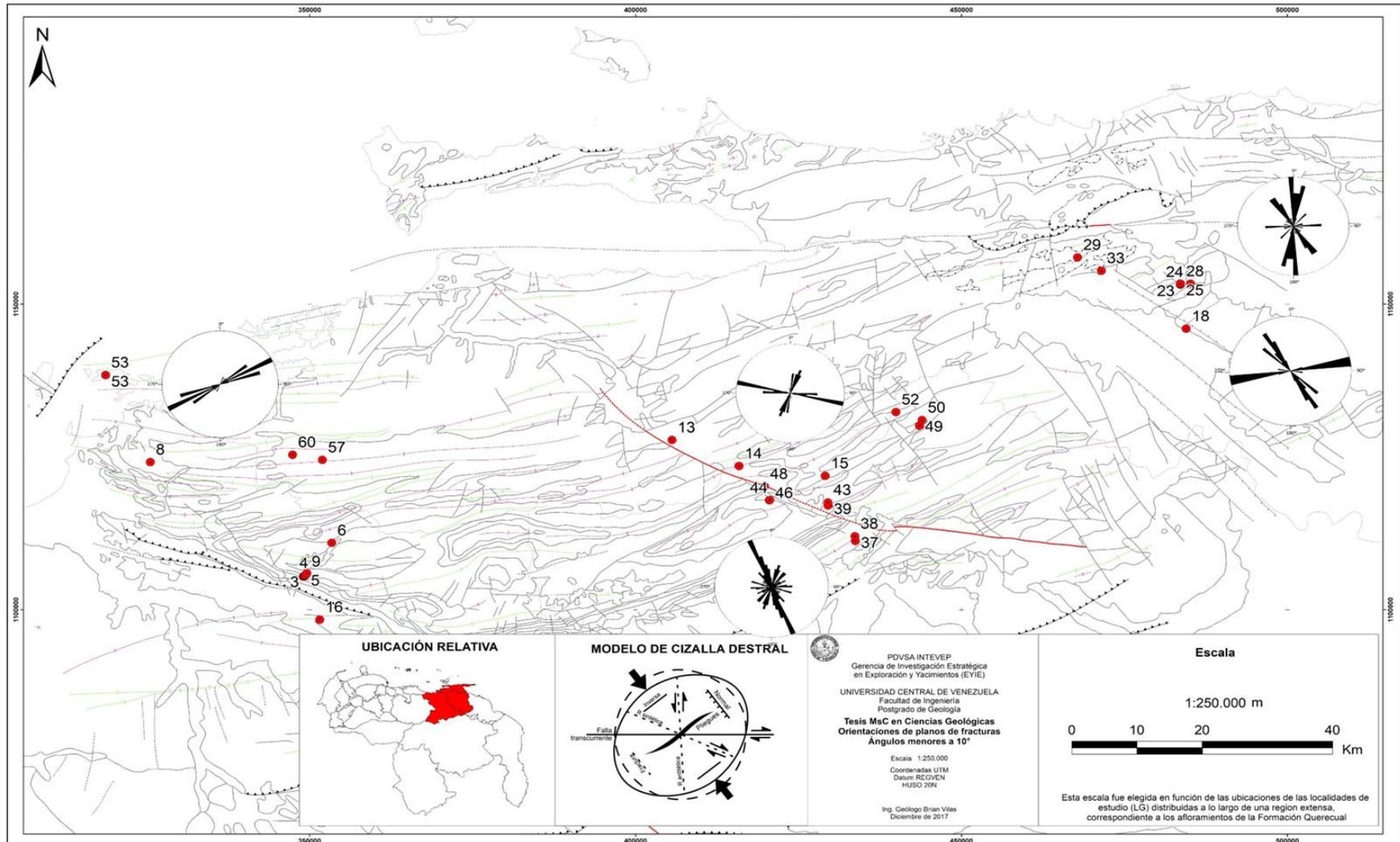


Figura 29. Redes estereográficas de fracturas en estratos con buzamiento bajo (10° a 30°)

En cuanto a los resultados por fracturas conjugadas, (a), tenemos los de la carretera de los altos de Santa Fe (Loc. 58), los cuales muestran un grupo de fracturas conjugadas que indican un vector compresivo en dirección NNO-SSE, coherente con los resultados generales. Los resultados del grupo (b) muestran un grupo de fracturas en dirección paralela a los ejes de los pliegues, ENE-OSO (localidades: 6, 29, 33, 57).

Adicionalmente, se observa un tercer grupo de resultados afectados por el movimiento de fallas mayores (c), estos se dividen en tres sub grupos: los asociados a falla inversa (localidad 5) que muestra un grupo de fracturas extensivas, perpendiculares a la falla; los asociados a fallas transcurrentes (localidades 13 y 40), los cuales muestran las fracturas extensivas paralelas a los ejes de los pliegues (ENE-OSO) y las fracturas conjugadas que dan indicación del vector de compresión (NNO-SSE), así como unas fracturas paralelas a la falla transcurrente (riedel) en la dirección NO-SE. Por último, los asociados a fallas normales, los cuales muestran el grupo de fracturas paralelo al eje de los pliegues, un segundo grupo perpendicular a estos ejes (NNO-SSE) y un tercer grupo de fracturas menos visible, en la dirección NO-SE.

A partir de los resultados obtenidos para fracturas relacionadas a estratos con buzamiento vertical ($>75^\circ$), como se observa en la Figura 31, la mayoría fueron localizados en los flancos sur de los anticlinales debido a que son las zonas con los estratos más rotados por el plegamiento, otros resultados se observaron en la cresta de un pliegue (localidad 45), y los resultados ubicados hacia el este de la región en la zona extensiva, resultaron en flancos norte de anticlinales (localidades 26 y 29).

En estos resultados, la familia que más se repite es la paralela a los ejes de los pliegues, de carácter extensivo, exceptuando en las localidades cercanas al sur de la FU, en un dominio inverso de la falla (localidades 1, 2, 3, 4), en cuyo caso, las fracturas son perpendiculares a la falla.

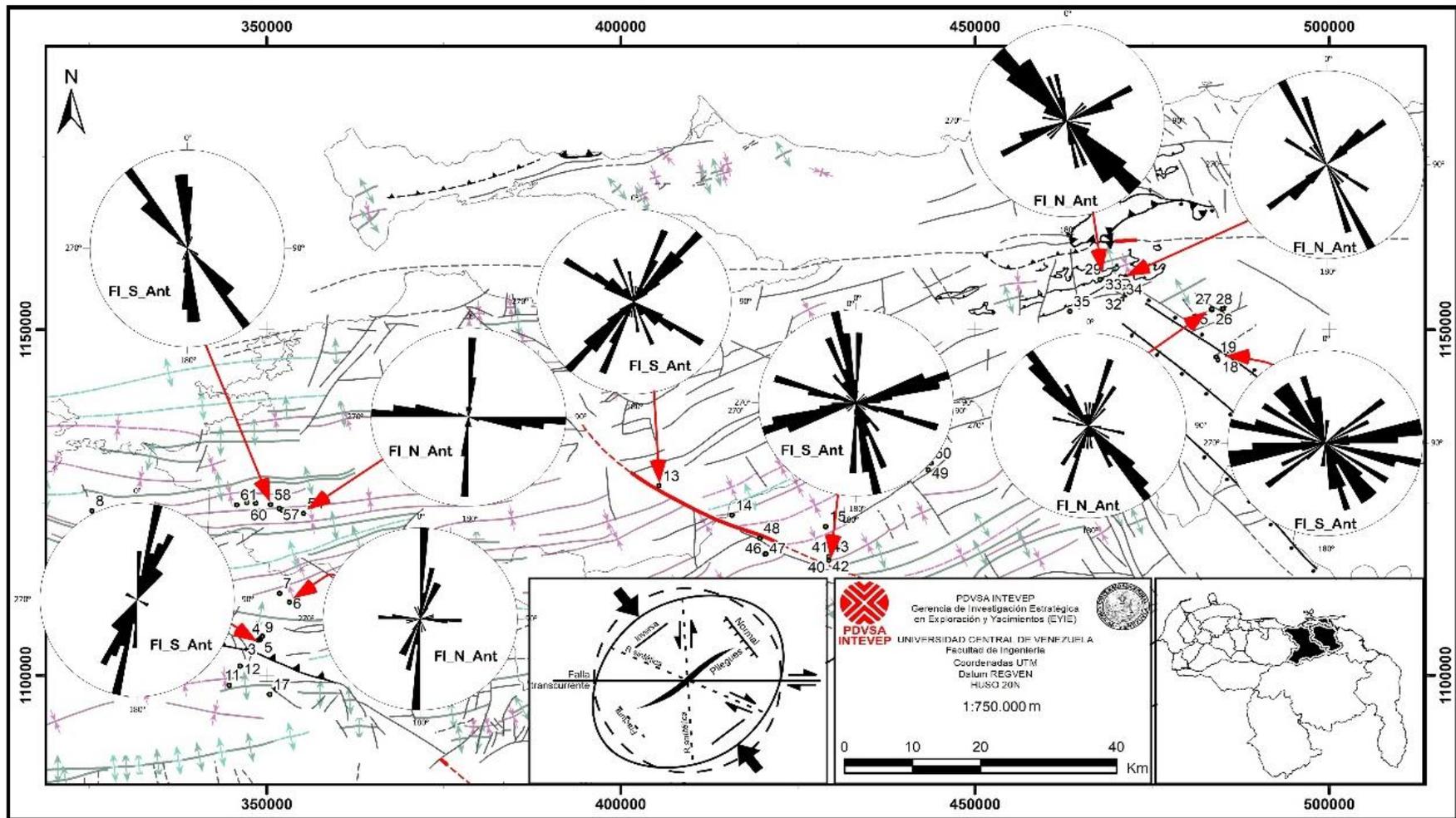


Figura 30. Redes estereográficas de fracturas en estratos con buzamiento alto (30° a 75°)

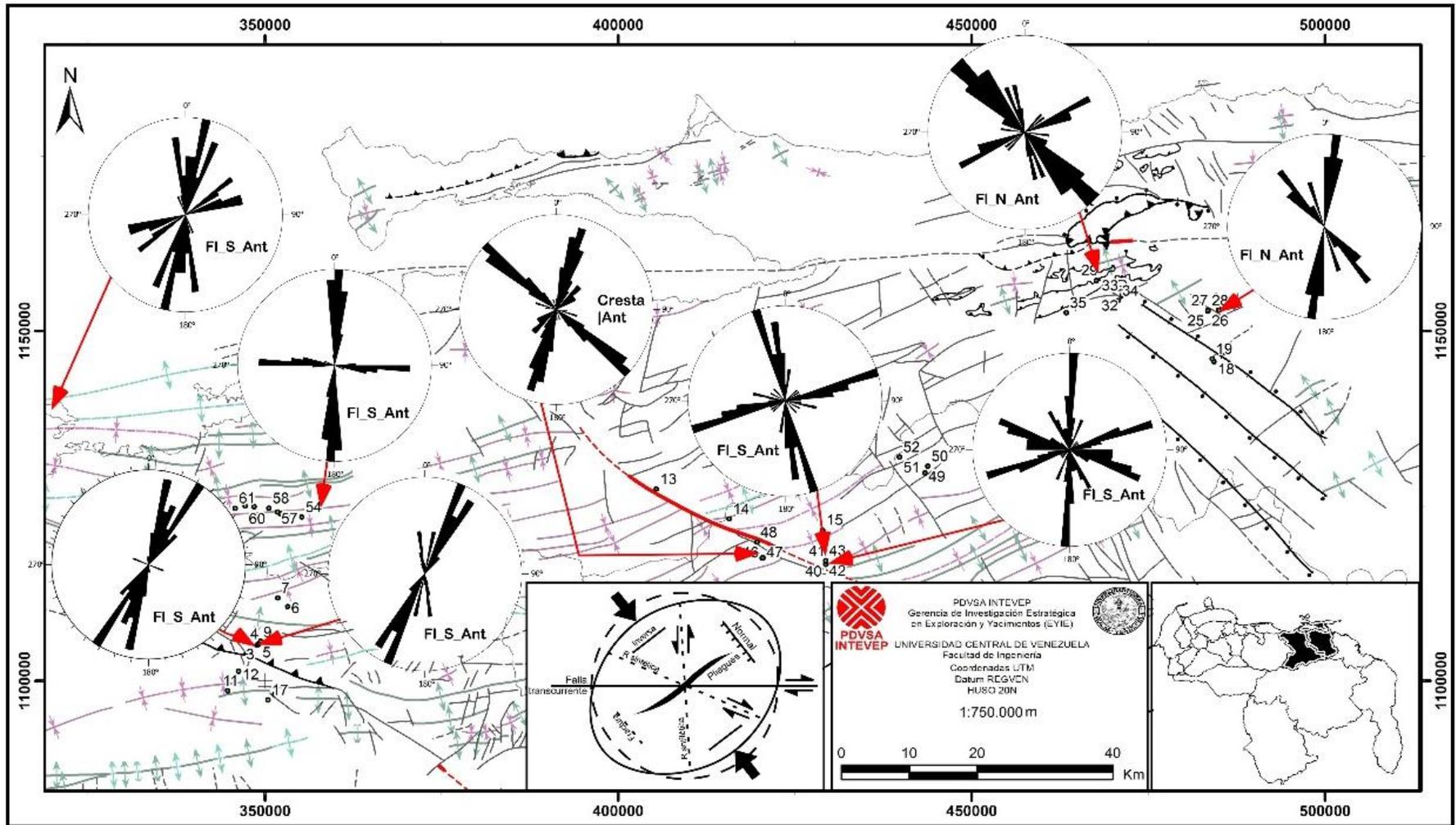


Figura 31. Redes estereográficas de fracturas en estratos con buzamiento vertical (>75°)

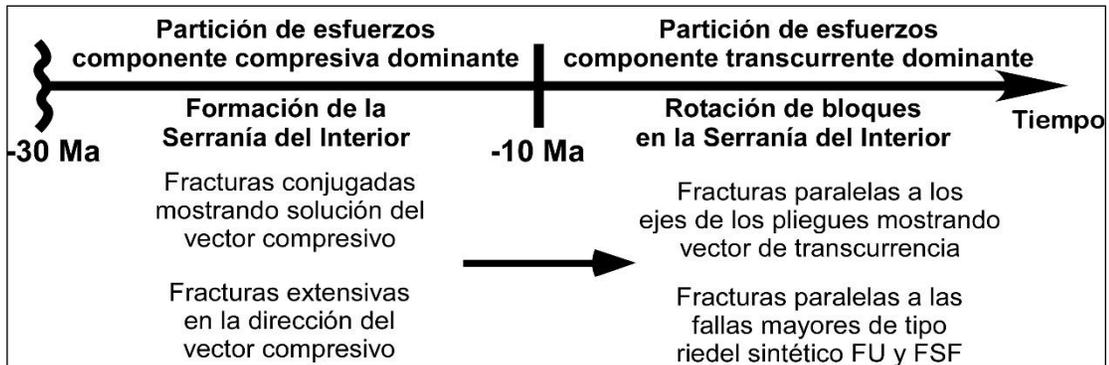
El estereograma más característico para mostrar los patrones de fracturas de la región está ubicado al sur de la FSF (loc. 39 – Figura 31), presenta una familia paralela a los ejes de los pliegues (ENE-OSO), otra familia paralela a la falla Riedel sintética (NO-SE), y una familia en la dirección N-S causada probablemente por la cizalla paralela a los estratos, estas tres familias de fracturas se repiten en la mayoría de las localidades.

En este sentido, utilizando el modelo de Wilcox para transurrencia dextral, y el modelo de partición de esfuerzos, las fracturas principales observadas en la región corresponden a varias soluciones según su ubicación en relación a las estructuras y con su relación a cada una de las dos fases de deformación, Figura 32. En este trabajo se propone, con base en los resultados y según varios autores (DUERTO, L., McCLAY, K., 2007; FAJARDO, A., 2015), una partición de esfuerzos con una etapa de compresión pura la cual produce la deformación de cabalgamientos y corrimientos y familias de fracturas conjugadas en los estratos horizontales sin-deformación (NNO-SSE y su conjugada ONO-ESE), así como familias de fracturas en extensión paralelas al vector de compresión, también en los estratos horizontales, con una solución para el vector compresivo σ_1 en la dirección NNO-SSE a NO-SE; y fase de deformación transcurrente posterior, paralela a la dirección de la falla principal (FEP) con fracturas paralelas a los ejes de los pliegues, en la dirección aproximada de ENE-OSO.

Adicionalmente a estos resultados, se presenta también una familia con dirección aproximada de N-S, posiblemente relacionada a la cizalla producida por la falla mayor de San Francisco (FSF, Riedel sintética), donde se encuentran los mayores valores de intensidad de fracturamiento.

Por último, es posible asegurar que las fracturas responden a dos fases de deformación regional, como lo afirma FAJARDO, A., 2015; un grupo por compresión pura y otro por transurrencia, en coherencia con el modelo de

partición de esfuerzos; pero, adicionalmente responden a las estructuras locales presentes en la región, previamente formadas por la primera fase de deformación, Figura 32. En el caso de este trabajo, un grupo de fracturas locales están relacionadas a cizallamiento de las fallas destrales de FU y FSF, y otro grupo está asociado a los plegamientos.



Modificado de: FAJARDO, A., 2015 Tesis PhD.

Figura 32. Modelo de partición de esfuerzos con identificación de tipos de fracturas

3.1.6. Pruebas de rotación de buzamiento

Por otra parte, se realizaron unas pruebas de rotación de los planos de fractura según la horizontalización del buzamiento de la estratificación en cada localidad. A partir de esto, se rotó todo el sistema para que el estrato retome su horizontalidad inicial, con esto se comparó la orientación e inclinación de las fracturas en su configuración actual, con las de su configuración antes de la deformación.

La Figura 20 muestra el mapa de zonas de fracturas según su asociación con los pliegues presentes en la región, muestra una zona de ejes de pliegues donde se pueden encontrar fracturas paralelas a los ejes y conjugadas con respecto al eje (McCLAY, K.R., *et. al.*, 2004), estas fracturas generalmente están rellenas de calcita y cortan normalmente a otra familia de fracturas perpendiculares a los ejes de pliegues y conjugadas simétricas a las perpendiculares, las cuales están abiertas y no presentan relleno.

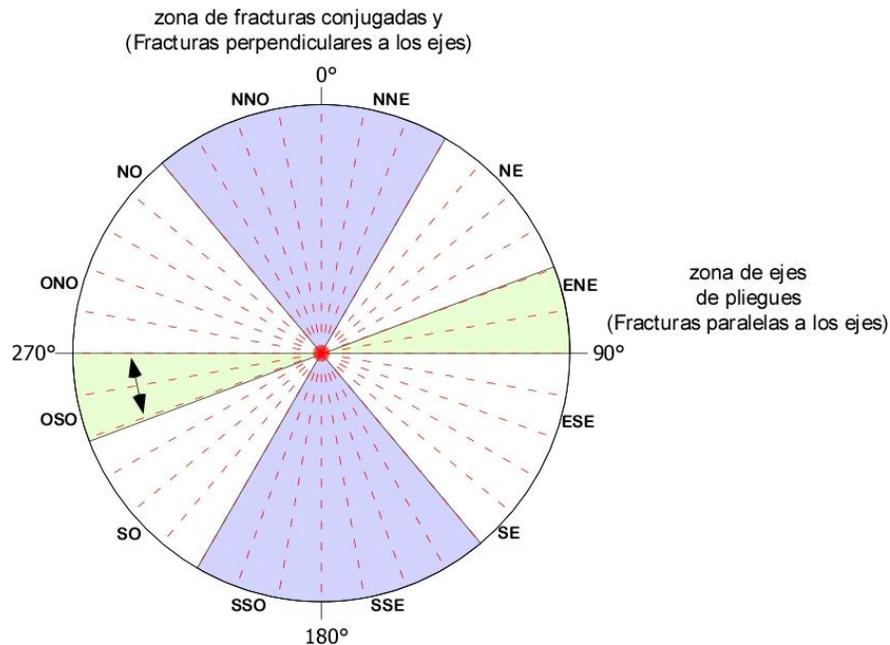


Figura 33. Mapa de fracturas en estereogramas, se observan las zonas de fracturas paralelas o perpendiculares a los ejes de pliegues de la región

3.1.6.1. Fracturas en la dirección NE-SO

Al rotar las familias de fracturas de la dirección NE-SO con respecto a la horizontalización del buzamiento de la estratificación para cada localidad (Figura 34), se observa un aumento de la dispersión de los polos, lo que significa que las fracturas han cambiado por la deformación asociada al pliegue desde su estado no deformado al estado actual; por esta razón, esta familia de fracturas presenta una deformación sin-plegamiento que corresponde a una deformación compresiva.

Por otra parte, en general todas las orientaciones de los planos conservan una dirección homogénea de NE-SO entre el estado deformado y el no deformado, a excepción de un pequeño número de fracturas que se orientan mayormente en la dirección N-S.

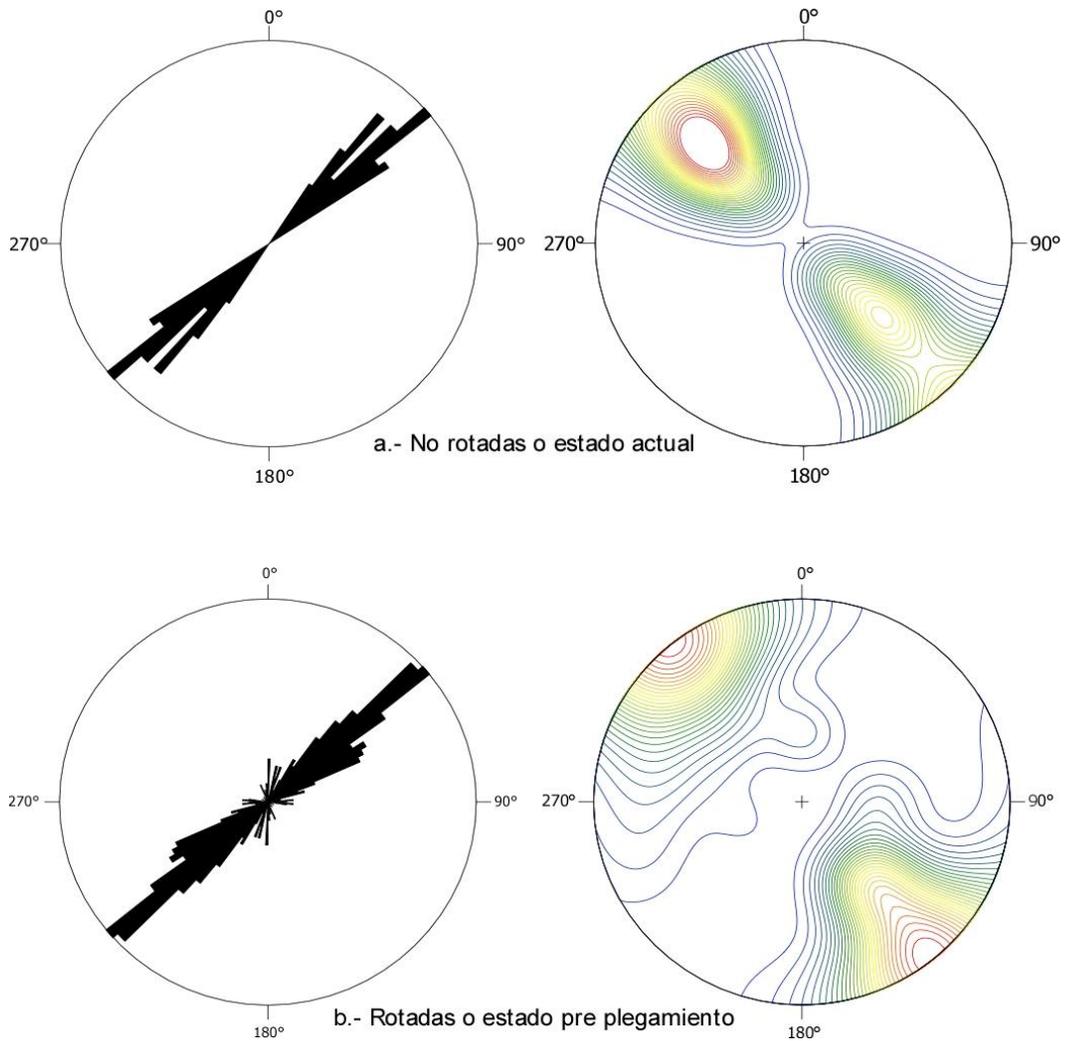


Figura 34. Prueba de rotación de fracturas NE-SO, con base en la horizontalización del buzamiento de la estratificación, a.- Estado no rotado o estado actual, b.- estado rotado o estado previo al plegamiento

3.1.6.2. Fracturas en la dirección ONO-ESE

Al rotar las familias de fracturas de la dirección ONO-ESE con respecto a la horizontalización del buzamiento de la estratificación para cada localidad (Figura 35), se observa también un pequeño aumento de la dispersión en el estado no deformado, indicando también una deformación sin-plegamiento en fase compresiva, sin embargo, en este caso específico, puede apreciarse también una familia de fracturas en la dirección NO-SE; esta familia difiere de

todas las demás, mostrando una orientación distinta al formarse, y luego una rotación del plano en el sentido antihorario de aproximadamente $37,55^\circ$. Esto puede sugerir una pequeña rotación del vector compresivo previo a la fase de deformación transcurrente. Es de destacar que esta familia de fracturas fueron medidas en una cresta de anticlinal en el río Colorado (Loc. 45 y Loc. 47), al oeste y **muy cerca de la Falla de San Francisco**.

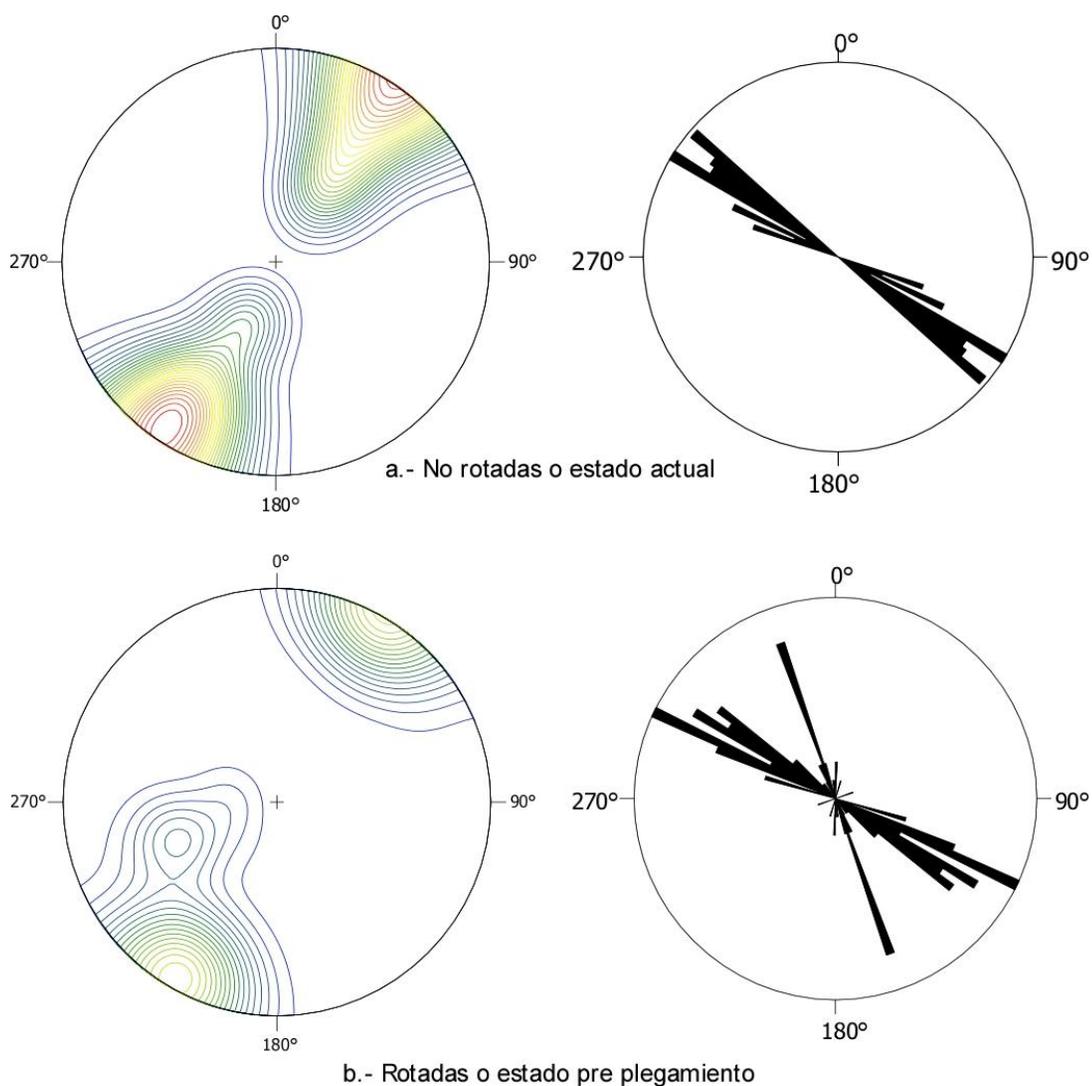


Figura 35. Prueba de rotación de fracturas ONO-ESE, con base en la horizontalización del buzamiento de la estratificación, a.- Estado no rotado o estado actual, b.- estado rotado o estado previo al plegamiento

3.1.7. Fotografías de campo y topología

En las distintas localidades se tomaron fotografías a los afloramientos para mostrar las fracturas que posteriormente fueron medidas y descritas, a partir de estas fotografías se realizó el estudio topológico de nodos en escala de afloramiento, obteniendo las conexiones de línea (CL Campo), (ver Figura 36 y Figura 37). Estos resultados fueron cartografiados e interpolados utilizando la herramienta de SIG, (Figura 22, Figura 38 y Figura 39) de referencias:

- Al comparar la intensidad de fracturamiento lineal (ver Figura 38 y Figura 40) pueden apreciarse claramente tres zonas donde la intensidad de fracturamiento está en el orden de 20 fracturas por metro, de las cuales cuatro localidades (3, 5, 13 y 14) están dentro del rango de conexiones de línea (CL) de fracturas (2 – 3,57), lo que significa que las fracturas atraviesan toda la imagen de estudio, esto implica un buen indicador de conexión de fracturas. Es de destacar que existe una localidad cuyas conexiones de línea en escala milimétrica supera el número máximo del rango ($\geq 3,57$) indicando que los fluidos percolan naturalmente, SANDERSON Y NIXON, 2015.
- Al comparar el índice de fragilidad (IF) y el índice de fragilidad con COT (IF_{COT}) con las conexiones de línea en las tres escalas: MEB o (μm), PET (mm) y Campo (m), como puede observarse en la Figura 39, una cantidad importante de datos coinciden en el rango de IF propuesto para la producción por fracturamiento hidráulico (40% - 80%) y en el rango de conexiones de líneas de fracturas que cruzan toda la imagen de estudio en estas tres localidades específicas (3, 5 y 14), esto presenta concordancia con lo identificado a partir de la intensidad lineal de fracturamiento.

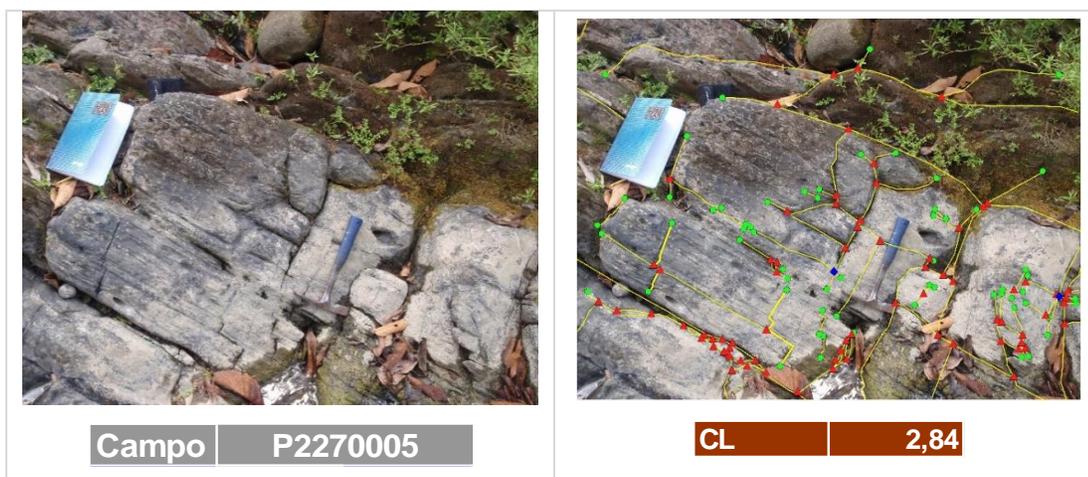


Figura 36. Fotografías que muestran un afloramiento en la quebrada Querecual y su interpretación con nodos para el estudio topológico. Puede apreciarse la escala métrica a partir del tamaño del martillo. Muestra el código de la fotografía y el valor de conectividad de líneas de fractura

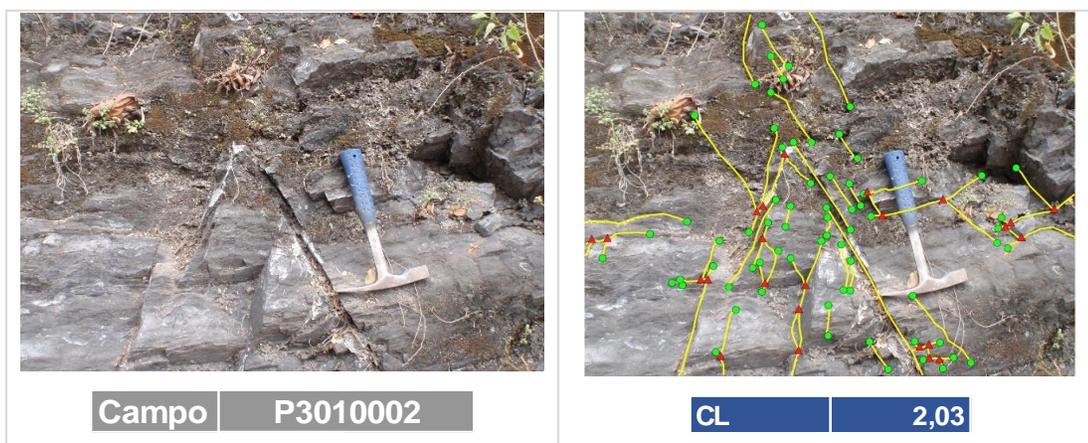


Figura 37. Fotografías que muestran un afloramiento en la carretera de Cumanacoa, sector El Maco y su interpretación con nodos para el estudio topológico. Puede apreciarse la escala métrica a partir del tamaño del martillo. Muestra el código de la fotografía y los valores de conectividad de líneas y brazos de fractura

Adicionalmente a estos gráficos comparativos fue realizado un cotejo espacial utilizando una herramienta de SIG o sistemas de información geográfica, donde se interpolaron los datos utilizando como barrera de interpolación a la litología estudiada (Formación Querecual), el análisis de estos resultados se desarrolla más adelante en la sección de “resultados cartográficos”.

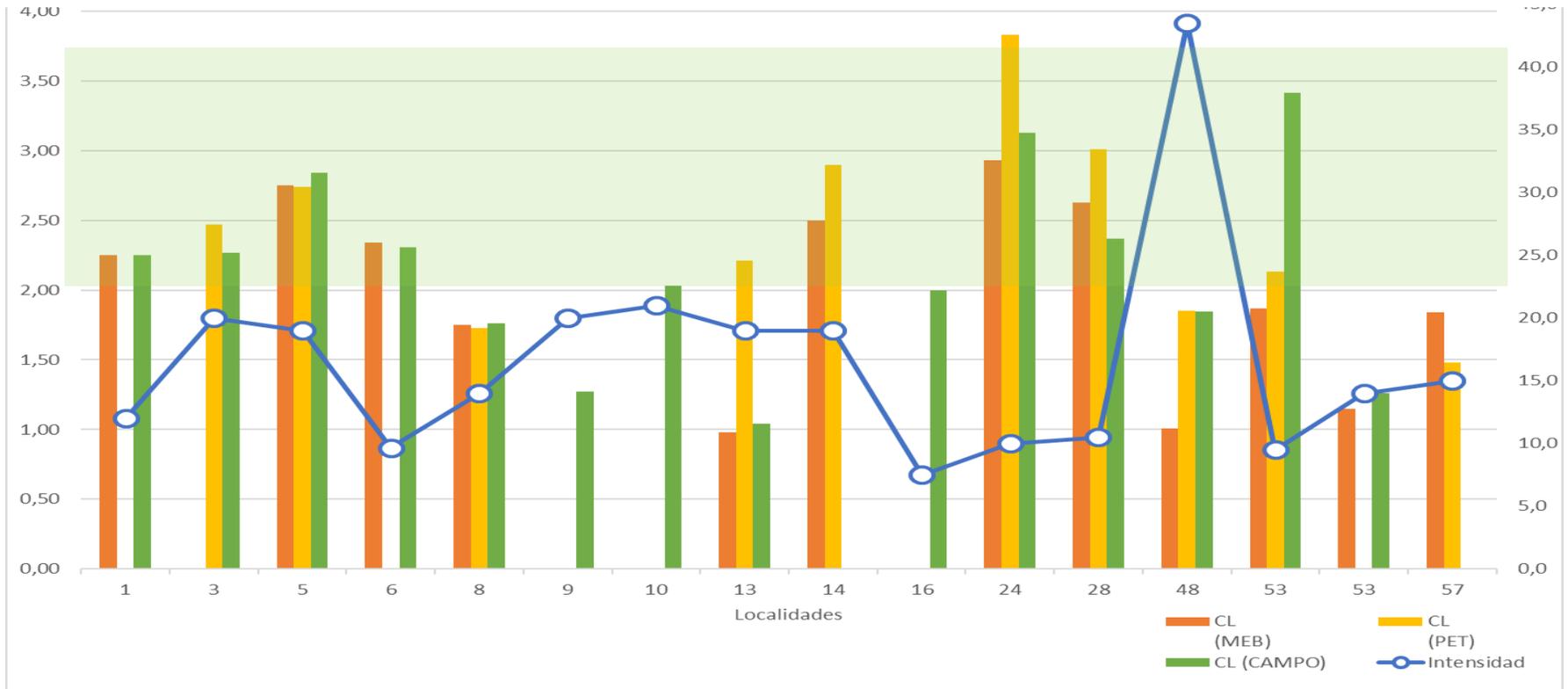


Figura 38. Gráfico comparativo de intensidad con las conexiones de línea CL en tres escalas de trabajo para cada localidad (barras naranjas CL en μm , barras amarillas en mm y barras verdes en m), la región sombreada identifica el rango de CL donde las fracturas están conectadas a todo lo largo de la imagen de estudio (2 a 3,57)

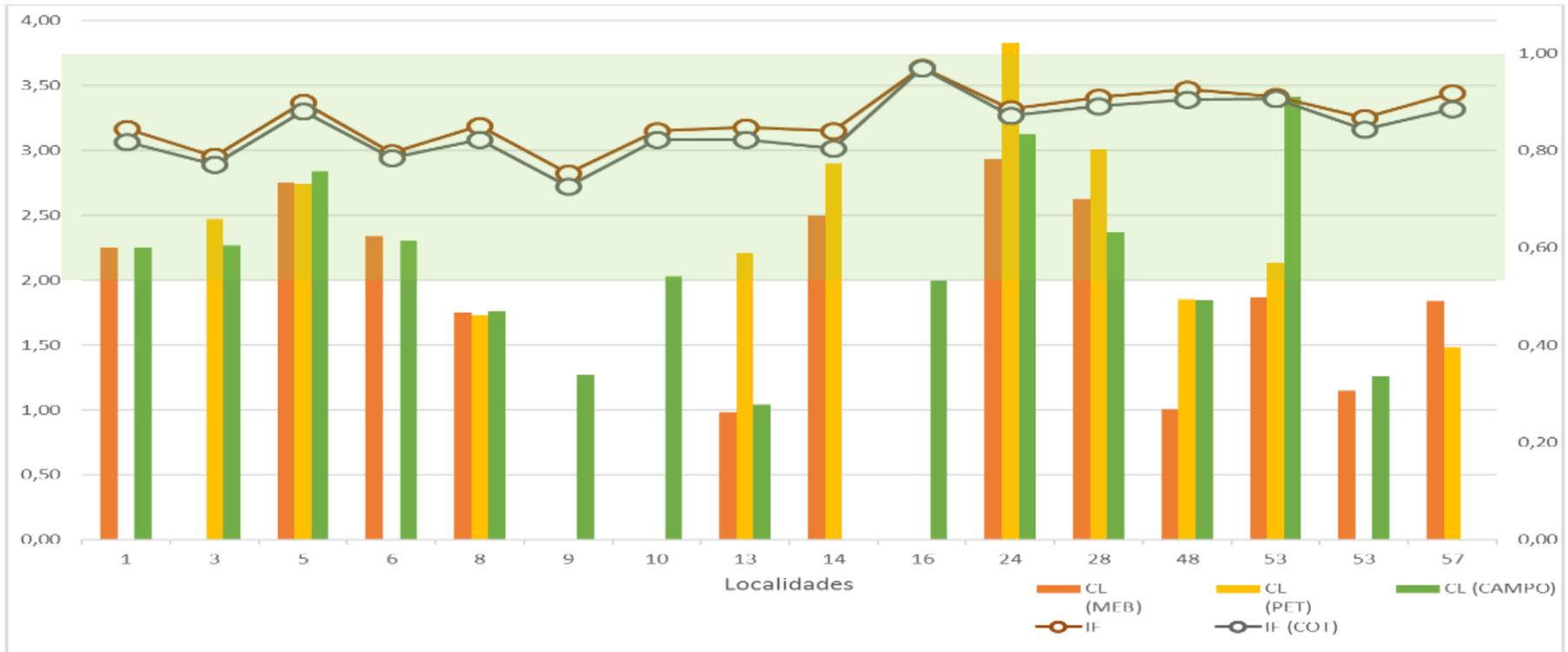


Figura 39. Gráfico que compara los índices de fragilidad (líneas marrón y gris con la variable COT del IF) con las conexiones de líneas de fracturas (CL) identificadas en tres escalas de trabajo por localidad (barras: naranja CL en μm , amarillas CL en mm y verdes CL en m), la región sombreada identifica el rango de CL (2 a 3,57)

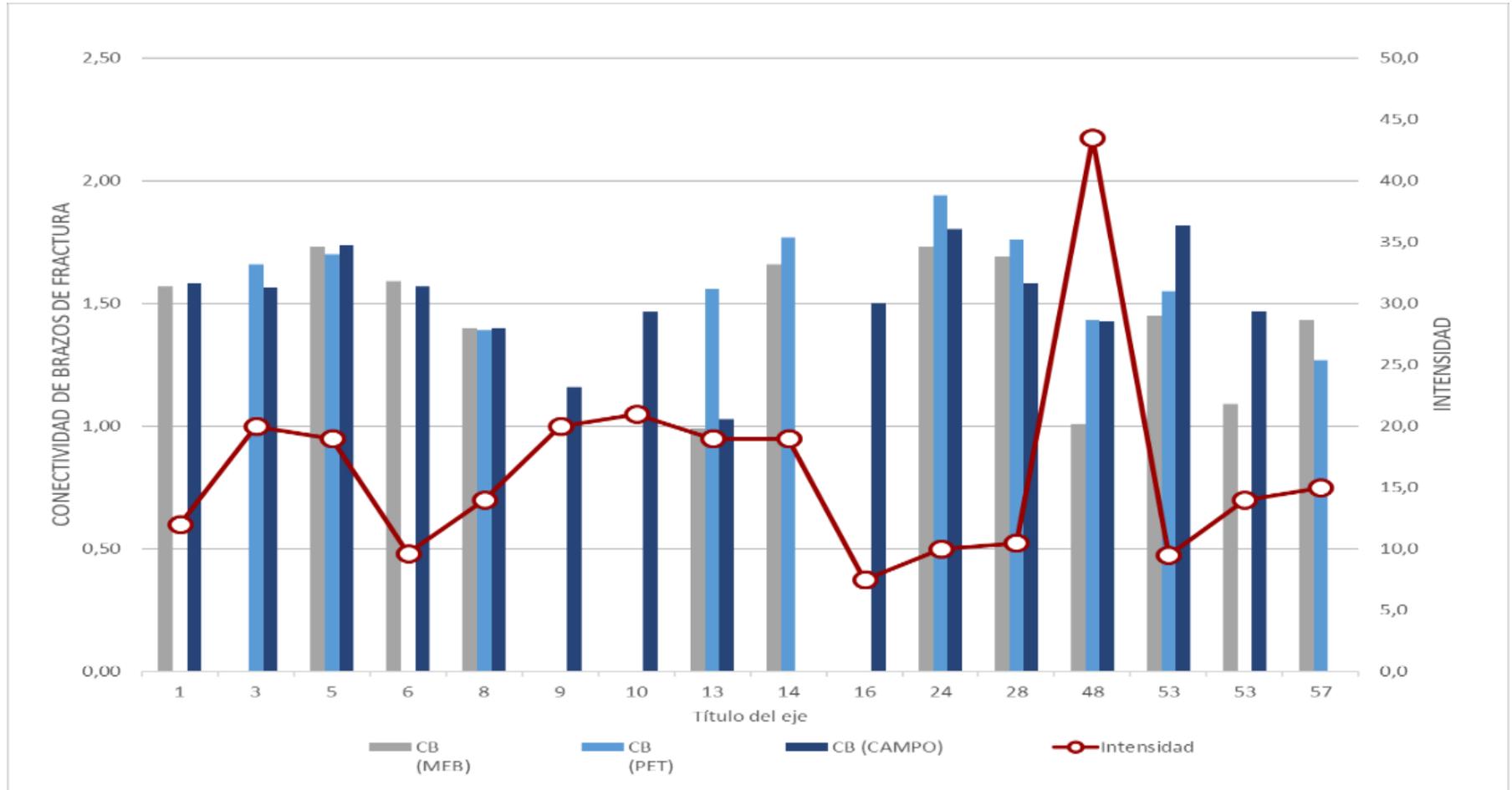


Figura 40. Gráfico que compara la intensidad de fracturamiento con las conexiones de brazos de fracturas (CB) identificadas en tres escalas de trabajo para cada localidad

3.2. Resultados de laboratorio

3.2.1. Difracción de rayos X e índice de fragilidad

Los resultados de DRX en roca total indican porcentajes importantes de cuarzo y calcita sobre los reportados en arcillas, lo cual incide sobre el cálculo del índice de fragilidad de la roca, aumentándolo significativamente, conociendo que el rango más apropiado para la producción de los yacimientos no convencionales según WANG & GALE, 2009 está acotado entre 40% y 80% (0,4 y 0,8), los resultados indican una cantidad apreciable de muestras que están fuera de este rango, que cuando son cartografiados sugieren dos zonas donde los valores son apropiados. Los resultados muestran también una alta concentración de cuarzo en todas las muestras recolectadas, indicando lutitas calcáreas con alto contenido de cuarzo, esta condición enmascara la discretización de los tipos de arcillas. También se puede apreciar una variación de los contenidos mineralógicos en la formación a escala regional, sugiriendo leves cambios de facies, con lo cual se hace necesario cartografiar a detalle las variaciones composicionales.

Tabla 8. Fragmento de tabla de resultados de mineralogía por DRX y %COT e índices de fragilidad para comparación, sombreado rangos de IF para estimulación hidráulica

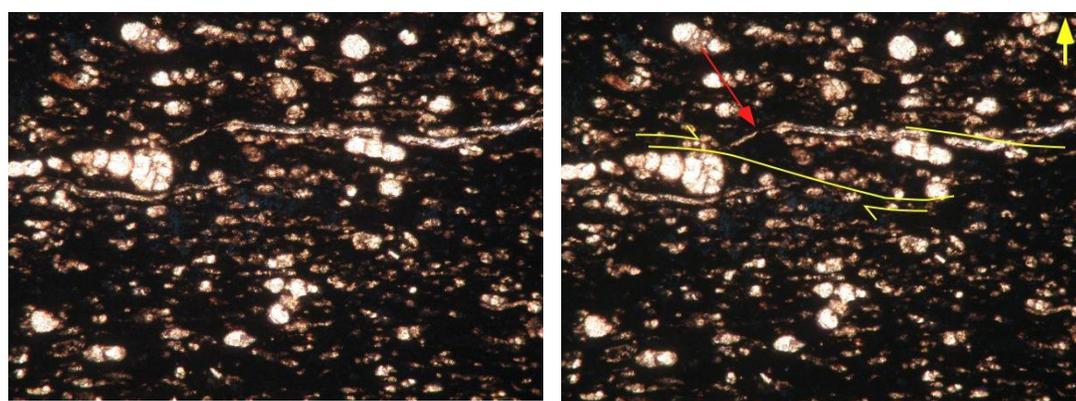
Localidad	Este	Norte	%COT (Actual)	IF	IF(COT)	CUARZO	FELDESP. Na	CALCITA	DOLOMITA	SIDERITA	PIRITA	MIN. ARCILLA
1	349048	1105440	3,030	0,84	0,82	35		19	22	1	9	14
2	349161	1105497	1,660	0,92	0,90	12		79			1	8
3	349237	1105540	1,970	0,79	0,77	22		52		3	3	20
4	349287	1105600	2,950	0,76	0,74	37		37			3	23
5	349332	1105672	2,010	0,90	0,88	8		80			2	10
6	353413	1110955	1,330	0,80	0,78	22		33	19	1	6	19
7	325570	1124168	2,050	0,72	0,71	11		60			2	27
8	349468	1105864	3,370	0,85	0,82	7		78			1	15
9	349601	1105992	3,460	0,75	0,73	17		53		1	6	23
10	405617	1127788	2,210	0,84	0,82	46		38				16
13	415895	1123536	2,910	0,85	0,82	20		60	3		2	15
14	429109	1121931	4,500	0,84	0,80	12		72				16
15	351565	1098402	0,520	0,30	0,30	24	7	3			3	63

3.2.2. Resultados de petrografía

En las secciones finas estudiadas con la herramienta del microscopio petrográfico (a), se lograron identificar indicadores cinemáticos de la deformación en la zona de transición frágil-dúctil, en este sentido se observaron los siguientes indicadores:

- Vetas cizalladas, granos en echelón, maclado en calcitas (muestras LG-5, LG-8, LG-12, LG-17), Figura 41
- Sombra de presión en grano con forma de diamante (LG-3)
- Vetas fracturadas (LG-28)

Todos estos indicadores corroboran la existencia de deformación y pudieron ser orientados con respecto a la dirección norte, como puede observarse en las fotografías estudiadas (Figura 42), e indican una orientación de la cizalla en una dirección aproximada de ONO-ESE, con un correspondiente vector de compresión principal σ_1 orientado en dirección NNO-SSE, que es coherente con los resultados obtenidos en las orientaciones de los planos de fracturas en campo donde se observó una familia de fracturas en la misma dirección, con deformación asociada al plegamiento.



LG-12 F2 foto 005

LG-12 F2 foto 005 con cizalla

Figura 41. Fotografía en microscopio petrográfico (mm) que muestra indicador cinemático de deformación de granos escalonados (granos en echelón)

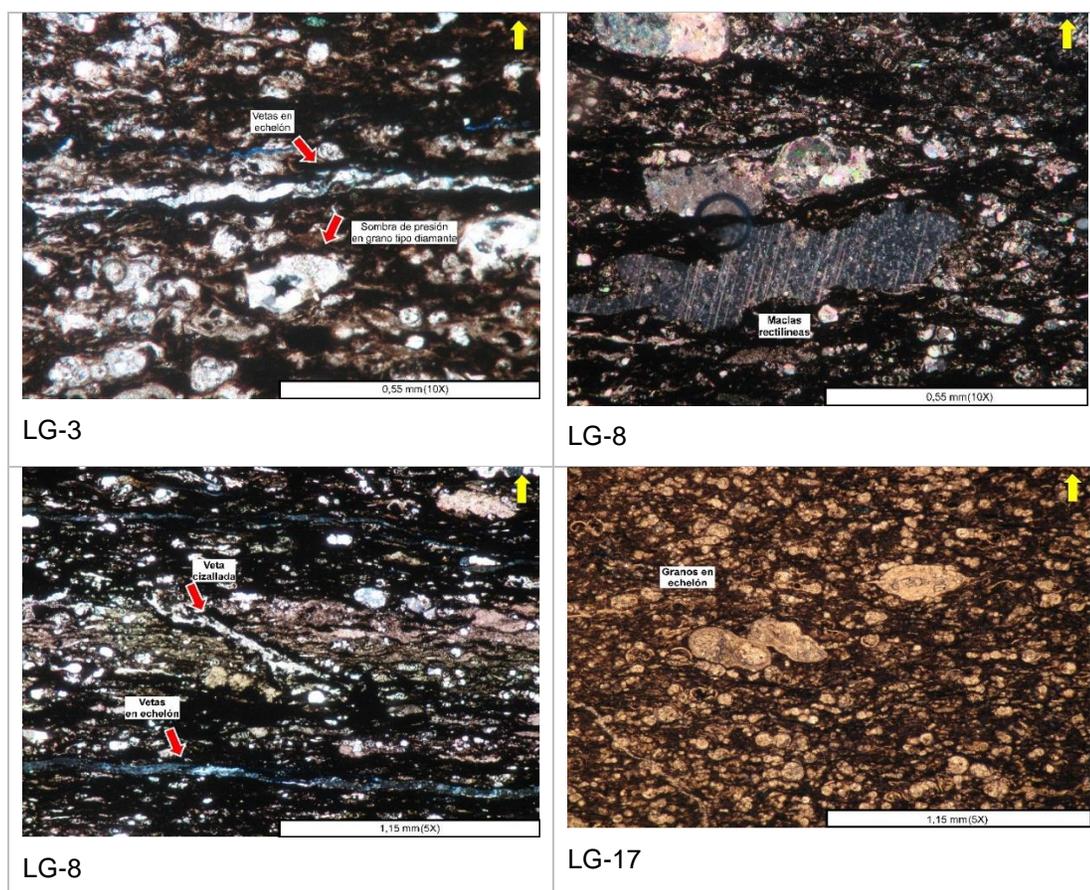


Figura 42. Fotografías en microscopio petrográfico a secciones finas orientadas que muestran indicadores cinemáticos de deformación en la escala microscópica (mm)

También han podido observarse maclado de forma cónica (Figura 43), que indica deformación en altos regímenes de esfuerzo (PASCHIER Y TROUW 1998), en la muestra LG-05, sugiriendo deformación por presión – solución, y un esfuerzo en la dirección aproximada de NNO-SSE coherente con el esfuerzo principal para el área de estudio.

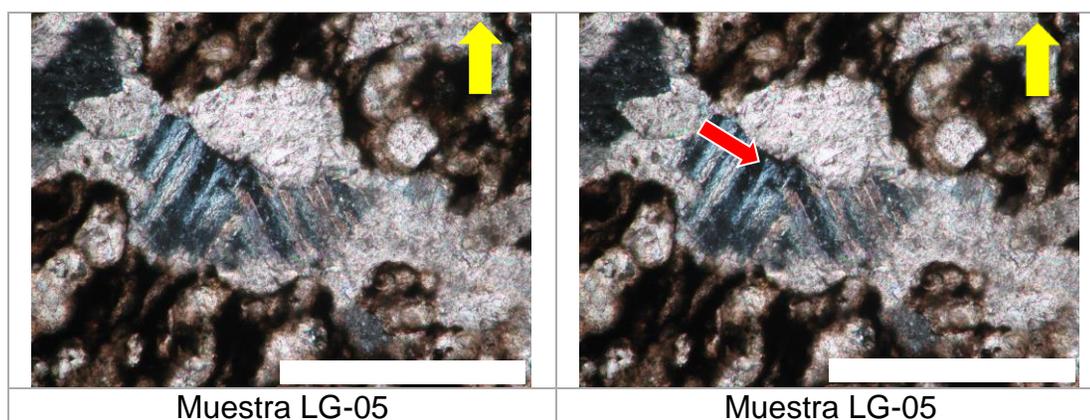


Figura 43. Sección petrográfica con aumento 20X en la muestra LG-05. Norte denotado por flecha amarilla y escala gráfica 0,22 mm Muestra un grano de calcita con presencia de maclas cónicas. Lado derecho se señalan el maclado particular (flecha roja).

3.2.3. Resultados de microscopía electrónica de barrido (MEB)

Tomando como guía el método de identificación de indicadores cinemáticos de la deformación a escala petrográfica, PASSCHIER C. W. Y TROUW R. A. J. 1998, que indica un análisis visual de deformaciones con geometrías específicas de granos, así como la medición de ángulos de microfracturas, fueron identificadas (a escala nanoscópica), orientaciones de microfracturas que siguen un patrón específico, el cual sugiere un comportamiento de la roca en fase frágil-dúctil. También pudieron observarse patrones de deformación de tipo budín, o deformación laminar (Figura 44), y granos con forma de diamante, así como fracturas escalonadas y granos con forma sigmoidal indicativos de cizallamiento.

Es destacable que existe una gran diferencia en la deformación a escala petrográfica (mm) versus la deformación a escala de MEB (μm), expresada en números es: $1\text{mm} = 1.000 \mu\text{m}$. En este sentido, y debido a la ausencia de bibliografía a esta escala, este estudio se fundamentó en la comparación de estos indicadores con los registrados en la escala milimétrica.

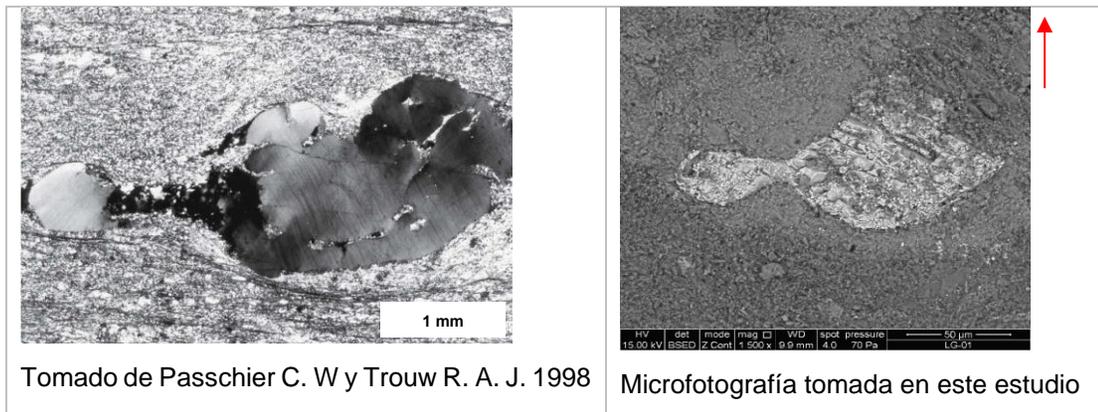
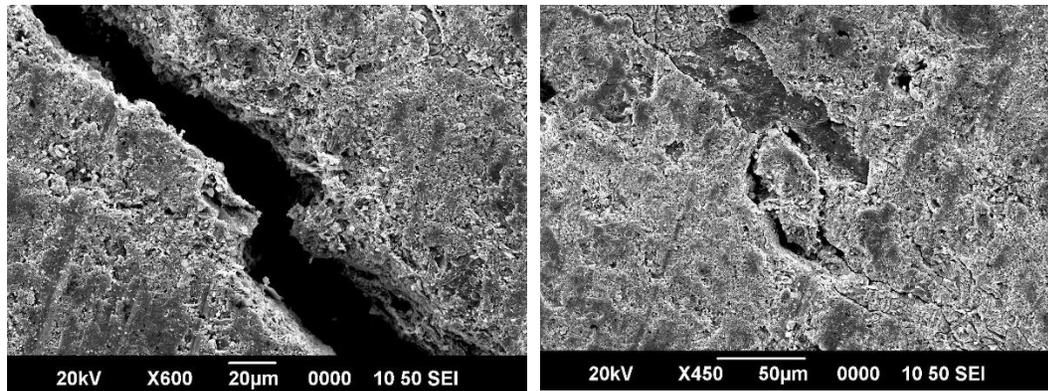


Figura 44. Deformación laminar. Izquierda, grano de cuarzo con deformación intracrystalina y laminar (presenta extinción ondulatoria), escala gráfica 1 mm.

Derecha, muestra LG-01 en grano de calcita de la Fm. Querecual (norte flecha roja), con deformación intracrystalina y posible laminar, escala gráfica 50 nanómetros.



LG-05 foto 009 fractura escalonada

LG-05 foto 009 grano sigmoidal

Figura 45. Fracturas escalonadas y granos con forma sigmoidal indicativos de cizallamiento

3.2.4. Topología de fracturas

El análisis topológico consistió en la diagramación de las alineaciones de fracturas en las distintas fotografías (de cualquier escala) y su conteo y cálculo de parámetros de conectividad mediante las ecuaciones descritas para tal fin (Figura 86 y Figura 87).

3.2.4.1. Topología de fracturas. Cálculos de nodos

A partir del análisis topológico realizado a fotografías en afloramientos, en petrografías y en microscopía electrónica, se realizaron cálculos de las

conexiones (de línea y de brazo). En campo, cada fotografía produce una cantidad única de nodos, debido a que representan una sola fotografía, por el contrario, en las escalas de mayor detalle, pueden apreciarse mayor cantidad de conteos debido a que son más fotografías por cada muestra, ver Figura 46 y Figura 47. Esto reduce el error en los parámetros de medición a un orden de magnitud cuando se evalúan los conteos de petrografía con respecto a campo, y a dos órdenes de magnitud cuando se evalúan los conteos de microscopía electrónica con respecto a campo.

Campo	P3010002				P2270002				
			Topología				Topología		
Nodo I	35	54	NL	29,5	Nodo I	61	45	NL	67,5
Nodo Y	24	37	NB	65,5	Nodo Y	74	54	NB	145,5
Nodo X	6	9	NB/NL	2,22	Nodo X	2	1	NB/NL	2,16
Total	65	100	CB	1,47	Total	137	100	CB	1,58
			CL	2,03				CL	2,25

Muestra	LG-3 F2							Total Nodos	Norm	Topología		Muestra	LG-5				Total Nodos	Norm	Topología	
Fotos	1	2	3	4	5	6	7	7		NL	169	Fotos	1	2	3	7	4		NL	48
Nodo I	40	42	43	4	0	1	1	131	39	NB	380	Nodo I	8	4	3	10	25	25	NB	128
Nodo Y	31	50	42	31	12	21	20	207	61	NB/NL	2,25	Nodo Y	31	8	22	9	70	70	NB/NL	2,68
Nodo X	0	1	1	0	0	0	0	2	1	CB	1,66	Nodo X	1	0	2	2	5	5	CB	1,80
Total	71	93	86	35	12	22	21	340	100	CL	2,47	Total	40	12	27	21	100	100	CL	3,16

Muestra	LG-1																								Total Nodos	Norm.	Topología	
Fotos	1	2	3	4	6	7	9	10	11	13	14	15	16	17	18	21	22	23	24	19		NL	587					
Nodo I	77	57	8	10	17	21	31	3	19	29	9	2	12	0	35	24	48	100	60	562	46	NB	1297					
Nodo Y	38	38	23	22	21	22	38	3	57	59	20	5	39	1	53	16	42	82	33	612	50	NB/NL	2,21					
Nodo X	1	5	2	4	4	0	1	0	9	1	1	1	3	0	5	2	1	4	5	49	4	CB	1,57					
Total	116	100	33	36	42	43	70	6	85	89	30	8	54	1	93	42	91	186	98	1223	100	CL	2,25					

Figura 46. Ejemplo de distintas tablas de cálculo de nodos y variables de conectividad

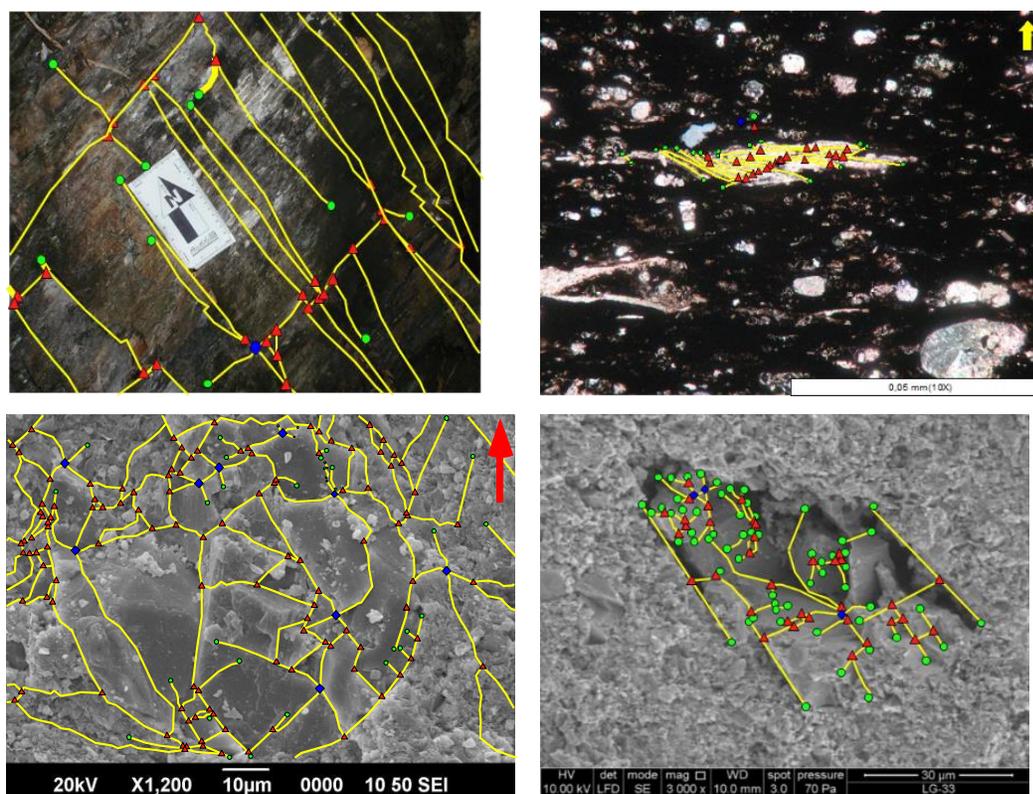


Figura 47. Conteos de nodos en distintas escalas de trabajo

3.2.4.2. Clasificación topológica de fracturas

Este análisis se fundamentó en los triángulos de clasificación de variables topológicas de conectividad (CL y CB), las cuales se grafican en dos triángulos a partir del conteo de nodos (I, Y, X). Los resultados, en estos triángulos son los siguientes:

1. En el triángulo de clasificación de nodos, la característica más resaltante es que los nodos X son muy escasos, inclinándose los resultados hacia los nodos I e Y, con lo cual muestran un patrón de fracturas que varía entre un alineamiento con pocas conexiones (I) y fracturas parcialmente conectadas en tres direcciones, ver Figura 48.

2. Al analizar el triángulo a la luz de las conexiones de línea (C_L) se aprecia que hay dos grandes grupos de muestras, uno acotado entre 1 y 2 (límite

señalado por una línea color rojo), el cual indica una desconexión de las fracturas a lo largo de la imagen estudiada, puesto que el límite “2” representa el número de conexión sobre el cual las fracturas atraviesan la imagen estudiada en toda su extensión; y otro grupo de muestras entre 2 y 3,57, mostrando conexión de fracturas a lo largo de la imagen tomada. Queda observar que solo existe un resultado (petrográfico) mayor al límite “3,57”, que indica percolación de fluidos, ver Figura 48.

3. Al analizar el triángulo de tipos de conexiones, se observan dos agrupaciones de resultados, una agrupación de menor cantidad alrededor del valor “1,0” indicando conexiones parciales de brazos de fracturas; por otro lado, se observa una agrupación de resultados hacia 1,5 y 1,7 indicando una mayor conectividad, ver Figura 49.

De los resultados anteriores se deduce que coexisten mayormente dos caracterizaciones topológicas en estas muestras, la primera son direcciones preferenciales de fracturas, lo cual corrobora los resultados de las medidas de orientaciones; la segunda es que presentan una conectividad intermedia y variable, entre intermedia baja e intermedia alta, sin llegar al punto de percolación natural de fluidos.

Esto sugiere un buen parámetro de clasificación para exploración de hidrocarburos en yacimientos fracturados o para estimulación hidráulica, con la posibilidad de cuantificar la conectividad y tomar decisiones exploratorias más precisas.

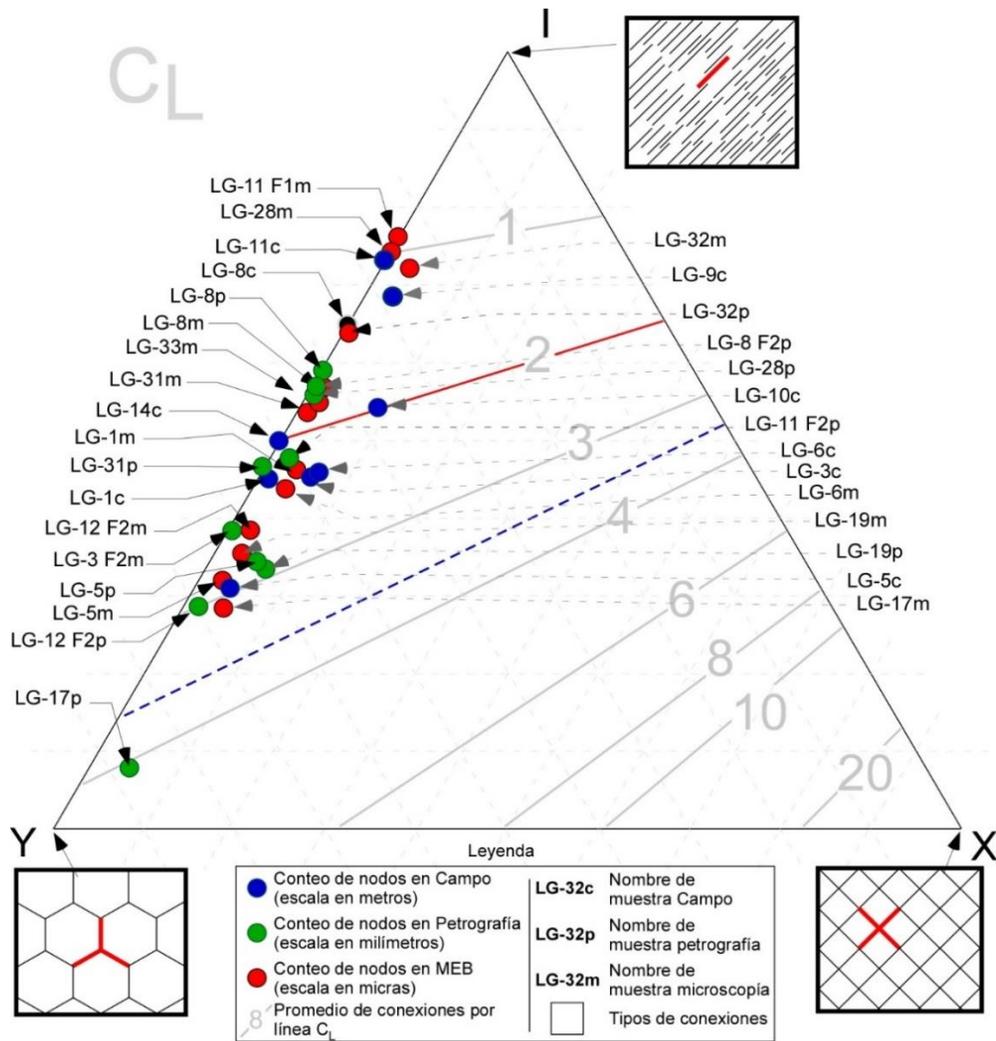


Figura 48. Clasificación de nodos I, Y, X y correspondencia con las conexiones de línea de fractura CL, puntos color azul representan fotografías de campo, color verde representan muestras en escala petrográfica, color rojo representan muestras en escala de microscopia electrónica

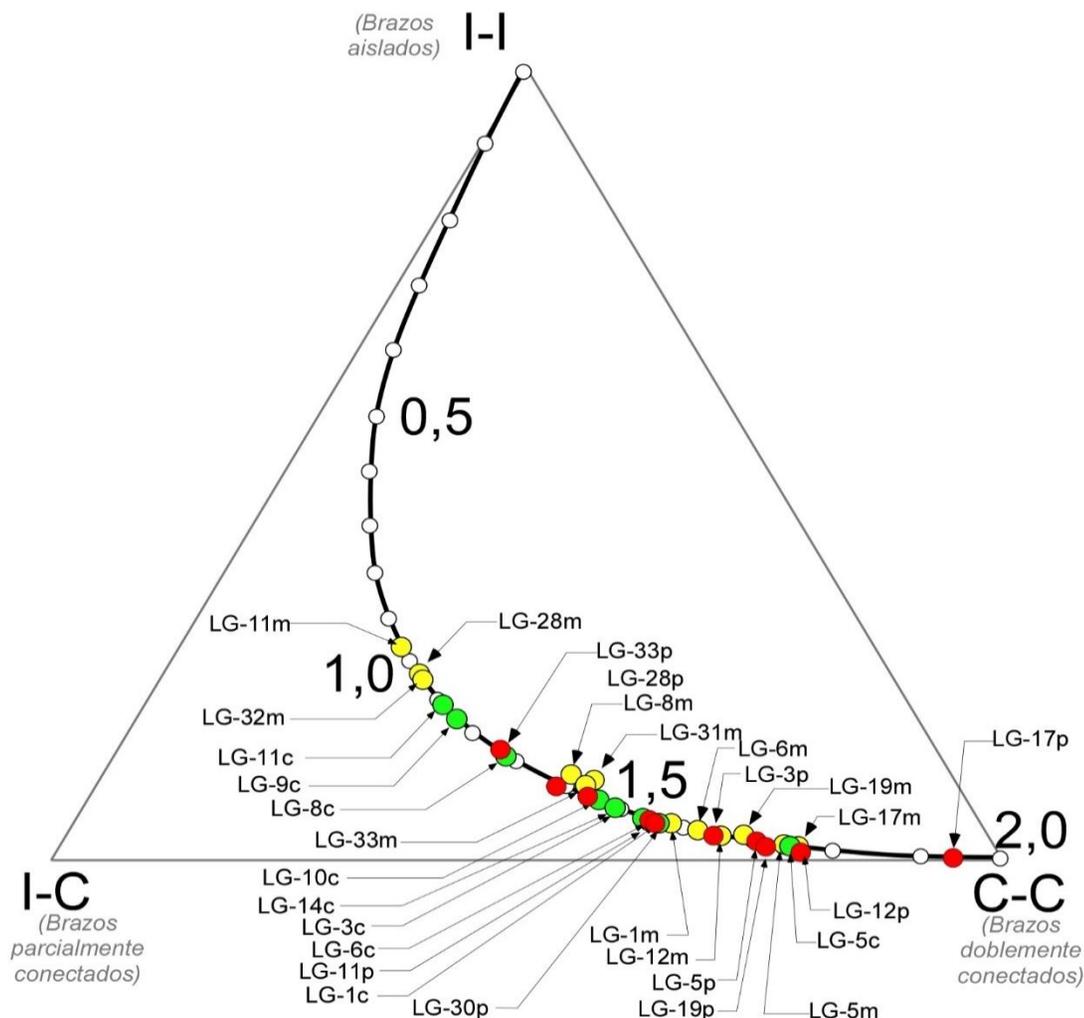


Figura 49. Clasificación de tipos de conexiones basado en el parámetro de conexiones de brazos (CB). Los resultados hacia el valor 1,0 indican brazos parcialmente conectados, hacia el valor 2,0 e indican una conexión completa de los brazos. Los puntos color verde representan fotografías de campo, color rojo representan muestras en escala petrográfica, color amarillo representan muestras en escala de microscopia electrónica

3.3. Resultados cartográficos

Los resultados obtenidos en las variables estudiadas a partir de las muestras identificadas fueron interpolados utilizando un sistema de información geográfica, a partir de un algoritmo geoestadístico descrito, kernel con barrera de litología con base en un polinomio de 5to grado.

3.3.1. Distribución del carbono orgánico total (%COT)

El carbono orgánico calculado e interpolado es el actual. En el análisis de la interpolación (Figura 50) puede observarse que un COT en el rango de valores de 2 a 3 se distribuye en gran parte de la región central y extremos este y oeste (color amarillo oscuro a naranja claro); por otro lado, los valores mayores a este rango; de 3 a 4,5 (color naranja oscuro y color rojo), se pueden observar en dos regiones; una a lo largo de los altos de Santa Fe, paralela a los ejes EO de los pliegues principales, la otra cercana a la Falla de San Francisco en su sector norte y también paralela a los ejes de los pliegues.

3.3.2. Variación del índice de fragilidad (IF / IFcot)

Debido a que tenemos dos índices de fragilidad, uno sin COT y otro con COT, se generaron dos mapas de interpolación de esta variable, Figura 51, Figura 52. Los resultados de la interpolación del índice de fragilidad (tanto con COT como sin él), muestran valores mayores hacia la región oeste de la Falla de Urica, hacia el sur de la Falla de San Francisco, y en la región de las fallas normales al este. Adicionalmente, los mejores valores del índice de fragilidad, para ambos casos (entre 40 y 80%, es decir: de 0,4 a 0,8) se ubican hacia el este de la región de la Falla de San Francisco, y en menor área, en la región de la sección tipo del río Querecual y al noroeste de la región, cercana a la ciudad de Puerto La Cruz. Con este resultado, se pueden ajustar los estudios exploratorios reduciendo el área de estudio con mayor precisión.

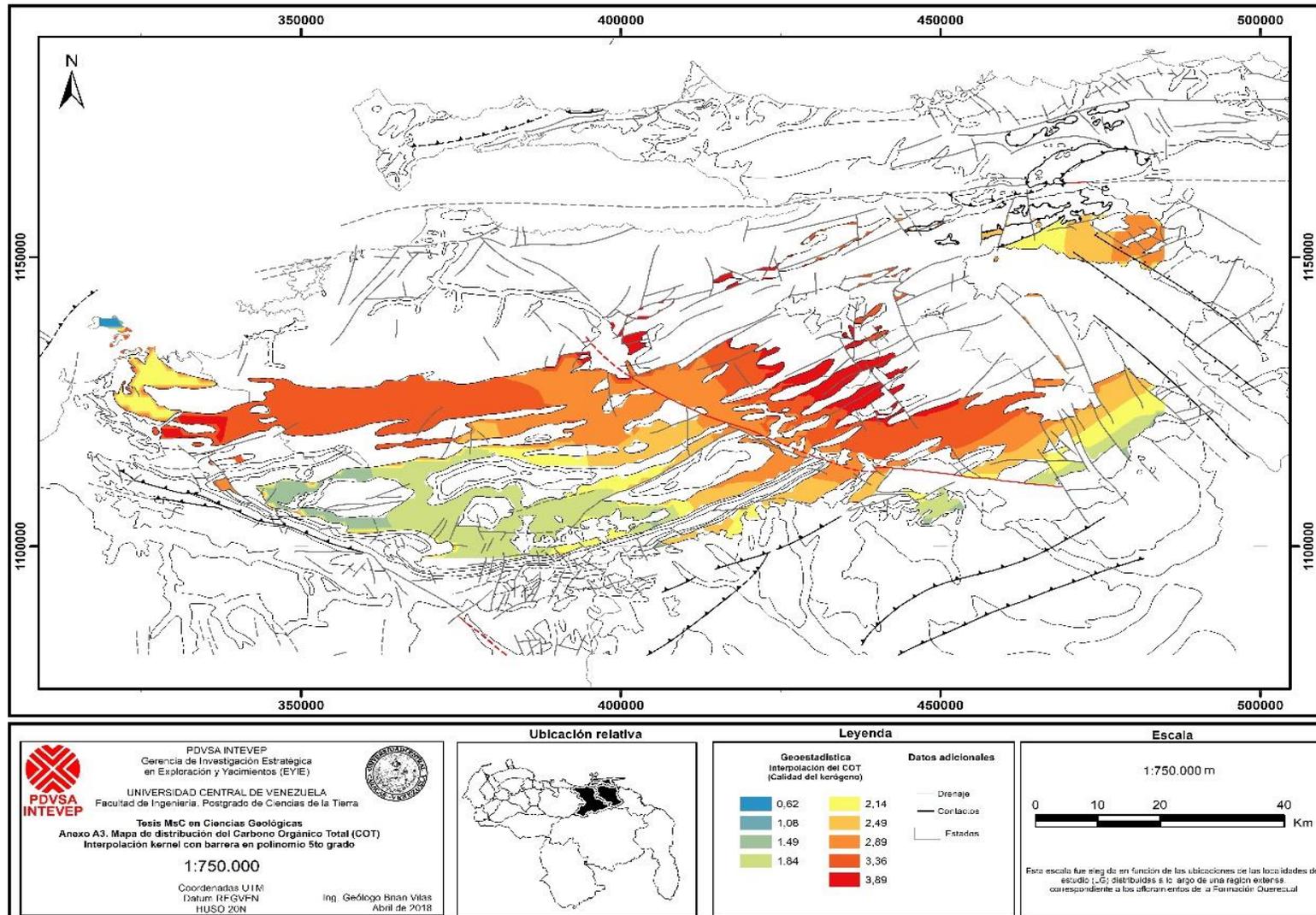


Figura 50. Distribución del %COT

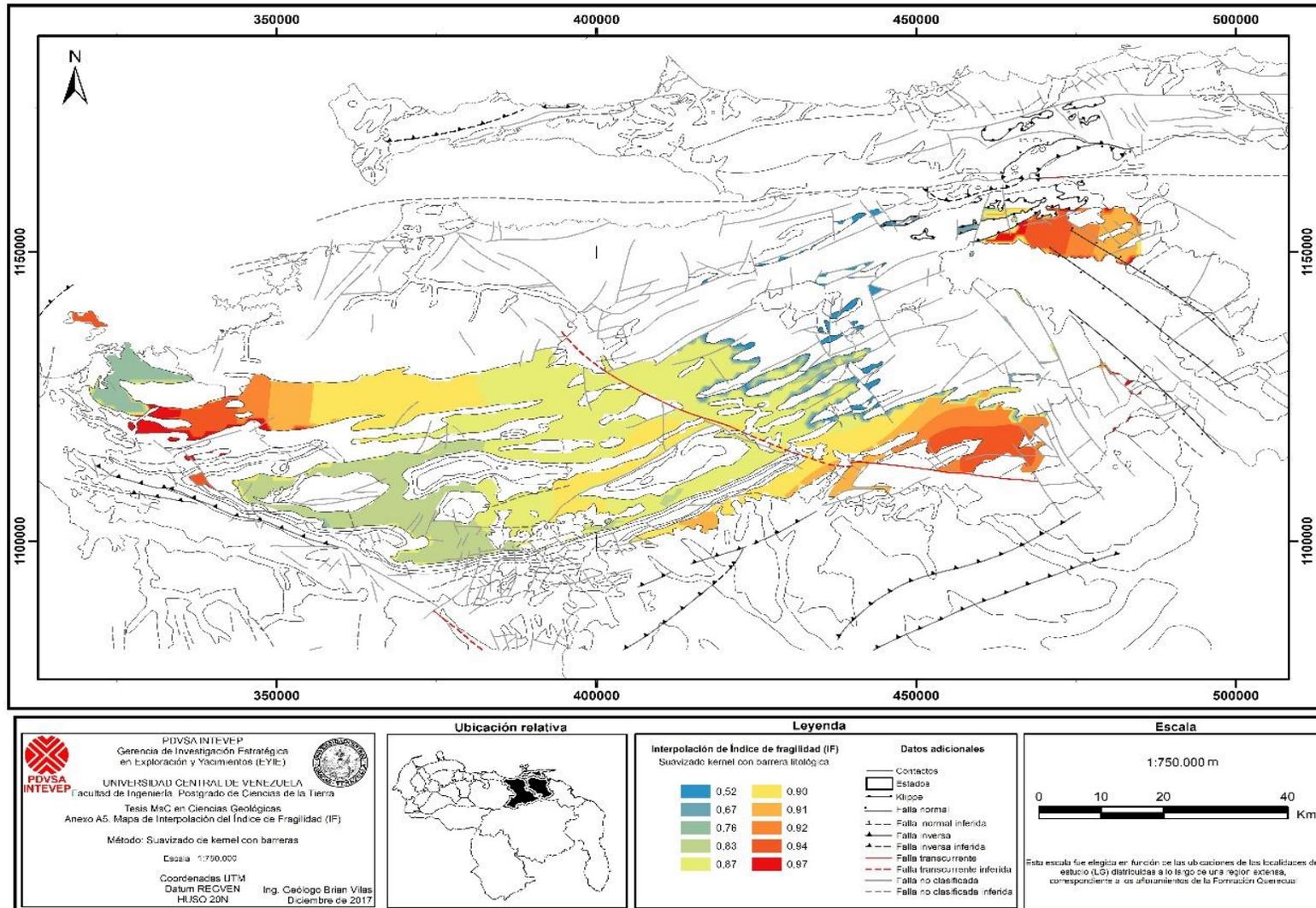


Figura 51. Interpolación del índice de fragilidad

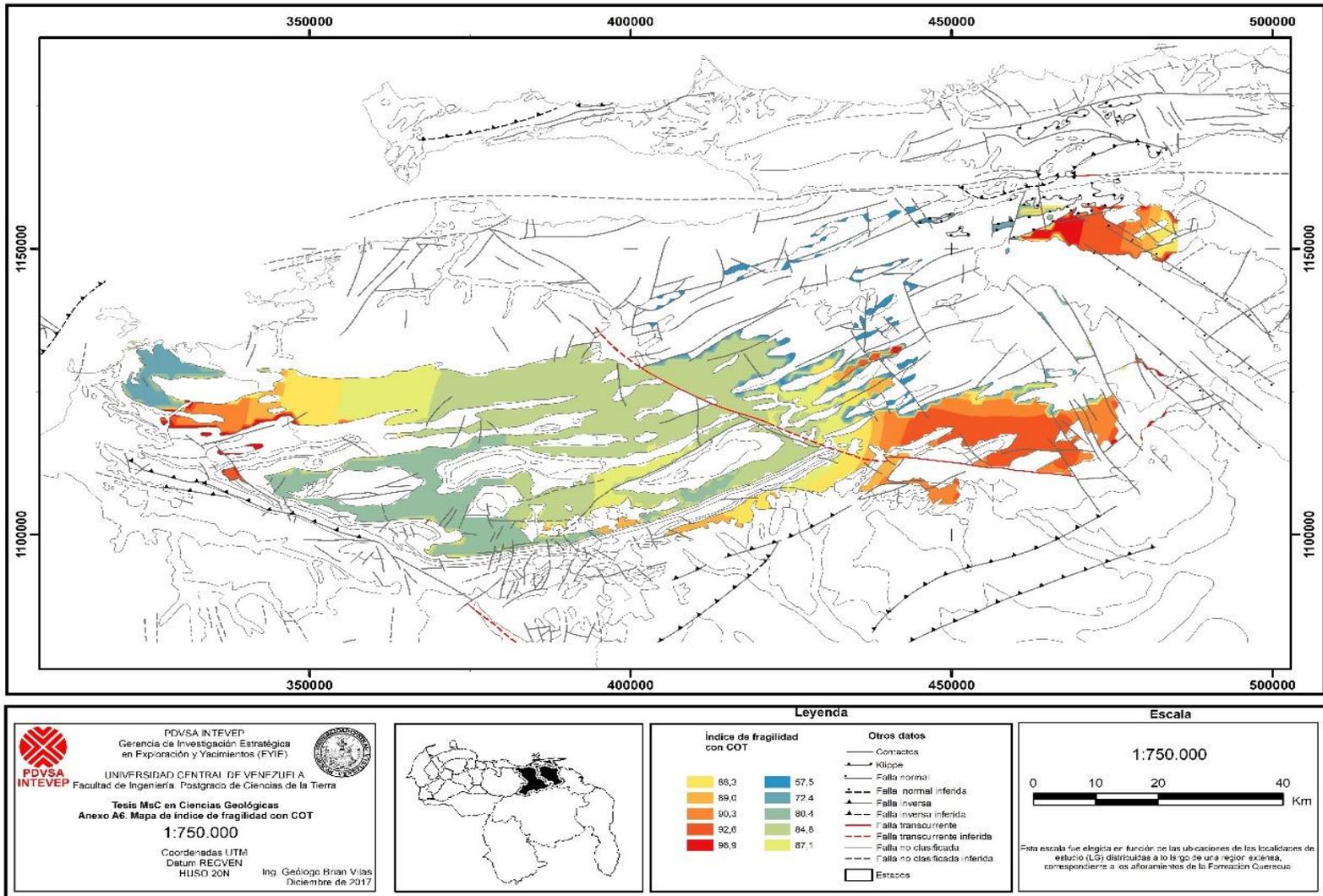


Figura 52. Interpolación del índice de fragilidad con COT

3.3.3. Variación de las conexiones de línea de fractura (tres escalas)

Las conexiones de línea de fractura, fueron calculadas en tres escalas (microscopía electrónica, petrográfica y de campo), la variación lateral de estos datos se asemeja a una curva sinusoidal (ver Figura 53, Figura 54, Figura 55), por lo que se utilizó un polinomio de grado 5. En este sentido se pueden generar tres mapas, asociados a las tres escalas, que pueden servir de comparación de las conexiones de línea de fractura para luego intersectar las variables.

Los resultados observados muestran una variación en aumento de las conexiones de línea en dirección O-E y N-S, presentando los mayores valores de conexiones de línea de fractura al E, en la región de las fallas normales y al SE de la Falla de San Francisco, Figura 56. Por consiguiente, sugieren una mayor conectividad de fracturas hacia el frente de corrimiento ubicado al sur de la región.

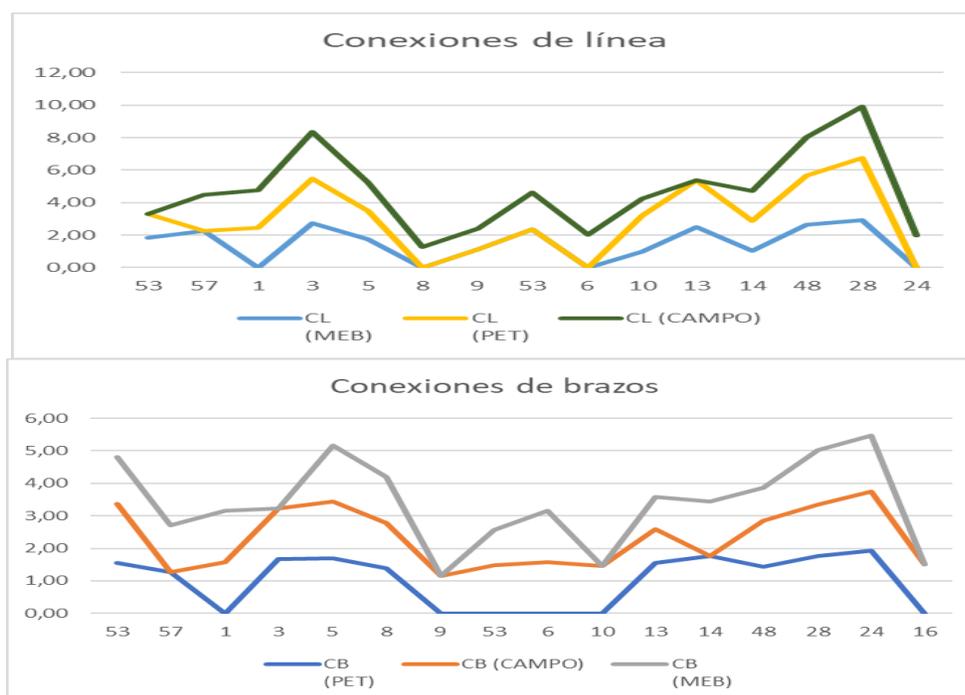


Figura 53. Gráficos de distribución de conexiones de línea y de brazos de fracturas en dirección E-O y sentido este

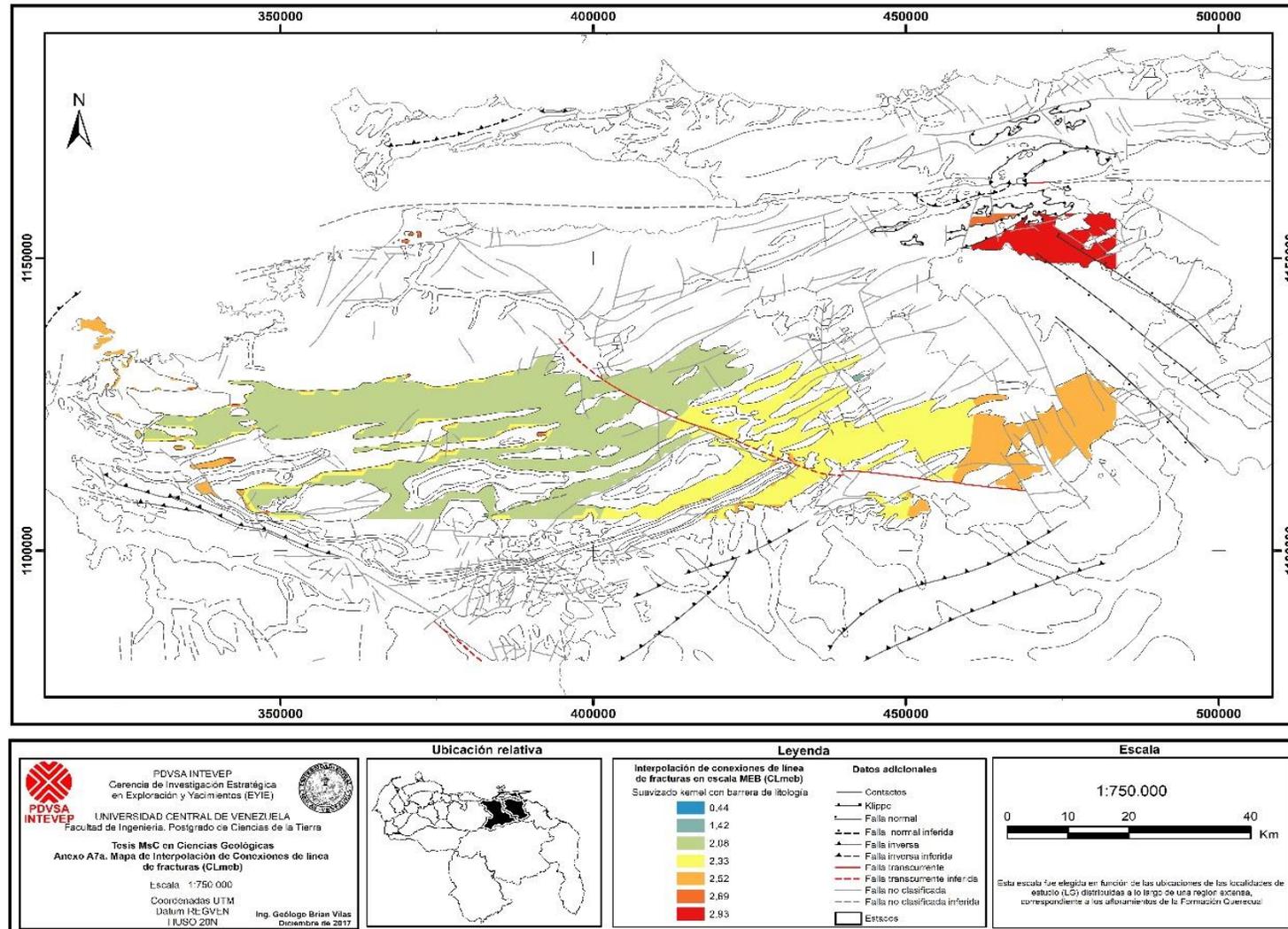


Figura 54. Interpolación de conexiones de línea en microscopía electrónica de barrido (CLMEB). 2 a 3,57 en amarillos y verdes

Estos mapas muestran también el rango de conexiones de línea donde las fracturas atraviesan toda la sección de muestreo, este rango de CL, entre 2 y 3,57 fue representado por colores naranjas, amarillos y verdes, y pueden observarse en los mapas integrados, hacia el centro de la región (Falla de San Francisco) y aumentando hacia los corrimientos ubicados al sur de la región, adicionalmente puede observarse este rango en la zona de la Isla Chimana y en la región de las fallas normales hacia el este. Estos resultados son coherentes con los observados en la densidad de fracturamiento y en los índices de fragilidad.

Al analizar el promedio de conexiones para las tres escalas de trabajo, el mapa muestra la misma correlación de aumento de conexiones de líneas de fracturas de oeste a este y de norte a sur, Figura 57.

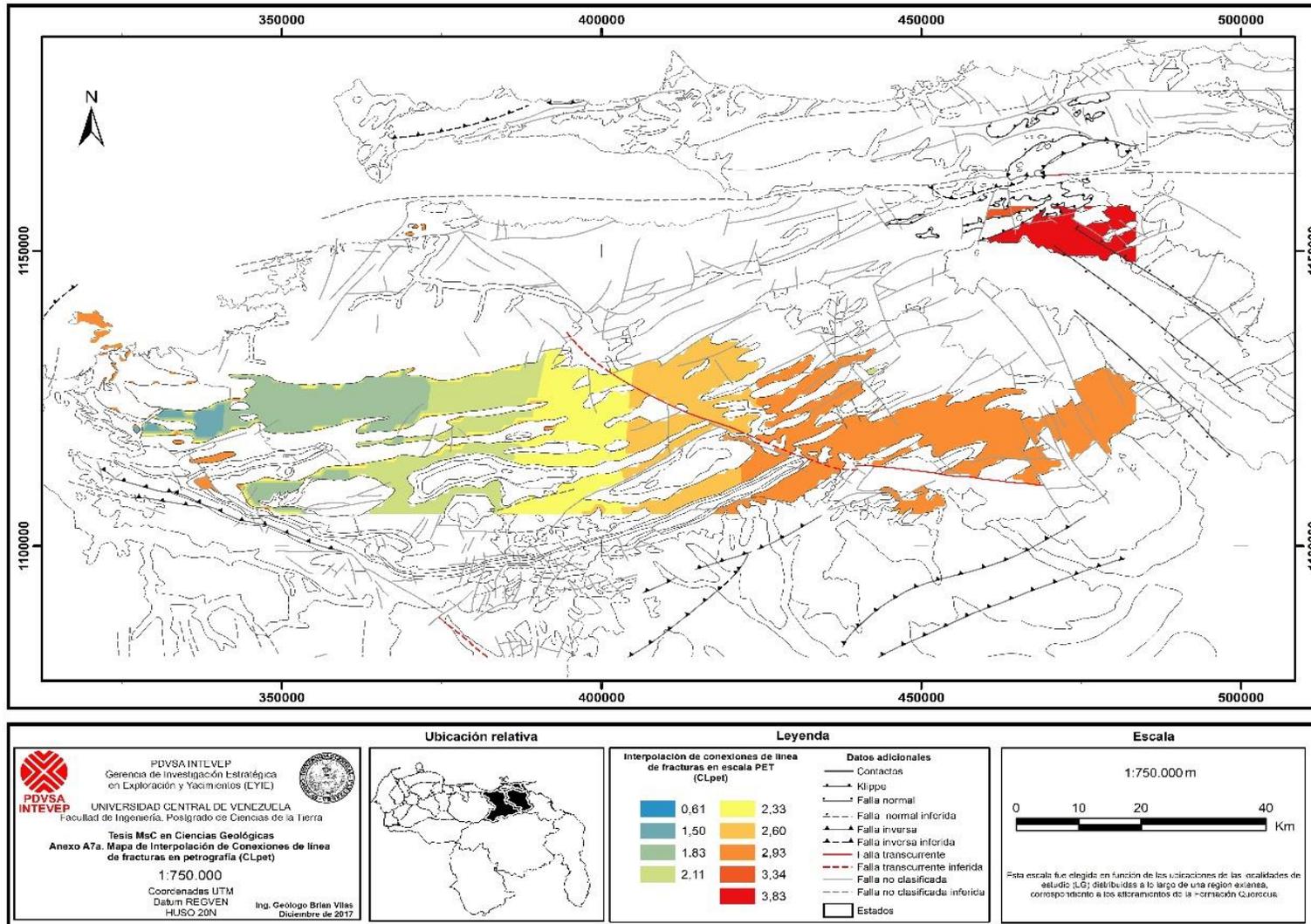


Figura 55. Interpolación de conexiones de línea de fracturas en PET (CLPET). 2 y 3,57 amarillos a verdes

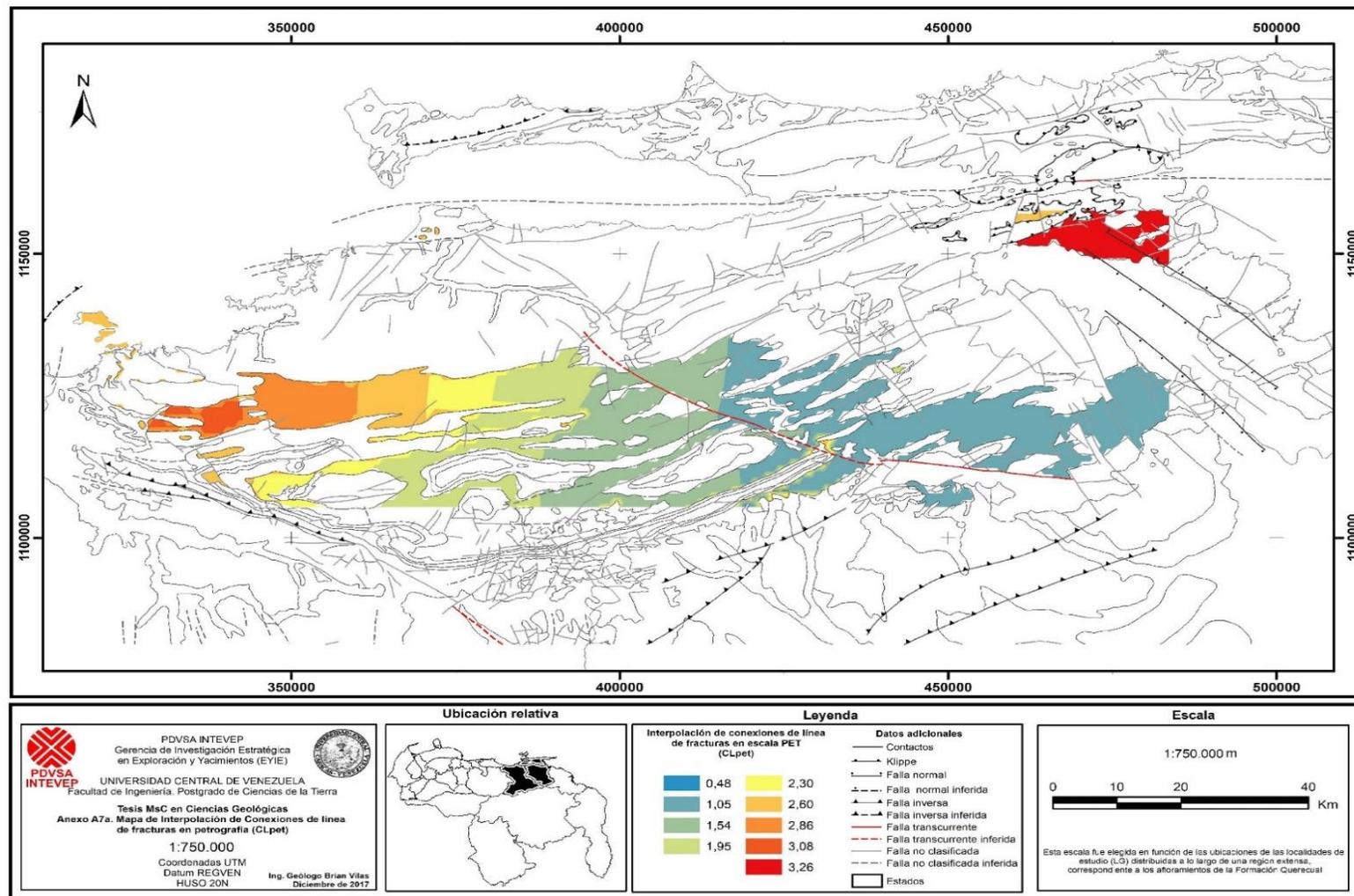


Figura 56. Interpolación de conexiones de línea de fracturas en campo (CLCAMPO). 2 y 3,57 amarillos a verdes

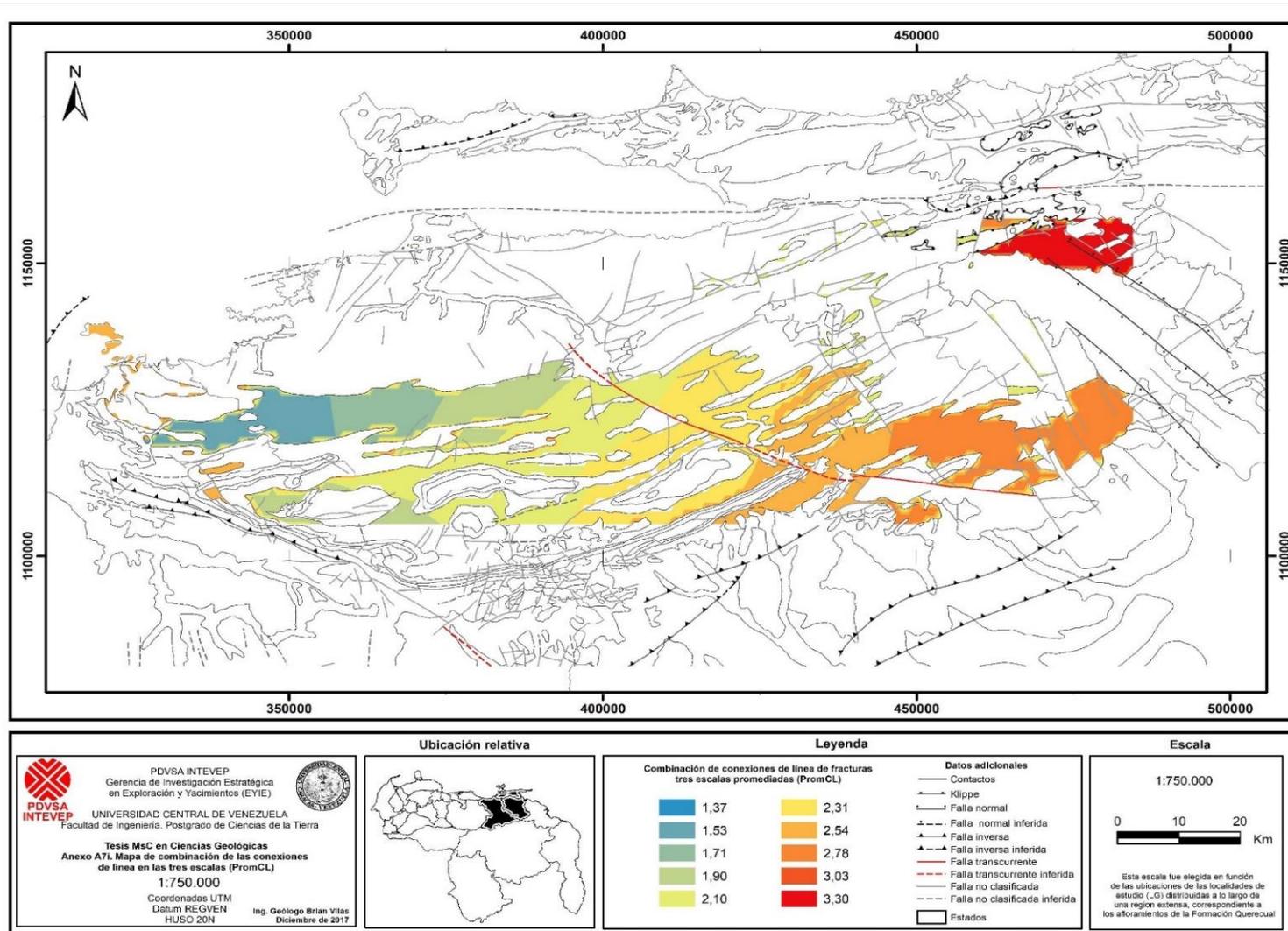


Figura 57. Mapa de interpolación del valor promedio de conexiones de línea para las tres escalas estudiadas

3.3.4. Variación de las conexiones de brazos (tres escalas)

En el caso de las conexiones de brazos de fracturas, se generaron tres mapas en las tres mismas escalas (microscopía electrónica, petrográfica, y de campo), así mismo, los datos de las conexiones de brazos fueron interpolados utilizando un polinomio de grado 5 basado en la curva de variación lateral, la cual asemeja a una curva sinusoidal (ver Figura 53).

Los resultados de la conexión de brazos de fracturas indican, como lo hemos visto anteriormente, el nivel de conectividad de la roca descrita.

En el caso de las conexiones de brazo generadas para este estudio se observa, al igual que las conexiones de línea, un aumento general de oeste a este y de norte a sur (Figura 58, Figura 59, Figura 60), encontrándose las mayores conectividades hacia el sureste de la Falla de San Francisco y en la región de las fallas normales al este. Sin embargo, todos los resultados de esta variable se presentan en el rango de 1 a 2 (ver Figura 49), con lo cual, toda la región puede considerarse entre parcialmente conectada a conectada completamente en sus brazos, (Figura 61).

Adicionalmente, estos resultados coinciden y corroboran los resultados de todas las variables medidas anteriormente, con lo que muestra un aumento de la conectividad hacia los corrimientos ubicados al sur de la región.

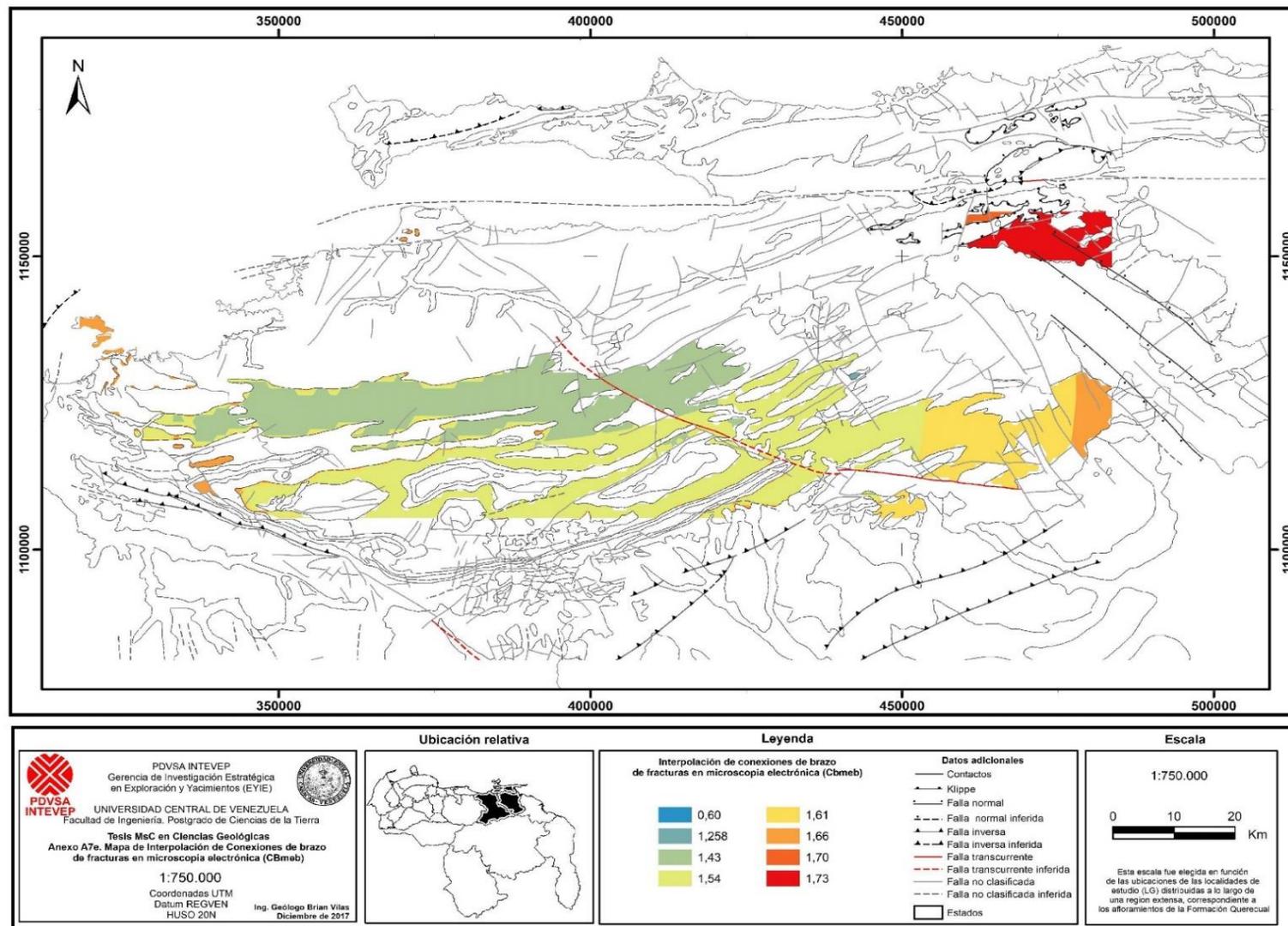


Figura 58. Mapa de interpolación de conexiones de brazos de fracturas en microscopía electrónica de barrido (CBmeb)

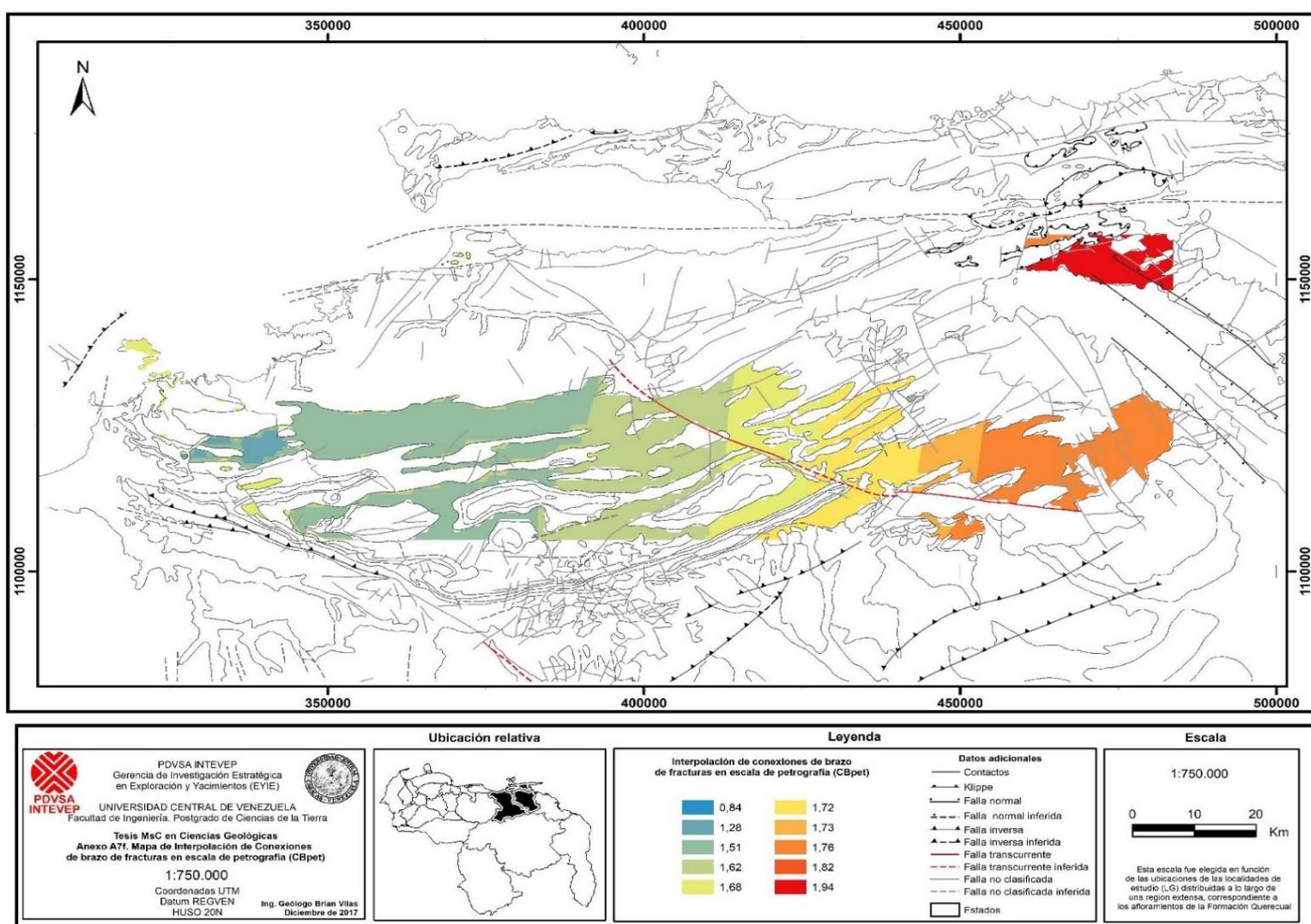


Figura 59. Mapa de interpolación de conexiones de brazos de fracturas en escala de petrografía (CBpet)

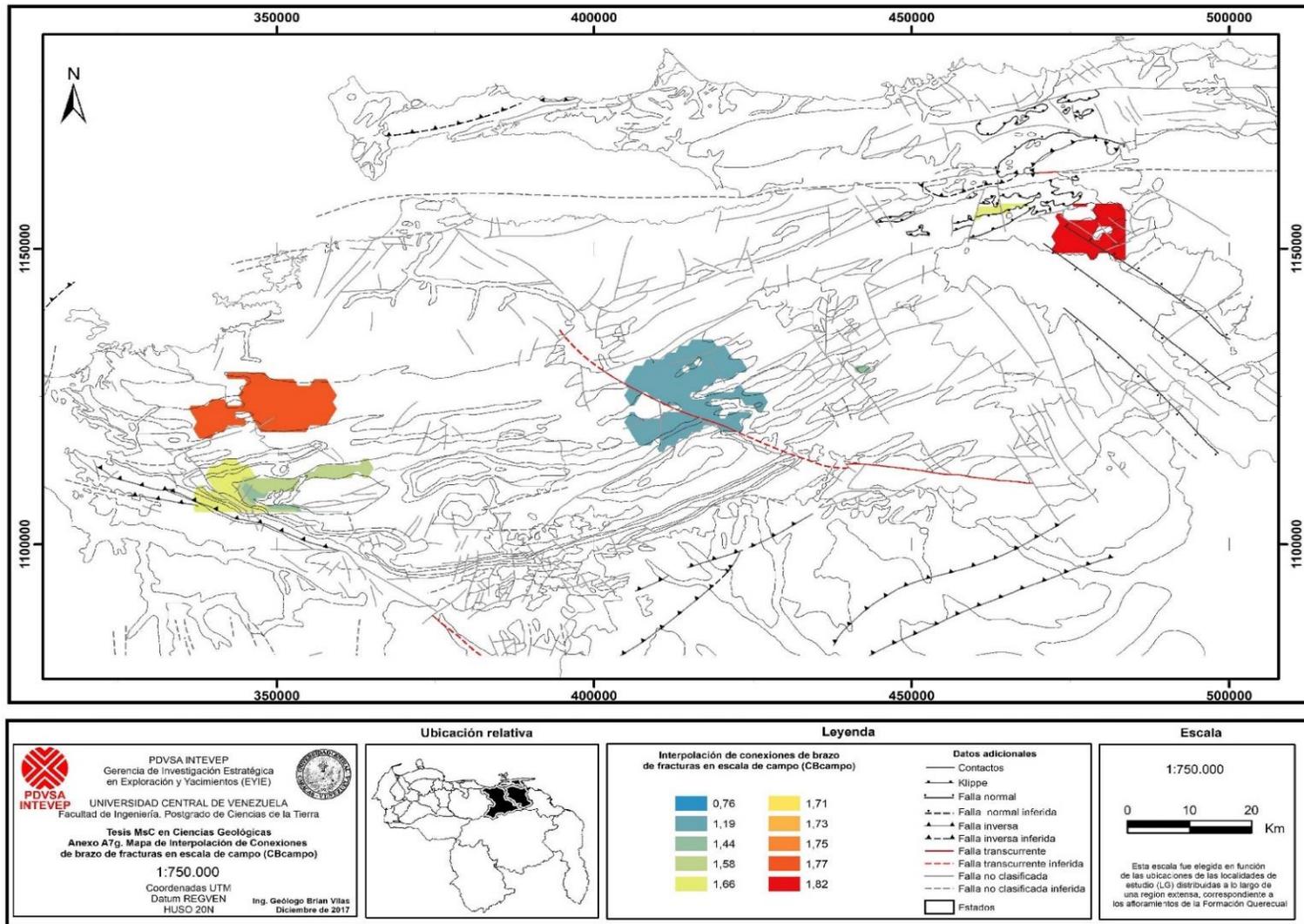


Figura 60. Mapa de interpolación de conexiones de brazos de fracturas en escala de campo (CBcampo)

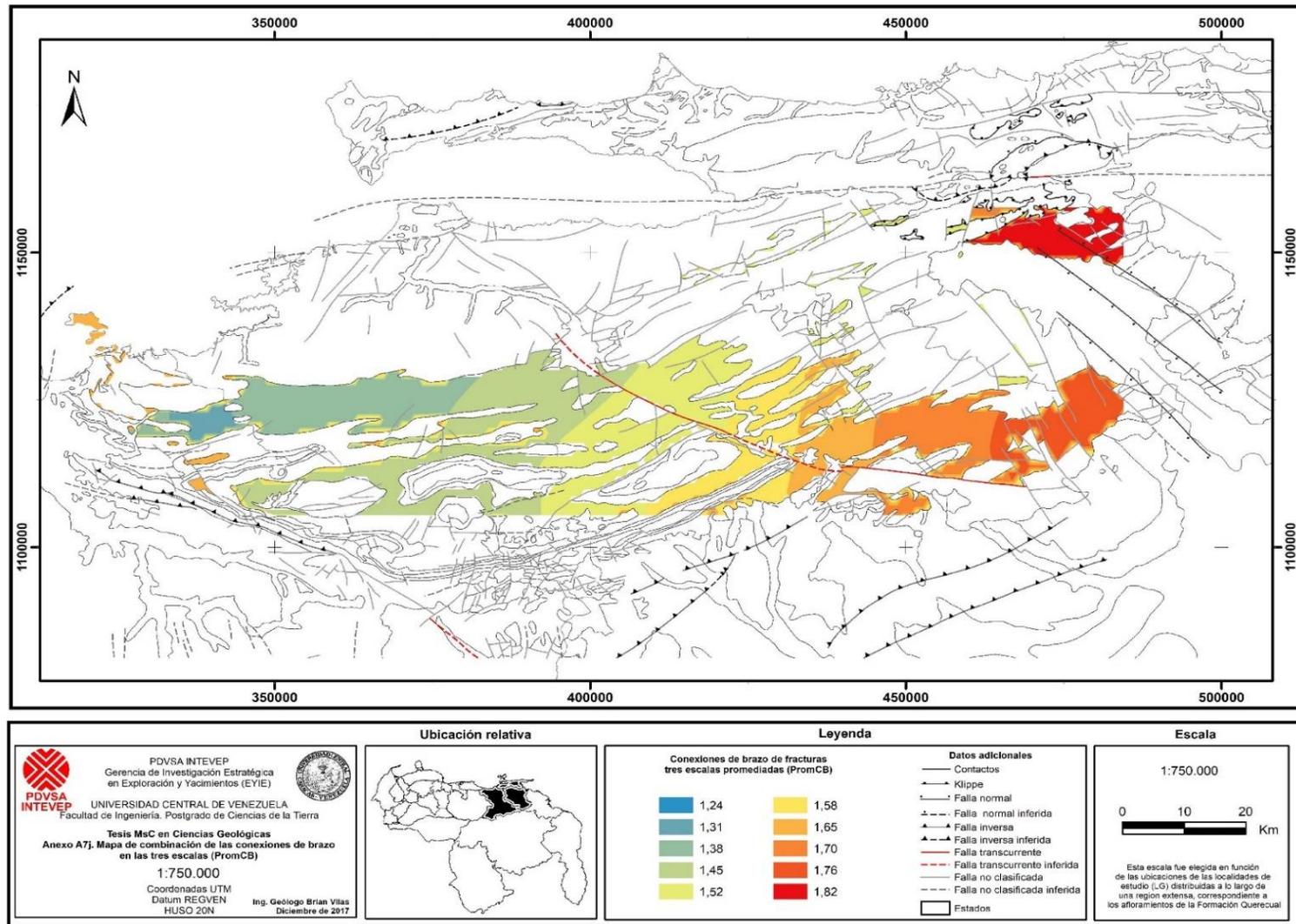


Figura 61. Mapa de interpolación del valor promedio de conexiones de brazos para las tres escalas estudiadas

3.3.5. Intersección de variables e identificación de regiones

3.3.5.1. *Intersecciones de dos variables*

A partir de las interpolaciones realizadas a cada variable se generaron cruces entre variables para cartografiar la intersección de estas interpolaciones a fin de dar una opinión exploratoria con mayor detalle. Para ello, en principio se intersectó la variable de intensidad de fracturamiento (INT) con todas las demás variables, una a una, (intersección de dos variables).

Los resultados muestran varias tendencias:

En las intersecciones de la intensidad de fracturamiento con el valor del índice de fragilidad (tanto para el índice sin COT, como para el índice con COT), se aprecia que los valores mayores de intensidad coinciden con valores en el rango de la estimulación hidráulica hacia el centro de la región, alrededor de la Falla de San Francisco, la diferencia entre los dos mapas es que se restringe más la zona de estimulación hidráulica para los resultados del índice de fragilidad con COT, lo cual corrobora los resultados, ver Figura 63.

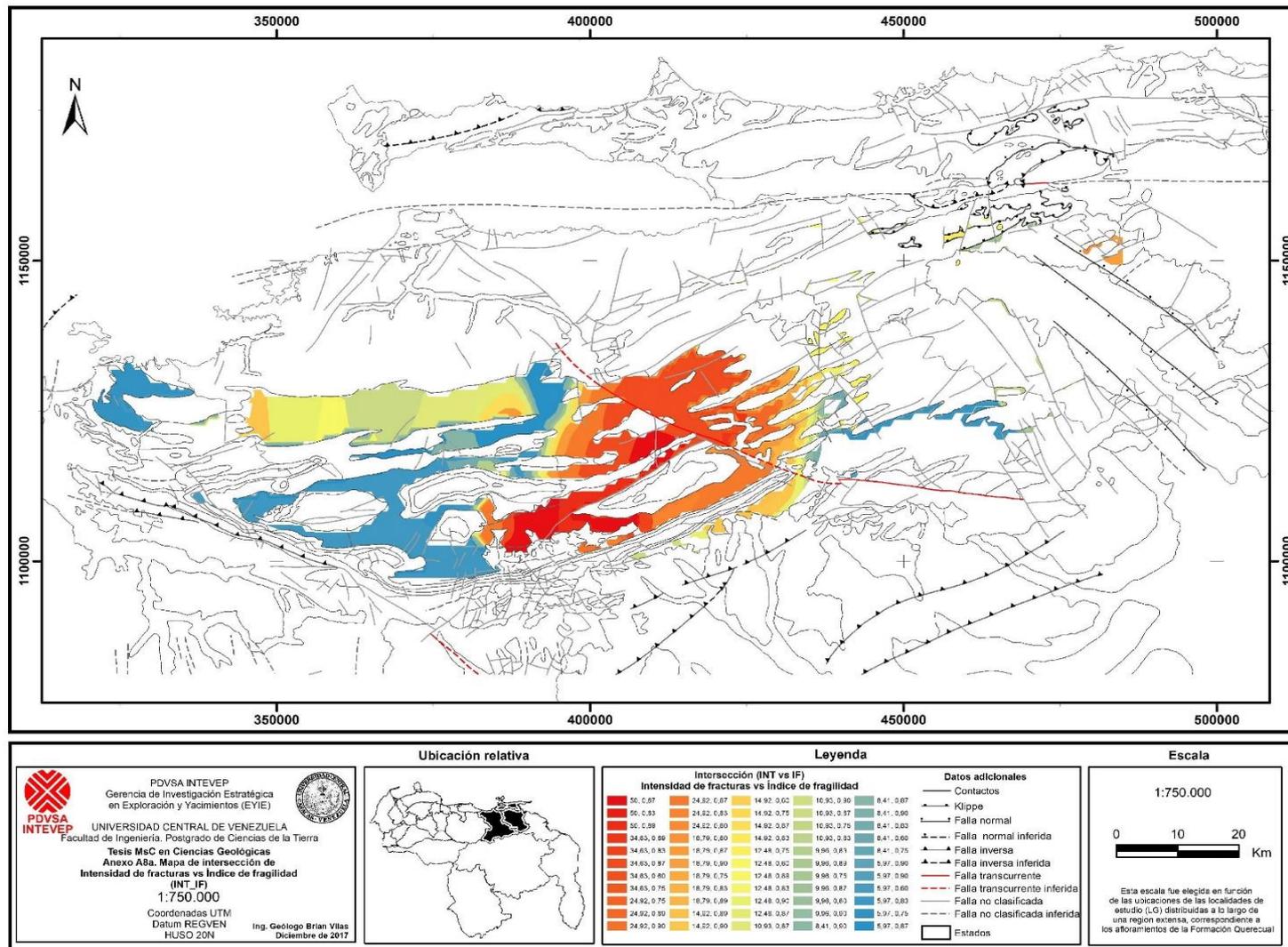


Figura 62. Mapa de intersección de índice de fragilidad vs Intensidad (IF_INT)

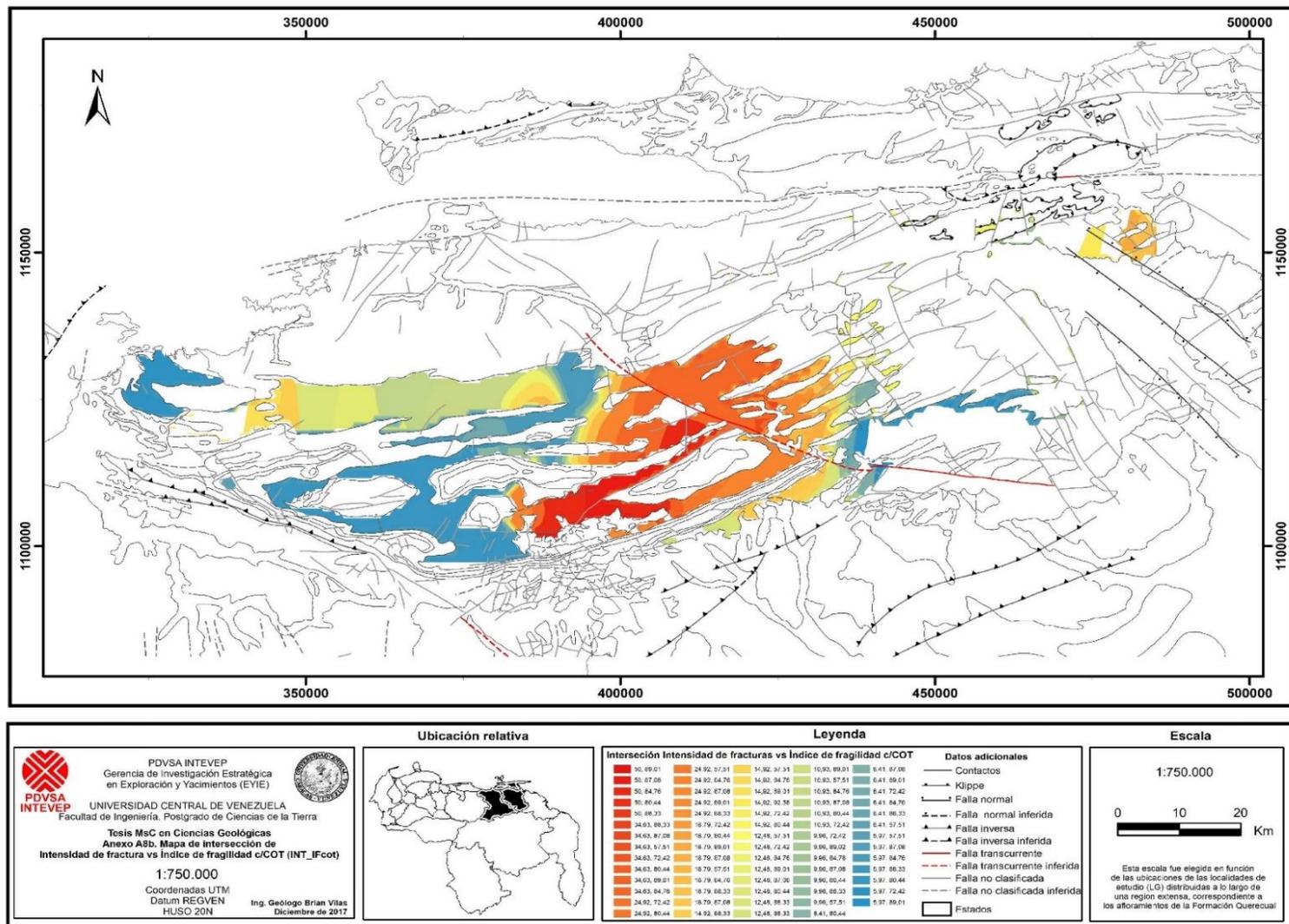


Figura 63. Mapa de intersección de índice de fragilidad con COT vs Intensidad (IFCOT_INT)

Al analizar la intersección de las conexiones de línea de fracturas (CL) con la intensidad del fracturamiento (INT), se puede observar que para el rango de 2 a 3,57 (ver Figura 64), que hay un aumento de la conectividad de líneas de fracturas en correspondencia con un aumento moderado en la intensidad de fracturamiento de oeste a este, y de norte a sur, alcanzando los corrimientos ubicados al sur de la región.

Sin embargo, la zona más resaltante es la que comprende las fallas normales al este de la región, cuyos valores de conectividad e intensidad son muy altos, cercanos al límite de percolación natural (3,57). En la zona más hacia el oeste de la región, que incluye a la Isla Chimana, se aprecian pequeñas áreas con valores altos de conectividad.

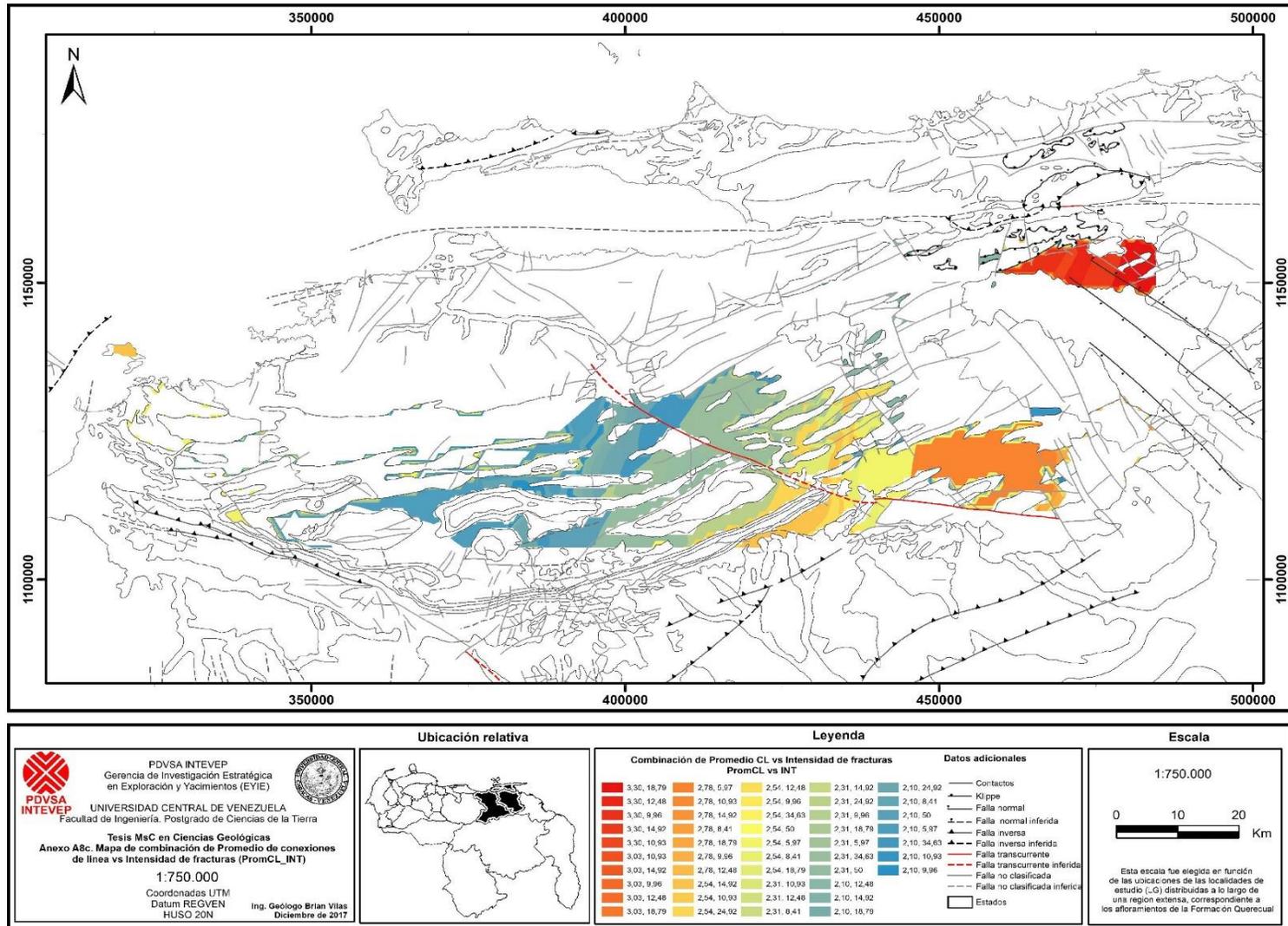


Figura 64. Mapa de intersección de variables, promedio de conexiones de línea de fractura versus intensidad (PromCL_INT)

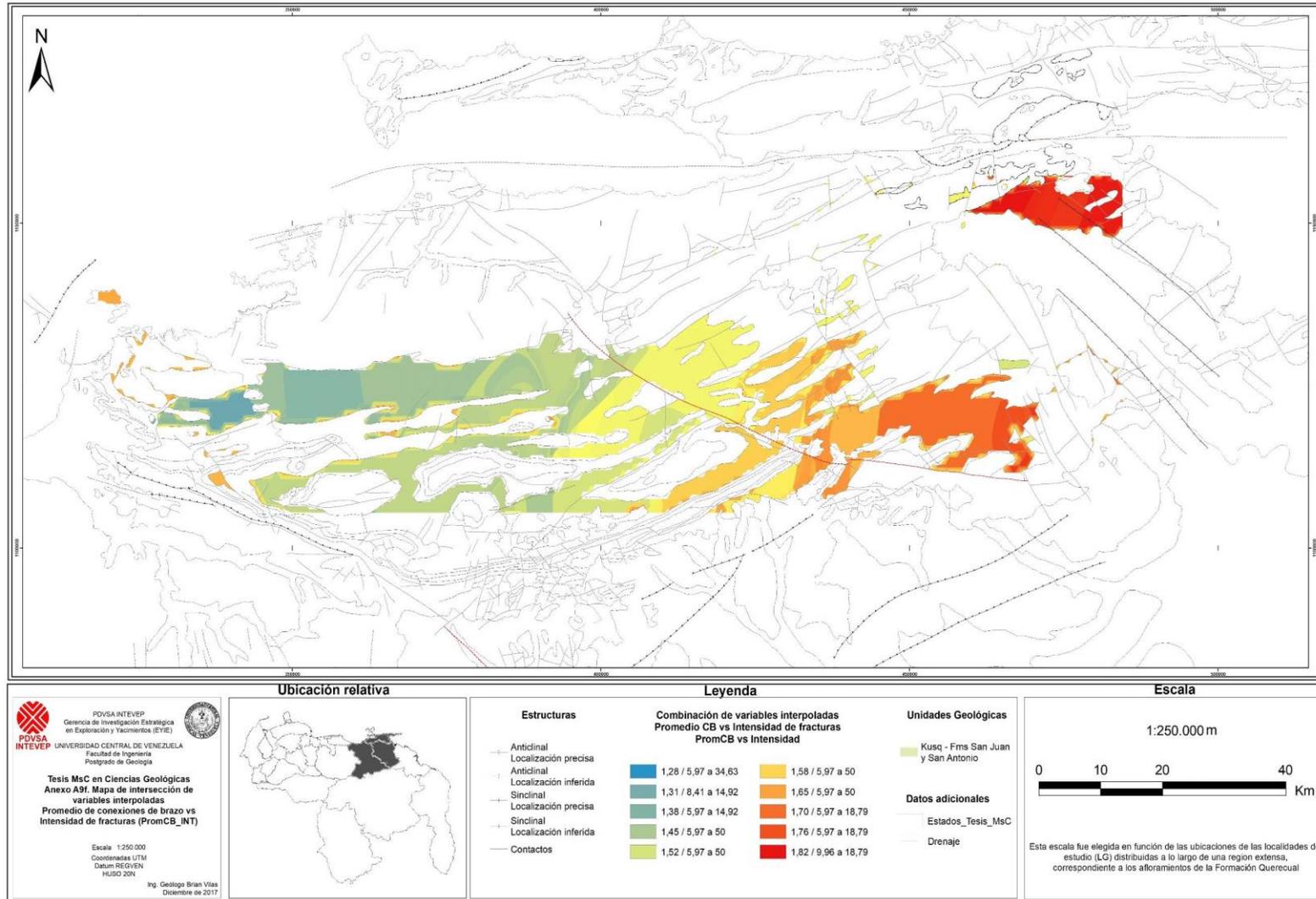


Figura 65. Intersección de variables, promedio de conexiones de brazo versus intensidad (PromCB_INT)

En cuanto a la intersección de la conectividad de brazos de fracturas (indicador del nivel de conectividad de fracturas) con la intensidad de fracturamiento (PromC_B_INT), los resultados muestran también que la conectividad aumenta de oeste a este y de norte a sur, teniéndose los mayores valores al sureste de la región cercano a los corrimientos, y al extremo este de la región, en la zona de las fallas normales, ver Figura 65.

3.3.5.2. *Intersecciones de tres variables*

En esta sección se muestran los resultados de las intersecciones de tres variables para cada mapa, por lo que las zonas observadas cubren regiones más específicas. Esto se realizó intersectando las variables de conexiones de fractura o de brazo, índice de fragilidad con y sin COT y la intensidad del fracturamiento, lo que resultó en cuatro mapas, dos mapas para la variable de conectividad de líneas de fractura, para los dos índices de fragilidad; y dos mapas para la variable de conectividad de brazos de fractura, de los dos índices de fragilidad. Todos los mapas tienen en común a la intensidad de fracturamiento como capa más baja, siendo la litología la capa base (ver Figura 66, Figura 67, Figura 68 y Figura 69).

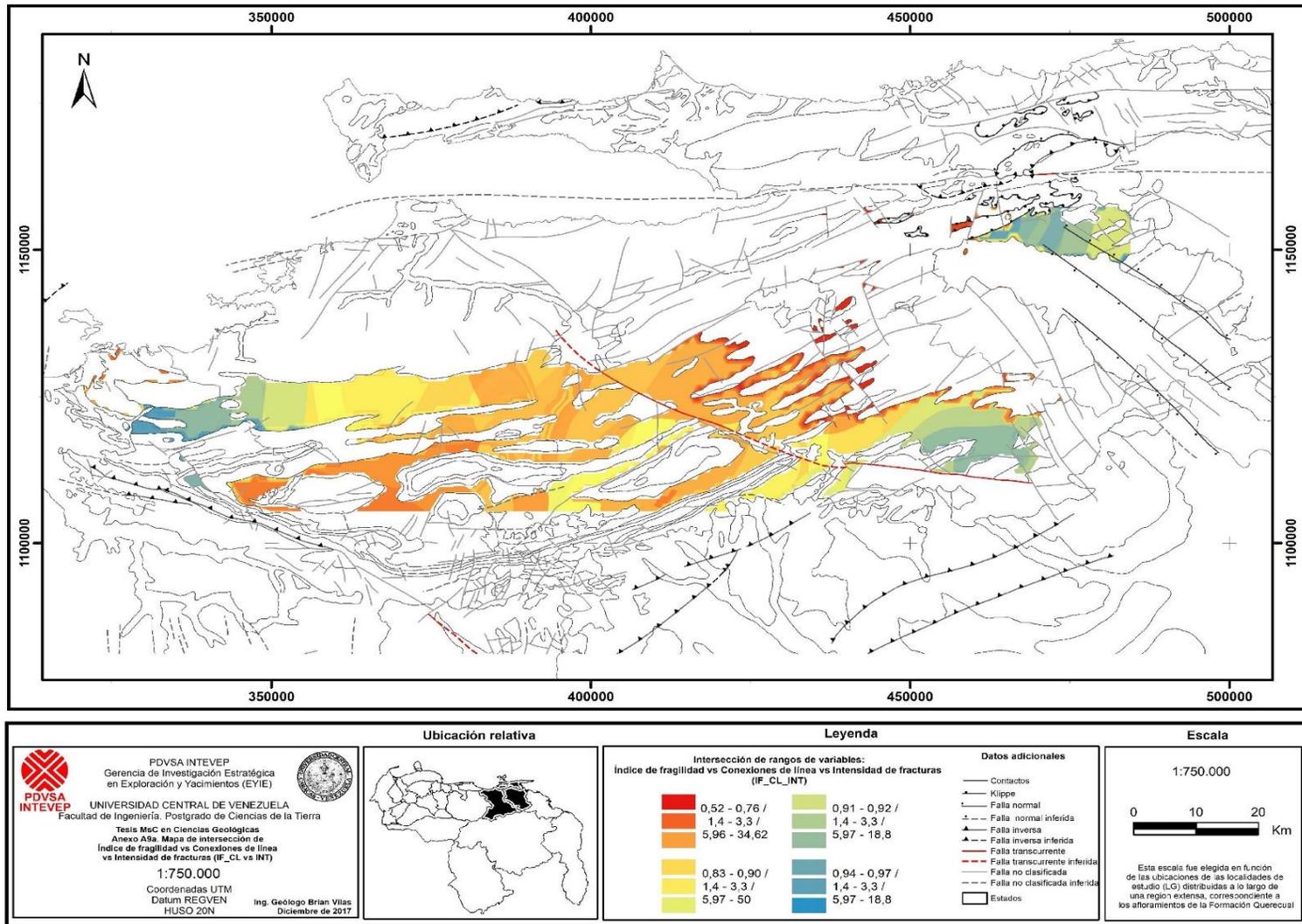


Figura 66. Mapa de intersección de tres variables: índice de fragilidad, conexiones de línea e intensidad (IF_CL_INT)

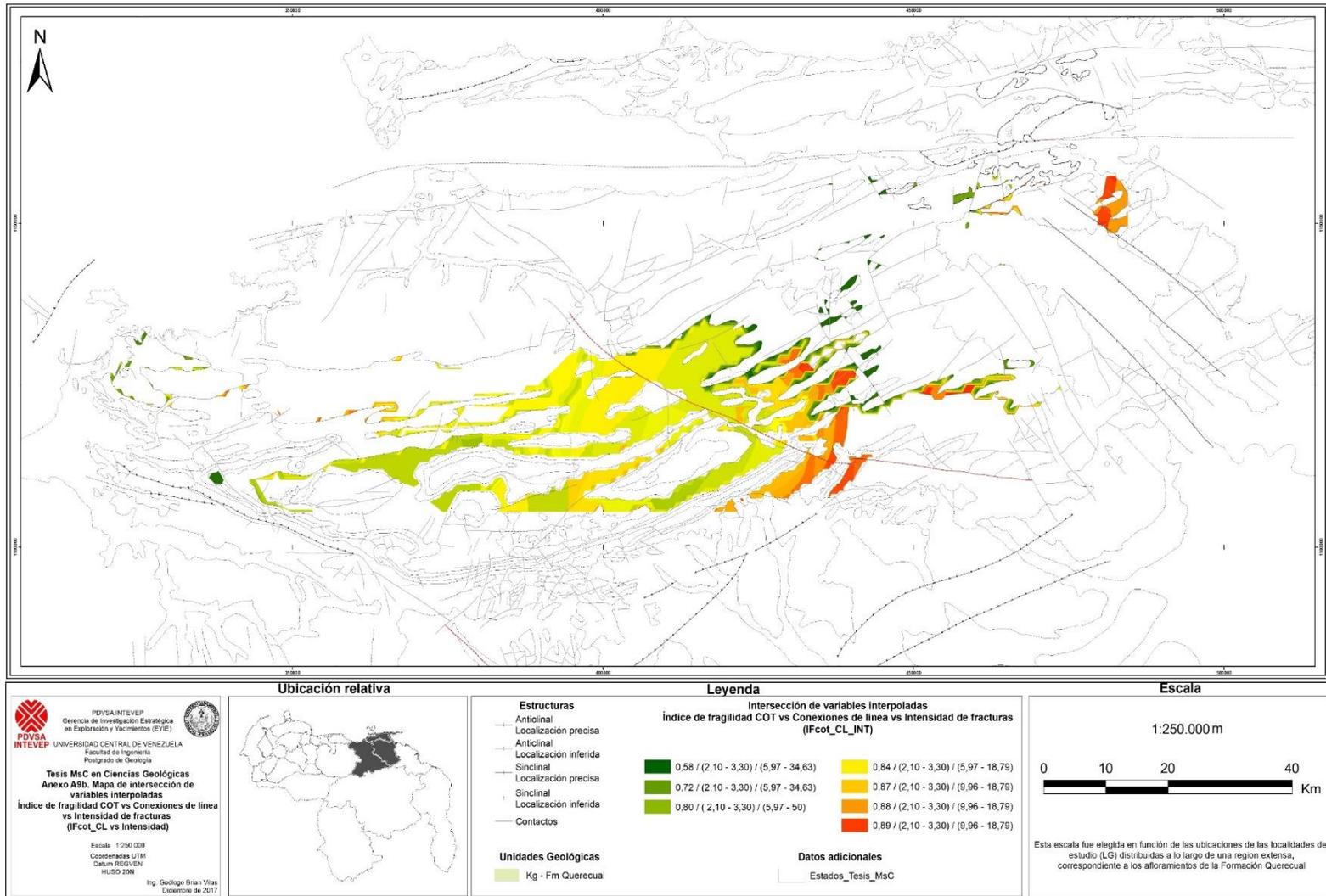


Figura 67. Intersección de tres variables: índice de fragilidad con COT, conexiones de línea e intensidad (IFCOT_CL_INT)

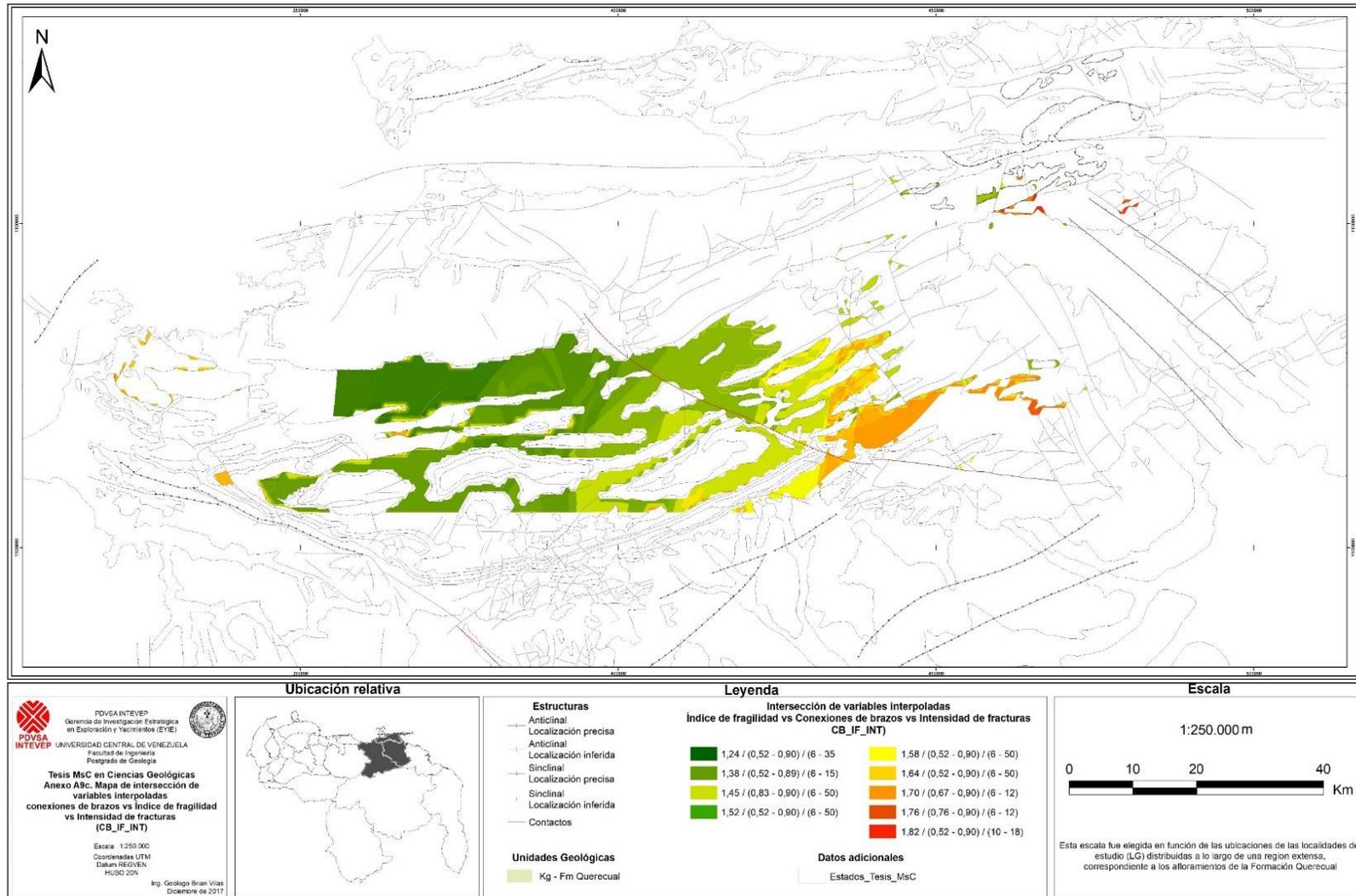


Figura 68. Intersección de tres variables: conexiones de brazos, índice de fragilidad e intensidad de fracturamiento (CB_IF_INT)

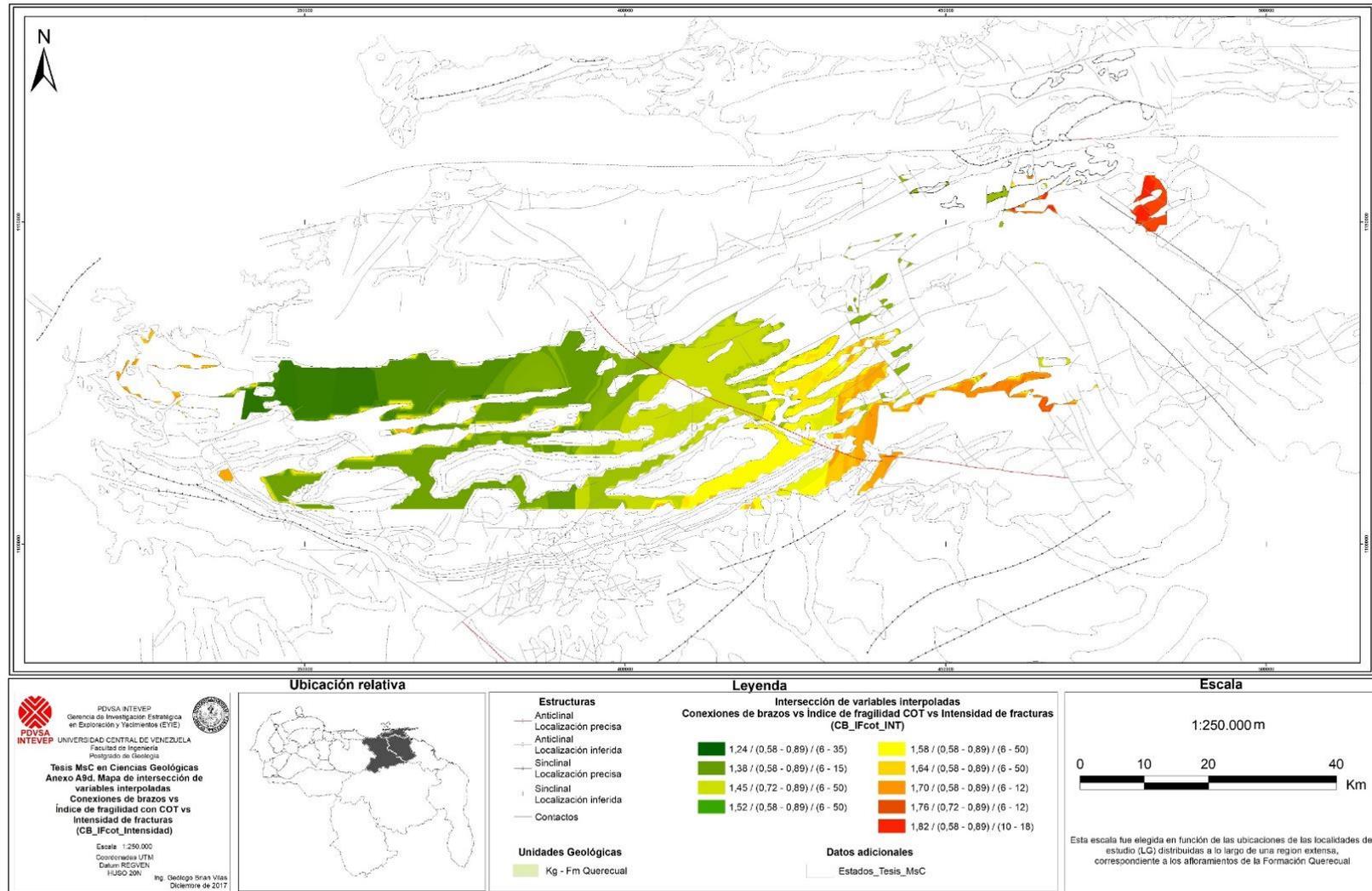


Figura 69. Intersección de tres variables: conexiones de brazos de fracturas, índice de fragilidad con COT e intensidad de fracturamiento (CB_IFCOT_INT)

Los resultados obtenidos en los mapas de intersección de tres variables fueron evaluados en los rangos teóricos de cada variable, en este sentido, para la variable índice de fragilidad, fueron evaluados en 0.4 a 0.8; y los resultados de conectividad de línea de fracturas fueron evaluados entre 2 y 3,57. A partir de estos resultados fue generado un mapa de intersección de variables acotadas que sirve de soporte para la disminución del área exploratoria, donde, las zonas de color rojo, o zonas de inmersión de ejes de pliegues, resultaron presentar los mejores valores de los parámetros obtenidos.

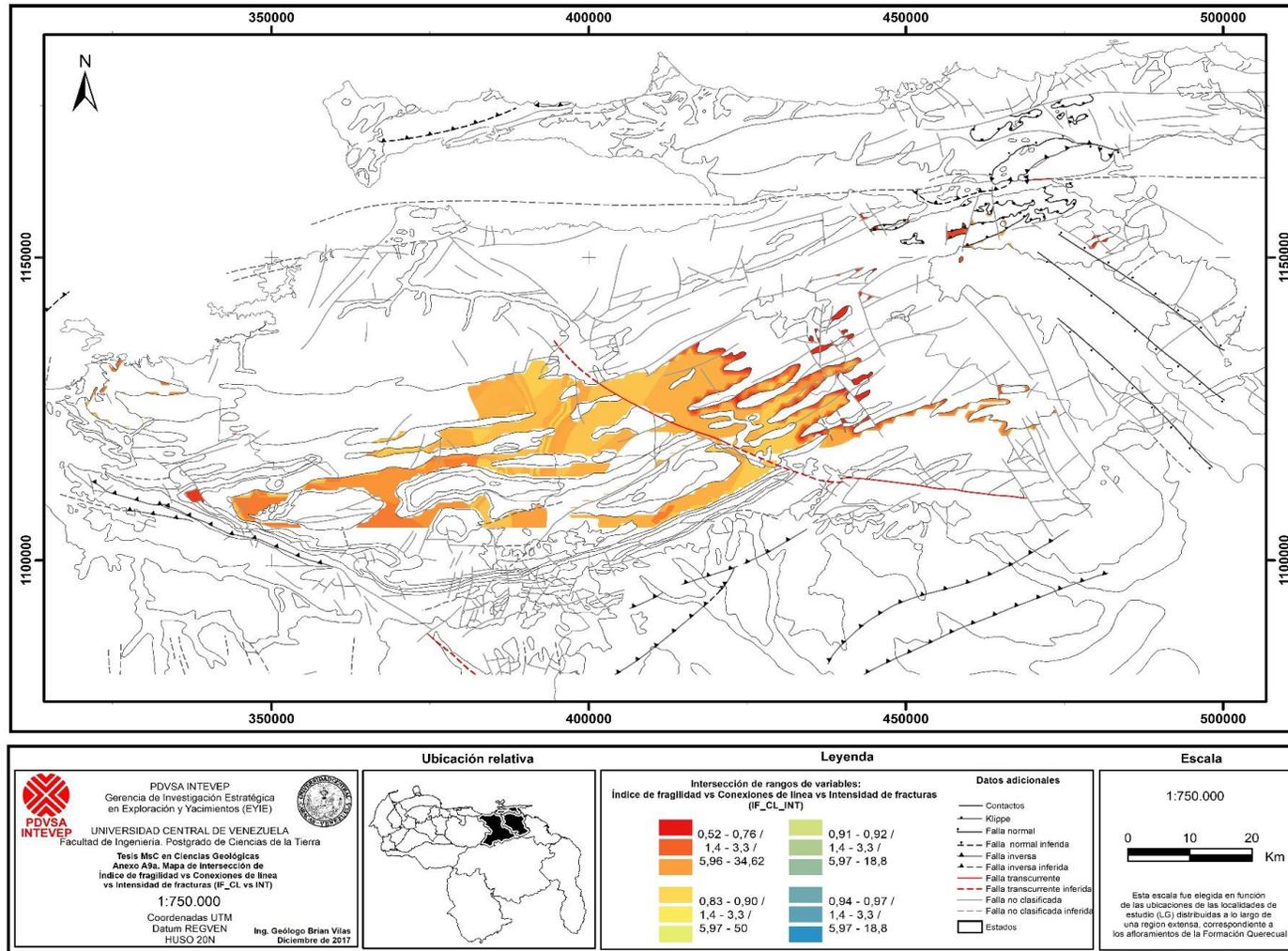


Figura 70. Intersección de tres variables acotadas de conectividad, índice de fragilidad e intensidad de fracturamiento (CL_IFCOT_INT)

4 CONCLUSIONES

4.1. De carácter geomorfológico y tectónico

- La región de estudio presenta anisotropía de permeabilidad, debido a que existen barreras de permeabilidad en las fracturas paralelas a los ejes de pliegues debido a que están mayormente rellenas de calcita, por otra parte, las fracturas perpendiculares a los ejes de los pliegues están abiertas sin relleno, lo que permite el flujo de fluidos.
- La región en estudio muestra un comportamiento mecánico diferencial, debido a una mayor incidencia de la deformación en flancos sur de los anticlinales, zona de contracuestas; así como, en la cercanía fallas mayores como la Falla de San Francisco, por otro lado, se observa una menor incidencia de la deformación en las zonas inter crestas o crestas de los ejes de los anticlinales
- La región de estudio muestra una distribución de la deformación en la dirección E-O, deformación que disminuye progresivamente en intensidad fracturamiento hacia el este, en coherencia con modelo de cizallamiento dextral.
- La región de estudio presenta coherencia topológica entre las escalas de trabajo, debido a la poca dispersión de la población de nodos en el diagrama ternario.
- La familia de fracturas perpendiculares a los ejes de pliegues son previas a la fase de deformación actual, correspondientes a la fase compresiva, siendo cortadas por las fracturas paralelas a los ejes de los pliegues, y presentando apertura sin relleno.
- La familia de fracturas paralelas a los ejes de pliegues, corresponden a la fase de deformación actual transcurrente, cortan a las fracturas perpendiculares a los ejes de pliegues y presentan relleno de calcita.
- Las familias de fracturas, tanto en la dirección NE-SO, como en la dirección ONO-ESE presentan deformación sin-plegamiento debido al aumento de

dispersión en polos de planos de fractura, y corresponden a la fase de deformación previa, de carácter compresivo.

- En la región de la Falla de San Francisco se acumula la mayor intensidad de deformación, debido a la intensidad y a la conectividad de fracturas.
- Se evidencia una disminución progresiva de la incidencia de la deformación hacia el este de la Falla de San Francisco, en coherencia con el modelo de cizallamiento dextral
- Se propone un modelo de partición de esfuerzos con dos fases de deformación para la región, una de transurrencia y una de compresión.
 - **Fase de deformación transcurrente pre deformación**, paralela a la dirección de la falla principal (FEP) con fracturas paralelas a los ejes de los pliegues, en la dirección aproximada de ENE-OSO, esta fase de deformación se propone de edad 30 M.a., a 10 M.a.
 - **Fase de compresión sin-deformación** (cabalgamientos y corrimientos), familias de fracturas conjugadas en los estratos horizontales (NNO-SSE y su conjugada ONO-ESE), familias de fracturas en extensión paralelas al vector de compresión, con vector compresivo σ_1 en dirección NNO-SSE a NO-SE., esta fase se propone de edad 10 M.a., a la actualidad.

4.2. De carácter microscópico y mineralógico

- En escala petrográfica (PET) se corrobora el vector compresivo principal en la dirección NO-SE, en el dominio frágil a partir de indicadores cinemáticos de microfracturamiento, y cizallamiento de granos de calcita), y en el dominio de transición frágil-dúctil, mediante maclado coniforme.
- En escala de microscopía electrónica de barrido (MEB) se corrobora el vector compresivo principal en la dirección NO-SE, solamente en dominio frágil a partir de indicadores cinemáticos de cizallamiento de granos y vetas en echelon.

- Se determinó un comportamiento en el dominio frágil, y ausencia de comportamiento en el dominio dúctil, en escala nanoscópica
- Se identificó una buena prospectividad para transmisión de fluidos a partir de una mayor cantidad de fracturas TIPO II y una concentración de nodos cercano al límite experimental de percolación natural de fluidos.
- Se identificó un objetivo exploratorio no convencional en la Formación Querecual, a partir de la conectividad topológica de fracturas (cerca del límite de percolación natural), el índice de fragilidad de la roca, y la intensidad de fracturamiento, así como, el porcentaje de carbono orgánico total, lo que permitirá diseños de fracturamiento eficientes con menor costo para la producción de hidrocarburos.
- Se corroboraron dos fases de deformación de distinta edad, (transcurrencia - compresión) sobreimpuestas a partir del estudio topológico de fracturas, con presencia de 2 nodos de fracturas: fracturas aisladas (nodos I) y fracturas conectadas por un brazo (nodos Y), y ausencia de nodos X, mostrando dos direcciones preferenciales de orientaciones de planos de fracturas no conjugadas.
- Se identificó unas zonas con rangos apropiados para la prospección de hidrocarburos a partir del índice de fragilidad, en las inmersiones de los ejes de pliegues ubicados al este de la FSF.

4.3. De carácter cartográfico

- Se logró definir una región exploratoria “optimizada” a partir de las interpolaciones e intersecciones geoestadísticas en 4 variables (intensidad de fracturamiento, %carbono orgánico total, índice de fragilidad y conectividad de fracturas), lo cual permite soportar la toma adecuada de decisiones en cuanto a la prospección de hidrocarburos en yacimientos no convencionales de la región.

- Se identificaron zonas específicas de gran interés exploratorio, para yacimientos no convencionales, en la región ubicada al este de la Falla de San Francisco.
- Se identificaron zonas específicas en segundo orden de interés exploratorio, una al oeste de la región de estudio, entre Isla Chimana y la Ciudad de Puerto La Cruz, y otra al este de la región de estudio, en una zona extensiva, al oeste del parque nacional Turuépano.
- Las zonas de mayor prospectividad de hidrocarburos en yacimientos no convencionales, son las áreas de inmersión de los ejes de los anticlinales hacia el este de la falla de San Francisco (color rojo en el mapa prospectivo final).

5 RECOMENDACIONES

- Se propone incluir la herramienta de topología de fracturas, en estudios de campo, debido a su sencillez y la posibilidad de obtener datos de interés prospectivo.
- Se propone una investigación en la identificación de ángulos de convergencia y acortamiento máximo, a partir del modelo de partición de esfuerzos en la región oriental de Venezuela.
- Se propone una investigación en indicadores cinemáticos en la escala de microscopía electrónica de barrido a partir de la herramienta de Catodoluminiscencia.
- Se propone el desarrollo de un atlas de indicadores cinemáticos en distintas escalas, a todas las rocas de la columna geológica del país.
- Se propone el desarrollo de un atlas de topología de fracturas en distintas escalas, a todas las rocas de la columna geológica del país.
- Se propone la integración superficie – subsuelo a partir del análisis topológico de fracturas a núcleos de la Formación Querecual.
- Se propone la automatización del método de análisis topológico de fracturas mediante la identificación de patrones de fracturas a través de una inteligencia artificial en imágenes, y su correspondiente graficación y conteo de nodos.
- Se propone una investigación experimental de la permeabilidad asociada a las fracturas, a partir del método topológico.

6 BIBLIOGRAFÍA

- AGOSTA, F., ALESSANDRONI, M., ANTONELLINI, M., TONDI, E., GIORGIONI, M., 2010. From fractures to flow: A field-based quantitative analysis of an outcropping carbonate reservoir. *Tectonophysics*. Vol 490, Issues 3–4, 30 July 2010, Pages 197-213.
- ALTINDAG R. The role of rock brittleness on the analysis of percussive drilling performance. *In: Proceedings the Fifth Turkish National Rock Mechanism Symposium, Isparta, 2000*. p. 105–112.
- AMEEN, M. S. (ED.). 2003. Fracture and In-Situ Stress Characterization of Hydrocarbon Reservoirs. *Geological Society Special Publication No. 209*. vi + 216 pp. *London, Bath: Geological Society of London*.
- ANDERS, M. H., LAUBACH, S. E., SCHOLZ, C. H. 2014. Microfractures: A review. *Journal of Structural Geology* 69 (2014) 377-394.
- ANTONELLINI, M., AND AYDIN, A. 1995. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometric properties. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 79, 642-671.
- ATKINSON, K. B., 1989. Fracture mechanics of rock. Harcourt Brace Jovanovich, Publishers. Academic Press, 1989
- AUDEMARD M, F.A., CASTILLA, R., 2016. Present-day stress tensors along the southern Caribbean plate boundary zone from inversion of focal mechanism solutions: A successful trial, *Journal of South American Earth Sciences* (2016), doi: 10.1016/j.jsames.2016.06.005.
- AYLING, M. R., PHILIP G. M., STANLEY A.F. M., 1995. Microcracking during triaxial deformation of porous rocks monitored by changes in rock physical

- properties, Elastic-wave propagation measurements on dry rocks. *Tectonophysics*, 245 (1995) 205-221.
- BAPTISTA N. 1994. Geología y geoquímica de la Formación La Luna en sus Secciones tipo en la cuenca de Maracaibo. UCV-G, 278 p.
- BARLETT, W. L., FRIEDMAN M., AND LOGAN, J. M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79 (1981) 255-277
- BEACH, A., 1975. The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics*, 28 (1975) 245-263.
- BEARMAN R. A., 1999. The use of the point load test for the rapid estimation of Mode I fracture toughness. *Int J Rock Mech Min Sci* 1999; 36:257–63.
- BELLASEN, N., FIORE, P., POLLARD, D. D., 2006. The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 28 (2006) 850–867
- BELLIZZIA, A., N. PIMENTEL, AND R. BAJO, 1976, Mapa geológico estructural de Venezuela, 1:500.000: *Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Caracas, Venezuela*.
- BILLI, A., 2005. Attributes and influence on fluid flow of fractures in foreland carbonates of southern Italy. *Journal of Structural Geology* 27 (2005) 1630–1643.
- BISDOM, K., G. BERTOTTI, M. N., HAMIDREZA, 2016. The impact of in-situ stress and outcrop-based fracture geometry on hydraulic aperture and upscaled permeability in fractured reservoirs. *Tectonophysics*. *Article in press*.
- BOND, C. E., 2015. Uncertainty in Structural Interpretation: Lessons to be learnt. *Journal of Structural Geology*. 2015.

- BRAVO A., VILAS B. 2002. *Estudio microtectónico de la vertiente norte del macizo Ávila, entre Punta Care y La Guaira, estado Vargas*. [UCV-Tesis]. 243 pp.
- BROWN, C., & JOHNSON, A., 2019. Fractures and Fractured Reservoirs. *AAPG Bulletin*, 103(9), 2221-2248.
- BRUNO, M. S., DUSSEAULT, M. B., BALAA, T. T., BARRERA, J. A., 1998. Geomechanical Analysis of Pressure Limits for Gas Storage Reservoirs. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* Vol. 35, No. 4/5, pp. 569-571, Paper No. 069,1998.
- CAINENG, Z. ET AL. Geological features, major discoveries and unconventional petroleum geology in the global petroleum exploration. *Advanced Resources International. Inc. Arlington, VA (USA)*, 2011, Pp. 353.
- CAMPOS V., R. LANDER Y S. DE CABRERA, 1985. Evolución Estructural en el Noreste de Anzoátegui y su relación con el Norte de Monagas. *Mem. VI Cong. Geol. Venezolano, Caracas*, (4): 2397-2414.
- CASE, J. E., HOLOCOMBE, T. L., AND MARTIN, R. G., 1984. Map showing major geologic provinces of de Caribbean Region in BONINNI, W. E., HARGRAVES, R. B., AND SHAGAM, R., EDS, *The Caribbean and Sud American Plate Boundary and Regional Tectonics: Boulder, Geological Society of American Memoir*, 162, p 1-30.
- CARRERAS J., COSGROVE J. W., DRUGUET, E., 2013. Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: Implications for inferring tectonic regimes. *Journal of Structural Geology*. 50 (2013) 7-21.
- CEBULL, S. E. 1972. Fallas de crecimiento y su marco tectónico en Venezuela oriental. *IV Congreso Geológico Venezolano*. Tomo IV, p- 2410-2418.
- CHEVALIER, Y., 1987, Les zones internes de la Chaîne Sud-Caraïbe sur le transect Île de Margarita–Península d’Araya (Venezuela) [Thèse de Doctorat]: Brest, France, *L’Université de Bretagne Occidentale*, 464 p.

- CHEVALIER, Y., 1993. A cross-section from the oil-rich Maturin sub-basin to Margarita Island. The geodynamic relations between South American and Caribbean plates. Tectonics and stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Int. Conf.*, Caracas, March 11-14, Field Trip, 165 pp.
- CHEVALIER, Y., GONZALES, G., MATA, S., SANTIAGO, N. AND SPANO, F., 1995. Estratigrafía secuencial y tectónica del transecto El Pilar-Cerro Negro, Cuenca Oriental de Venezuela. VI Congr. Colombiano del Petróleo, pp. 115-125.
- CHIOK, M. 1985. Cretáceo y Paleógeno en el subsuelo del norte de Monagas. Mem. VI. *Congreso Geológico Venezolano, Caracas*, 1:156-200.
- COBOS G., L. S., 2002. Interpretación estructural en el cinturón plegado de Monagas, por medio de la integración de datos sísmicos, datos de pozo y geología de superficie. Tesis (Grado) - Universidad Simón Bolívar, 2002. Caracas.
- CORRADETTI A., TAVANI S., PARENTE M., IANNACE A., VINCI F., PIRMEZ C., TORRIERI S., GIORGIONI M., PIGNALOSA A., MAZZOLI S., 2017. Distribution and arrest of vertical through-going joints in a seismic scale carbonate platform exposure (Sorrento peninsula, Italy): insights from integrating field survey and digital outcrop model. *Journal of Structural Geology*. (2017) 1-16.
- COSGROVE, J. W. 2005. TECTONICS / Fractures (Including Joints). Imperial College London, London, UK 2005, Elsevier Ltd.
- CROSBY, D. G, RAHMAN, M. M., RAHMAN M.K., RAHMAN, S.S., 2002. Single and multiple transverse fracture initiation from horizontal wells. *Journal of Petroleum Science and Engineering*. 35 (2002) 191– 204.
- DARABI, H., KAVOUSI, A., MORAVEJI, M., MASIHI M., 2010. 3D fracture modeling in Parsi oil field using artificial intelligence tools. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 71 (2010) 67–76.

- DAVILA, F. M., BERTELLONI, C. L., 2013. Dynamic topography in South America. *Journal of South American Earth Sciences*. 43 (2013) 127-144.
- DEISMAN, N., GENTZIS, T., CHALATURNYK, R. J., 2008. Unconventional geomechanical testing on coal for coalbed reservoir well design: The Alberta Foothills and Plains. *International Journal of Coal Geology*. 75(2008) 15–26.
- DERSHOWITZ, W.S., HERDA, H. H., 1992. Interpretation of fracture spacing and intensity. In: Tillerson, J.R., Wawersik, W.R. (Eds.), *Proceedings of the 33rd U.S. Symposium on Rock Mechanics*. Balkema, Rotterdam, Santa Fe, New Mexico, pp. 757 – 766.
- DE SISTO, J., 1961. Stratigraphic relationship along the southern shelf area of Eastern Venezuela Basin, East of the greater Oficina fields. *Asoc. Ven. Geol., Min. y Petr. Bol. Inform. V.4 No. 3, p. 95-105*
- DEZHI B., LUN, Z., YEFEI, C., LIAN, Y., ZIFEI, F., 2011. Fracture characteristics and genetic mechanism of overpressure carbonate reservoirs: Taking the Kenkiyak Oilfield in Kazakhstan as an example. *Petroleum Exploration And Development* Vol. 38, Issue 4, August 2011. *Online English edition of the Chinese language journal*.
- DI CROCCE, J., 1995. Eastern Venezuela basin: Sequence Stratigraphy and structural evolution [*PhD Thesis*]. *Rice University*. 225 p.
- DI CROCCE, J., BALLY, A. W., VAIL, E., 1999. Sequence Stratigraphy of the Eastern Venezuelan Basin. Caribbean Basins. *Sedimentary Basins of the World*, 4 edited by R Mann (Series Editor: K.J. Hsti), pp. 419-476. 1999 Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- DRESSEN, G., 1991. Stress distribution and the orientation of Riedel shears. *Tectonophysics*, 188 (1991) 239-247.

- DRURY, M. R., Y URAI, J. L., 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, Volume 172, Issues 3–4, 1 February 1990, Pages 235-253.
- DUERTO, L., K. MCCLAY, 2007. Strain partitioning in the Eastern Venezuelan foreland fold belt. *Trinidad Conference*. GSTT.
- DUERTO, L., K. MCCLAY, 2009. Role of the shale tectonics on the evolution of the Eastern Venezuelan Cenozoic thrust and fold belt. *Marine and Petroleum Geology Vol. 28*. 81-108 p.
- ENGELDER, T. Fault and fold tectonics. *Tectonophysics*, Volume 138, Issues 2-4, 1 July 1987, Pages 331-333.
- ENGELDER, T., PEACOCK, D., 2013. Joint development normal to regional compression during tectural-fow folding: the Lilstock buttress anticline, Somerset, England. *Journal of Structural Geology*. 23 (2001) 259-277.
- EPARD, J. L., GROSHONG, R. H., 1995. Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. *Tectonophysics* 247 (1995) 85-103.
- ERICKSON, S. G., 1995. Mechanics of triangle zones and passive-roof duplexes: implications of finite-element models. *Tectonophysics* 245 (1995) 1-11.
- ERIKSON, J.P., PINDELL, J.L., 1993. Analysis of subsidence in northeastern Venezuela as a discriminator of tectonic models for northern South America. *Geology*. 21 (10), 945–948.
- ERLICH R., BARRET, S., 1990. Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela-Trinidad área. *Tectonics*. Vol. 9, 161-184.
- ERLICH R., O. MACSOTAY, A. NEDERBRAGT & M. LORENTE. 1999 a. Palaeoecology, palaeogeography and depositional environments of Upper

- Cretaceous rocks of western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153: 203–238.
- ERLICH R., O. MACSOTAY, A. NEDERBRAGT & M. LORENTE. 2000. Birth and death of the Late Cretaceous “La Luna Sea” and origin of the Tres Esquinas phosphorites. *Journal South American Earth Sciences* 13: 21-45.
- FAJARDO, A., 2015. Neotectonic evolution of the serrania del interior range and monagas fold and thrust belt, eastern venezuela: morphotectonics, seismic profiles analyses and paleomagnetism. [*PhD Tesis*]. *Université de Pau, Francia*.
- FENG, J., Ren, Q., Xua, K., 2018. Quantitative prediction of fracture distribution using geomechanical method within Kuqa Depression, Tarim Basin, NW China. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 162 (2018) 22–34
- FODOR, L., 1995. From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine-Western Carpathian junction. *Tectonophysics* 242 (1995) 151-182.
- FORSTNER S. R., LAUBACH, S. E. 2022. Scale-dependent fracture networks. *Journal of Structural Geology* 165 (2022) 10 47-48.
- FOURNIER, H.W., LEE, J.K.W., URBANI, F., GRANDE, S., 2017. The tectonothermal evolution of the Venezuelan Caribbean Mountain System: $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ age insights from a Rodinian related rock, the Cordillera de la Costa and Margarita Island, *Journal of South American Earth Sciences* (2017), doi: 10.1016/j.jsames.2017.09.015.
- GALEA-ÁLVAREZ F. 1989. Microfacies, edad y ambiente de sedimentación de la Formación La Luna, Flanco Norandino, Venezuela. En L.A. SPALLETI (ed.), *Contribuciones de los Simposios sobre el Cretáceo de América Latina. Parte A: Eventos y registro sedimentario. Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de La Plata, Argentina. A: 573-577.*

- GARCIA, M. J., HERNANDEZ, A. G., & MARTINEZ, L. G., 2016. The Role of Natural Fractures in Shale Gas Reservoirs: A Review. *Journal of Unconventional Oil and Gas Resources*, 14, 1-11.
- GARCIACARO, E., MANN, P., ESCALONA, A., 2011. Regional structure and tectonic history of the obliquely colliding Columbus foreland basin, offshore Trinidad and Venezuela. *Marine and Petroleum Geology* 28 (2011) 126–148.
- GARRITY, C., HACKLEY, P., URBANI, F. 2006. Digital Geologic Map and GIS database of Venezuela. *USGS Open-File Report 2006-1322*.
- GEISER, P., Y SANSONE, S., 1981. Joints, microfractures and the formation of solution cleavage in limestone. *Geology* 9, 280 – 285.
- GOODMAN, 1964. The resolution of stresses in rock using Stereographic projection. *Int. J. Rock Mech. Mining Sci.* Vol. I, pp. 93-103. *Pergamon Press* 1963.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., AROZENA, J., AND PICARD-CADILLAT, X., 1981. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas: Foninves Ed., Caracas, 2 vol., 1051 pp.*
- GRAY, M. B., MITRA, G., 1993. Migration of deformation fronts during progressive deformation: evidence from detailed structural studies in the Pennsylvania Anthracite region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, Vol. 15, Nos. 3-5, pp. 435 to 449.
- GRIBOV, A. Y KRIVORUCHKO, K., 2011. Local Polynomials for Data Detrending and Interpolation in the Presence of Barriers. *Journal of stochastic environmental research and risk assessment.* Vol. 25 (8). pp. 1057-1063.
- GRINGARTEN, E., 1998. Fracnet: Stochastic Simulation Of Fractures In Layered Systems. *Computers & Geosciences* Vol. 24, No. 8, pp. 729-736.

- GROSS, M.R., 1993. The origin and spacing of cross joints - examples from the Monterey Formation, Santa Barbara coastline, California. *J. Struct. Geol.* 15, 737-751.
- GUO, X., SONG, H., WU, K., KILLOUGH, J., 2018. Pressure characteristics and performance of multi-stage fractured horizontal well in shale gas reservoirs with coupled flow and geomechanics, *Journal of Petroleum Science and Engineering* (2018), doi: 10.1016/j.petrol.2017.12.038.
- HACKLEY P., F. URBANI, C. GARRITY & A. KARLSEN. 2005. Geologic Shaded Relief Map of Venezuela.1:750.000. *USGS open file report 2005-1038*.
- HACKLEY P., F. URBANI, A. KARLSEN., C. GARRITY. 2006. Mapa Geológico de Venezuela a Escala 1:750.000. *USGS open file report 2006-1109*.
- HANCOCK, P.L. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 1985, vol. 7, no. 3-4, p. 437-457.
- HANKE, J. R., FISCHER, M. P., POLLYEA, L. M., 2017. Directional semivariogram analysis to identify and rank controls on the spatial variability of fracture networks. *Journal of Structural Geology* 108 (2018) 34–51.
- HAY J. & R. AYMARD. 1977. El Cretáceo en el subsuelo de Anzoátegui y parte de Monagas, cuenca de Venezuela oriental. *Mem. V Congreso Geológico Venezolano*, 4:1557-1574.
- HEALY, D., RIZZO, R. E., CORNWELL, D. G., FARRELL, N. J.C., WATKINS, H., TIMMS, N. E., GOMEZ-RIVAS, E., SMITH, M., 2017. FracPaQ: A MATLAB™ toolbox for the quantification of fracture patterns. *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsjg.2016.12.003.
- HEDBERG H. & L. SASS. 1937. Synopsis of the geologic formations of the western part of the Maracaibo basin, Venezuela. *Bol. Geol. y Min., Min. Fomento* 1(2-4): 73-112.

- HEDBERG, H. D., 1950. Geology of The Eastern Venezuela basin. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists*, vol. 61, No. 11, pp. 1173-1216
- HEMPTON, M. R., NEGER, K., 1986. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an echelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins. *Journal of Structural Geology*, Vol. 8, No. 6, pp. 597 to 605, 1986.
- HETÉNYI M, 1966. Handbook of experimental stress analysis. *New York: Wiley*.
- HILL, D.G., AND C.R. NELSON, 2000. Gas productive fractured shales; An overview and update: *Gas Tips*, v.6/2, p.4-13.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., AND WILLIAMS, P.F., 1976, An outline of structural geology: *John Wiley & Sons, Inc.*, New York, New York. 571 p.
- HOERL, A. E., Y KENNARD, R. W., 1970. Ridge Regression: Biased Estimation for Nonorthogonal Problems. *Technometrics*, Vol. 12, No. 1, pp. 55-67.
- HOOKE, J.N., LAUBACH, S.E., MARRETT, R. 2017. Microfracture spacing distributions and the evolution of fracture patterns in sandstones. of *Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2017.04.001.
- HUCKA V, DAS B, 1974. Brittleness determination of rocks by different methods. *Int J Rock Mech Min Sci Geomech Abstract*, 11:389–92.
- HUNG, E., 1997. Foredeep and Thrust belt interpretation of the Maturin subbasin in Eastern Venezuelan Basin [M. A. Dissertation]: Houston, Rice University, 125 p.
- JÁCOME, M.I., KUSZNIR, N., AUDEMARD, F., FLINT, S., 2002, Tectono-stratigraphic evolution of the Maturín foreland basin, eastern Venezuela: *Tectonics*, v. 22, no. 5, p. 1046, doi: 10.1029/2002TC001381.

- JAMTVEIT B., YARDLEY, B. W. D., 1997. Fluid Flow And Transport In Rocks: Mechanisms and effects. *Published by Chapman & Hall, 2-6 Boundary Row, London SE18HN, UK. First Edition.*
- JARVIE, D. M., R. J. HILL, T. E. RUBLE, AND R. M. POLLASTRO, 2007, Unconventional shale-gas systems: the Mississippian Barnett Shale of North-Central Texas as one model for thermogenic shale-gas assessment: *AAPG Bulletin*, 91, 475 – 499.
- JING, L., STEPHANSSON, O., 1994. Technical Note: Topological Identification for Jointed Rock Masses. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* Vol. 31, No. 2, pp. 163-172.
- JONES, R. R., Y TANNER P. W. G., 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, Vol. 17, No. 6, pp. 793-802.
- JOUANNE, F., AUDEMARD, F., BECK, C., WELDEN, A. V., OLLARVES, R., REINOZA, C., 2010. Present-day deformation along the El Pilar Fault in eastern Venezuela: evidence of creep along a major transform boundary. *Journal of Geodynamics*. Vol. 51, p 398-410.
- JU, W., HOU, G., ZHANG, B., 2014. Insights into the damage zones in fault-bend folds from geomechanical models and field data. *Tectonophysics* 610 182–194
- KAHRAMAN S., 2002. Correlation of TBM and drilling machine performances with rock brittleness. *Eng Geol*; 65:269–83.
- KAHRAMAN S., Y ALTINDAG R., 2004. A brittleness index to estimate fracture toughness. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 41 pp. 343–348.
- KALBACHER, T., METTIER, R., MCDERMOTT, C., WANG, W., KOSAKOWSKI, G., TANIGUCHI, T., 2007. Geometric modelling and object-oriented software

- concepts applied to a heterogeneous fractured network from the Grimsel rock laboratory Olaf Kolditz. *Computer Geoscience* 11:9–26.
- KNIFE, R. J., 1986. Microstructural evolution of vein arrays preserved in Deep Sea Drilling Project cores from The Japan trench. Leg 57. In: *Structural Fabrics in Deep Sea Drilling Project Cores from Forearcs* (edited by Moore, J. C.) *Mem. Geol. Soc. Am.* 166, 75 – 88.
- KULANDER, B.R., BARTON, C.C Y DEAN, S.C, 1979. The Application of Fractography to Core and Outcrop Fracture Investigations. *Rep. to U.S.D.O.E. Morgantown Energy Technology Center, METC/SP-79/3*, p. 74.
- LACAZETTE, A., 2000. Natural Fracture Nomenclature, Disk 1, 13 pages, in L.B. Thompson (editor) *Atlas of Borehole Images, AAPG Datapages Discovery Series 4, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa (2 compact disks)*.
- LAMARCHE, J., CHABANI, A., GAUTHIER, B. D. M., 2017. Dimensional threshold for fracture linkage and hooking, *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2017.11.016.
- LAUBACH, S.E. 1992. Fracture networks in selected Cretaceous sandstones of the Green River and San Juan basins, Wyoming, New Mexico and Colorado. In: Schmoker, J.W., Coalson, E.B., Brown, C.A. (Eds.), *Geological Studies Relevant to Horizontal Drilling: Examples from Western North America*. Rocky Mountain Association of Geologists, pp. 115-127.
- LAUBACH, S.E., 1997. A method to detect natural fracture strike in sandstones. *American Association of Petroleum Geologists* 81, 604-623.
- LAUBACH, S.E., 2004. Fracture permeability and stress in the Upper Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas. *AAPG Bulletin*.

- LAUBACH, S.E., LAMARCHE J., GAUTHIER B.D.M., DUNNE W.M., SANDERSON J., 2018. Spatial arrangement of faults and opening-mode fractures. *Journal of Structural Geology* 108 2-15.
- LAVENU, A.P.C., LAMARCHE, J., 2017. What controls diffuse fractures in platform carbonates? Insights from Provence (France) and Apulia (Italy), *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2017.05.011.
- LI, J.Z., LAUBACH, S.E., GALE, J.F.W., MARRETT, R.A., 2017. Quantifying opening-mode fracture spatial organization in horizontal wellbore image logs, core and outcrop: Application to Upper Cretaceous Frontier Formation tight gas sandstones, USA, *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2017.07.005.
- LIDDLE R. 1946. The geology of Venezuela and Trinidad. *New York: Paleont. Res. Inst*, 890 p.
- MACSOTAY O., V. VIVAS, N. PIMENTEL Y A. BELLIZZIA. 1985. Estratigrafía y tectónica del Cretáceo-Paleoceno de las islas al norte de Puerto la Cruz-Santa Fe y regiones adyacentes. Excursión. *VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas*, 10:7125-7175.
- MÄKEL, G.H., 2007. The modelling of fractured reservoirs: constraints and potential for fracture network geometry and hydraulics analysis. *Geol. Soc. Lond.* 292, 375 - 403. Special Publications.
- MANN, P., GAHAGAN, L. Y GORDON, M., 2003. Chapter 2 Tectonic setting of the world's giant oil and gas fields. In M.T. Halbouty. Giant oil and gas fields of the decade 1990-1999. *AAPG, Memoir* 78, p. 15-105.
- MANZOCCHI, T., 2002. The connectivity of two dimensional networks of spatially correlated fractures. *Water Resour. Res.* 38.

- MARGOTTA J. Y K. RAMÍREZ. 2004. Caracterización quimioestratigráfica de la sección basal de la Formación Querecual, Isla Chimana Grande, estado Anzoátegui. [UCV-Tesis], 136 p.
- MARRETT, R. 1997. Permeability, porosity, and shear-wave anisotropy from scaling of open fracture populations. In: Hoak, T.E., Klawitter, A.L., Blomquist, P.K. (Eds.), *Fractured Reservoirs: Characterization and Modeling Guidebook*. Rocky Mountain Association of Geologists, pp. 217±226.
- MARRETT, R., GALE, J. F. W., GÓMEZ, L. A., LAUBACH, S. E., 2017. Correlation analysis of fracture arrangement in space, *JOURNAL OF STRUCTURAL Geology* (2017), doi: 10.1016/j.jsg.2017.06.012.
- MARSHAK, S., Y MITRA, G., 1988. *Basic methods of structural geology*. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall.
- MCCLAY, K., P. S. WHITEHOUSE, T. DOOLEY, M. RICHARDS. 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. 21. 857-877.
- MCCLAY, K.R., WHITEHOUSE, P.S., DOOLEY, T., RICHARDS, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology* 21 857–877.
- MÉNDEZ J. 1989. La Formación La Luna. Características de una cuenca anóxica en una plataforma de aguas someras. *Mem. VII Congr. Geol. Venezolano*, 2: 852-866.
- MENDOZA, V. (2005). Cretácico, Terciario y Reciente Sedimentario de Venezuela. *Geología de Venezuela. Tomo II. Rocas Sedimentarias. Escuela Ciencias de la Tierra*. Universidad de Oriente.
- MERCIER, J., Y VERGELY, P., 2001. *Tectónica*. Editorial Limusa, S. A. de C. V. Grupo Noriega Editores, Balderas 95, Méjico, D. F.

- METZ, H., L., 1964. Geology of the El Pilar Fault zone, State of Sucre, Venezuela: [PhD Thesis]. *Princeton University*. 102 p.
- MONGENOT T., N. TRIBOVILLARD, A. DESPRAIRIES, E. VERGOS & F. LAGGONN. 1996. Trace elements as palaeoenvironmental markers in strongly mature hydrocarbon source rocks: the Cretaceous La Luna Formation of Venezuela. *Sedimentary Geology* 103: 23-37.
- MORLEY A. 1944. Strength of materials. *London: Longman ed.*
- MULLER, W. G., 2007. Collecting Spatial Data. *Springer. Third Edition. 250 p.*
- MUNRO, S. E., AND SMITH, F., D., JR., 1984. The Urica fault zones, northeastern Venezuela, in BONINI, W. E. HARGRAVES, R., B., AND SHAGAN, R., eds., The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: *Geological Society of America Memoir 162, p. 213-215.*
- MURAT B. & I. AZPIRITXAGA. 1995. Aplicación del análisis secuencial en los carbonatos del Cretácico de la Cuenca de Maracaibo. *Bol. Soc. Venezolana Geólogos (1-2): 7-29.*
- ORTEGA, O., AND MARRET, R, 2000. Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico. *Journal of Structural Geology* 22 571-588
- OSTOS, M., YORIS, F., LALLEMANT, H. G. A., 2005. Overview of the southeast Caribbean–South American plate boundary zone, in Avé Lallemand, H.G., and Sisson, V.B., eds., Caribbean–South American plate interactions, Venezuela: *Geological Society of America Special Paper* 394, p. 53–89, doi: 10.1130/2005.2394 (02).
- PARRA, M., SANCHEZ, G. J., MONTILLA, L., GUZMAN, O. J., NAMSON, J., JACOME, M. I., 2011. The Monagas Fold–Thrust Belt of Eastern Venezuela. Part I: Structural and thermal modeling. *Marine and Petroleum Geology* 28, pp 40–69.

- PARNAUD P., Y. GOU, J. C. PASCUAL, M. CAPELLO, I. TRUSKOWSKI & H. PASSALACQUA. 1995. Stratigraphic Synthesis of Western Venezuela. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 62: 681-698.
- PASSCHIER C. W. Y TROUW R. A. J. 1998. *Microtectonics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.* 289 p.p.
- PASSALACQUA, H., FERNANDEZ, F., GOU, Y., ROURE, F, 1995. Crustal Architecture and Strain Partitioning in the Eastern Venezuelan Ranges, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, p. 667–679.
- PEDRAZA, J., 1996. Geomorfología: Principios, métodos y aplicaciones. Editorial Rueda, S. L., Madrid. 414 p.
- PEREIRA LC, SANCHEZ M, GUIMARAES, 2016. Uncertainty quantification for reservoir geomechanics. *Geomechanics for Energy and the Environment* (2016), <http://dx.doi.org/10.1016/j.gete.2016.11.001>
- PEREZ-INFANTE J., P. FARRIMOND & M. FURRER. 1996. Global and local controls influencing the deposition of the La Luna Formation (Cenomanian-Campanian), western Venezuela. *Chemical Geology* 130: 271-288.
- PINDELL, J.L., HIGGS, R., AND DEWEY, J.F., 1998, Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution, and hydrocarbon setting of the northern margin of South America, in Pindell, J.L., and Drake, C., eds., *Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication 58*, p. 45–85.
- POLLARD, D. D., Y FLETCHER, R. C., 2005. *Fundamentals of structural geology.* Cambridge University Press. 4th printing 2010.
- PRIOR D. J., TRIMBY P. W., WEBER, U. D., DINGLEY, D. J., 1996. Orientation contrast imaging of microstructures in rocks using foreshatter detectors in

- the scanning electron microscope. *Mineralogical Magazine*, Vol. 60, No. 403.
- PROCTER, A. Y D. J., SANDERSON, 2017. Spatial and layer-controlled variability in fracture networks. *Journal of Structural Geology*. p 1-14.
- RAMSAY J. G., 1967. Folding and fracturing of rocks. *London: McGraw-Hill*.
- RAMSAY, J. G. Y HUBBER, M. I., 1987. Techniques in modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures. xi + 391 pp. London, Orlando, San Diego, New York, Austin, Boston, Sydney, Tokyo, Toronto: Academic Press.
- READ, M. D., AYLING, M. R., MEREDITH, P. G., MURRELL, S. A.F., 1995. Microcracking during triaxial deformation of porous rocks monitored by changes in rock physical properties, II. Pore volumetry and acoustic emission measurements on water-saturated rocks. *Tectonophysics* 245, 223-235.
- RENZ O. 1959. Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela occidental. *Bol. Geol.*, 5(10): 3-48.
- REY O., T. SIMO & M. LORENTE. 2004. A record of long- and short-term environmental and climatic change during OAE3: La Luna Formation, Late Cretaceous (Santonian–early Campanian), Venezuela. *Sedimentary Geology* 170: 85–105.
- ROD E. & W. MAYNC. 1954. Revision of lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela. *Bull. Amer. Asocc. Petrol. Geol.* 38: 193-283.
- ROGER M. S., PAUL R. PH., NEAL O', YOUNANE A., PRERNA S., ERIC V. E., RODERICK P., ROMINA P., ELIZABETH T. B., KURT J. M., AND STEVEN M-A., 2010. Pore-to-regional-scale, integrated characterization workflow for unconventional lutitas gasíferas (*gas shale*). *Submitted to AAPG book on gas shales*.

- ROSALES H. 1967. Guía de la Excursión: Geología del área de Barcelona – río Querecual (estado Anzoátegui). *Creole Petroleum Corporation, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*.
- ROSALES, H., 1972. LA FALLA DE SAN FRANCISCO EN EL ORIENTE DE VENEZUELA. *Congreso Geológico de Venezuela, 4th, Memoria, V.4, Venezuela*. Dir. Geol. Boletín Geol., Publ. Esp., No. 5. p. 2322-2336.
- ROSSI, T., 1985. Contribution a L'étude Geologique de la Frontière Sud-Est de la Plaque Caraibe: La Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le Transect Cariaco-Maturin. [PhD Thesis]. *Université Bretagne Occidentale. Brest., 338 p.*
- ROURE, F., J.O. CARNEVALI, Y. GOU, T. SUBIETA, 1994. Geometry and kinematics of the North Monagas thrust belt (Venezuela). *Marine and Petroleum Geology, Volume 11, Issue 3, pp. 347-362.*
- SANAEI, R., SHADIZADEH, S.R., RIAHI, M. A., 2010. Determination of the stress profile in a deep bore hole in a naturally fractured reservoir. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 47, 599–605.
- SANDERSON, D. J., 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: A review. *Tectonophysics*, 88, 201-233.
- SANDERSON, D. J. AND C. W. NIXON, 2015. The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology*. Vol. 72, p. 55-66.
- SANDERSON, D.J., PEACOCK, D.C.P., NIXON, C.W., ROTEVATN, A., 2018. Graph theory and the analysis of fracture networks, *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2018.04.011.
- SCHÖPFER, M. P. J., ARSLAN, A., WALSH, J. J., CHILDS, C., 2010. Reconciliation of contrasting theories for fracture spacing in layered rocks. *Journal of Structural Geology*, 33 (4) 2011-04, pp.551-565. Available at: <http://hdl.handle.net/10197/3026> DOI: 10.1016/j.jsg.2011.01.008

- SCHUBERT, C. 1977. Geología de la Península Araya-Paria. *IV Congreso Geológico Venezolano. Tomo III*, p. 1823-1886.
- SCHUBERT, C., 1984. Basin formation along the Boconó–Morón–El Pilar fault system, Venezuela: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 5711–5718.
- SCHULTZ, R. A., 2000. Growth of geologic fractures into large-strain populations: review of nomenclature, subcritical crack growth, and some implications for rock engineering. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 37, 403-411.
- SHOVKUN, I., ESPINOZA, N., 2018. Geomechanical implications of dissolution of mineralized natural fractures in shale formations. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 160, 555–564.
- SMART, K. J., FERRILL, D. A., MORRIS, A. P., MCGINNIS, R. N., 2012. Geomechanical modeling of stress and strain evolution during contractional fault-related folding. *Tectonophysics* 576–577, 171–196.
- SMITH, J. D., JOHNSON, A. B., & BROWN, C. D., 2015. Fracture Characterization and Its Impact on Fluid Flow in Unconventional Reservoirs. *Journal of Structural Geology*, 73, 137-152.
- SPEED, R. C., 1985. Cenozoic collision of the Lesser Antilles arc and continental South America, and the origin of the El Pilar Fault, *Tectonics* 4, 41-69.
- STEPHAN, J. F., BECK, C., BELLIZIA, A. AND BALANCHET, R. 1980. La chaîne Caraïbe du Pacifique à l'Atlantique, *Mémoires B.R.G.M.Fr.* 115, 38-59
- SU, N., ZOU, L., SHEN, X., GUO, F., REN, Y., XIE, Y., LI, J., WU, J., 2014. Fracture patterns in successive folding in the western Sichuan basin, China. *Journal of Asian Earth Sciences* 81, 65–76.

- TALUKDAR S., O. GALLANGO & A. RUGGIERO. 1985. Formaciones La Luna y Querecual de Venezuela: Rocas madres de petróleo. *Mem. VI Congr. Geol. Venezolano*, (6): 3564-3606.
- TEYSSIER, C.; TIKOFF, B.; MARKIEY, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, Vol. 23, No. 5, p. 447-450.
- THIELE, S.T., JESSELL, M.W., LINDSAY, M., OGARKO, V., WELLMANN, J.F., PAKYUZ-CHARRIER, E., The topology of geology 1: Topological analysis, *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2016.08.009.
- THORBJORNSEN, K. L., DUNNE, W. N., 1996. Origin of a thrust-related fold: geometric vs kinematic tests. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, Nos. 3-4, pp. 303 to 319.
- TOY, V. G., PRIOR, D. J., NORRIS, R. J., COOPER, A. F., WALROND, M., 2012. Relationships between kinematic indicators and strain during syn-deformational exhumation of an oblique slip, transpressive, plate boundary shear zone: The Alpine Fault, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 333 – 334, 282 – 292.
- TRIBOVILLARD N., J. STEPHAN, H. MANIVIT, Y. REYRE, P. COTILLON & E. JAUTÉE. 1991. Cretaceous black shales of Venezuelan Andes: preliminary results on stratigraphy and paleoenvironmental interpretations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 81: 313-321.
- TRUESDELL, C. 1954. The Kinematics of Vorticity. *Indiana University Press*, Bloomington.
- UZCÁTEGUI, R., 2014. Curso de fracturas. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- UKAR, E., LOPEZ, R.G., GALE, J.F.W., LAUBACH, S.E., MANCEDA, R., 2017. New type c of kinematic indicator in bed-parallel veins, Late Jurassic–Early Cretaceous Vaca Muerta Formation, Argentina: E-W shortening during Late

- Cretaceous vein opening, *Journal of Structural Geology* (2017), doi: 10.1016/j.jsg.2017.09.014.
- VALENTINI, L., PERUGINI, D., POLI, G., 2006. The “small-world” topology of rock fracture networks. *Physica A* 377, 323–328.
- VARDOULAKIS, I., Labuz, J. F., Papamichos, E., Tronvoll, J., 1998. Continuum Fracture Mechanics Of Uniaxial Compression On Brittle Materials. *Int. J. SoluL~ Swucturm* Vol. 35, Nos 31-32, pp 4313-4335.
- VIERBUCHEN, R. C., 1984. The geology of the El Pilar fault zone and adjacent areas in northeastern Venezuela. *Geological Society of America Memoir* 162.
- VRNIK, L., MILOVAC J., Rock physics in organic shales, 2011. *The Leading Edge, Special sections: Shales. pp. 318-323.*
- WAGNER A., ROBERTO A., 2004. Estudio estructural regional y análisis de deformaciones recientes en el frente de montaña de la serranía del interior oriental y en la parte norte de la subcuenca de Maturín. [UCV-Tesis].
- WANG F. P. AND JULIA F. W. GALE, 2009. Screening Criteria for Shale-Gas Systems. *Bureau of Economic Geology, Jackson School of Geosciences, The University of Texas at Austin, University Station, Box X, Austin, Texas N 78713.*
- WANG, Y., ZHANG, J., & NIU, J., 2018. Fracture-Related Reservoir Quality in Shales: Insights from Exploration and Production. *Marine and Petroleum Geology*, 89, 622-639.
- WATKINS, H., HEALY, D., BOND, C.E., BUTLER, R.W.H., 2017. Implications of heterogeneous fracture distribution on reservoir quality; an analogue from the Torridon Group sandstone, Moine Thrust Belt, NW Scotland, *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2017.06.002.

- WILLIAMS, P., GOODWIN L., Y RALSER, S., 1994. Ductile deformation processes: in *Continental Deformation* (edited by P. L. Hancock). Pergamon Press, Oxford, 1-27.
- WILSON, C. C., 1968, The Los Bajos fault: *IV Caribbean Geologic Conference, 1965, Trinidad*, p. 87–89.
- YORIS, F.G., 1985 a, Revisión de la estratigrafía del Cretáceo Inferior al sur y este de la Serranía del Interior, Venezuela nororiental, in Espejo, A., Ríos, J.H., and Bellizzia, N.P., eds., *Memoria, VI Congreso Geológico Venezolano: Caracas, Sociedad Venezolana de Geólogos*, v. 2, p. 1343–1393.
- YORIS, F.G., 1985 b, Análisis petrográfico-estadístico de areniscas del Grupo Sucre (franja oeste del Río San Juan; Estados Sucre y Monagas), Venezuela nororiental, in Espejo, A., Ríos, J.H., and Bellizzia, N.P., eds., *Memoria, VI Congreso Geológico Venezolano: Caracas, Sociedad Venezolana de Geólogos*, v. 2, p. 1307–1342.
- YORIS, F.G., 1988, Localidades tipo y secciones de referencia para los miembros de la Formación El Cantil en la Serranía del Interior, Venezuela nororiental: *Caracas, Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos*, v. 34, p. 52–70.
- YORIS, F.G., 1992a, Análisis de secuencias clásticas por métodos petrográficos y estadísticos [Doctoral Thesis]: Caracas, *Universidad Central de Venezuela*, 4 volumes, 1045 p.
- YORIS, F.G., 1992b, Localidades tipo para los miembros de la Formación Chimana en la Serranía del Interior, Venezuela nororiental: Caracas, *Geos*, v. 30, p. 295–324.
- YSACCIS, R., 1997. Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore, *Ph.D. thesis, 285 pp., Rice Univ., Houston, Tex.*

YU, H., ZHANG, Y., LEBEDEV, M., HAN, T., VERRALL, M., WANG, Z., AL-KHDHEEAWI, E.A., AL-YASERI, A., IGLAUER, S., 2017. Nanoscale geomechanical properties of Western Australian coal, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, doi: 10.1016/j.petrol.2017.11.001.

7 ANEXOS

7.1. Marco Teórico

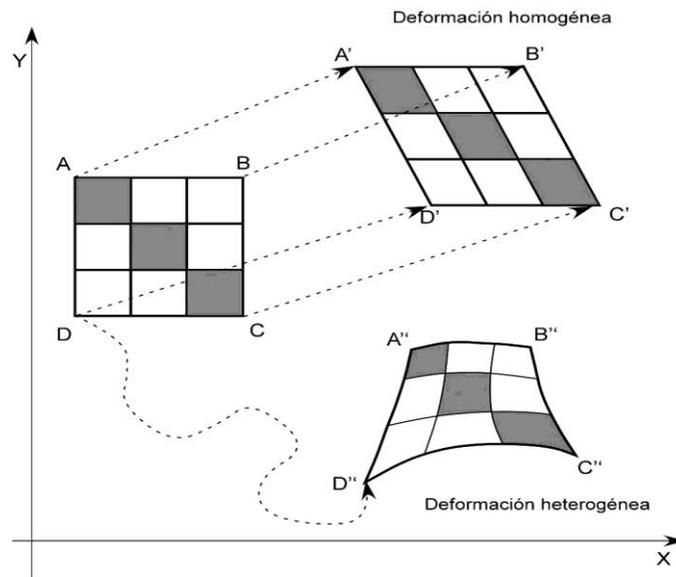
7.1.1. Generalidades

Con el fin de desarrollar el tema de fracturamiento y específicamente en rocas carbonáticas, en las calizas lodosas ubicadas al tope de la Formación Querecual del Grupo Guayuta en el nor-orienté de Venezuela, se presentan a continuación conceptos básicos de la deformación y del esfuerzo, que adicionalmente permitirán orientar el análisis del modelo de deformación presente en la región.

7.1.2. Esfuerzo y Deformación

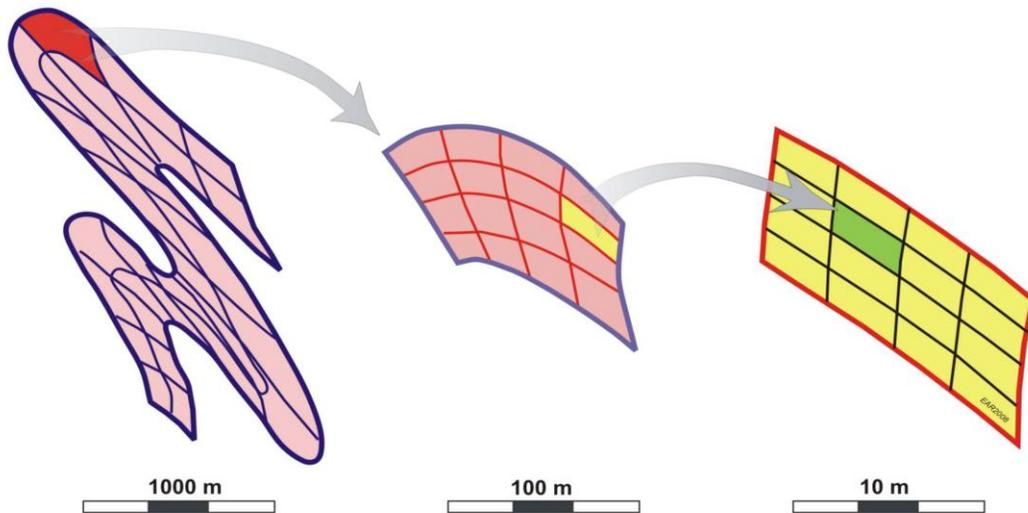
Según MERCIER, V., Y VERGELY, P., 2001, cuando un sólido es sometido a un esfuerzo y se deforma, cada una de sus partículas se desplaza para ocupar una nueva posición. Para WILLIAMS, P., GOODWIN L., Y RALSER, S., 1994, la deformación concierne un cambio en la forma de un cuerpo y describe simplemente la forma final en términos de la forma inicial. La descripción es indeel buzamiento del camino en el cual ocurrió el cambio.

En trabajos de geología estructural y tectónica (RAMSAY, 1967; HOBBS ET. AL. 1976; RAMSAY Y HUBER 1987; MARSHAK Y MITRA 1988, PASCHIER Y TROUW, 1998; ATKINSON, B., K., 1989; DRURY, M. R., Y URAI, J. L., 1990), se identifican dos tipos de deformación, homogénea y heterogénea, las cuales dependen también de la escala de observación, puesto que a una escala un material puede observarse con deformación heterogénea y al cambiar la escala de observación, ser homogénea. Si el campo es homogéneo (los vectores de desplazamiento son paralelos y del mismo módulo), el cuerpo solo experimenta una traslación. Si el campo de desplazamiento es heterogéneo, entonces las partículas estarán separadas por distancias diferentes de las que tenían en el estado inicial, ver Figura 71 y Figura 72.



Modificado de: MERCIER, V., Y VERGELY, P., 2001.

Figura 71. Tipos de deformación. Homogénea cuando existe solo traslación de los nodos A, B, C, D; en los nodos A', B', C' y D'. Heterogénea cuando existe una traslación y una rotación de los nodos A, B, C, D; en los nodos A'', B'', C'' y D''



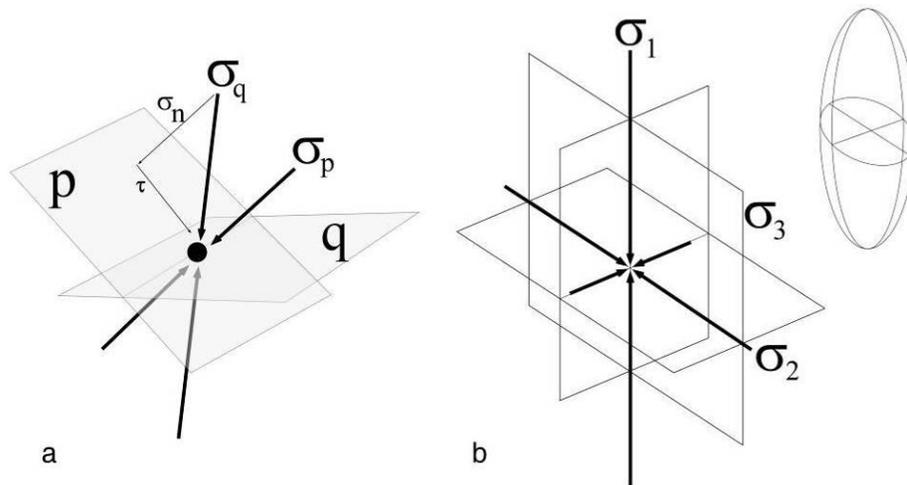
La deformación heterogénea como una suma de pequeñas porciones deformadas homogéneamente (adaptado de Ramsay, in Time and place in orogeny, Geol. Soc. London. Special Pbl. N° 3).

Modificado de RAMSAY, 1987

Figura 72. Deformación heterogénea como una suma de pequeñas porciones deformadas homogéneamente

7.1.3. Esfuerzo

En un espacio continuo, el vector de tracción sobre una superficie presenta un tamaño y dirección de acuerdo al buzamiento de la orientación sobre la superficie. La relación entre estos valores está expresada como el esfuerzo sobre un punto en el material. Nótese que el esfuerzo es definido solo para un punto en particular, por lo tanto, es frecuentemente diferente de un lugar a otro en el material (PASCHIER Y TROUW 1998), (Figura 73).

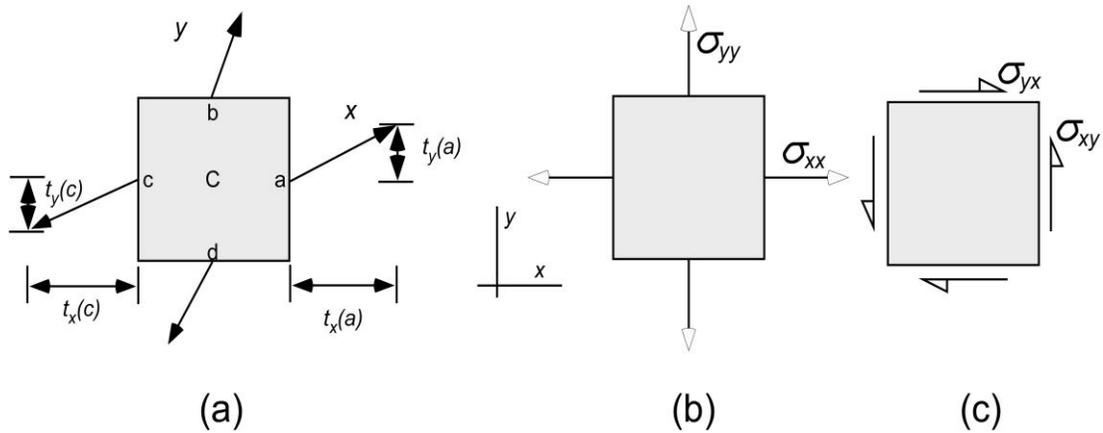


Modificado de RAMSAY Y LISLE 2000

Figura 73. Concepto de esfuerzo: a.- Las superficies p y q en un punto de una roca sometida a esfuerzo tienen cada una un vector distinto de tracción σ_p y σ_q asociado. Cada tensor de esfuerzo puede ser descompuesto en un esfuerzo normal (σ_n) y un esfuerzo de cizalla (τ) en el plano. b.- El estado completo de esfuerzos en el punto es un tensor que puede ser representado por tres (3) esfuerzos principales ortogonales los cuales operan en tres (3) superficies ortogonales. Estos esfuerzos principales son los ejes de simetría de un elipsoide de esfuerzos como muestra la figura

POLLARD, D. D., Y FLETCHER, R. C., 2005, proponen un ejemplo teórico donde el esfuerzo se ejerce sobre la base de un elemento "C" (cuadrado) orientado según un sistema cartesiano, donde los vectores de tracción son oblicuos a las caras y ambos presentan sus componentes normales y tangenciales, como

se ve en la Figura 74, donde el eje “x” es perpendicular a la cara “a”, y el eje “y” es perpendicular a la cara “b”.



Modificado de POLLARD, D. D., Y FLETCHER, R. C., 2005

Figura 74. Definición del esfuerzo con base en el estudio de las componentes de los vectores de tracción sobre un cuerpo cuadrado “C”

7.1.4. Deformación

El concepto de deformación y las fases de deformación han sido utilizados extensivamente en la literatura geológica para la reconstrucción de la evolución estructural de las unidades rocosas, con patrones de deformación complejos (RAMSAY, 1967; HOBBS ET. AL. 1976; RAMSAY AND HUBER 1987; MARSHAK AND MITRA 1988, PASCHIER AND TROUW 1998), aunque la ruta de deformación (procesos intermedios de deformación entre la etapa inicial y final) es en general compleja.

El enfoque de la deformación de dos dimensiones al estudio de la distribución de la deformación en el trabajo campo fue concebido como un tensor de cuatro componentes que incluye como productos finales el cizallamiento puro y el cizallamiento simple (TRUESDELL, 1954; MEANS *et al.*, 1980).

7.1.4.1. Modelos de deformación

Los modelos propuestos en este estudio, para la formación de estructuras (pliegues, fallas, diaclasas, vetas cizalladas, vetas en echelón, vetas sigmoidales, etc) a escala local (Figura 78, Figura 79, Figura 80) y regional (plegamientos y fallamientos), corresponden con un modelo de cupla cizallante dextral (Figura 75) y el modelo de partición de esfuerzos (TEYSSIER *et al.*, 1995), (Figura 76).

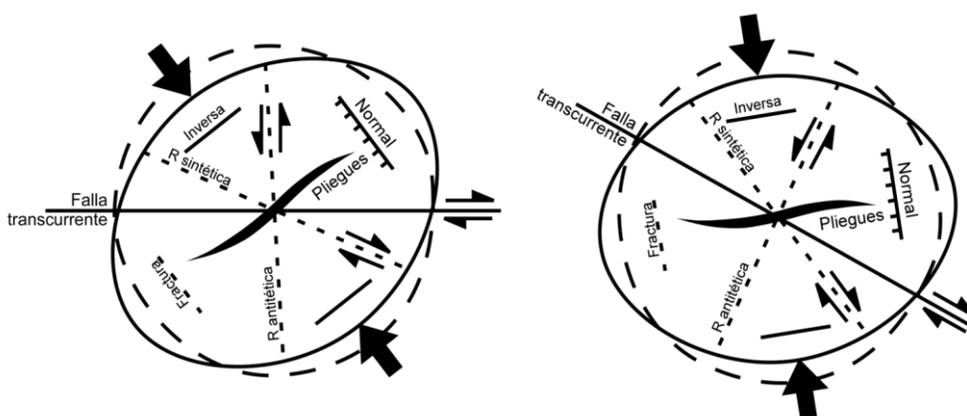
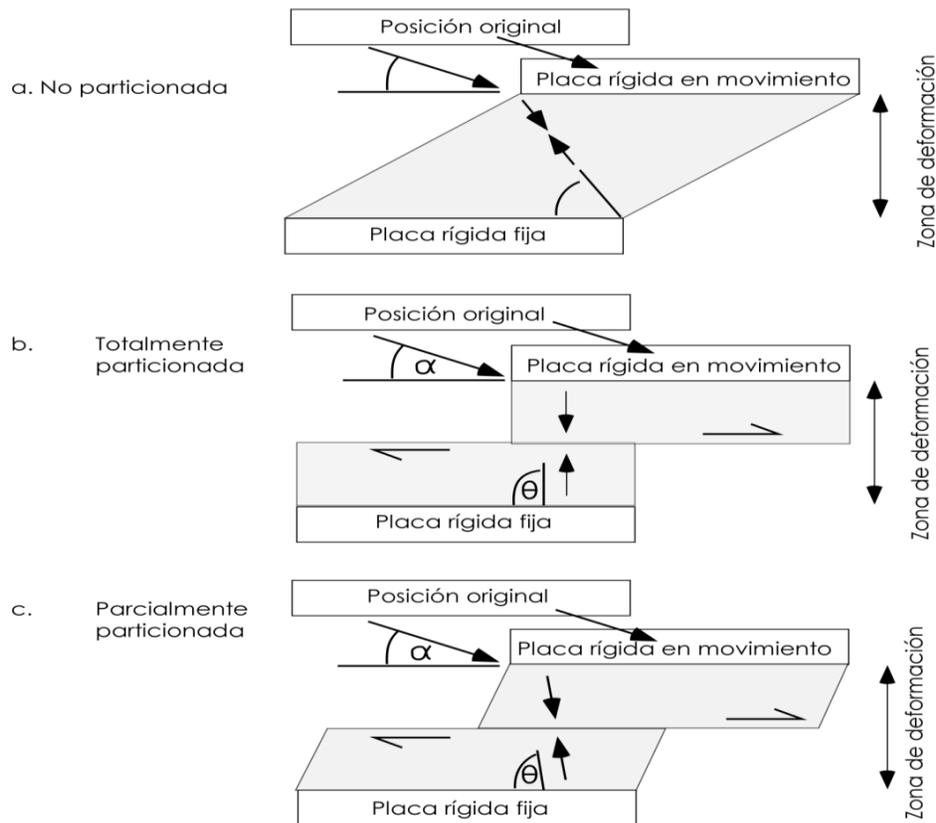


Figura 75. Modelo de deformación para falla transcurrente dextral, a.- Falla transcurrente EO, b.- Rotación de la falla a favor de las agujas del reloj para asimilarse a la orientación del vector para la región estudiada

El modelo de partición de esfuerzos (JONES, R. R., Y TANNER P. W. G., 1995) es la separación del esfuerzo transpresivo en dos dominios de cizalla, el dominio de cizalla pura y el dominio de cizalla simple, lo cual contrasta con la transpresión de carácter homogéneo, donde los componentes de cizalla pura y cizalla simple están distribuidos uniformemente en toda la zona de deformación. En el caso de la región estudiada se presenta la partición parcial de esfuerzos, caso “c” del modelo de TEYSSIER *et al.*, 1995, en el cual la deformación se expresa de carácter heterogéneo (ver Figura 76).



Fuente: modificado de TEYSSIER ET AL., 1995

Figura 76. Esquema de partición de esfuerzos en una zona de deformación (en gris), producto de un movimiento relativo entre placas; a- deformación no particionada, q entre 45° y 90° ; b- particionada completamente, $q = 90^\circ$; c- caso general con algún grado de partición (partición parcial), q entre 45° y 90° , mayor que en el caso a; (α = ángulo entre el margen de placas y el vector de convergencia; q = ángulo entre el margen de placas y la dirección del acortamiento máximo instantáneo; $q \geq \alpha$)

7.1.4.2. Ley de Anderson

ANDERSON (1942) definió tres grupos de fallas en función a los esfuerzos principales. Consideró que no existen esfuerzos de cizalla paralelos a la superficie terrestre, por lo que uno de los tres esfuerzos principales debe ser perpendicular a ella. Los otros dos son horizontales. Usando $\Phi = 30^\circ$ y la regla de Hartman (donde el esfuerzo principal es la bisectriz a los planos de ruptura),

pudo predecir la orientación de las fallas en función de los esfuerzos, ver Figura 77.

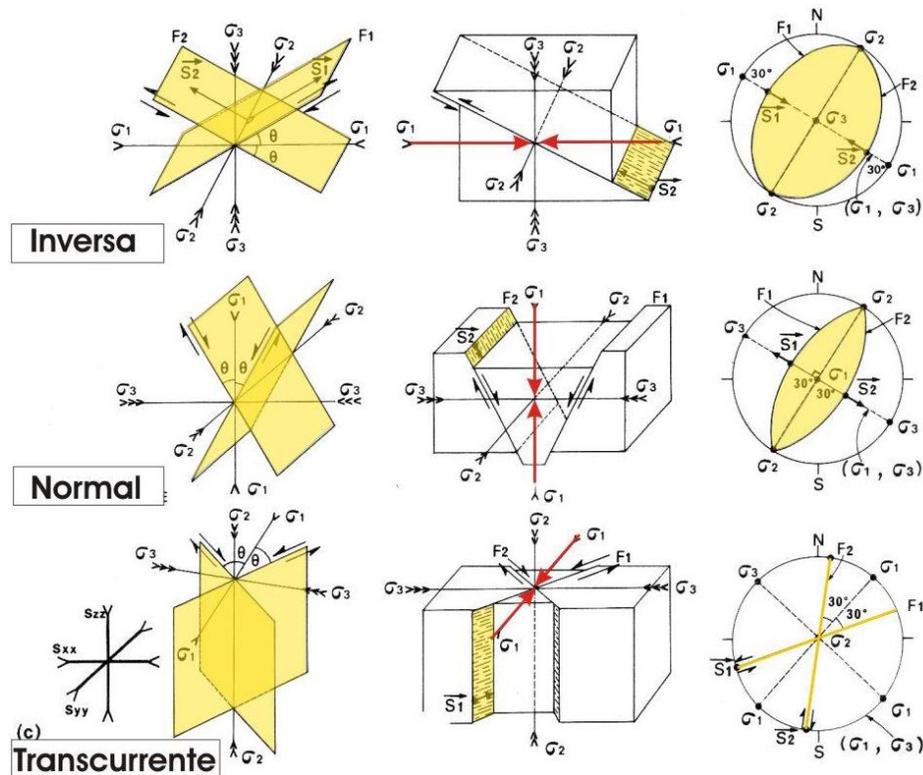
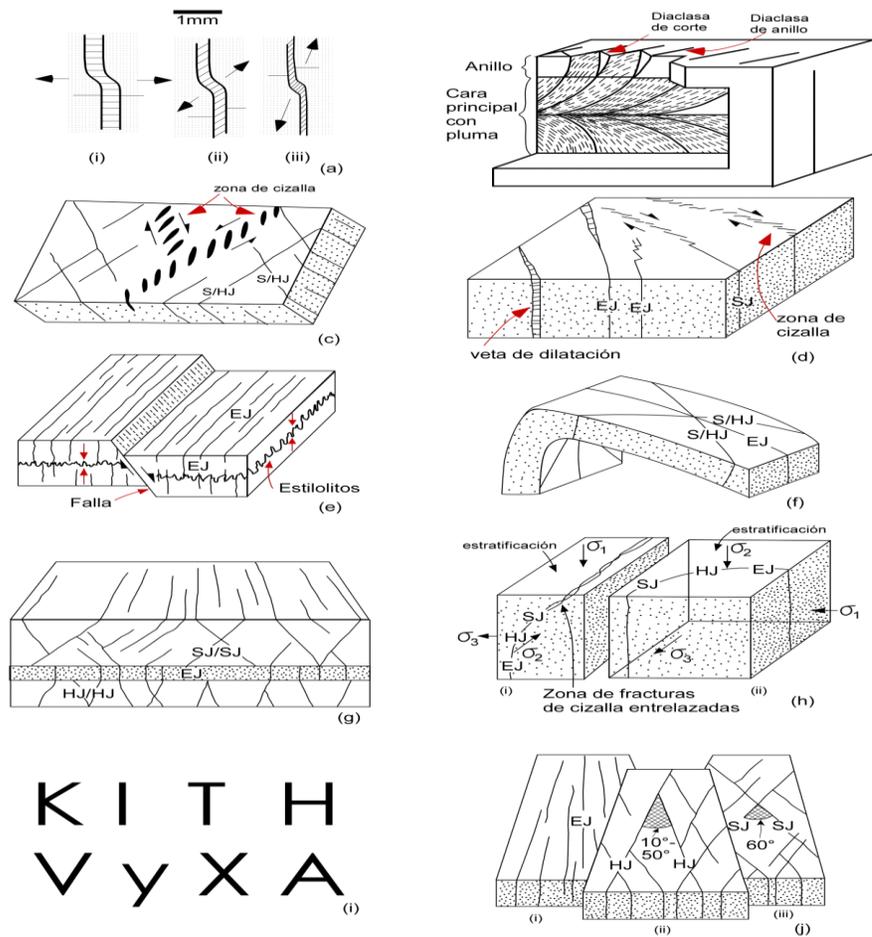


Figura 77. Predicción de orientación de fallas en función de los esfuerzos, Anderson, 1942

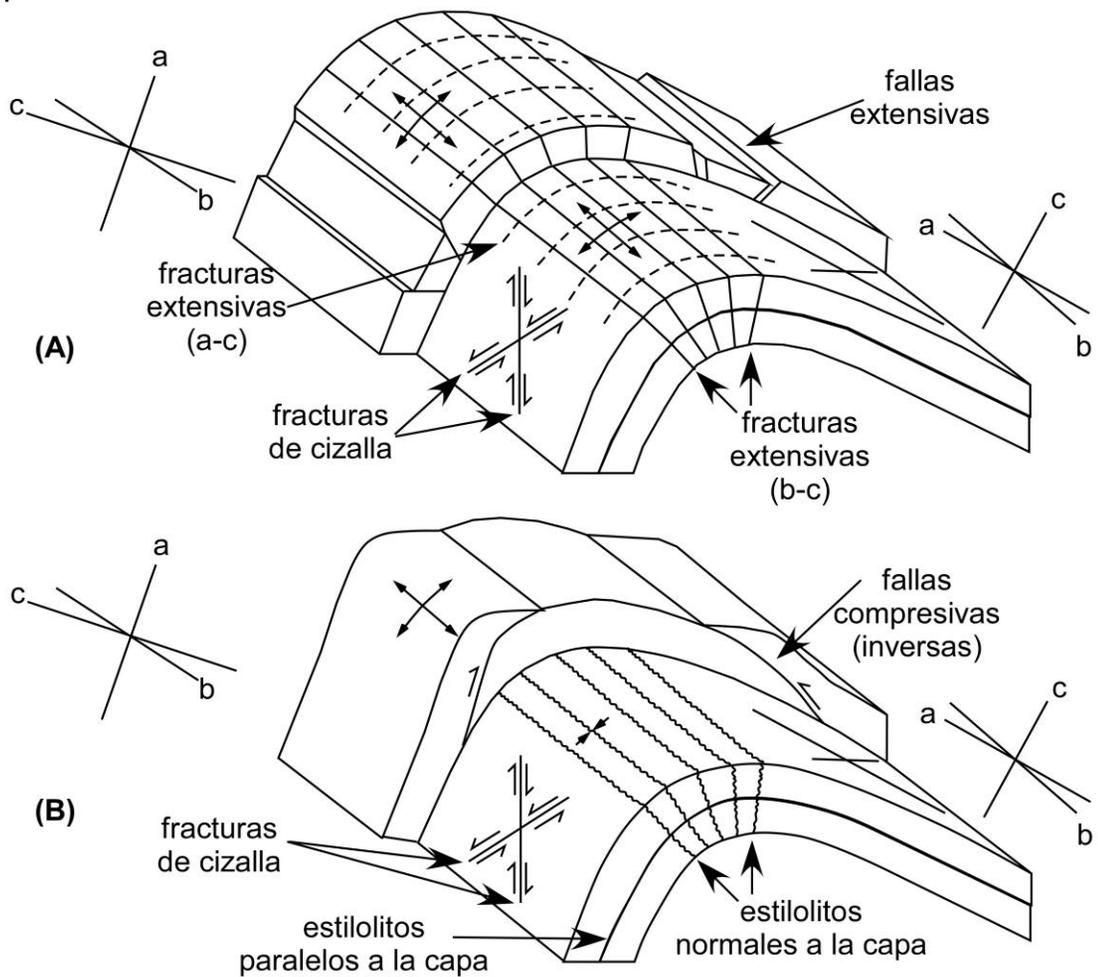
7.1.4.3. Deformación a escala de afloramiento (mesoescala)

A escala de afloramiento, se han descrito una serie de indicadores cinemáticos de deformación (KULANDER, *et. al.*, 1979; RAMSAY, 1980; WHEELER AND DIXON, 1980; KNIPE, 1986; GEISER Y SANSONE, 1981; EN DUNNE W. M., AND HANCOCK, P. L., 1995), que se utilizan como patrones de comparación en mesoescala, (Figura 78, Figura 79 y Figura 80) e indican los tensores de esfuerzo. Así como el tipo de diaclasa según su posición en una estructura plegada (MCKLAY, K. R., 1987). Las estructuras presentes en un sistema de pliegues pueden ser extensivas y compresivas (Figura 79) y las fracturas asociadas están relacionadas con su ubicación en el pliegue (Figura 80).



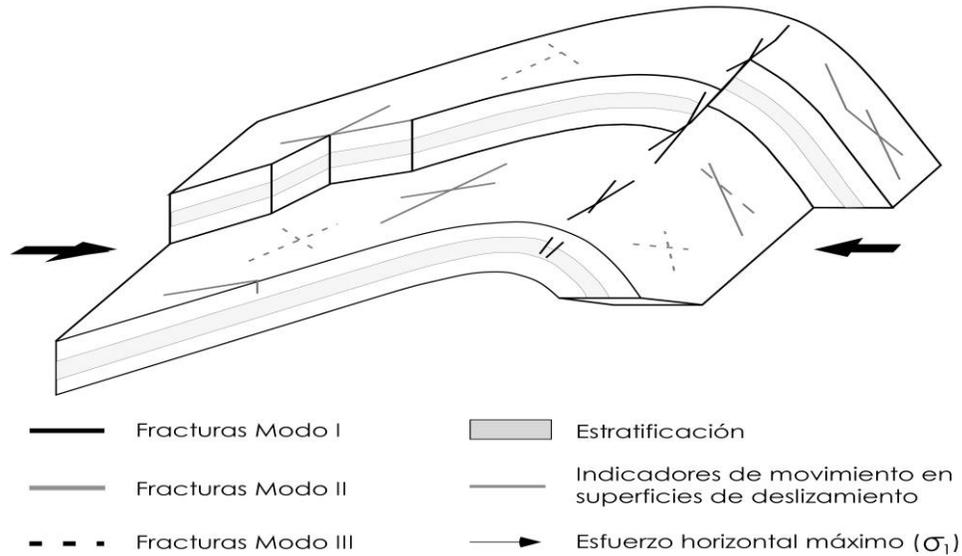
Modificado de HANCOCK, 1985

Figura 78. Criterios para distinguir entre fracturas de extensión, híbridas y de cizalla (a) Características microscópicas. (b) marcas de penacho y articulaciones de franja. (c) Paralelismo. (d) Continuidad con un indicador cinemático. (e) simetría con respecto al indicador cinemático. (f) simetría de conjuntos de fracturas con respecto al pliegue que los contienen. (g) Refracción de diaclasas litológicamente controlada. (h) Curvatura sistemática de un plano de diaclasas. (i) σ_1 normal a las capas, (ii) σ_2 normal a las capas (i) Traza de la fractura caracterizada por referencia a letras. (j) 20 escalas para (i) juntas o diaclasas de extensión, (ii) juntas o fracturas híbridas, (iii) juntas de cizalla cuando $\sigma = 30^\circ$. EJ, fractura de extensión, HJ fractura híbrida, SJ fractura de cizalla



Modificado de MCKLAY, 1987

Figura 79. Patrones estructurales asociados a un sistema cilíndrico de pliegues. (A) Estructuras de extensión. (B) Estructuras de compresión. Se muestran los ejes tectónicos (a, b, c) que varían a lo largo de la superficie del pliegue



Modificado de MCKLAY, 1987

Figura 80. Tipo de fracturas según su ubicación en una estructura plegada. Puede apreciarse que las fracturas modo I (por apertura) están ubicadas en la zona de charnela del pliegue, donde se sitúan los esfuerzos tensivos

7.1.4.4. Deformación a microescalas

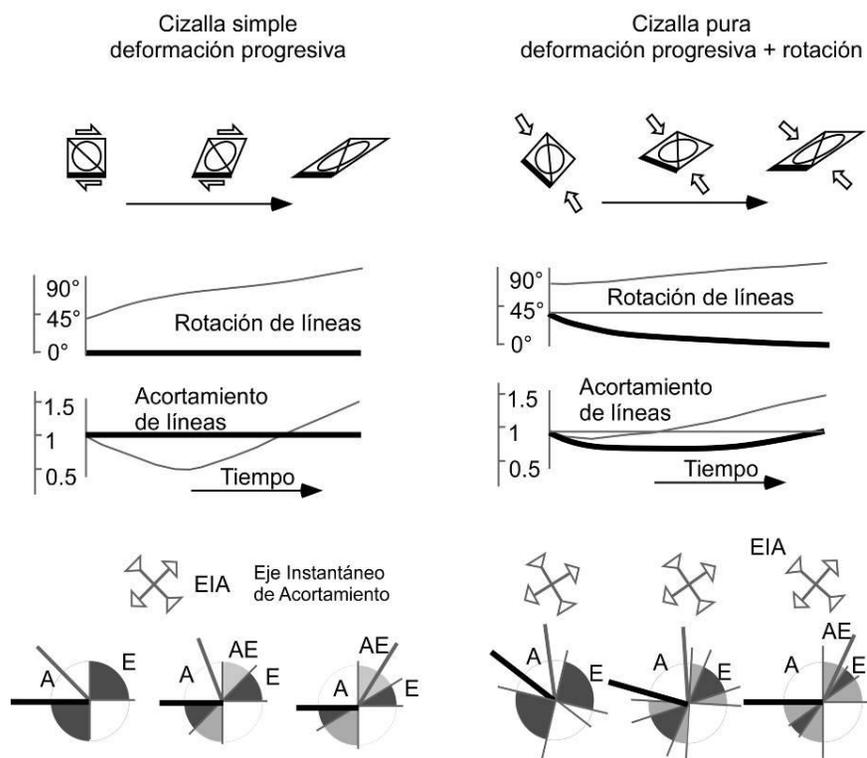
Como refiere PASCHIER Y TROUW 1998, desde su primer uso en el siglo pasado, los estudios en escalas microscópicas (a partir de secciones finas), han sido de gran utilidad para los geólogos, por representar una gran fuente de información. Sin embargo, para Venezuela, no se desarrollaron estudios de carácter microestructural hasta las últimas décadas, comenzando con la escala petrográfica, donde los petrólogos en rocas duras (ígneas y metamórficas) han analizado la relación de la evolución estructural a estas escalas. En este trabajo se utiliza la escala petrográfica y la microscopía electrónica de barrido (MEB), y se compara con la escala de campo, lo cual puede contribuir a los estudios de fracturamiento en el país.

7.1.4.5. *Fases de deformación*

El concepto de fases de deformación ha sido utilizado ampliamente en la literatura geológica para la reconstrucción de la evolución estructural de las unidades rocosas con presencia de patrones complejos de deformación (RAMSAY, 1967; HOBBS ET. AL. 1976; RAMSAY Y HUBER 1987; MARSHAK Y MITRA 1988, PASCHIER Y TROUW 1998). La idea general de este concepto es que una deformación permanente en un cuerpo de roca ocurre cuando existen esfuerzos diferenciales relativamente altos y la orientación de los campos de esfuerzos puede cambiar entre períodos de deformación permanente sin efectos visibles en la fábrica de la roca, sino posteriormente en el desarrollo de la deformación.

7.1.4.6. *Deformación progresiva*

En ensayos de deformación progresiva (PASCHIER Y TROUW, 1998), se ha demostrado que la deformación homogénea no guarda información sobre los caminos que transita esta deformación en su progreso (ver Figura 71). Sin embargo, la historia de acortamiento y rotación de las partículas del material depende del tipo de flujo del material en donde se produce la cizalla. La diferencia principal radica cuando se considera, tanto para una cizalla pura como para una simple, la rotación y el acortamiento, para el borde de la roca (condición de borde), o para la zona interna de la roca, (Figura 81).



Modificado de PASCHIER AND TROUW 1998

Figura 81. El efecto de la historia de deformación. A- Dos cuadrados idénticos de roca, con dos líneas marcadoras (oscura al borde inferior, clara y fina a lo interno), están deformadas bajo el mismo valor de esfuerzo en cizalla pura y en cizalla simple. La orientación inicial de los cuadrados se elige para que su forma y orientación final sea la misma. B- El acortamiento finito y la orientación relativa de ambas líneas marcadoras es idéntica en ambos casos, pero la historia de acortamiento y rotación de cada línea es diferente. C- Los diagramas circulares muestran la distribución de todas las líneas de material en los cuadrados, donde, (A) zona de acortamiento, (E) zona de extensión y (AE) zona donde 1ro hubo acortamiento y luego extensión. Se indica el Eje Instantáneo de Acortamiento (EIA)

7.1.5. Mecanismos de deformación

Este trabajo muestra y analiza los mecanismos de deformación que más se adaptan a las rocas sedimentarias, para utilizarlos en la investigación propuesta, incorporando la escala micrométrica (microscopio electrónico de barrido - MEB), otros mecanismos de deformación se descartan porque se

investigaron para otros tipos de rocas, con condiciones distintas de formación (presión, temperatura, etc.).

Las rocas registran una gran cantidad de procesos de deformación a escala de granos individuales y a escala de su matriz rocosa. Estos procesos dependen mayormente de controles litológicos como: mineralogía, composiciones de fluidos intergranulares, tamaño de grano, orientaciones preferenciales de la red cristalina, porosidad, permeabilidad, y de controles externos como: temperatura, presión litostática, esfuerzos diferenciales, presiones de fluidos y la tasa de deformación, PASCHIER AND TROUW 1998.

“La descripción de las microestructuras de las rocas deformadas se remonta a los trabajos de SORBY, 1853; SANDER, 1911, 1930; Y HARKER, 1932, pero aún no se comprende muy bien el significado exacto de muchas de las microestructuras comunes. Fue a partir de 1960 donde se comienza a clarificar en esta situación, con el uso de la microscopía electrónica de barrido (1965 y en especial desde 1970), se comenzaron a establecer las estructuras detalladas de rasgos estructurales”.

HOBBS B. E., MEANS, W. D., WILLIAMS, P. F., 1981.

“La deformación en las rocas es registrada mediante un gran número de procesos en la escala de los granos individuales, estos procesos dependen de controles litológicos, como la mineralogía, composición de los fluidos intergranulares, el tamaño de grano, la orientación de la red cristalina, la porosidad y permeabilidad, y la cantidad de esfuerzo aplicado al cuerpo rocoso.”

Traducido de: PASCHIER AND TROUW 1998

7.1.5.1. *Fracturas en dominio frágil*

Este mecanismo es esencialmente un proceso registrado por fragmentación mecánica de la roca, y sus consecuentes deslizamientos y rotaciones internas. Se presentan generalmente a lo largo de las zonas de falla y pueden mostrar transiciones graduales o abruptas a rocas no deformadas (PASCHIER Y TROUW 1998). Este mecanismo fue seleccionado por el hecho de ser un proceso que

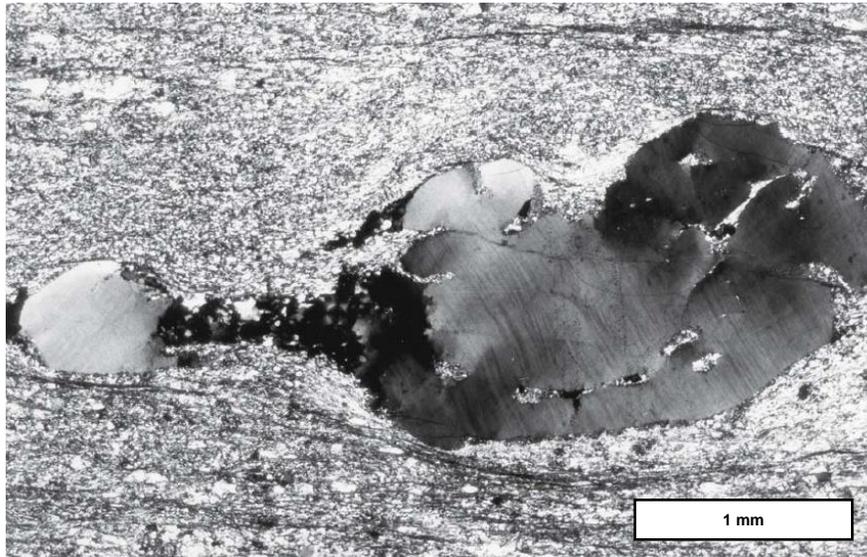
ocurre a bajas temperaturas y altos regímenes de esfuerzo (como las microfracturas observables en petrografía y MEB).

7.1.5.2. *Presión-Solución*

Este mecanismo de deformación implica el contenido de fluidos intergranulares en la matriz rocosa y se localiza a lo largo de superficies de grano que presentan altos ángulos con el vector de acortamiento instantáneo y donde el esfuerzo en el grano es elevado. Esto es debido a que la solubilidad de los fluidos (en forma de películas de fluidos, o por fluidos canalizados alrededor de granos) aumenta cuando la red cristalina está sometida a esfuerzos altos. Como evidencias del proceso de presión – solución se puede observar la presencia de objetos truncados por zonación, como fósiles, granos detríticos, guijarros y fenocristales, y los estilolitos como indicadores de la dirección del esfuerzo de tensión o σ_3 .

7.1.5.3. *Deformación intracristalina*

Para que los cambios en la forma de la red cristalina sean permanentes deben pasar del dominio elástico al dominio dúctil. Un cambio permanente en la forma de una red cristalina puede ser obtenido por un cambio en las posiciones relativas de las moléculas o átomos. Esto sucede por los movimientos de los defectos cristalinos a través de la red del cristal; este proceso es denominado como Deformación Intracristalina (Figura 82). Como evidencia de deformación intracristalina se observan extinciones ondulatorias de barrido, cuando están asociadas a plegamientos, y pueden observarse extinciones irregulares o parches, cuando estas dislocaciones están asociadas a fracturas muy pequeñas (invisibles a escala petrográfica), PASCHIER Y TROUW 1998.



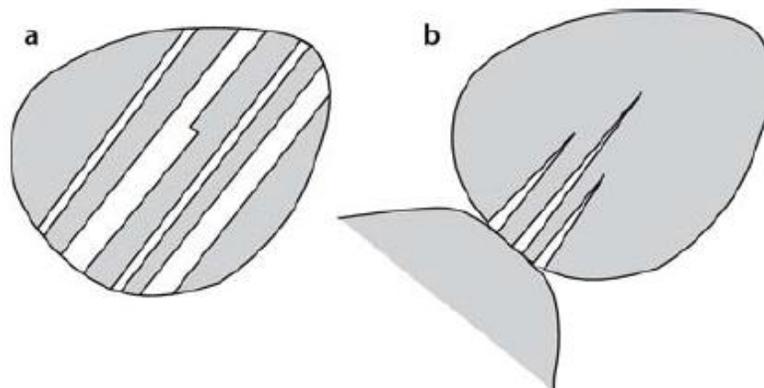
Tomado de: PASCHIER Y TROUW 1998

Figura 82. Cristal de cuarzo aplanado por deformación Intracristalina. El cristal se observa abudinado y el fragmento de la derecha muestra deformación laminar y extinción ondulatoria. Pertenece a la Formación Argylla, en Mount Isa, Australia. Ancho de la foto equivale a 4 mm

7.1.5.4. *Maclado*

En petrografía, el maclado se refiere a la disposición regular y repetitiva de los granos minerales en una roca. El maclado puede ser resultado de procesos de crecimiento mineral, deformación o cambios químicos en los minerales. Estas estructuras cristalinas repetitivas pueden ser observadas en muestras de rocas mediante técnicas de microscopía polarizada. Ciertos minerales pueden deformarse por maclado (deformación de maclado o maclado mecánico), en suma, a los tipos de deformación plana o de arrastre. El maclado solo puede acumular una cantidad limitada de deformación y siempre opera en direcciones específicas, de modo que son necesarios mecanismos de presión – solución, dislocaciones de arrastre, o recristalización para acomodar deformaciones mayores (JENSEN Y STARKEY, 1985; SMITH Y BROWN, 1988; BURKHARD, 1993; PASCHIER AND TROUW 1998; EGYDIO-SILVA AND MAINPRICE 1999). Como evidencia de deformación de maclado pueden distinguirse cambios en el grosor de las maclas; la deformación por maclado

es frecuentemente cónica, mientras que el crecimiento de maclas es frecuentemente rectilíneo y escalonado. En la calcita, la mayoría de las maclas son por deformación, las cuales tienden a hacerse cónicas hacia los límites del grano, ver Figura 83, PASCHIER Y TROUW 1998.



Tomado de: Paschier and Trouw 1998

Figura 83. Maclado. a.- Maclas de crecimiento con escalones en plagioclasa. b.- Maclas por deformación en plagioclasa, con ejes cónicos desarrollados en un alto régimen de esfuerzo en la zona del borde del cristal

7.1.6. Deformación de minerales formadores de rocas

En el ámbito de este trabajo y debido al tipo de roca a estudiar, determinada mayormente por carbonatos, con presencia muy escasa de cuarzo, se listan mecanismos asociados a los minerales presentes formadores de roca (cuarzo y calcita – dolomita) considerando el paso de estas rocas por la diagénesis marina, la diagénesis de soterramiento y la diagénesis meteórica, donde el agua ha sido un factor determinante en la roca además de la tectónica involucrada.

En las rocas estudiadas existe una preponderancia de diagénesis marina en su origen; sin embargo, tras el soterramiento y la exhumación, estas rocas han pasado por etapas de diagénesis por soterramiento y también meteórica, con lo que pueden encontrarse varios mecanismos involucrados y generalmente superpuestos unos con otros (PASCHIER Y TROUW 1998). En este sentido el estudio se va a concentrar en aquellos mecanismos de deformación que

pertenecen a la zona de diagénesis inferior a los 200° C, puesto que, al superar esta barrera, los cambios en la red cristalina son mayores y se alcanza la zona de metamorfismo.

7.1.6.1. Cuarzo

En condiciones de superficie hasta alcanzar zonas el comienzo de la diagénesis, los mecanismos de fracturas en dominio frágil, presión – solución son los más dominantes. La fractura en régimen frágil se refiere a la rotura de la roca en respuesta a esfuerzos excedentes, mientras que la presión-solución es un proceso en el cual los minerales se disuelven en áreas de alta presión y precipitan en áreas de baja presión. Estos mecanismos son comunes en rocas poco consolidadas o en etapas tempranas de la diagénesis. (DUNLAP *et al.* 1997; VAN DAALEN *et al.* 1999; STIPP *et al.* 2002). NISHIKAWA Y TAKESHITA 1999, mencionan que las estructuras características son microfracturas, granos fracturados, extinción ondulatoria y vetas con pliegues quebrados (*kinkbands*), así como evidencias de presión – solución y redepositación de material, algunas veces en vetas o venas, como lo muestran WU Y GROSHONG 1991. En el trabajo presente, se propone la identificación de fracturas a escala granular e intergranular de los granos de cuarzo hallados; así como los granos de calcita y dolomita.

7.1.6.2. Calcita y dolomita

Si el agua está presente, el mecanismo de deformación dominante es el de presión – solución y promueve la creación de estilolitos, así como la deformación por maclado y presencia de extinción ondulatoria, como lo afirman KENNEDY Y LOGAN, 1998. WOJTAL Y MITRA 1986; KENNEDY Y LOGAN 1998 muestran que en condiciones de deformación frágil se observan maclas en los granos, rodeados de matriz de grano fino y dislocaciones planas.

7.1.7. Índice de fragilidad

En este trabajo, como una variable principal, se utiliza el índice mineralógico de fragilidad de la roca, que surge de una función que utiliza las fracciones de minerales frágiles de la roca. Su resultado es en porcentaje de fragilidad, y que es ampliamente utilizado en la prospección de hidrocarburos por fracturamiento hidráulico, a cuyo caso, las mejores prospecciones se dan cuando el índice se ubica entre 40% y 80%.

La fragilidad o fracturamiento (capacidad de la roca a fracturarse), es una de las propiedades mecánicas más importantes de las rocas. Diferentes investigadores expresan y utilizan este concepto de manera diferente. Por ejemplo, MORLEY (1944), y HETÉNYI (1966), definen la fragilidad como una falta de ductilidad, RAMSAY (1967), define la fragilidad en cuanto a la ruptura de la cohesión interna, HUCKA, Y DAS (1974) afirman que, con una mayor fragilidad, se observan los siguientes hechos:

- Bajos valores de elongación de los granos
- Formación de fractura
- Formación de vacíos intersticiales
- Mayor proporción de compresión en resistencia a la tracción
- Mayor capacidad de recuperación de la fractura
- Mayor ángulo de fricción interna
- Formación de grietas en la indentación

Sin embargo, se ha trabajado, generalmente, con rocas competentes puesto que al colocar la roca en la máquina de compresión triaxial ésta debe presentar una competencia apropiada para poder ser ensayada.

En este estudio, la roca es una caliza lodosa de gran competencia, es por ello que se ha utilizado la definición del índice de fragilidad desde la relación de los minerales frágiles (cuarzo y carbonatos) con respecto a las lutitas (WANG & GALE, 2009). Para este índice, mientras mayor es la cantidad de arcillas, es

menor el contenido de minerales frágiles (Qz, C) y mayor es la ductilidad, por lo cual disminuye el índice de fragilidad. El índice de fragilidad relacionado a la mineralogía de las lutitas se rige por la siguiente ecuación:

$$IF = \frac{Qz + C}{Qz + C + Arcilla} \quad (1)$$

Donde Qz es cuarzo, C representa a los carbonatos, y donde la cantidad de arcilla es una variable muy importante a tomar en cuenta, ya que con esta se presenta un desbalance de la ecuación. WANG & GALE, 2009 incluyen el COT como variable adicional en el denominador, ecuación (2).

$$IF = \frac{Qz + C}{Qz + C + Arcilla + COT} \quad (2)$$

En el estudio, estos resultados serán mostrados en un mapa, con el objetivo de expresar zonas con mejores condiciones superficiales de fragilidad y realizar consideraciones correspondientes.

7.1.8. Intensidad de fracturamiento

Así mismo, la intensidad de fracturamiento se consideró como una variable principal en este estudio, destacándose en el método de estudio utilizado e interpolándose a lo largo del área estudiada.

La intensidad promedio fue medida como la persistencia de fracturación (DERSHOWITZ Y HERDA, 1992), aunque como denominación está menos extendida, se aplica para definir el mismo concepto que la intensidad o densidad de fracturamiento, Tabla 2. La densidad y la intensidad de fracturamiento se encuentran relacionadas, a través de una proporcionalidad directa, exceptuando el caso particular en el que los datos estén tomados sobre una dirección o transecto (cuando se trata de puntos espaciados sobre una recta), para el que ambas coinciden:

$$\lambda = I = \frac{\sum 1_L(i)}{L} \quad (3)$$

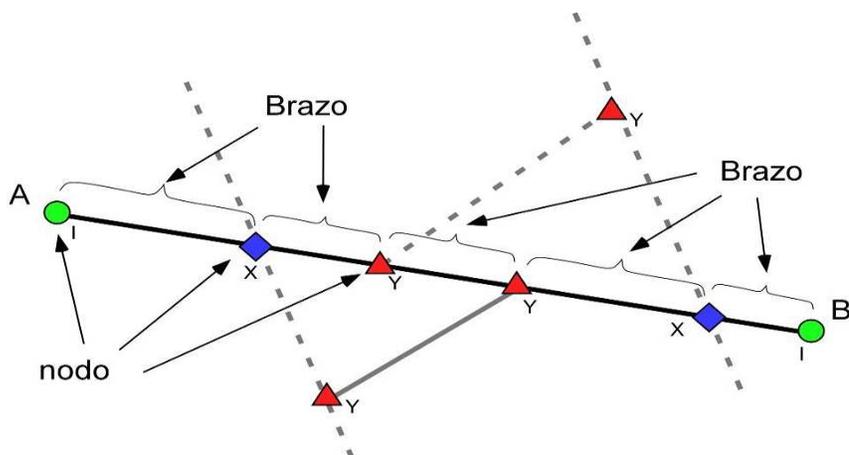
Como la persistencia de fracturas es una propiedad lineal aplicada a cada familia de fracturas, se midieron por localidad y luego se tomó un promedio de fracturamiento por localidad el cual incluye todas las familias.

7.1.9. Análisis topológico

Por último, se utilizó la conectividad de fracturas, a partir del análisis topológico de los nodos de fractura como una variable principal en el estudio, lo cual permite proponer una aproximación a la comprensión del paso de fluidos en el medio fracturado de un cuerpo rocoso, y nos puede conducir a dar recomendaciones de carácter exploratorio en yacimientos no convencionales de calizas lodosas con gran fragilidad.

A partir de un método desarrollado por SANDERSON Y NIXON (2015), este trabajo propone caracterizar topológicamente los patrones de fracturamiento de a nivel de afloramiento, en petrografías y en microscopía electrónica de barrido. La topología describe el arreglo de relaciones geométricas entre objetos espaciales, tales como fallas y otros tipos de fracturas. La caracterización topológica generalmente implica el uso de componentes, como nodos y ramas o brazos, y parámetros adimensionales que son invariables a: distintas escalas y a la deformación (JING Y STEPHANSSON, 1997; SANDERSON Y NIXON, 2015). Estos términos se incluyen porque representan formas útiles para describir las características de las redes de fracturas.

En este trabajo se consideró el método topológico en un sistema de fracturas en 2D, el cual consta de líneas, nodos y ramas (brazos), y donde cada línea consiste de uno o más brazos con un nodo al final, y donde las intersecciones entre las fracturas, así como, las terminaciones de cada fractura son consideradas como nodos, lográndose identificar tres (3) tipos de nodos, ver Figura 84.



Modificado de SANDERSON Y NIXON, 2015

Figura 84. Trazas de fractura A-B, con fracturas asociadas que la intersectan (líneas grises y segmentadas), donde se muestra un arreglo de nodos y brazos: Nodos “I” (círculos verdes); Nodos “Y” (triángulos rojos); Nodos “X” (rombos azules)

Según MANZOCCHI, 2002, se pueden reconocer tres (3) tipos de nodos, puntas aisladas (nodos I); fracturas cruzadas (nodos X); y pilares o estribos (nodos Y o T). En el caso de un arreglo aleatorio de líneas (Figura 85, caso a), cada línea consistirá de dos nodos I, con intersecciones adicionales representadas por nodos X. Para muchas redes naturales de fracturas, sin embargo, las fracturas terminan contra fracturas preexistentes, produciendo nodos Y (Figura 85, caso b, triángulos rojos).

Estudios más recientes (FORSTNER S.R., AND LAUBACH S. E., 2022), proponen un cuarto nodo, el “nodo contingente”, el cual no fue utilizado en este estudio del 2019. Estos son nodos “I” que terminan en posición escalonada “echelon”, pero que presentan una distancia entre ellos que permite considerarlos como un solo nodo “C”, por una regla de distanciamiento. En este sentido el triángulo de clasificación sería un vértice de nodos “I”, otro vértice de nodos conectados “Y/X” y un tercer vértice de nodos contingentes “C”. Usando la regla del nodo “C”, un cambio hacia el dominio de los nodos “C” significa redes de fractura,

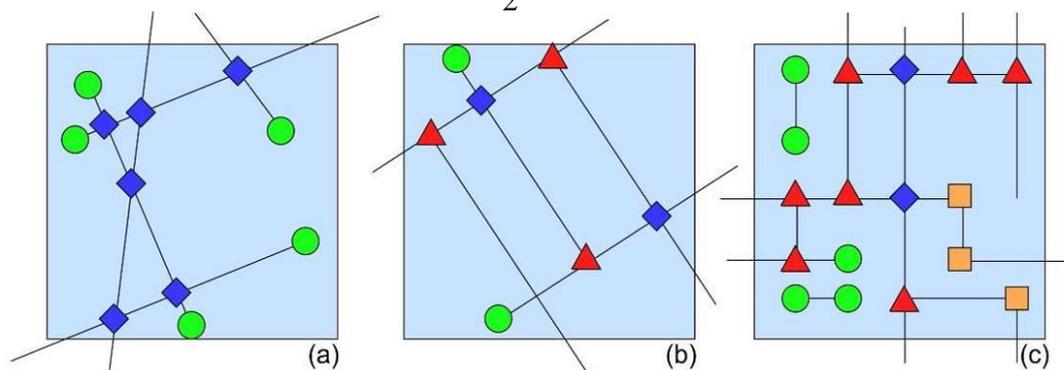
donde la continuidad de la porosidad de la fractura es sensible a los cambios en la diagénesis.

7.1.9.1. Conteo de nodos

La proporción de nodos I, Y, X puede ser utilizada para caracterizar una red de fracturas (MANZOCHI, 2002; MAKEL, 2007, EN SANDERSON Y NIXON 2015) y estas proporciones pueden ser mostradas en un gráfico triangular (Figura 86). Esta clasificación es más topológica que geométrica, ya que no se modifica por ninguna transformación continua de la red.

Como los nodos I e Y representan la punta de una línea, el número de líneas en un área dada (N_L) está dado por la siguiente ecuación (4):

$$N_L = \frac{1}{2}(N_I + N_Y) \quad (4)$$



Modificado de SANDERSON Y NIXON, 2015

Figura 85. Red topológica definida por el arreglo de líneas y nodos: a.- arreglo aleatorio de líneas como los generados en modelos estocásticos; b.- representación esquemática de una red de fracturas; c.- red generada en una selección aleatoria de brazos en una matriz cuadriculada

Cada brazo, tendrá entonces dos nodos (Figura 86), con un nodo I que contribuye con un brazo, un nodo Y que contribuye con tres brazos y un nodo X que contribuye con cuatro brazos. Por lo tanto, el número de brazos (N_B) queda así:

$$N_B = \frac{1}{2}(N_I + 3N_Y + 4N_X) \quad (5)$$

Por lo tanto, la relación entre el número de líneas y el número de brazos será la siguiente:

$$N_B / N_L = (N_I + 3N_Y + 4N_X) / (N_I + N_Y) = (P_I + 3P_Y + 4P_X) / (P_I + P_Y) \quad (6)$$

Donde P_I , P_Y y P_X representan la proporción de cada tipo de nodo. Simplificando la ecuación tenemos:

Si

$$P_I + P_Y + P_X = 1 \quad (7)$$

entonces,

$$P_X = 1 - P_I - P_Y \quad (8)$$

entonces,

$$N_B / N_L = (4 - 3P_I - P_Y) / (P_I + P_Y) \quad (9)$$

A partir de estas ecuaciones (5), (6), (7), (8) y (9) es posible determinar el número de líneas o brazos mediante el simple conteo de nodos. La proporción de nodos en un área definida, y las mediciones que parten de estos, son descriptores topológicos que no cambian con las transformaciones del espacio. Estos números permiten establecer las conexiones entre las líneas de fracturas C_L , y las conexiones entre los brazos de las fracturas C_B , de las cuales, existen valores experimentales de niveles de conectividad: (2), el límite sobre el cual la conectividad es tal que las fracturas pueden atravesar toda la imagen que se estudia (la imagen seleccionada para el conteo), y (3,57) el límite a partir del cual se produce la percolación natural de fluidos, (Figura 87).

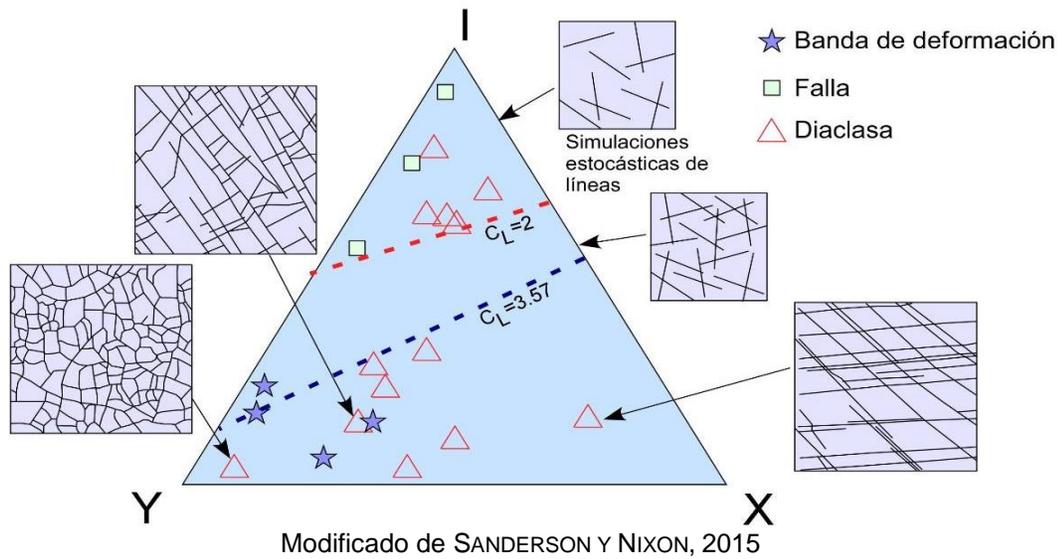


Figura 86. Gráfico triangular de la proporción de tipos de nodos para diferentes redes. Tres redes de fracturas naturales (Sanderson y Zhang, 1999) y dos simulaciones aleatorias de líneas mostrando como está caracterizada la red topológica. Las líneas segmentadas muestran números específicos de intersecciones de líneas, con $CL=2$ representando un límite, y $CL=3,57$ como valor reportado en simulaciones aleatorias de líneas

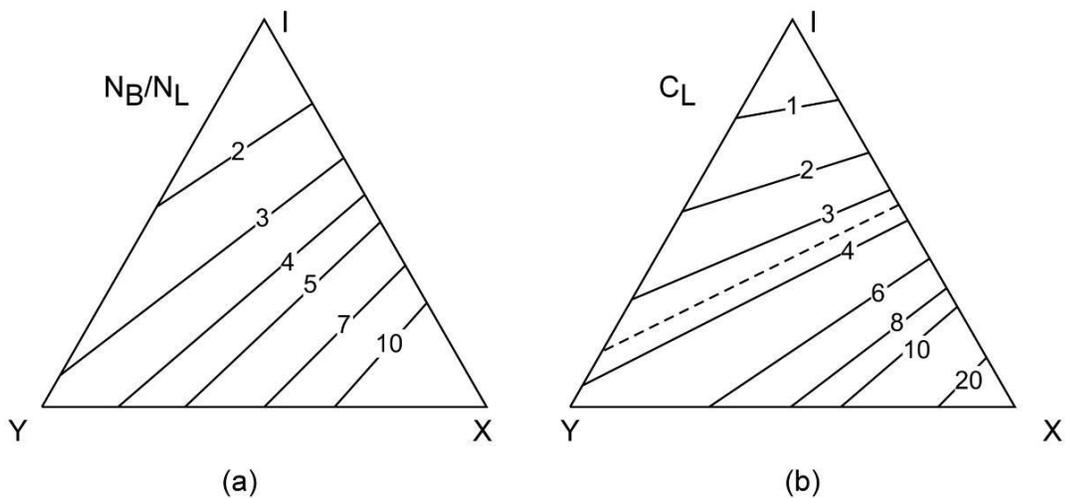
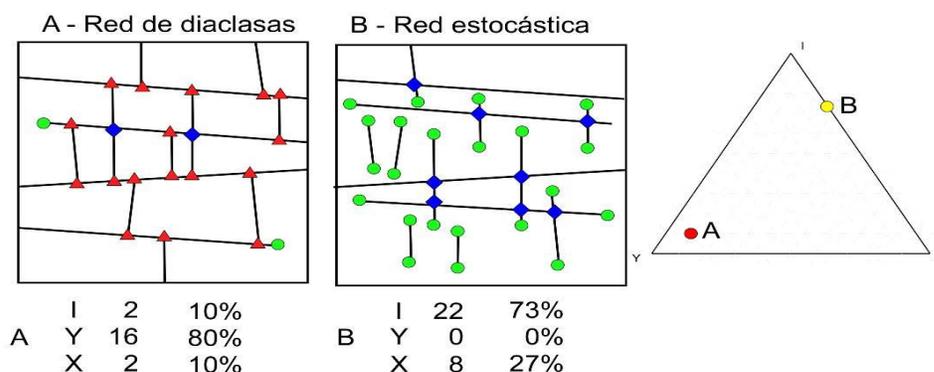


Figura 87. Diagramas triangulares de proporciones de nodos. (a) proporción entre el número de brazos y líneas. (b) promedio de número de conexiones por línea, mostrando como varían con la topología de la red

7.1.10. Importancia de la topología en el estudio de fracturas

Según SANDERSON & NIXON, 2015, dos sistemas de fractura pueden contener los mismos elementos geométricos, definidos en términos de orientación y longitud de la traza que, al mismo tiempo, pueden presentar topologías muy diferentes, la Figura 88 presenta un ejemplo sencillo de esta característica. La red A contiene dos conjuntos de fracturas con ángulo alto entre sí y dispuestos con contactos colindantes predominantes, típico de un sistema de diaclasas maestras (GROSS, 1993). Es posible tomar los mismos elementos geométricos y colocarlos más aleatoriamente para formar la red B. Las dos redes tienen la misma geometría, como se define por su número, orientación y longitud media; por lo tanto, tienen la misma intensidad de fractura y longitud característica, y, por tanto, la misma intensidad adimensional. Es evidente que la red A, con un conjunto bien desarrollado de fracturas, está mucho más conectada que la red B. Si las fracturas fueran conductivas, se espera que la red A tenga una permeabilidad mucho mayor que B. Esto nos muestra que es importante incluir la topología en la caracterización de una red.



Modificado de SANDERSON Y NIXON, 2015

Figura 88. Comparación entre red de diaclasas y red estocástica. La red A contiene dos conjuntos de fracturas con ángulo alto y dispuestos con contactos colindantes predominantes, es posible tomar los mismos elementos geométricos y colocarlos más aleatoriamente para formar la red estocástica B. La red A, con un conjunto bien desarrollado de fracturas, está mucho más conectada que la red B. Se muestra el conteo de nodos y su normalización a 100% utilizada para graficar las dos redes (A y B) en gráfico triangular

Es importante hacer mención de la investigación de ORTEGA, O., Y MARRET, R, (2000), aunque no fue utilizada en este estudio, porque se enfoca en modelos de relaciones de redes de fracturas en cuanto a la transmisión de fluidos, un aspecto a considerar en yacimientos no convencionales, en este estudio de calizas lodosas altamente compactas y frágiles. Los autores muestran en su investigación una diferencia entre las conexiones mecánicas de redes de fracturas y las conexiones que permiten el flujo de fluidos. Señalan que la conectividad mecánica de las fracturas se enfoca en la cantidad o grado de conexión física entre las fracturas en una red. Sin embargo, en las aplicaciones de flujo de fluidos, algunas fracturas pueden conectarse físicamente a una red, pero aislarse en el sentido de que las conexiones no conducen el flujo (por ejemplo, fracturas con relleno mineral). Los autores proponen tres tipos de relación de conexión del número de fracturas en la población; que se encuentran aisladas, o del Tipo I, conectadas de forma simple, o Tipo II, o conectadas de forma múltiple, Tipo III; con respecto al número total de fracturas, pudiéndose ilustrar mediante un diagrama triangular (Figura 89).

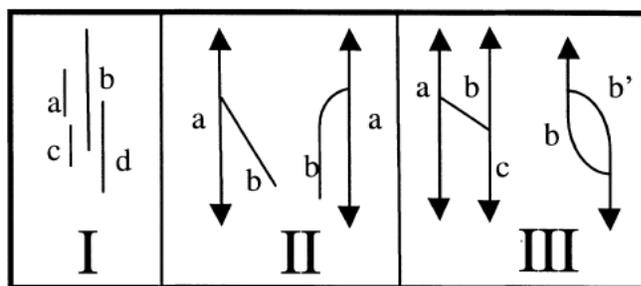


Figura 89. Tipos de relación de conexión del número de fracturas en la población, Tipo I (aisladas), Tipo II (conexión simple), Tipo III (conexión múltiple).

7.1.11. Cartografía

En los estudios cartográficos se utilizó el programa Arcgis®, un programa basado en un sistema de información geográfica para graficar datos y bases de datos georreferenciados en mapas. A partir de este programa se interpolan

las variables analizadas a fin de observar patrones o correspondencias en la región estudiada. En términos exploratorios, a partir de un análisis realizado en un Sistema de Información Geográfica (donde existen muchos tipos de análisis), se pueden evaluar e interpolar geoestadísticamente (con base en un algoritmo que optimice sus resultados de acuerdo a la variación geográfica), un conjunto de variables de carácter exploratorio en un área específica, lo cual conduce a recomendaciones que pueden optimizar las decisiones.

La interpolación, predice valores para las celdas de un ráster (imagen) a partir de una cantidad limitada de puntos de datos de muestra. Puede utilizarse para prever valores desconocidos de cualquier dato de un punto geográfico, tales como: elevación, precipitaciones, concentraciones químicas y niveles de ruido, así como también las variables desarrolladas en este estudio.

Para los sistemas de información geográfica, hay dos grupos principales de técnicas de interpolación: determinísticas y de estadísticas geográficas. Las técnicas de interpolación determinísticas crean superficies a partir de los puntos medidos basándose en la extensión de la similitud (por ejemplo, la ponderación por la distancia inversa) o en el grado de suavizado (por ejemplo, las funciones de base radial). Las técnicas de interpolación de estadísticas geográficas (*kriging*) utilizan las propiedades estadísticas de los puntos medidos. Las técnicas geoestadísticas cuantifican la correlación espacial entre los puntos medidos y reflejan la configuración espacial de los puntos de muestra alrededor de la ubicación de predicción.

Hay numerosos métodos de interpolación, algunos son muy flexibles y pueden reflejar diversos aspectos de los datos de muestra. Otros son más restrictivos y requieren que los datos se ajusten a unas condiciones específicas. Para elegir el método más apropiado se consideraron dos opciones: a-. Datos de tipo punto, para poder utilizar la información del trabajo de superficie, y b-. Incluir una barrera, para restringir los datos a la litología estudiada

(cartografiada como un polígono de información), en este sentido fue diseñada una tabla de decisión, con un sistema de semáforo, Tabla 9.

Tabla 9. Decisión del método de interpolación

Herramienta	Descripción	Tipo de dato	Barrera	Decisión
Interpolación de difusión con barreras	Interpola una superficie utilizando un kernel (núcleo) que está basado en la ecuación de calor o saturación de la imagen, y permite utilizar barreras raster y de capas de información para definir las distancias entre los datos de entrada de tipo punto.	Imagen raster	Si	
Predicción de regresión (EBK)	La predicción de regresión es un método de interpolación geoestadística que utiliza el método de Kriging bayesiano empírico con variable conocida de raster para afectar el valor del dato que se está interpolando. Este acercamiento combina la técnica de kriging con la de análisis de regresión para realizar predicciones más precisas que si se utiliza uno de los dos métodos por separado.	Imagen raster	No	
Kriging Bayesiano empírico	El kriging empírico bayesiano es un método de interpolación que contabiliza el error en la estimación del semivariograma con base en varias iteraciones de simulación.	Puntos	No	
Interpolación polinomial global	Este método ajusta una superficie suave que está definida por una función matemática (un polinomio) a los datos de entrada de tipo punto.	Puntos	No	
IDW	Utiliza los valores medidos alrededor de la ubicación determinada por predicción, para volver a predecir un valor para cada una de las ubicaciones sin datos de entrada, basado en la asunción de que los datos más cercanos son más parecidos entre sí que aquellos que están lejanos.	Puntos	No	
Interpolación de núcleo (kernel) con barreras	Es un predictor de movimiento de ventana de trabajo que utiliza la distancia más corta entre los puntos, por lo que los puntos ubicados en cada lado de la línea de barrera se conectan.	Puntos	Si	
Interpolación polinomial local	Primero especifica el orden del polinomio (cero, primero, segundo, tercero, etcétera), cada uno con sus datos vecinos de borde especificados, para producir una superficie de salida.	Puntos	No	
Kriging de movimiento de ventana	Recalcula los parámetros de semivariograma de rango, nodo y umbral parcial, basados en el vecindario más pequeño (área más pequeña), al moverse por los datos de ubicaciones de entrada.	Puntos	No	
Funciones radiales básicas	Utiliza de uno a cinco funciones para interpolar superficies descritas por los datos exactos de entrada	Puntos	No	

7.1.11.1. Interpolación kernel con barrera

La Interpolación kernel es una variante de la interpolación polinómica local de primer orden, en la que se evita la inestabilidad en los cálculos gracias a un método similar al utilizado en el análisis de regresión (fórmula matemática, llamada coeficiente de regresión, que se aplica a las variables que explican el fenómeno), para prever mejor la variable de buzamiento que se intenta modelar. Cuando la estimación solo tiene un pequeño sesgo (una pequeña variación) y es mucho más precisa que un estimador sin sesgo, y pudiera tratarse de la estimación preferida (HOERL Y KENNARD, 1970).

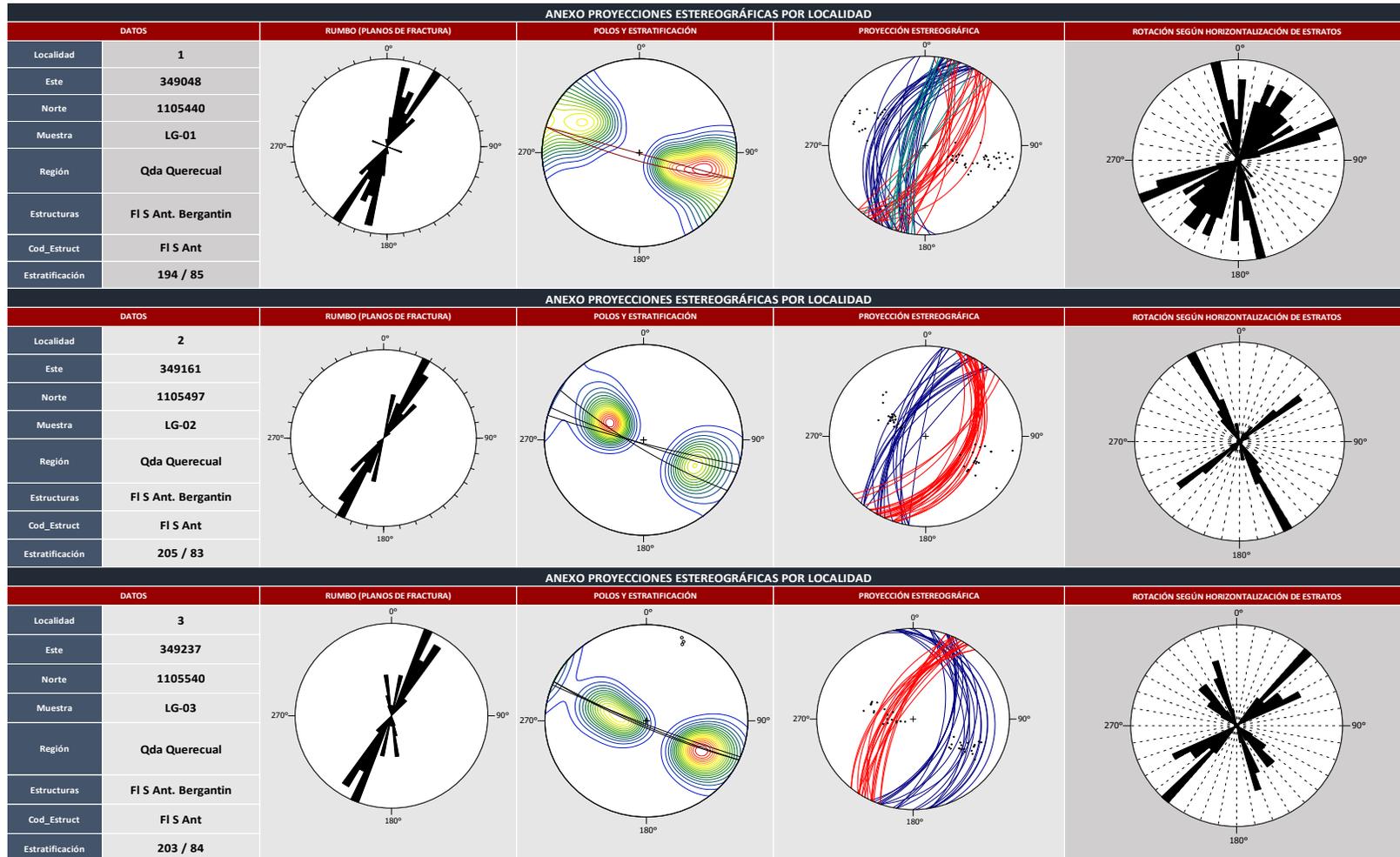
El modelo de interpolación kernel utiliza la distancia más corta entre dos puntos, en este sentido, los puntos situados en el borde de la interpolación especificada (barrera que se especifica en el algoritmo), se conectan mediante una serie de líneas rectas.

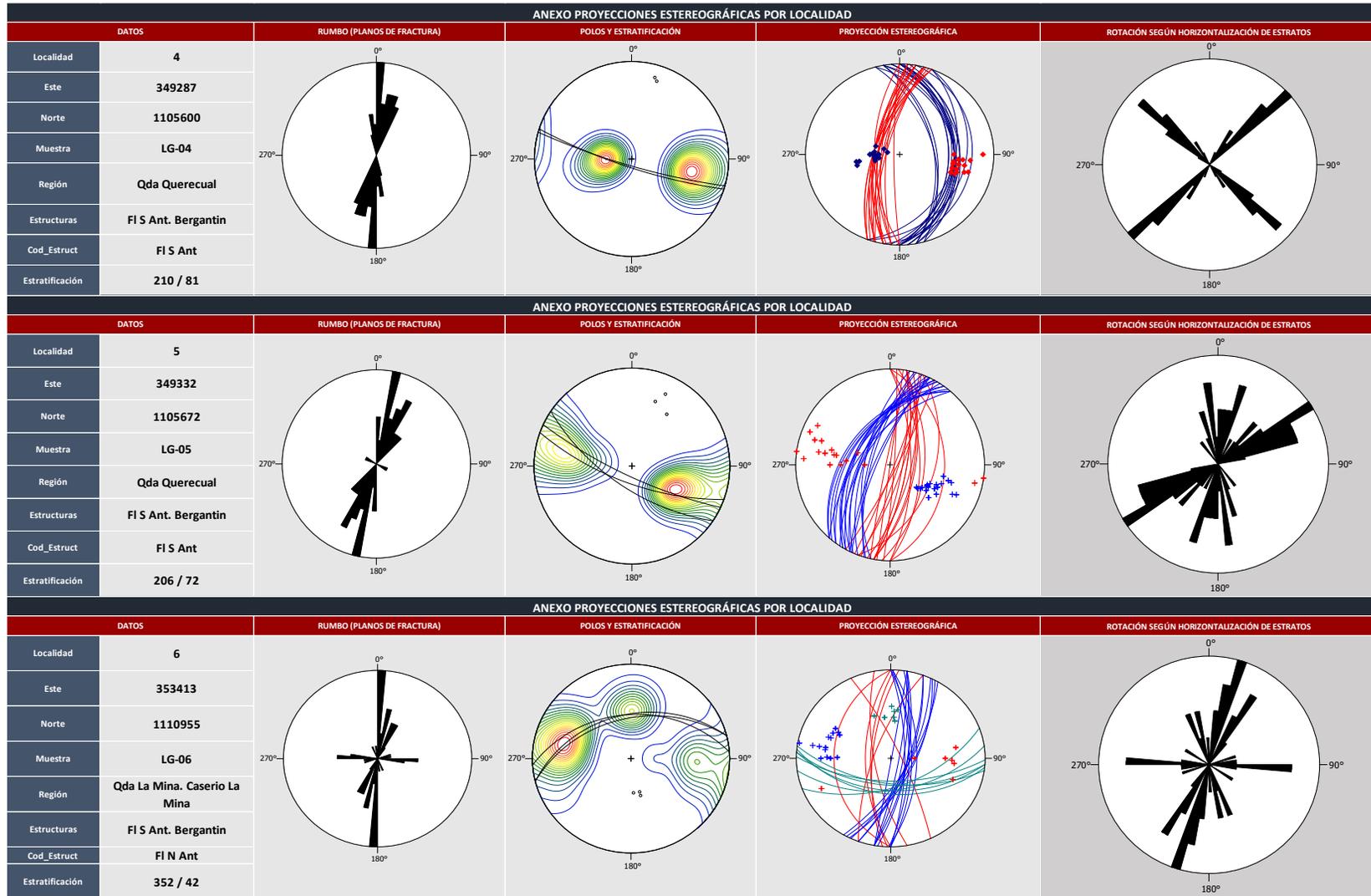
En la interpolación kernel se utilizan los siguientes kernels de simetría radial: Exponencial, Gaussiano, Cuadrático, Epanechnikov, Polinomial de 5to Orden y Constante. El ancho de banda del kernel viene determinado por un rectángulo alrededor de las observaciones. En este trabajo se eligió el método polinomial de 5to orden porque permite ajustar el grado del polinomio a una curva especificada por el usuario, esta curva surge de la variación lateral de la litología al orientar los datos en la dirección este – oeste y graficarlos. La ecuación de la función polinomial de 5to Orden en el método de interpolación kernel con barrera elegida para este trabajo es la siguiente:

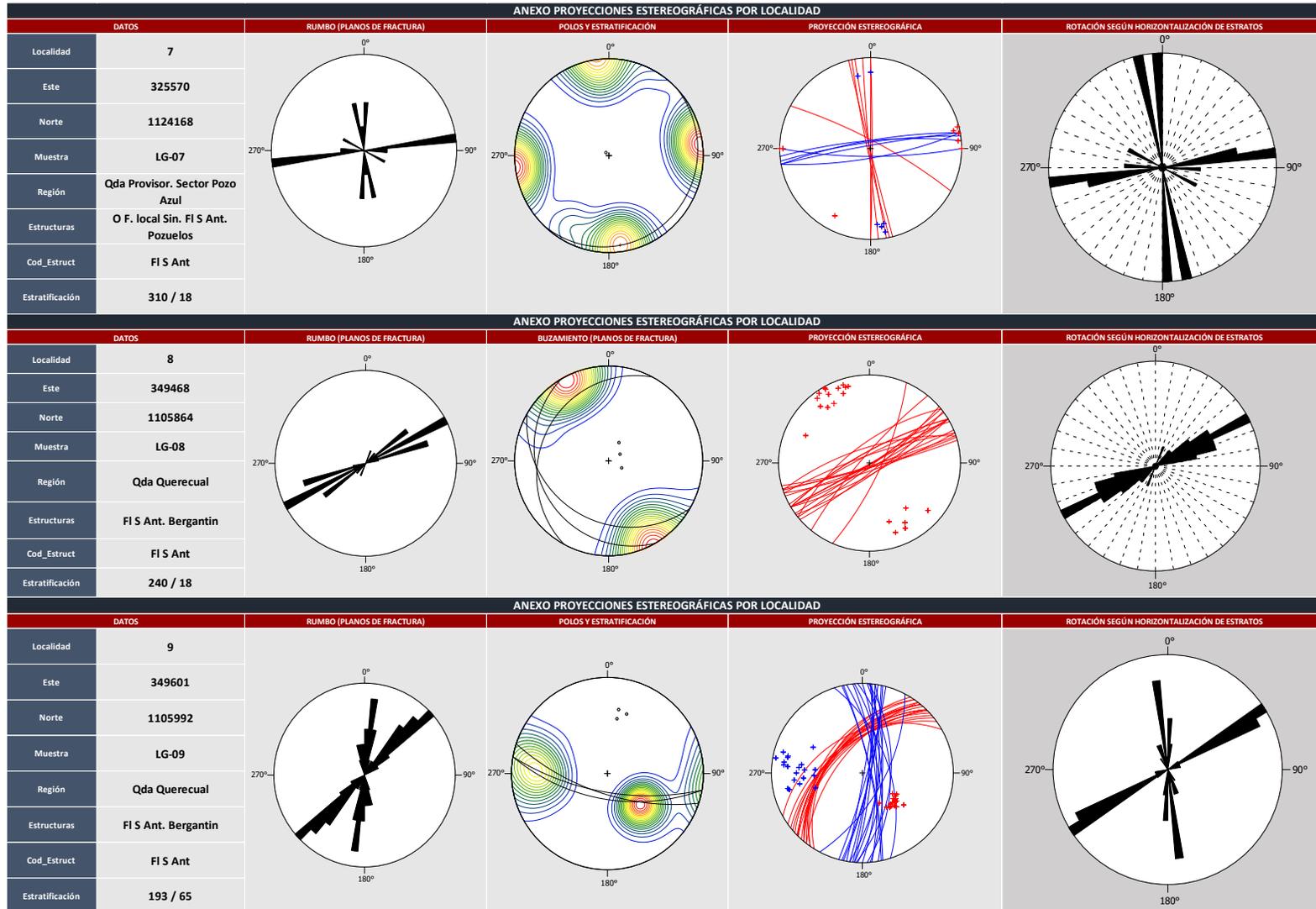
$$(10) \quad 1 - \left(\frac{r}{h}\right)^3 \left(10 - \left(\frac{r}{h}\right) \left(15 - 6\left(\frac{r}{h}\right)\right)\right), \text{ para } \left(\frac{r}{h}\right) < 1$$

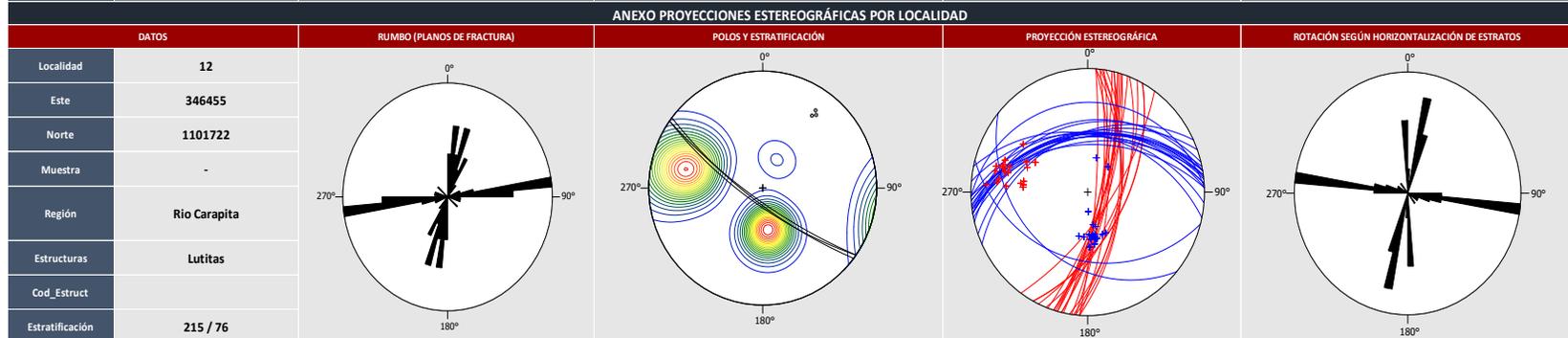
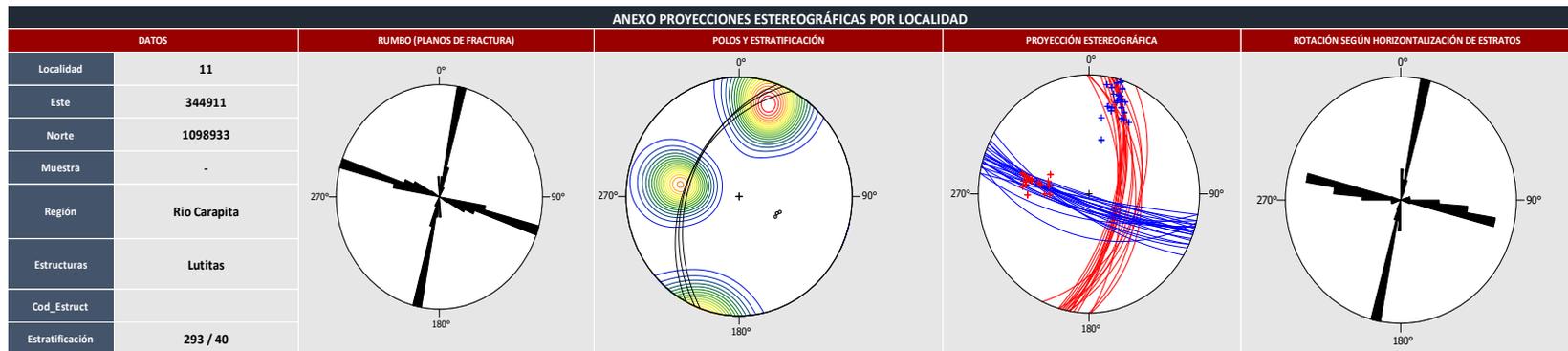
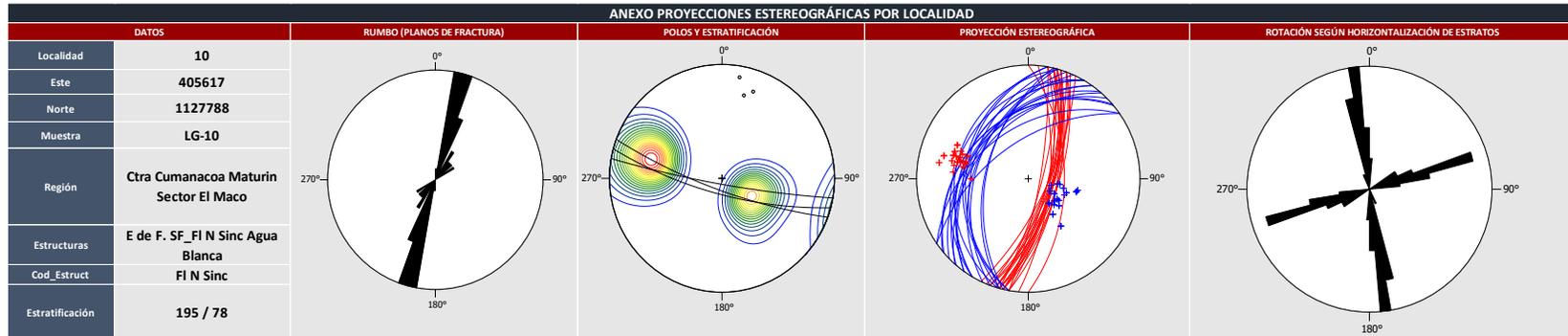
Donde “ r ” es el radio centrado en el dato del punto definido, y “ h ” es el ancho de banda definido para ese punto.

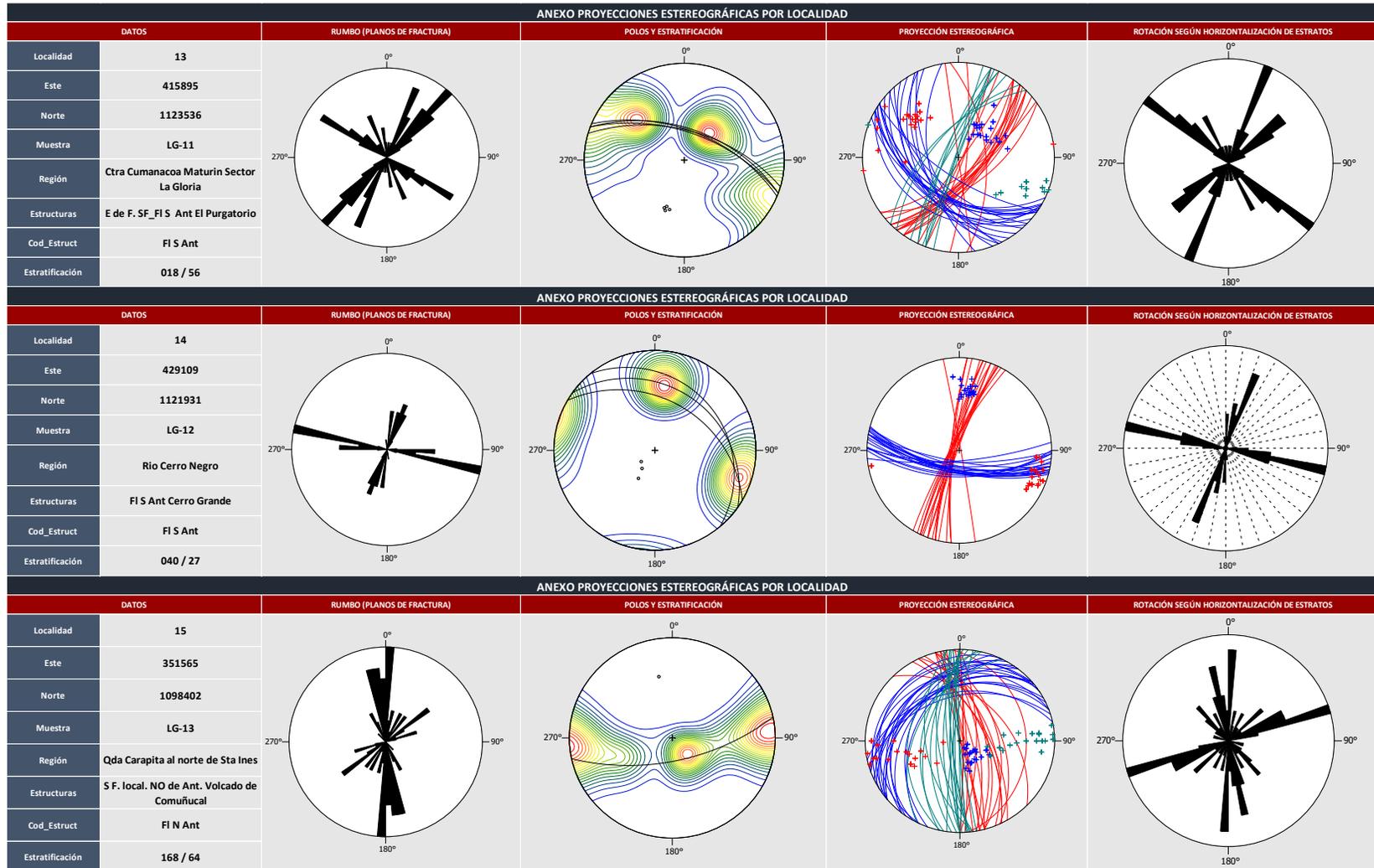
7.2. Tabla de redes estereográficas y rotaciones por localidad

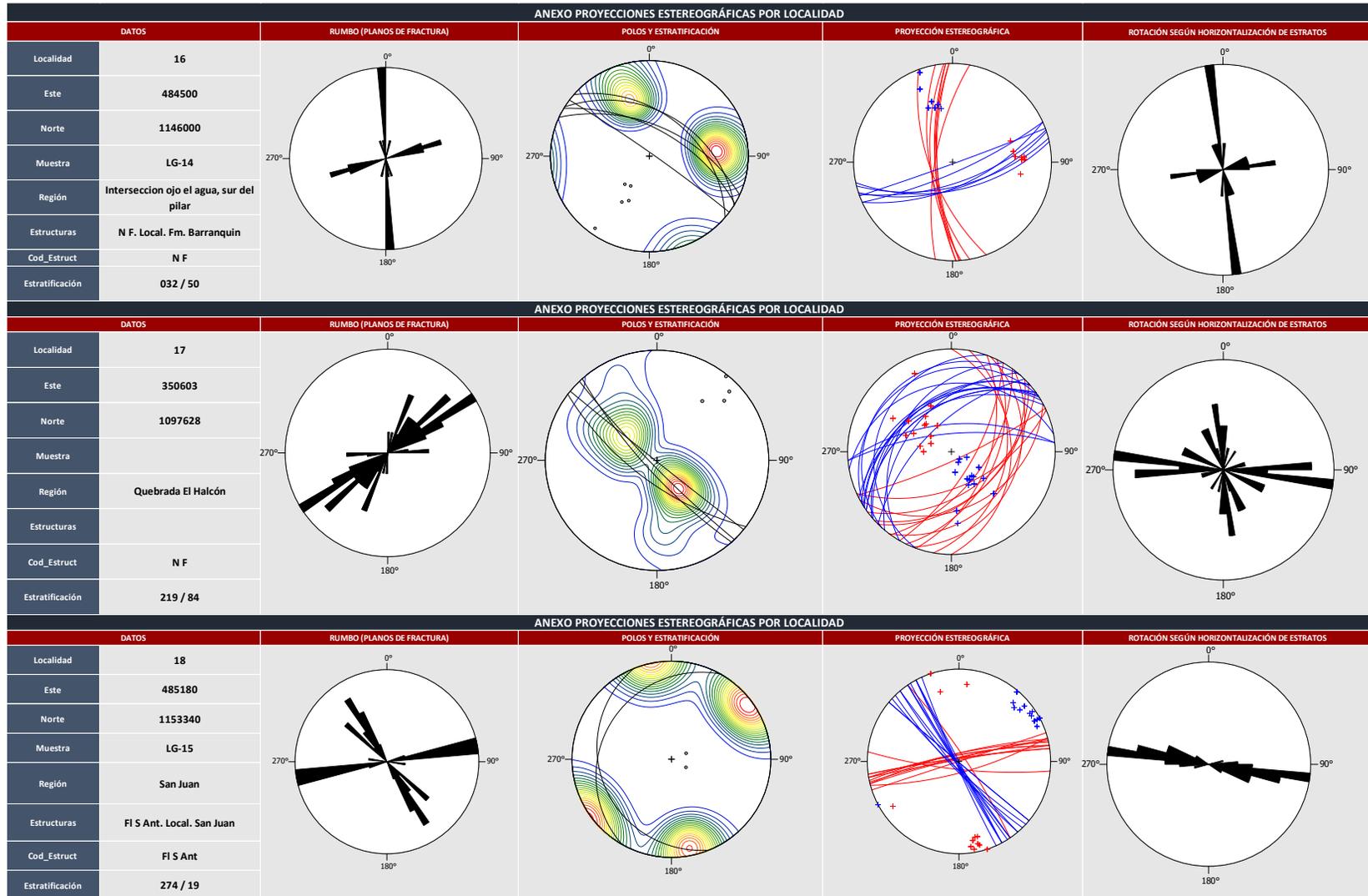


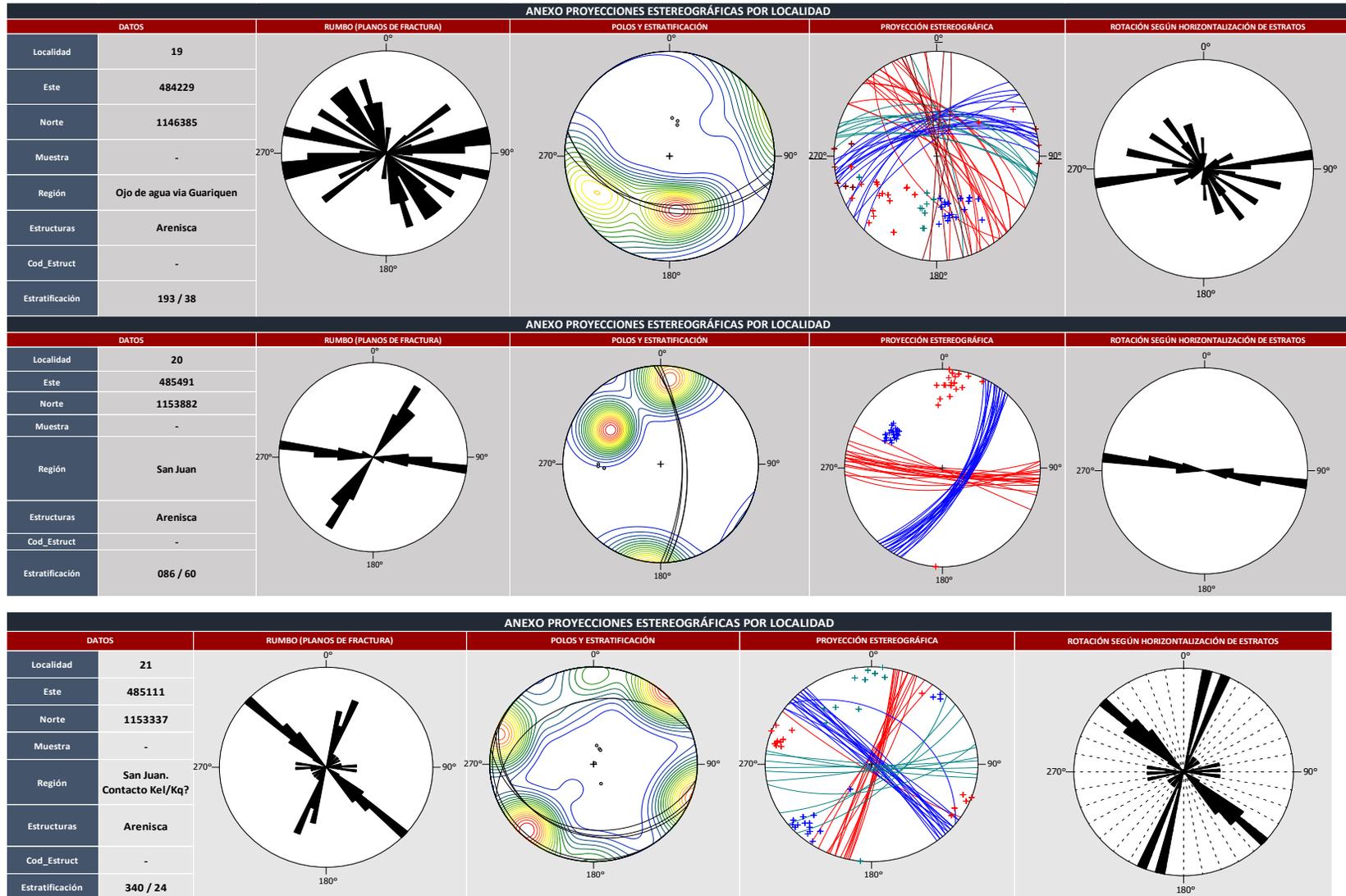


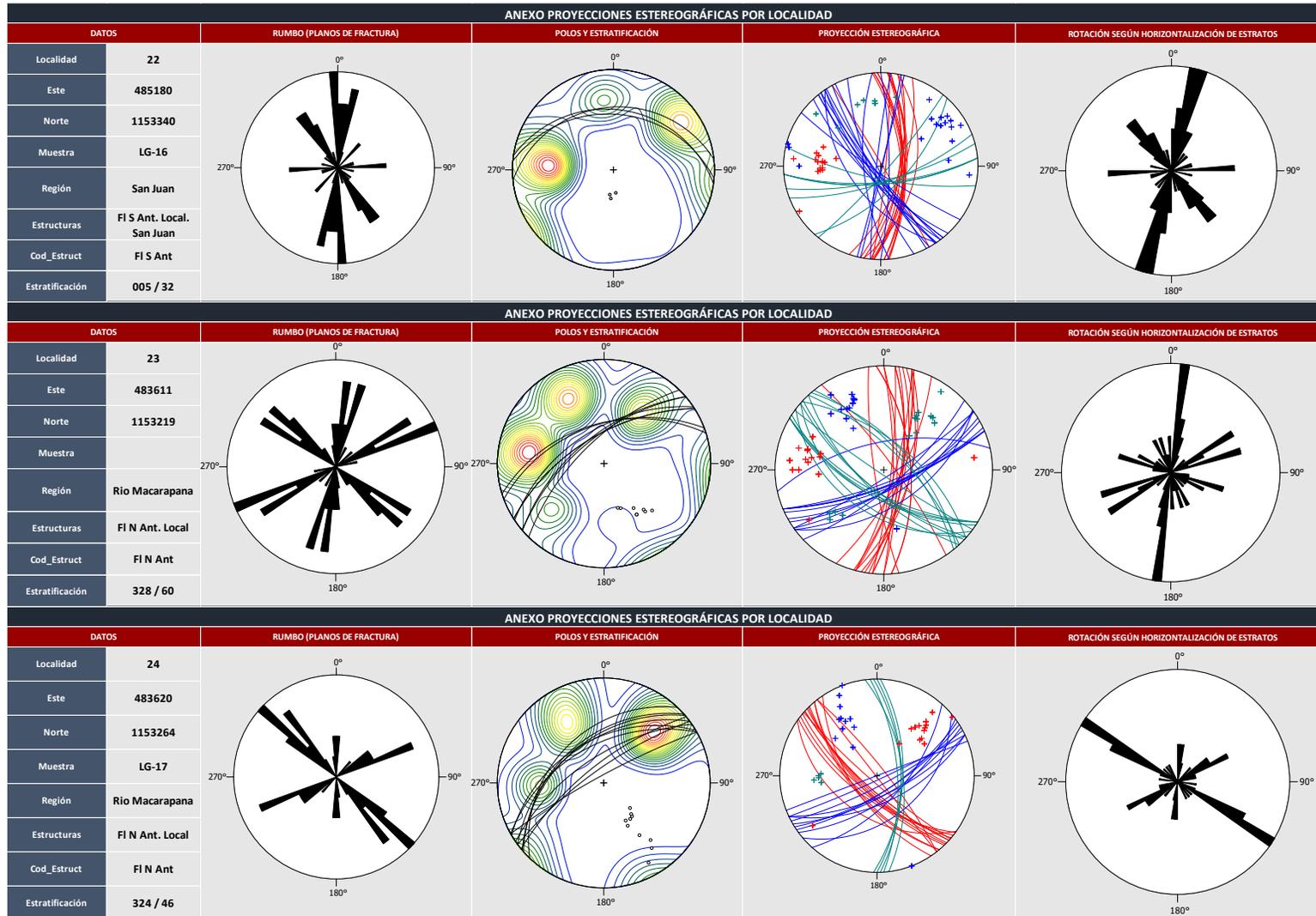


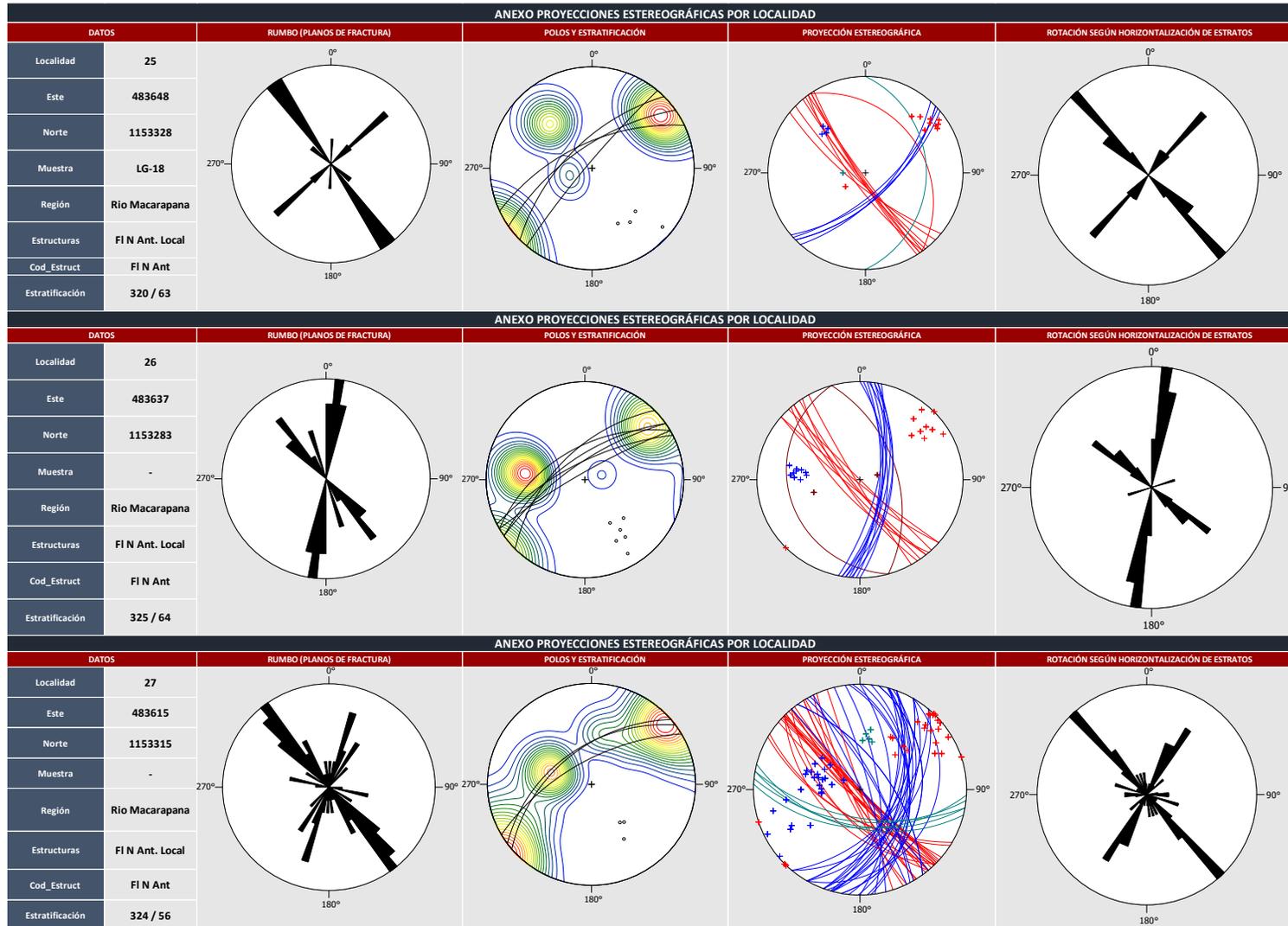


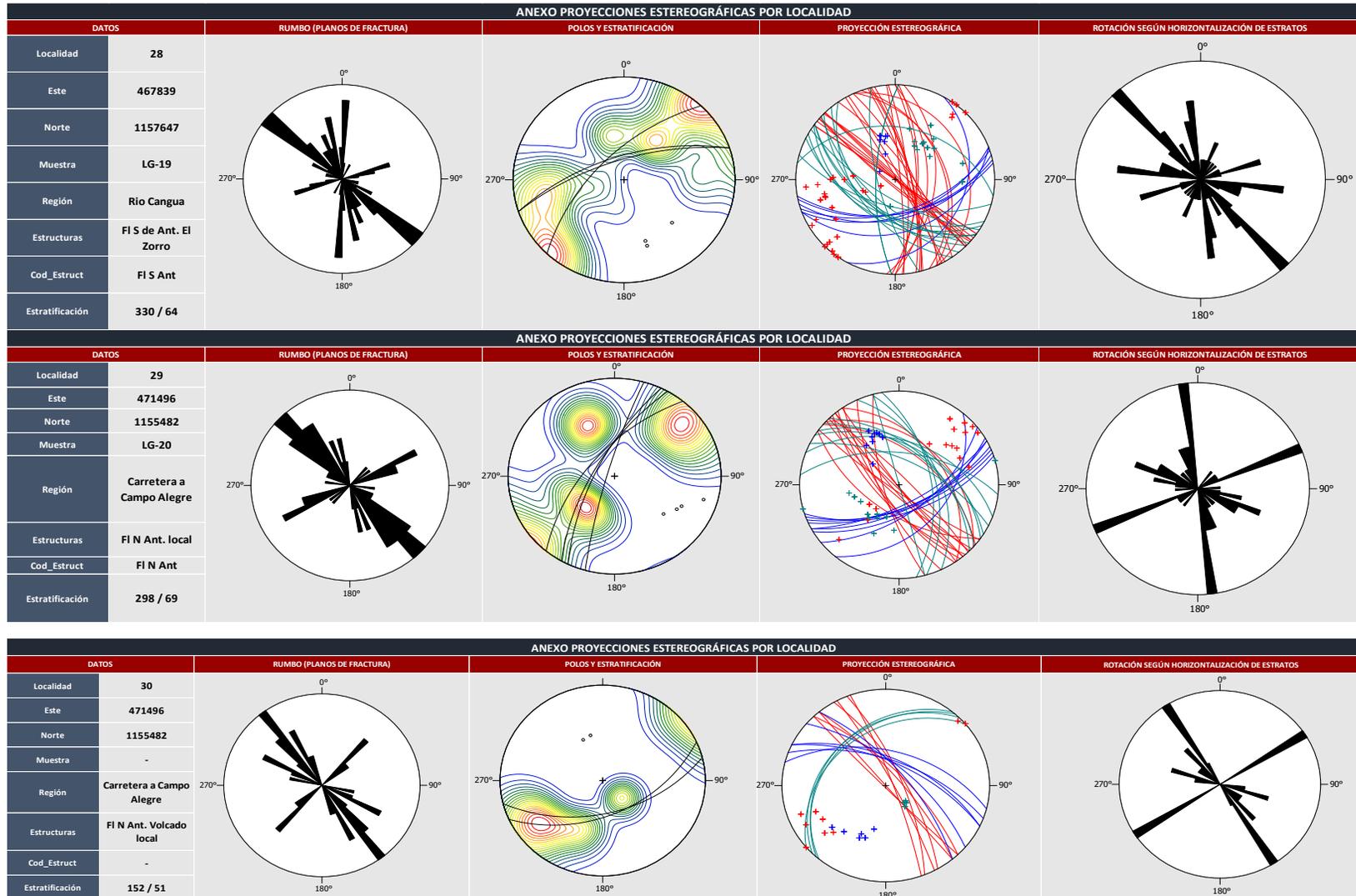


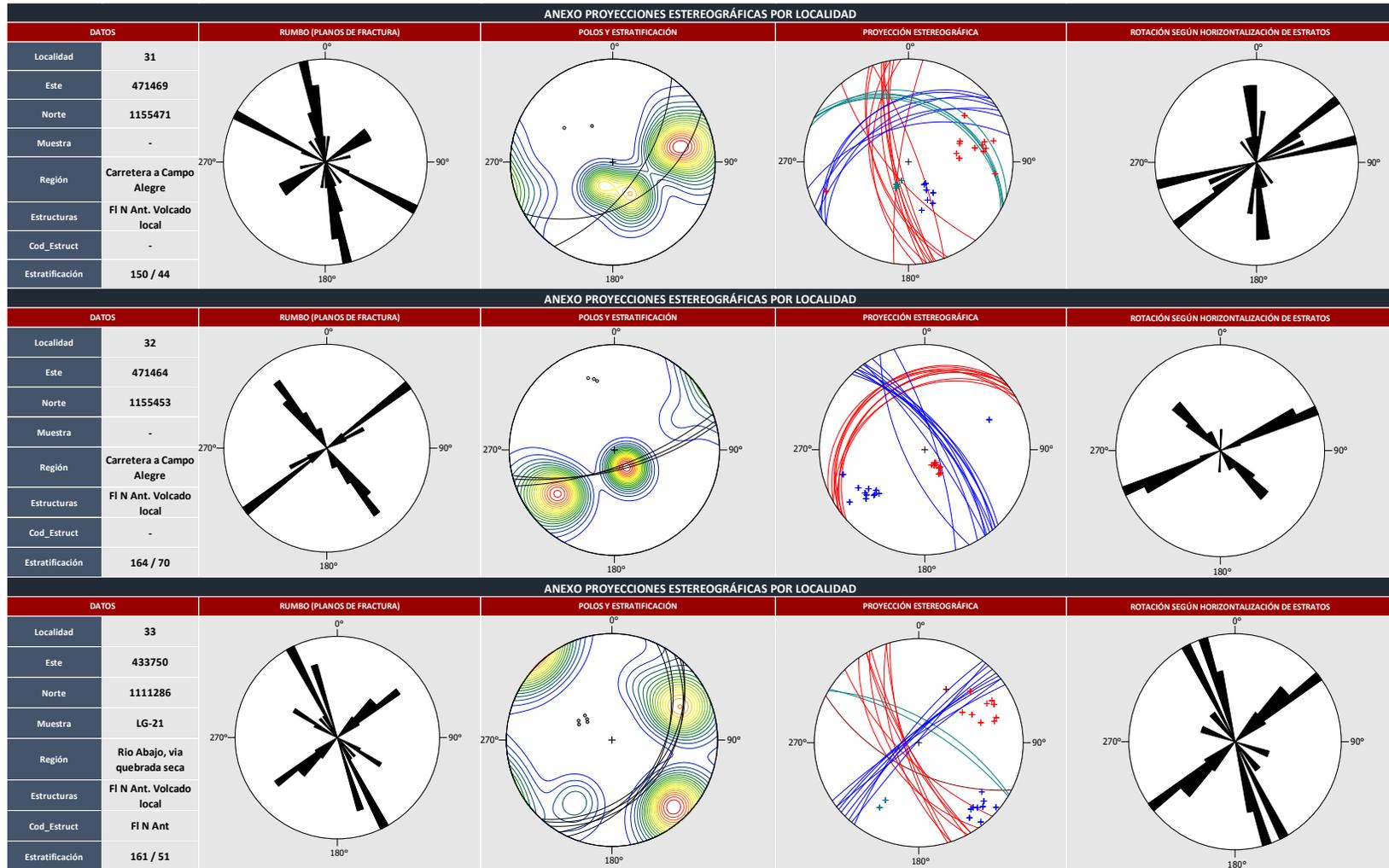


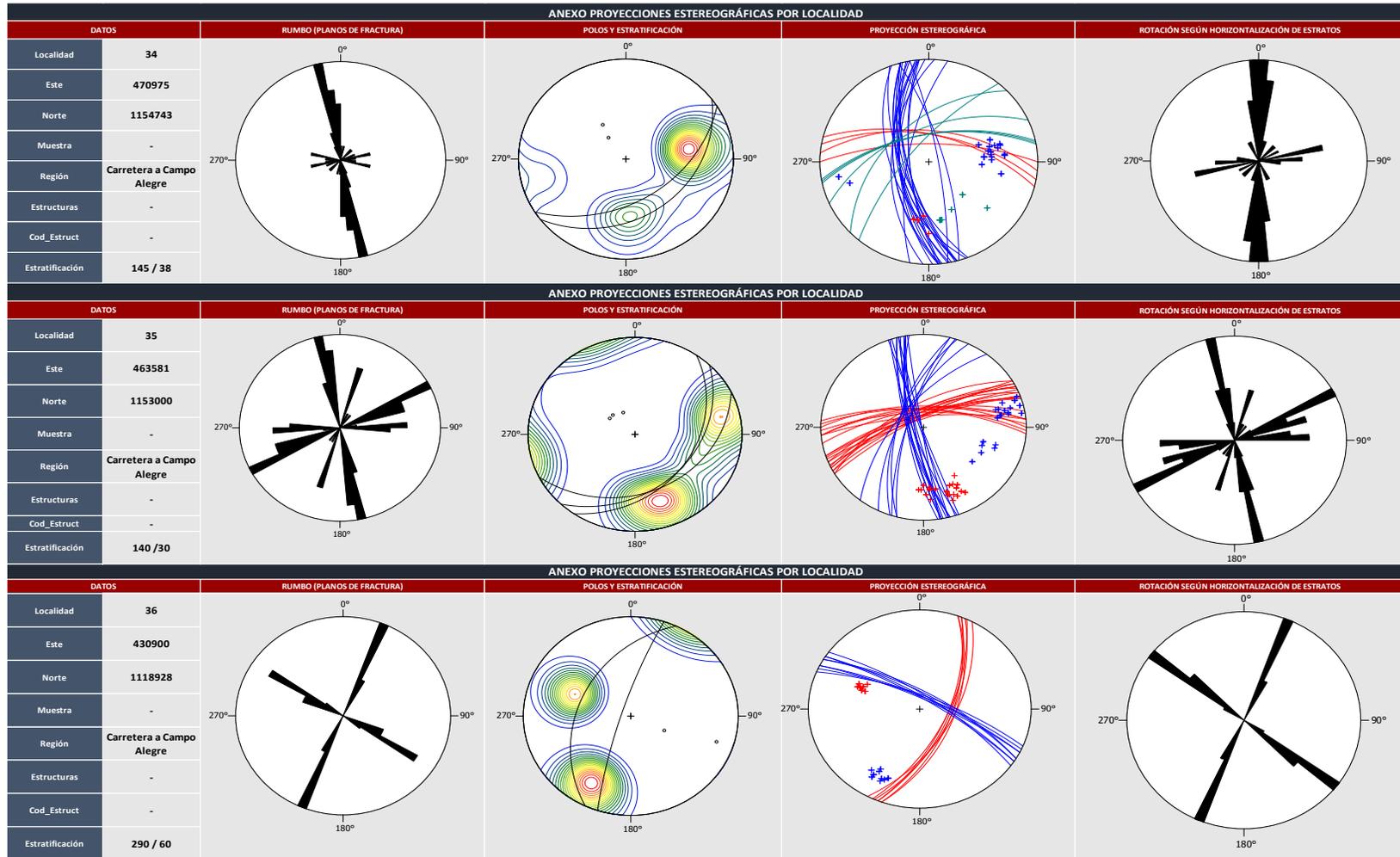


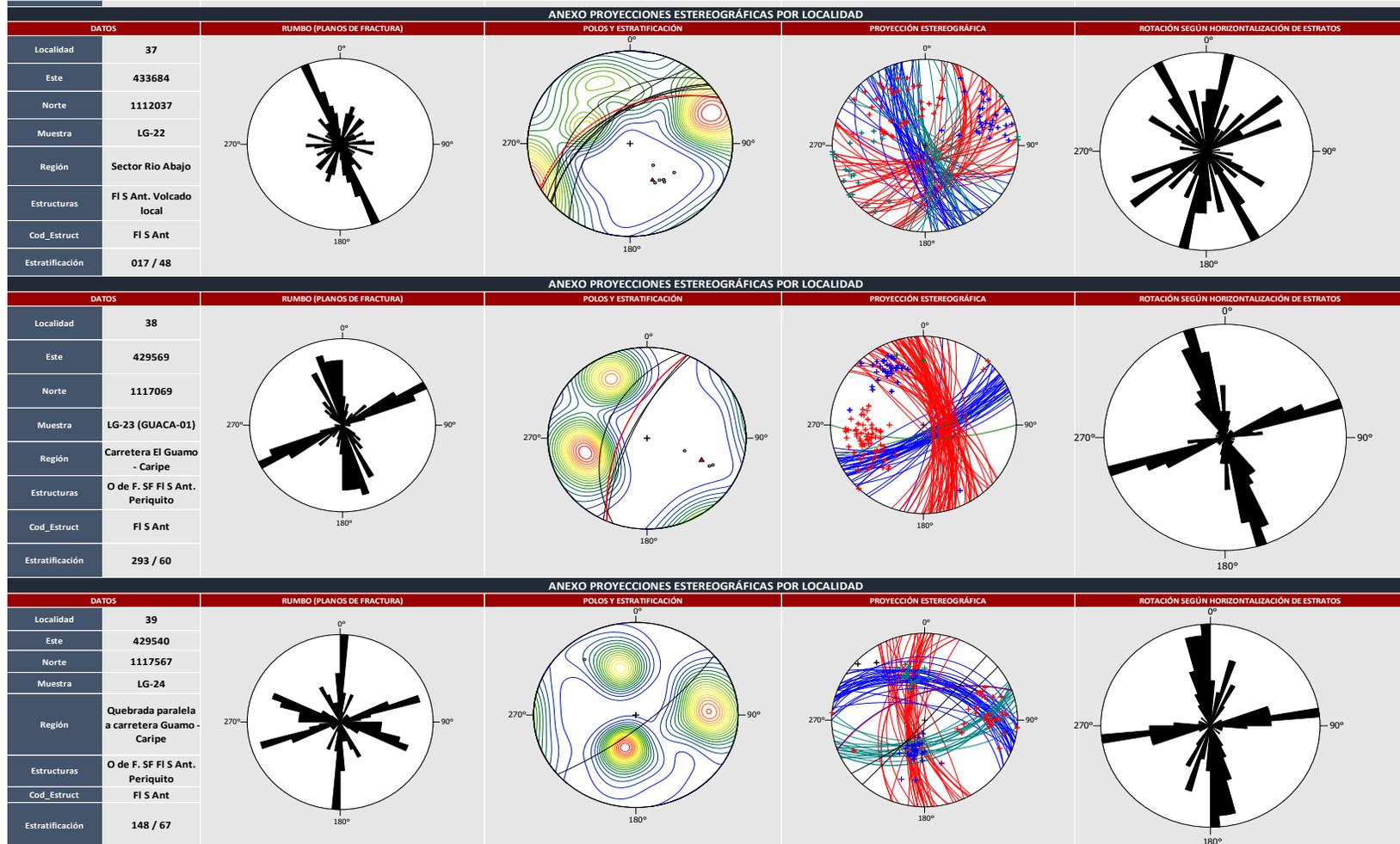


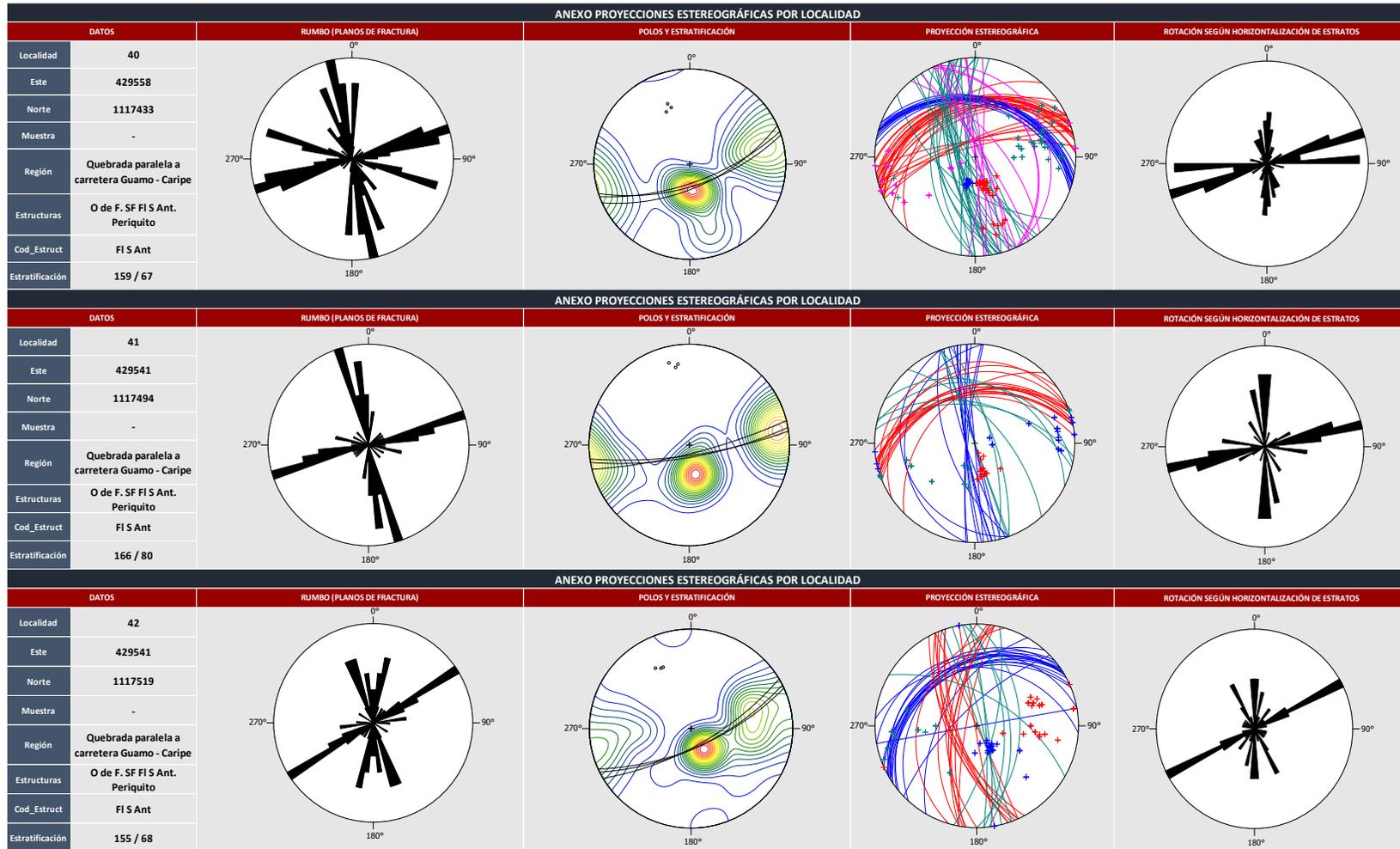


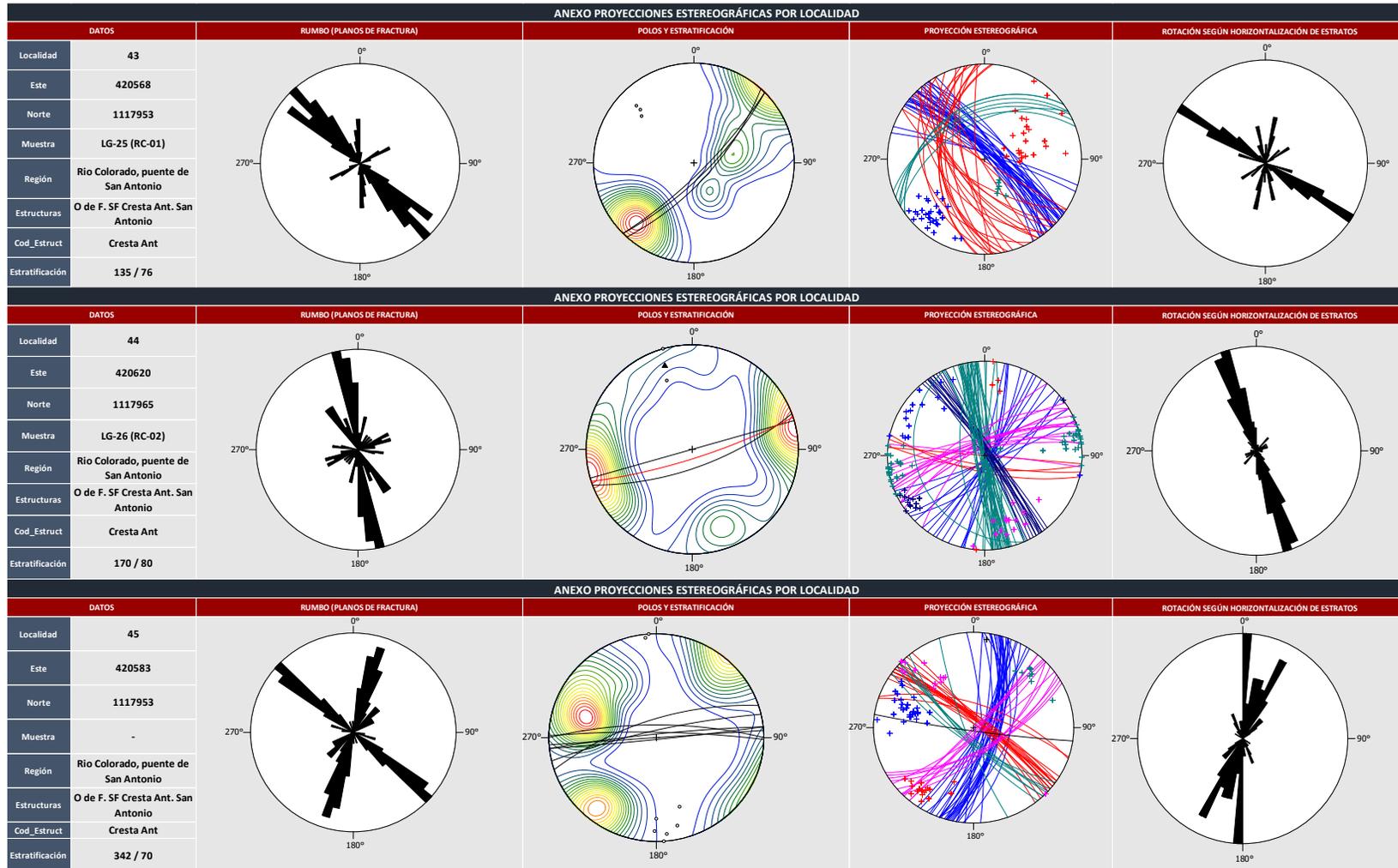


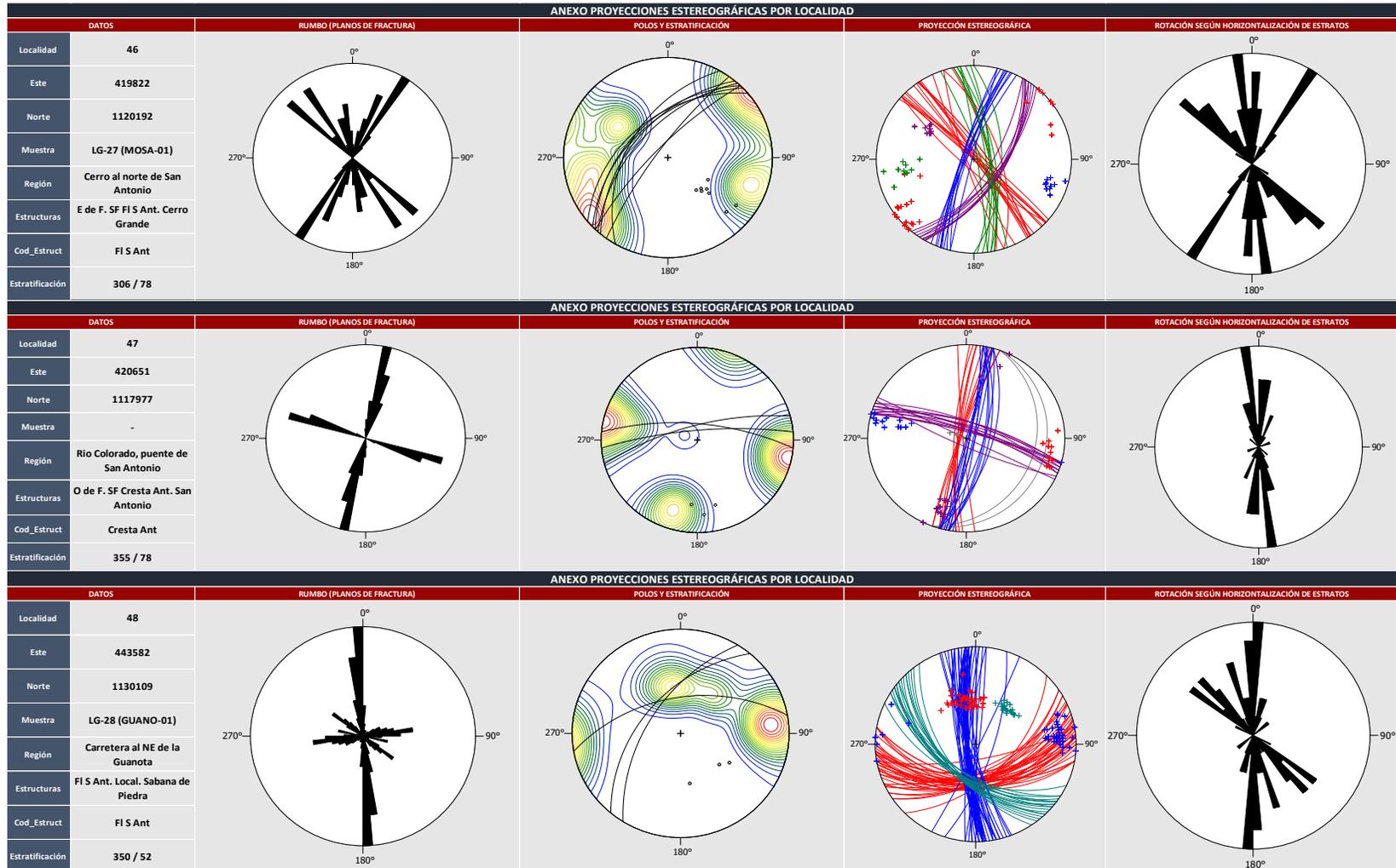


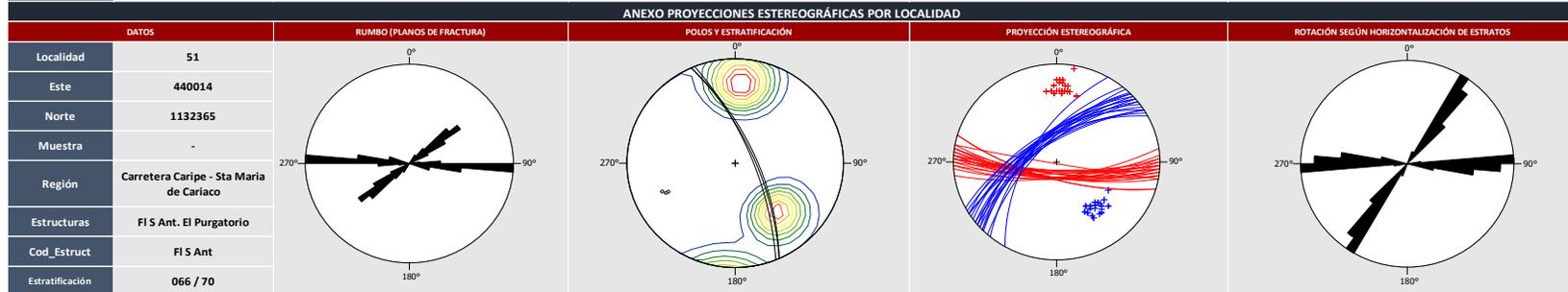
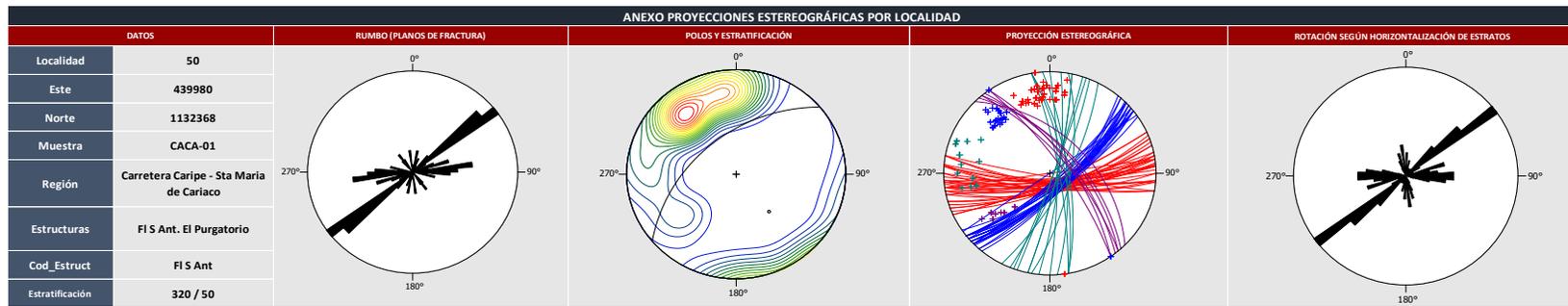
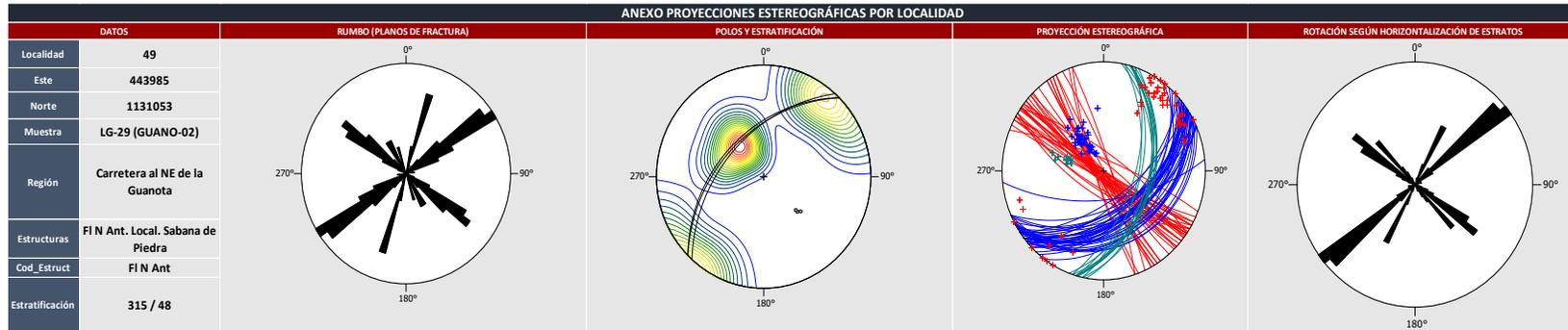


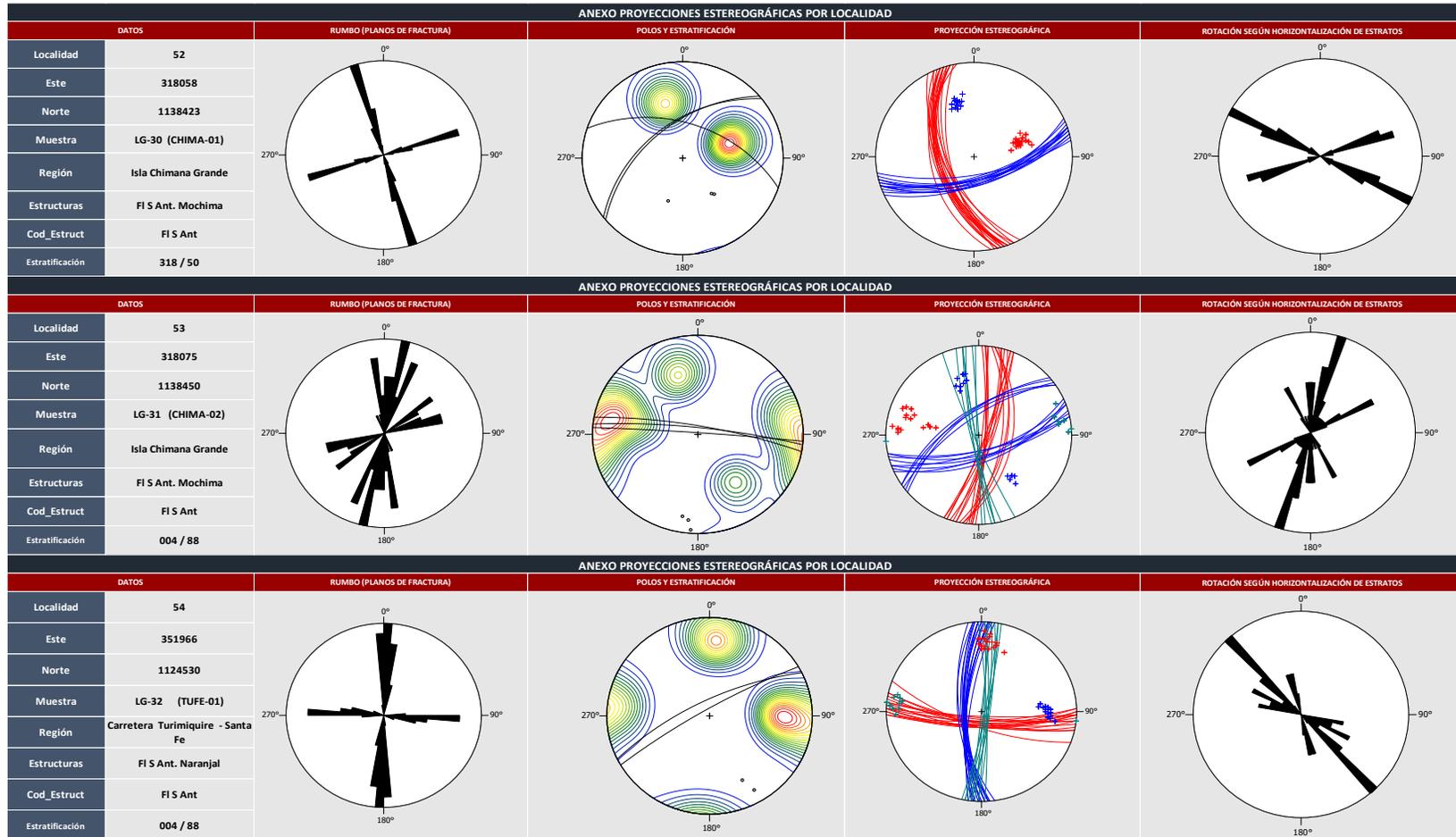


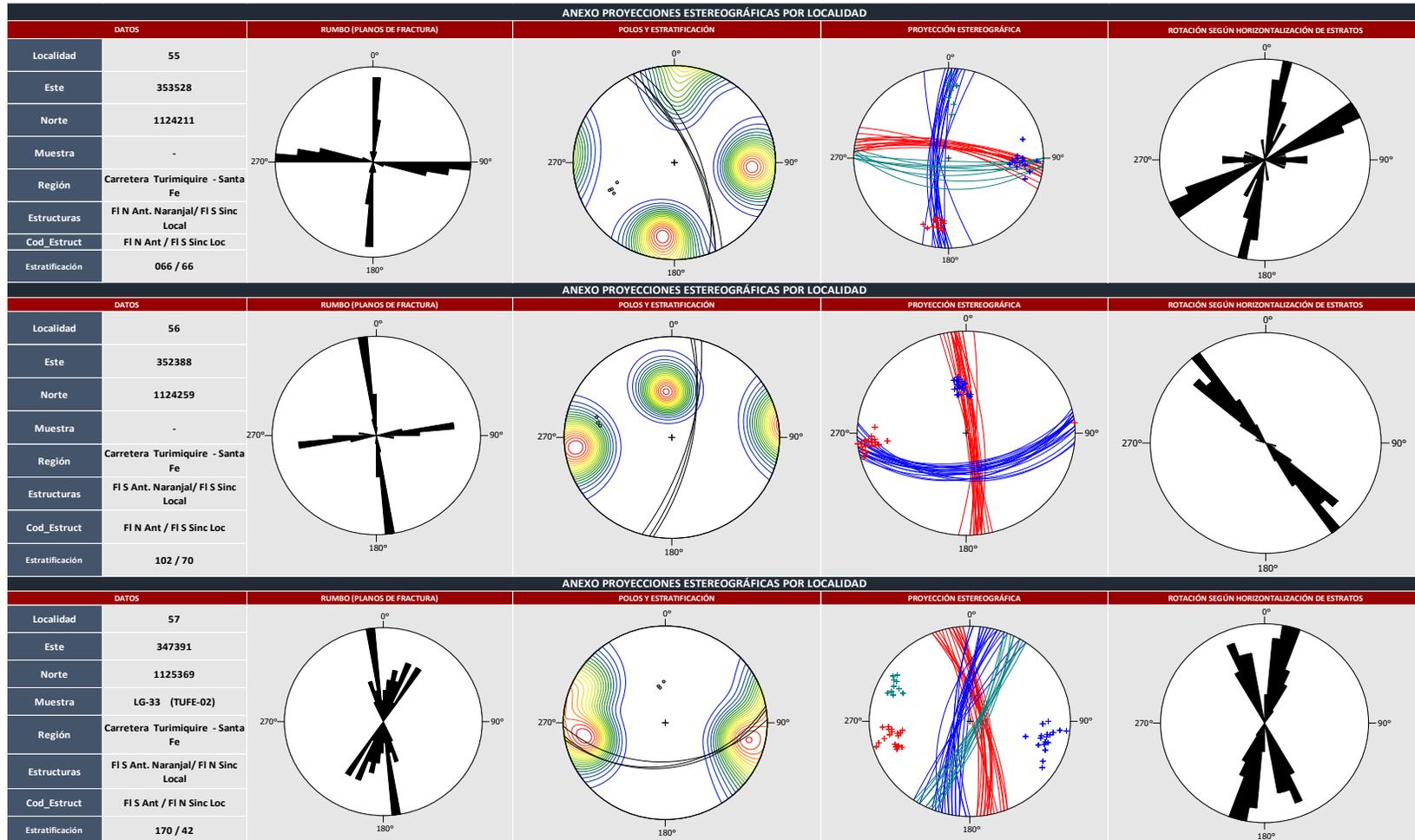


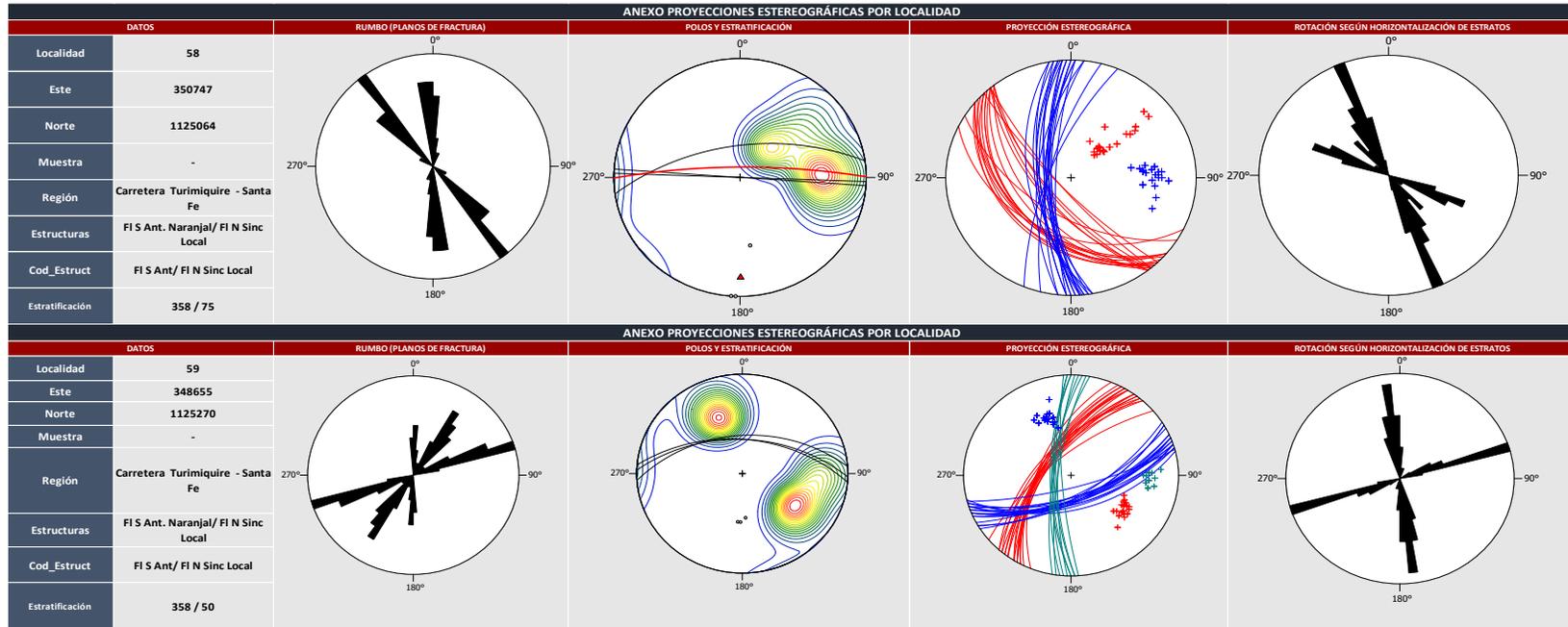


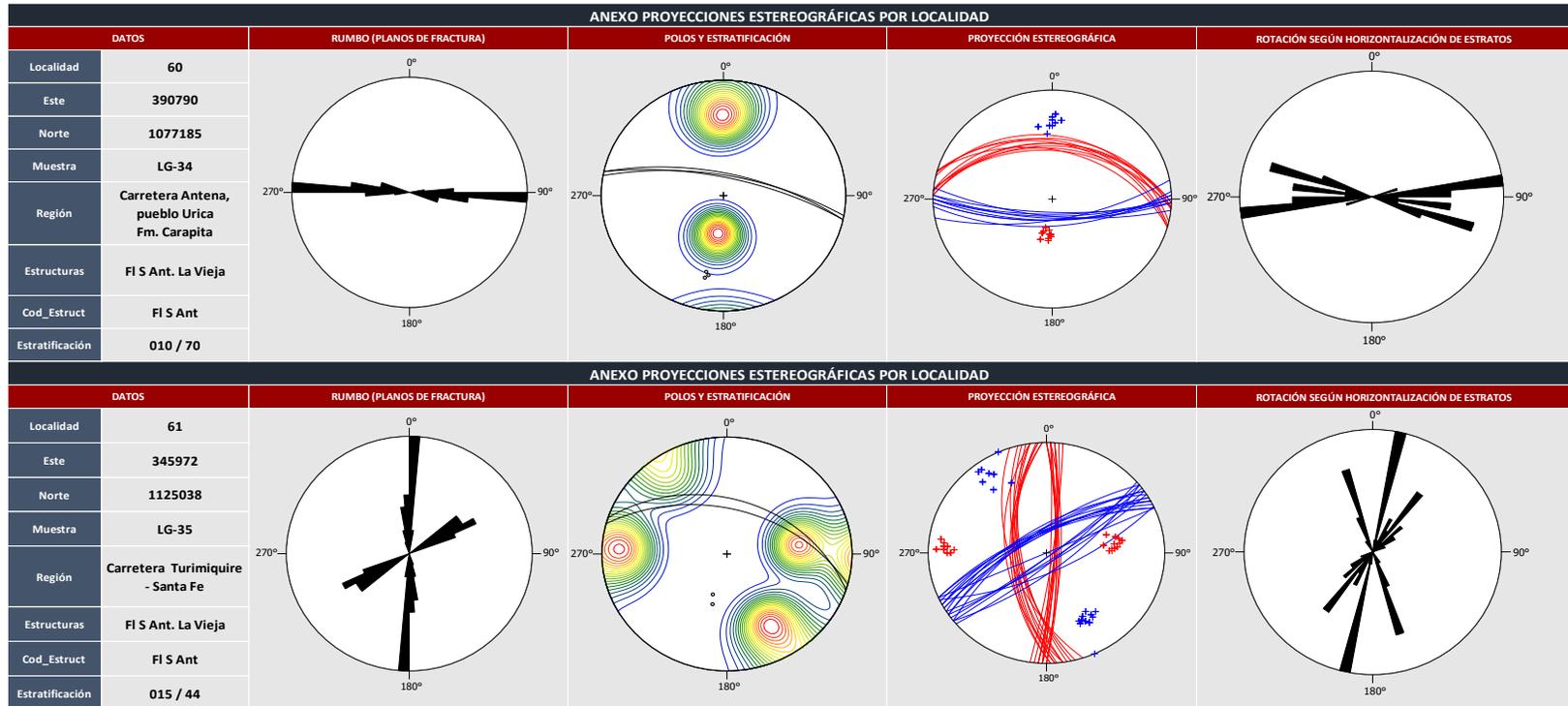




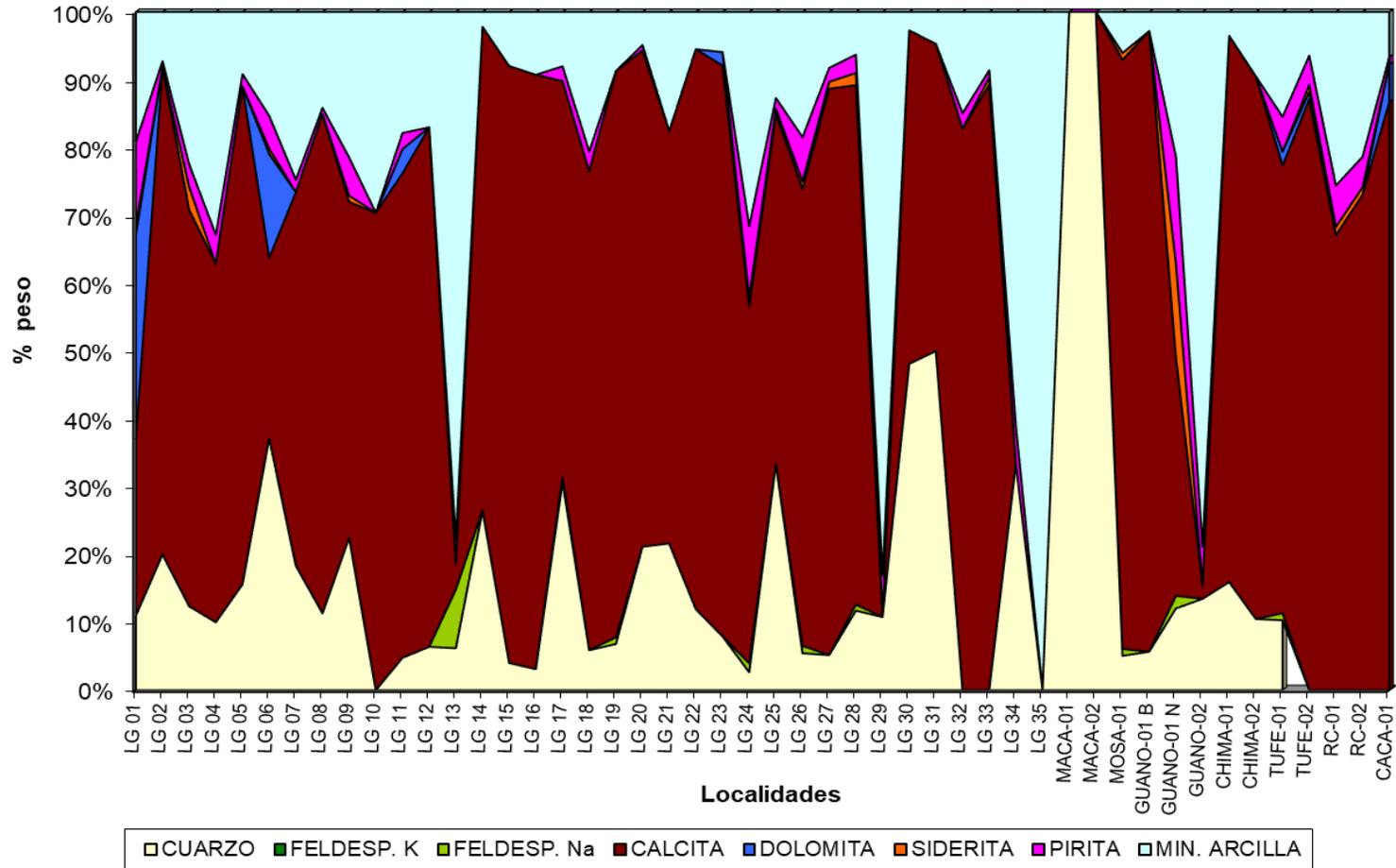




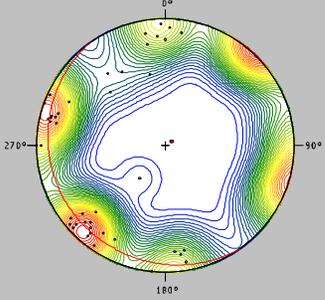
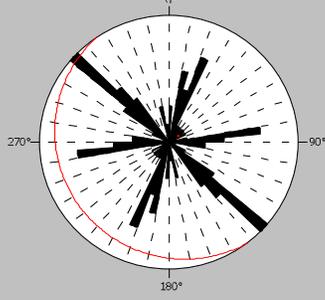
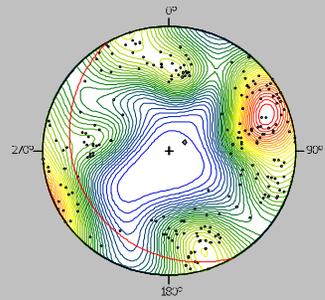
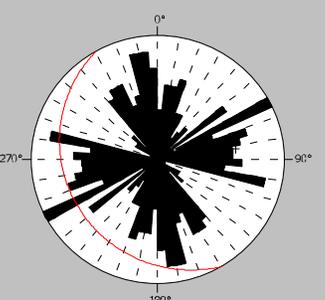




7.3. Resultados de difracción de rayos X (DRX) por localidad



7.4. Tabla: resultados de localidades por el buzamiento de la estratificación

Pendiente de la estratificación	Localidades	Cantidad de localidades	Estereograma resumen	
Menor a 10°	7, 21	2		
Entre 10° y 30°	8, 14, 18, 22, 34, 35, 37	7		

Pendiente de la estratificación	Localidades	Cantidad de localidades	Estereograma resumen	
Entre 30° y 75°	5, 6, 8, 10, 11, 12, 13, 16, 19, 23, 24, 25, 26, 27, 29, 30, 31, 32, 33, 36, 37, 38, 40, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61	42		
Mayor a 75°	1, 2, 3, 4, 17, 26, 29, 39, 41, 45, 53, 54	12		

