



UNIVERSIDAD DE ORIENTE
NÚCLEO DE SUCRE
ESCUELA DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA

EVALUACION DE ANISOTROPÍA SÍSMICA CORTICAL EN LA VECINDAD DEL
EXTREMO OESTE DEL GOLFO DE CARIACO
(Modalidad: Trabajo de Grado)


Deivid Naim Noureddine Lathulerie

TRABAJO DE GRADO PRESENTADO COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OPTAR AL TÍTULO DE LICENCIADO EN FÍSICA

CUMANÁ, FEBRERO DE 2013

EVALUACION DE ANISOTROPÍA SÍSMICA CORTICAL EN LA VECINDAD DEL
EXTREMO OESTE DEL GOLFO DE CARIACO


APROBADA POR:



M. Sc. Luis Daniel Beauperthuy
Asesor



M. Sc. Américo Montilla
Jurado I



M. Sc. Francisco Bonive
Jurado

ÍNDICE

DEDICATORIA	iii
LISTA DE TABLAS	vi
LISTA DE FIGURAS.....	vii
RESUMEN	viii
INTRODUCCIÓN	1
CAPITULO I	5
MARCO TEÓRICO	5
EL TENSOR DE ESFUERZOS	9
TENSOR DE DEFORMACIÓN	10
TENSOR DE ELASTICIDAD	11
ONDAS SÍSMICAS	12
ECUACIONES DE MOVIMIENTO.....	13
BIRREFRINGENCIA	16
METODOLOGÍA	19
CAPÍTULO III.....	25
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	25
CONCLUSIONES	37
RECOMENDACIONES.....	38
BIBLIOGRAFÍA	39

DEDICATORIA

A la memoria de mi madre y mi padre que es la principal razón por la hoy he podido cumplir con esta meta.

A los familiares y amigos que nunca se apartaron de mí y me brindaron su apoyo incondicional haciendo posible esto.

AGRADECIMIENTOS

A dios todo poderoso por permitirme cumplir finalmente con esta meta.

A mi familia, en especial a mis padres: Dulce María Lathulerie Sanvicente, y Rabhia Naim Nouredine Saab, por su esfuerzo y su formación, a mi hermanos y a mi tío Dr. Luis Lathulerie, por su apoyo incondicional e incontables consejos.

A la mí segunda familia que la vida y dios han puesto en mi camino: Victoria Díaz, Evelia Díaz, Herarda Díaz por brindarme un espacio en su hogar.

Al profesor Luis Daniel Beauperthuy por todo lo que me ha enseñado y sus asesorias para poder realizar este trabajo.

A mis compañeros del Departamento de Física, en especial a los bachilleres, Rufino Valladares, Jesús Maza Días, Alice Pérez, María Alejandra Cova Pineda, José Alvarado, por su apoyo incondicional durante toda la carrera.

Al personal que labora en el Departamento de Física.

Al personal que labora en el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO):

Profesores Francisco Bonive, Americo Montilla, Claudio Marchan y la Lic. Janetee Castillo por sus consejos y sus recomendaciones.

Al Técnico Victor Díaz y al Prof. Jesús Contreras, por la ayuda prestada con la data utilizada para la elaboración de este trabajo.

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Valores de Distancia epicentral "X", Magnitud "Mc" y Ángulo de Polarización "β" para la estación MAN antes del 11 de agosto de 2008.....	25
---	----

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de la zona estudiada donde se muestra la traza de la falla EL PILAR y la ubicación de las estaciones Cumaná y Manicuare.....	4
Figura 2. Mapa de placas y sistema de fallas mundial, las puntas de flechas sugieren las direcciones de movimiento relativo de las placas.	6
Figura 3. Tipos Principales de Fallas.....	7
Figura 4 . Ondas Sísmicas Primarias (P).....	12
Figura 5. Ondas Sísmicas Secundarias (S).....	13
Figura 7. Birrefringencia de Ondas Sísmicas de Corte.	18
Figura 8. Mapa de la zona estudiada donde se muestra con línea blanca el segmento de ruptura activado para el sismo del 11 de agosto de 2008.	20
Figura 9. Registro sísmográfico digital de tres componentes.....	21
Figura 10. Ventanas de movimiento de una partícula de suelo para cada plano.	22
Figura 11. Ventana de movimiento de una partícula de suelo, visto en el plano conformado por las componentes N-S y E-W.	23
Figura 12. Ventanas contiguas de ángulo azimutal.	24
Figura 13. Diagrama de rosas (Ángulos de polarización vs número de eventos) con 25 eventos para la estación MAN antes del 11 de agosto del 2008.....	27
Figura 14. Diagramas de rosas (Ángulos de polarización vs número de eventos) con 108 eventos para la estación MAN después del 11 de agosto del 2008.	28
Figura 15. Diagrama de rosas (Ángulos de polarización vs número de eventos) con 318 eventos para la estación CUM antes del 11 de agosto del 2008.....	28
Figura 16. Diagrama de rosas (Ángulos de polarización vs número de eventos) con 63 eventos para la estación CUM después del 11 de agosto de 2008.	29
Figura 17. Dispersión de los ángulos de polarización con respecto a las distancias epicentrales reportadas para cada evento registrado por la estación de MAN antes del 11 de agosto del 2008.	31
Figura 18. Dispersión de los ángulos de polarización con respecto a las distancias epicentrales reportadas para cada evento registrado por la estación MAN después del 11 de agosto del 2008.	32
Figura 19. Dispersión de los ángulos de polarización con respecto a las distancias epicentrales reportadas para cada evento registrado por la estación CUM después del 11 de agosto del 2008.	33
Figura 20. Dispersión de los ángulos de polarización con respecto a las distancias epicentrales reportadas para cada evento registrado por la estación CUM después del 11 de agosto del 2008.	34
Figura 21. Mapa de la zona estudiada con las direcciones de polarización obtenidas para antes y después del evento sísmico del 11 de agosto del 2008, junto con la dirección de desplazamiento de la falla de El Pilar.....	35
Figura 22. Mapa de la zona estudiada mostrando el segmento de falla activado durante el sismo ocurrido el 11 de agosto del 2008 y sus eventos sísmicos secundarios.	36

RESUMEN

Para comprender adecuadamente la información que proporcionan las ondas sísmicas en los sismogramas, es necesario el caracterizar y modelar la corteza terrestre donde se propagan las mismas; de aquí la necesidad de considerar cualquier inhomogeneidad y anisotropías que puedan existir en el medio terrestre estudiado. El método usado consistió en determinar las direcciones de polarización preferenciales para las primeras señales de ondas corpóreas de corte de sismos registrados por las estaciones Cumaná (CUM, $10^{\circ}25'44.1''\text{N}$; $64^{\circ}11'42''\text{W}$) y Manicuare (MAN, $10^{\circ}33'40''\text{N}$; $64^{\circ}11'20''\text{W}$) entre los años 2000 y 2010, de la red sismológica del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO). Se graficaron diagramas de rosa de los ángulos azimutales de polarización en ventanas adyacentes de 18 grados. Se demostró la existencia de anisotropía sísmica en la corteza de la vecindad del extremo oeste del Golfo de Cariaco. Fue posible observar un cambio en las direcciones de polarización preferenciales para la estación de Cumaná (CUM) después de la actividad sísmica de agosto de 2008 que afectó la zona de estudio, con respecto a las que existía antes de esa actividad, revelando que posiblemente dicho cambio esté asociado a la relajación del campo de esfuerzos en la zona después de la actividad sísmica referida. Adicionalmente, se obtuvieron gráficos de dispersión de los ángulos de polarización vs las distancias epicentrales para ambas estaciones, no se evidenció dependencia entre los mismos.

INTRODUCCIÓN

Las ondas sísmicas llevan a los sismogramas no solo información sobre la fuente sísmica, sino también sobre la estructura de la corteza terrestre, ya que estas son afectadas en su camino de la fuente sísmica al sismómetro por la corteza y su estructura, para el análisis de los sismogramas es necesario conocer dicha estructura, ya que la corteza no es una masa uniforme y homogénea sino una sucesión de rocas de distinta naturaleza y origen, en ausencia de ese conocimiento se propone un "Modelo de Corteza Teórico" que caracteriza la corteza terrestre y su estructura de acuerdo a las propiedades elásto-dinámicas presentes en dicha corteza.

La Corteza Terrestre puede caracterizarse según las siguientes categorías:

HOMOGÉNEA O NO-HOMOGÉNEA: Si las propiedades elásto-dinámicas del suelo son iguales en cualquier punto del mismo, es homogénea, mientras que para el caso no-homogéneo las propiedades elásto-dinámicas de la corteza cambian al movernos a través de la misma; por lo tanto, las propiedades elasto-dinámicas dependen de la posición en el suelo.

ISOTRÓPA O ANISÓTROP: Para el caso isótropo las propiedades elásto-dinámicas del suelo son iguales en cualquier dirección dentro del mismo. Para el caso anisótropo las propiedades elásto-dinámicas varían con la dirección.

Teniendo esto presente, pueden obtenerse los siguientes modelos de corteza:

- Homogéneo-Isótropo
- Homogéneo-Anisótropo
- No Homogéneo-Isótropo
- No Homogéneo-Anisótropo

Usualmente, los modelos usados en los distintos centros de investigación y monitoreo de la actividad sísmica asumen modelos de corteza isótropos, ya que en general constituyen una aceptable aproximación además de simplificar considerablemente los cálculos. Sin embargo, el perfeccionamiento de los modelos debe incluir las posibles anisotropías existentes en la corteza. Los distintos autores han clasificado a los diferentes tipos de anisotropía en función de dos grandes criterios: en primer lugar, la causa que la produce; y segundo, su simetría geométrica.

Anisotropía según su causa:

- Anisotropía Geológica: está vinculada a las propiedades físicas y geológicas del medio. Por ejemplo, a la propia estructura cristalina o litológica de la roca por patrones de orientación en las microgrietas.
- Anisotropía Inducida: originada por la acción de los esfuerzos en el medio rocoso.

Anisotropía según su simetría geométrica:

- Anisotropía polar: ocurre si las propiedades elásticas del medio varían con respecto al ángulo polar medido desde la vertical,
- Anisotropía azimutal: ocurre si las propiedades elásticas del medio varían con respecto al ángulo azimut medido desde el Norte.

Alrededor de todo el planeta, se han hecho estudios para determinar y caracterizar la anisotropía presente en la corteza o manto terrestres, en diferentes puntos del globo terráqueo. Posiblemente, uno de los primeros en encontrar evidencia de la existencia de anisotropía fue Hess (1964), quien notó que las velocidades medidas en el manto superior tendieron a ser mayores en ciertas direcciones que en otras. Laske y Masters (1998), Boschi y Ekström (2002) y Gung et al. (2003), también detectaron anisotropía en la corteza, estudiando cambios en patrones de propagación de ondas Rayleigh con la

dirección azimutal. Fouch y Rondeany (2006), usaron el método de medir diferencias relativas de tiempos de viajes de ondas corpóreas P y S para detectar anisotropía en Norte-América, en el escudo canadiense; en Australia y en África meridional. Boness y Zoback (2006), encontraron que en los alrededores de la falla de San Andreas se pueden distinguir los dos tipos de anisotropía de velocidades de onda S, la inherente y la inducida. Gaspar-Escribano y Tellez (2004), reportaron anisotropía sísmica de fisuración cortical en la cuenca de Granada al sur de España, la cual podía asociarse a la dirección de máximo esfuerzo.

En Venezuela son muy pocos los trabajos que se han hecho para determinar si existe o no anisotropía en nuestra corteza terrestre, entre los que se destacan: Mojank y Piñero-Feliciangeli (2009), estudiaron las características anisotrópicas de la corteza en el noreste de Venezuela por medio de análisis del desdoblamiento de ondas de corte (birrefringencia), determinando parámetros anisotrópicos como polarización de la fase rápida de onda de corte y el tiempo de retardo entre las dos fases de la misma onda. Rosales et. al. (2010), utilizaron la birrefringencia de ondas S en la región occidental de Venezuela y encontraron una correlación entre los ejes de anisotropía y la orientación de las fracturas. Finalmente Figueras (2010), estudiando anisotropía de corteza para toda la región nororiental de Venezuela mediante análisis de cambios de velocidades de ondas P y S con el azimut, encontró que hasta una profundidad de 5 km, la corteza presenta anisotropía aparentemente controlada por el campo de esfuerzos del área; entre los 5 km y 35 km no se evidenció anisotropía pero si inhomogeneidades.

Para el desarrollo de este trabajo de investigación se aplicó un procedimiento basado en el estudio de las polarizaciones de la fase rápida de la onda de corte S, para las estaciones de registro ubicadas en las poblaciones de Manicuaire y Cumaná (Figura 1), a ambos lados del plano de falla El Pilar en la región vecina a Cumaná.

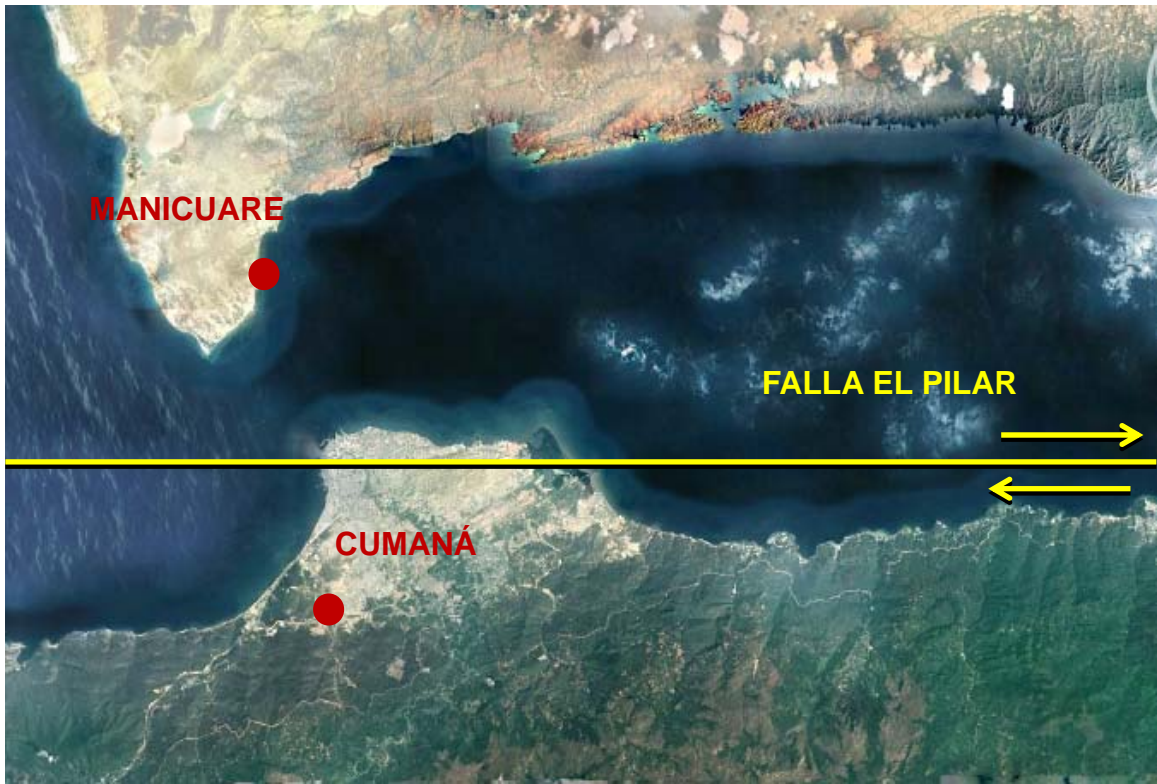


Figura 1. Mapa de la zona estudiada donde se muestra la traza de la falla EL PILAR y la ubicación de las estaciones Cumaná y Manicuares.

CAPITULO I MARCO TEÓRICO

El planeta tierra está constituido por tres capas concéntricas, la corteza, el manto y el núcleo; el núcleo, es la capa interna de conformación metálica, con un radio de 3485 km; el manto, es la capa intermedia de tipo basáltico y se extiende desde la superficie del núcleo hasta la base de la corteza, con 2900 km de grosor; finalmente encontramos la corteza, es la capa más delgada e irregular, su espesor varía desde los 5 km debajo de los océanos, hasta más de 70 km en algunos puntos de los continentes, es mayormente granítica y menos densa que el manto, su límite inferior es la discontinuidad de Mohorovicic (el moho), donde contacta con el manto (Nava, 1993a).

La corteza a su vez está dividida de forma lateral en corteza continental y corteza oceánica (Aznar, 2001) esta corteza (continental y oceánica), está dividida en trozos continuos llamados placas tectónicas que están en constante movimiento sobre la parte superior del manto, para explicar este fenómeno la formulación más aceptada es la teoría de deriva continental, propuesta por Alfred Wegener en 1912; según la cual hace, aproximadamente, 250 millones de años, los continentes que hoy conocemos formaban uno solo, llamado **Pangaea**, rodeados por un gran océano llamado la **Pantalasia**; y que éste se fue fracturando y moviéndose hasta obtener la actual distribución durante millones de años (Nava, 1993b). Debido al movimiento de las placas que conforman los continentes y fondos de los océanos, se ha producido un inmenso sistema de fallas en todo el planeta (Figura 2), en los cuales, la roca es sometida a grandes cantidades de esfuerzo elástico, caracterizado por un momento cuadrupolar de esfuerzos en los alrededores de la falla llamado momento sísmico. Cuando la roca se rompe a lo largo de la falla, se libera momento sísmico con el consiguiente desplazamiento relativo de roca a ambos lados de la falla, y generando los trenes de ondas elásticas que caracterizan los sismos o terremotos.

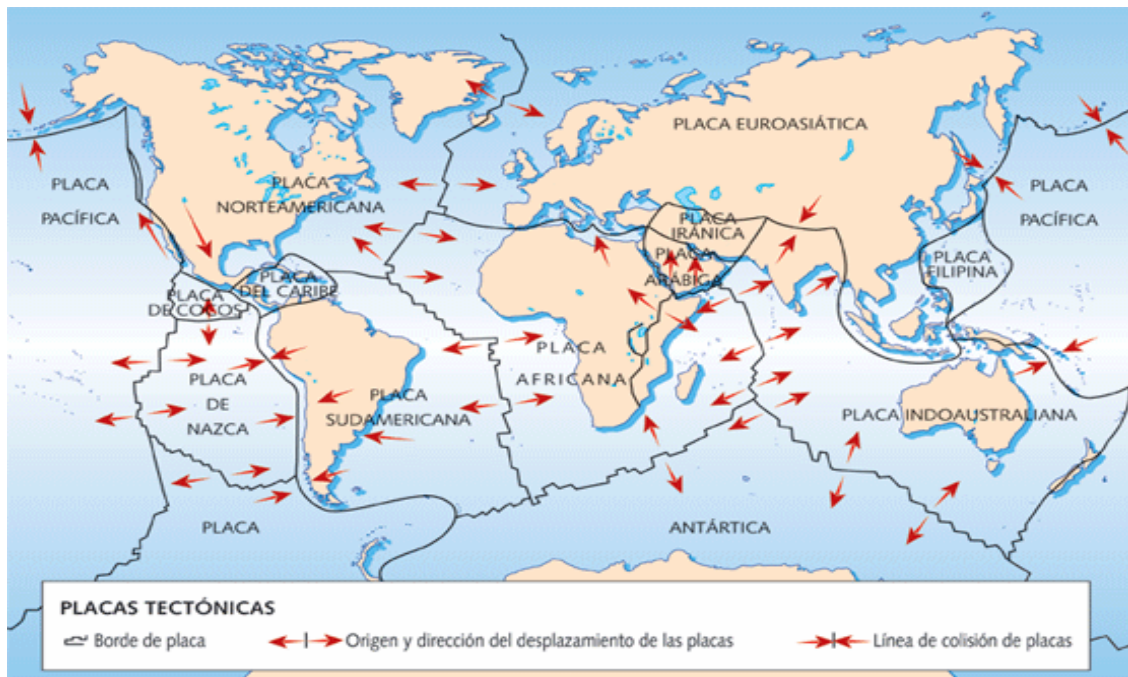


Figura 2. Mapa de placas y sistema de fallas mundial, las puntas de flechas sugieren las direcciones de movimiento relativo de las placas.

De acuerdo a la dirección de movimiento relativo entre los márgenes de dos placas, podemos destacar tres tipos principales de fallas o márgenes de placa: transcurrentes, divergentes y convergentes (Figura 3). En los márgenes divergentes, las placas se desplazan en direcciones contrarias separándose una de otras, tal como ocurre en las dorsales oceánicas, donde el material del manto va sustituyendo a las dos piezas de corteza que se va separando. En los márgenes convergentes una placa subduce o penetra por debajo de la otra, por eso a este tipo de falla también se le llama falla de subducción. Con respecto a las fallas transcurrentes una placa desliza lateralmente respecto a la otra en movimiento predominantemente horizontal. Se distinguen dos tipos de fallas transcurrentes: dextral y sinistral; situándose el observador en cualquiera de los bloques y mirando hacia donde se desplaza el otro, son dextrales aquellas donde el otro bloque se mueve hacia la derecha, y siniestrales donde el bloque se mueve hacia la izquierda.

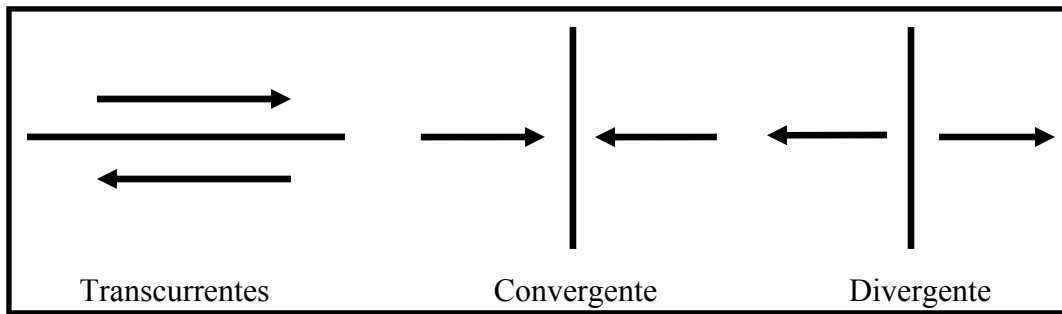


Figura 3. Tipos Principales de Fallas.

En gran medida, la actividad sísmica en Venezuela está asociada al sistema de fallas transcurrentes dextrales activas predominante: Boconó, San Sebastian, y El Pilar, generado por el continuo movimiento hacia el este de la placa Caribe con respecto a la de América del Sur; este sistema de fallas ha sido el causante de los sismos más severos que han ocurrido en el territorio nacional, y presenta una sismicidad a nivel del territorio nacional es superficial y se concentra en los primeros 40 Km de profundidad, exceptuando la sismicidad profunda asociada a la zona de subducción en el noreste del país entre los 20 y 120 km.

La sismicidad en Venezuela está caracterizada por una alta tasa de microsismicidad y eventos de magnitud intermedia, aunque la historia sísmica del país revela que han ocurrido más de 130 eventos que han causado algún tipo de daños en poblaciones, siendo el más destructivo el que ocurrió el 28 de marzo de 1812 que afectó seriamente ciudades importantes como Mérida, Barquisimeto y Caracas, causando más de 20.000 víctimas, es decir, un 5% de la población estimada para la época (Grases et al.,1994).

La falla de El Pilar se extiende un poco más de 400 km desde la fosa de Cariaco hasta el golfo de Paria; la mayor parte de la falla es submarina pero aflora en la superficie sólo en dos lugares: uno es el istmo central del estado Sucre que separa los dos golfos de Cariaco y Paria; y el otro está a nivel de la ciudad de Cumaná, cruzando la llanura aluvional de El Peñon y bordes del cerro de Caigüire. Se calcula que su tasa de movimiento es alrededor de 20 mm al año (Pérez et al.,1997).

El punto donde se inicia la ruptura de una falla se conoce como hipocentro, mientras que a su proyección vertical sobre la superficie se le conoce como epicentro; al volumen de roca que se desplaza en el momento de la ruptura, se le llama foco o fuente sísmica y del mismo se emiten las ondas sísmicas que son registradas en las estaciones sismológicas (sismogramas) para el posterior análisis e interpretación de la información que traen consigo, y que recogen en su recorrido por el interior de la tierra. Del mismo, se obtienen los siguientes parámetros: distancia epicentral, profundidad del foco, magnitud del evento, características cinemáticas y dinámicas de la fuente, así como la estructura del suelo donde se propagan las ondas sísmicas.

Puesto que toda la fenomenología sísmica (generación del terremoto, propagación de las ondas sísmicas, etc...) ocurre en los estratos rocosos que constituyen la estructura del planeta tierra, la comprensión de la mecánica de estos fenómenos implica modelar el medio rocoso donde ocurren, no como un material perfectamente rígido (como lo sugiere la impresión sensorial de una roca a escala humana), si no como un sólido elástico; y de hecho, visualizado a escala de centenares de metros, o kilómetros de longitud, es como un sólido elástico que se comporta el medio rocoso donde se genera un sismo o donde se propaga la onda sísmica (Beauperthuy. 2008).

Las variables u elementos que intervienen en la dinámica del sólido elástico, no son más que generalizaciones de los correspondientes elementos que intervienen en el caso unidimensional. Si consideramos el caso de un simple resorte, al cual le asociamos una fuerza F que opone el resorte a una elongación dada X , con la siguiente ecuación, conocida como la ley de Hooke; establecemos una dependencia lineal entre las variables que intervienen.

$$F = -kX \quad (1)$$

donde la constante k , es una propiedad del resorte llamada “constante elástica”, esta

expresión es válida si el material está a régimen de respuesta lineal, es decir si la elongación X es lo suficientemente pequeña. Las variables físicas que van a intervenir, en el caso de que el material elástico sea tridimensional, serán las mismas pero un poco más complejas. Por lo tanto, en lugar de una fuerza F , una elongación X y una constante elástica K , tenemos un “tensor de esfuerzos”, un “tensor de deformaciones” y un “tensor de elasticidad”, respectivamente (Beauperthuy. 2008).

El Tensor De Esfuerzos

El tensor de esfuerzos está definido como el arreglo de las nueve componentes cartesianas de tracción descritas en las siguientes expresiones:

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \quad (2)$$

donde :

$$\sigma_{ij} = \frac{dT_i}{da_j}; \quad (3)$$

dT_i , es la fuerza aplicada sobre un diferencial de área da_j , con da_j orientada perpendicularmente a la dirección cartesiana X_j .

Si consideramos que cualquier elemento de volumen dentro del material no va a sufrir aceleraciones rotacionales, entonces tenemos que aceptar que la suma de torques producidas por los elementos de esfuerzos en sus caras debe anularse, lo cual significa que el tensor de esfuerzo es simétrico. Las componentes diagonales se llaman “esfuerzos normales”; si son positivas, representan tensiones; si son negativas, son compresiones. Las componentes no diagonales son esfuerzos cizallantes. La simetría del tensor se

manifiesta imponiendo:

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji} \quad (4)$$

Como el tensor de esfuerzos está representado por una matriz real cuadrada y simétrica (hermítica) encontramos que existen tres orientaciones mutuamente perpendiculares dadas por sus autovectores, y que se denominan “ejes principales de esfuerzos”. Y los autovalores son los esfuerzos principales.

Tensor De Deformación

El tensor de deformación describe las distintas torceduras, encogimientos, flexiones, estiramientos, y compresiones que puede sufrir un sólido elástico al ser sometido a esfuerzos deformadores, produciendo cambios en su configuración o forma inicial; por lo tanto, los puntos a lo largo de un plano del sólido van a sufrir desplazamientos que serán distintos para cada punto. Es así como a una deformación dada del sólido, se le asocia un campo vectorial de desplazamientos U , que van a sufrir las partículas con respecto a su posición original en el sólido no deformado. Por lo tanto, el tensor de deformación e_{ij} , se define como el arreglo de las nueve cantidades siguientes:

$$e_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}) \quad (5)$$

Si u_i es el desplazamiento que sufre cada punto del material a lo largo de una coordenada x_i , entonces:

$$u_{i,j} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \quad (6)$$

Por la expresión (5), se encuentra que es evidente que el tensor de deformación es simétrico. Por lo tanto, cumple con la condición:

$$e_{ij} = e_{ji} \quad (7)$$

Tensor De Elasticidad

Cuando el material se comporta elásticamente, se puede suponer una relación lineal entre las componentes del tensor de esfuerzos y las del tensor de deformación; si estas últimas son lo suficientemente pequeñas, es lo que se refiere como “respuesta lineal” del material elástico. Admitir la respuesta lineal, significa reconocer que cada elemento σ_{ij} del tensor de esfuerzos depende linealmente de cada uno de los elementos e_{kl} del tensor de deformación. Esto es, existen “en principio” 81 coeficientes de proporcionalidad C_{ijkl} tales que:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} e_{kl} \quad (8)$$

donde los elementos C_{ijkl} se llaman constantes elásticas del medio.

Las 81 constantes elásticas caracterizan localmente la respuesta elástica del material y conforman un tensor de cuarto rango, llamado tensor de elasticidad. Como consecuencia de las simetrías de los tensores de esfuerzo y deformación, encontramos que las constantes elásticas arrojan las siguientes simetrías:

$$C_{ijkl} = C_{klij} = C_{jilk} = C_{ijlk}$$

Por lo tanto, existen solo 21 constantes elásticas independientes.

Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas se clasifican a grandes rasgos en dos tipos: superficiales, si se propagan en la superficie terrestre o en la interfase entre dos estratos de roca, y corpóreas, si se propagan en el volumen del cuerpo rocoso.

Las ondas sísmicas corpóreas se presentan a su vez de dos tipos diferentes:

Ondas Primarias (P): son ondas elásticas longitudinales que mueven las partículas del medio en la misma dirección de propagación de la onda, lo cual significa que el suelo es comprimido y dilatado en la misma dirección de propagación como se muestra en la figura 4, y pueden viajar a través de cualquier tipo de material líquido o sólido.



Figura 4 . Ondas Sísmicas Primarias (P)

Ondas Secundarias (S): son ondas transversales que viajan a menor velocidad que las ondas primarias, el movimiento de las partículas del medio donde se propagan es transversal a la dirección en la cual viaja la onda como se observa en la figura 5. Por esta razón producen un movimiento de cizalla a su paso por el suelo, generalmente se presentan como oscilaciones, y solo se propagan a través de medios sólidos.



Figura 5. Ondas Sísmicas Secundarias (S)

Ecuaciones De Movimiento

Considerando que a medida que el medio es sometido a esfuerzos los puntos fijos sobre el mismo se desplazan progresivamente con respecto a las posibles direcciones dentro del medio, y que estos desplazamientos pasan a definir las deformaciones que sufre el mismo, se encuentra que la relación constitutiva (8) se puede reducir a la expresión:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} U_{k,l} \quad (10)$$

donde los elementos $U_{k,l}$ se definen como en la ecuación. (6)

Para que se produzca movimiento horizontal con la onda S, el rayo de la onda sísmica que lo produce debe incidir en la superficie de forma predominantemente vertical; es decir, de abajo hacia arriba, si el foco del sismo no es demasiado superficial y cercano a la estación que lo registra, esa será la dirección predominante de los rayos sísmicos incidentes en una estación sismológica, en ese caso los elementos del tensor de esfuerzos, dados por la expresión (10), solo activan los elementos de esfuerzos σ_{xz} y σ_{yz} , donde se asumen los ejes X y Y como horizontales, y el eje Z como la vertical.

Desarrollando las expresiones para cada elemento del tensor de esfuerzo, e ignorando los términos que no representen cizallas, como los son $U_{x,x}$, $U_{y,y}$ y $U_{z,z}$, encontramos las siguientes expresiones para los mismos:

$$\begin{aligned}\sigma_{xz} &= C_{xzxz}U_{x,z} + C_{xzyz}U_{y,z} \\ \sigma_{yz} &= C_{yzxz}U_{x,z} + C_{yzyz}U_{y,z}\end{aligned}\tag{11}$$

Aplicando la ecuación de Newton, con ρ representando la densidad local:

$$\begin{aligned}\rho\ddot{U}_x &= \sigma_{xz,z} \\ \rho\ddot{U}_y &= \sigma_{yz,z}\end{aligned}\tag{12}$$

Se obtiene finalmente:

$$\begin{aligned}\rho\ddot{U}_x &= C_{xzxz,z}U_{x,z} + C_{xzyz,z}U_{y,z} + C_{xzxz}U_{x,zz} + C_{xzyz}U_{y,zz} \\ \rho\ddot{U}_y &= C_{yzxz,z}U_{x,z} + C_{yzyz,z}U_{y,z} + C_{yzxz}U_{x,zz} + C_{yzyz}U_{y,zz}\end{aligned}\tag{13}$$

Como estamos considerando un medio homogéneo, encontramos que las derivadas espaciales de las constantes elásticas deben ser nulas, por lo tanto las expresiones (13) se reducen a

$$\begin{aligned}\rho\ddot{U}_x &= C_{xzxz}U_{x,zz} + C_{xzyz}U_{y,zz} \\ \rho\ddot{U}_y &= C_{yzxz}U_{x,zz} + C_{yzyz}U_{y,zz}\end{aligned}\tag{14}$$

Por las simetrías de las componentes del tensor de elasticidad mencionadas anteriormente se tiene:

$$C_{YZXZ} = C_{XZYZ} = B; \quad C_{XZXZ} = A; \quad C_{YZYZ} = C \quad (15)$$

Con lo que se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones acopladas:

$$\begin{aligned} \rho \ddot{U}_x &= AU_{x,ZZ} + BU_{y,ZZ} \\ \rho \ddot{U}_y &= BU_{x,ZZ} + CU_{y,ZZ} \end{aligned} \quad (16)$$

Cuya matriz de acoplamiento se evidencia en la forma matricial siguiente:

$$\rho \begin{pmatrix} \ddot{U}_x \\ \ddot{U}_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A & B \\ B & C \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_x'' \\ U_y'' \end{pmatrix} \quad (17)$$

dónde: $U_x'' = U_{x,ZZ}$; $U_y'' = U_{y,ZZ}$

Como la matriz es hermítica, está garantizado que sus autovalores sean reales y pasen a llamarse ahora “constantes principales elásticas” y sus autovectores son ortogonales y

por lo tanto pasan a llamarse “ejes principales elásticos”; estos últimos definen las direcciones de polarización de la onda S.

Si:

a_1 y a_2 son las “constantes principales elásticas”

u_1 y u_2 son los “ejes principales elásticos”

Al escribir las expresiones en términos de los nuevos ejes, encontramos:

$$\begin{aligned}\rho \ddot{u}_1 &= a_1 u_1 \\ \rho \ddot{u}_2 &= a_2 u_2\end{aligned}\tag{18}$$

Con lo que se deduce que la onda sísmica (S) que atraviesa un medio anisotrópico, se separa en dos ondas o fases; una rápida y otra lenta polarizadas perpendicularmente entre sí.

Birrefringencia

En óptica la birrefringencia o la doble refracción, está definida como la propiedad de ciertos medios cristalinos anisótropos de desdoblar y separar un rayo de luz incidente en dos rayos polarizados perpendicularmente, como si el material tuviera dos índices de refracción (Figura 6). De igual forma, y como se logró demostrar en las ecuaciones de movimiento para una onda sísmica de corte propagándose en un medio anisótropo, está se divide en dos fases polarizadas perpendicularmente entre sí, y que viajan a velocidades distintas, una onda S rápida y una onda S lenta (Figura 7). La onda S rápida llega al sismómetro con el primer frente de ondas S que se registra en un sismograma durante un evento sísmico.

La dirección de polarización de la onda S rápida es paralela a la dirección de alineamiento de los planos de fisuras o en dirección del eje de compresión, y la dirección de la onda S lenta es perpendicular a la anterior (Gaspar-Escribano y Téllez, 2004).

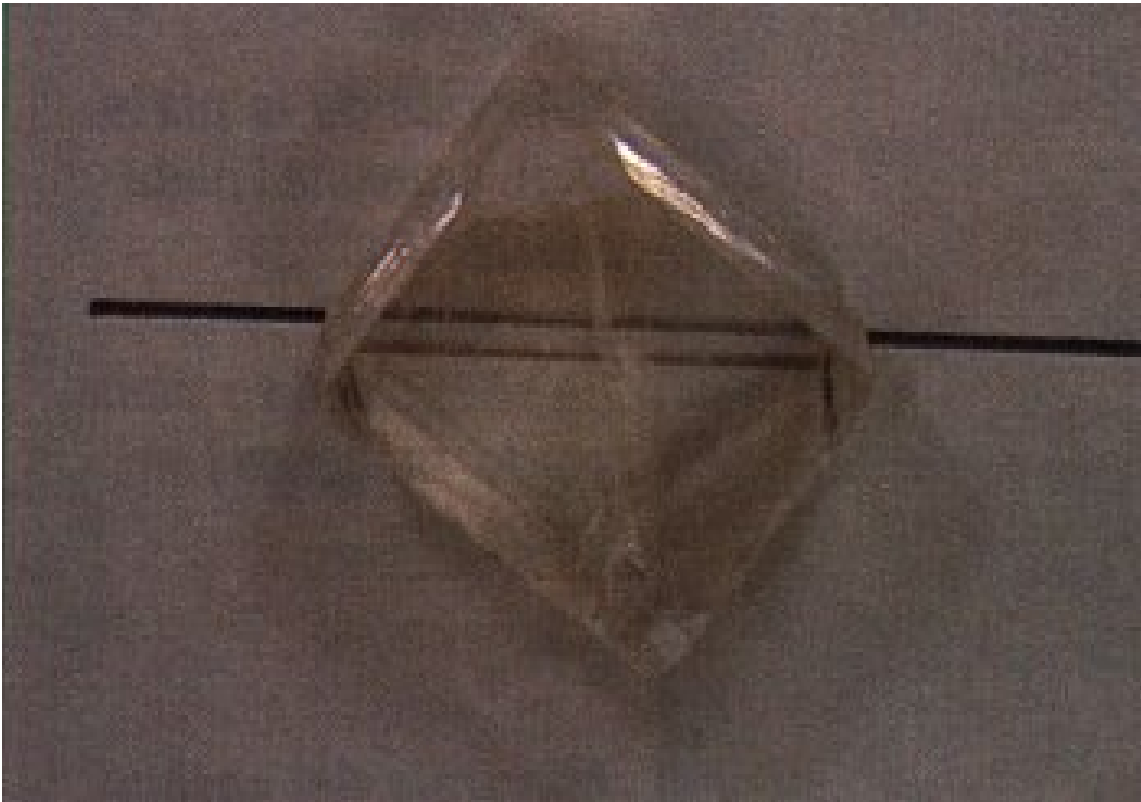


Figura 6. Birrefringencia de ondas de luz por un medio cristalino.

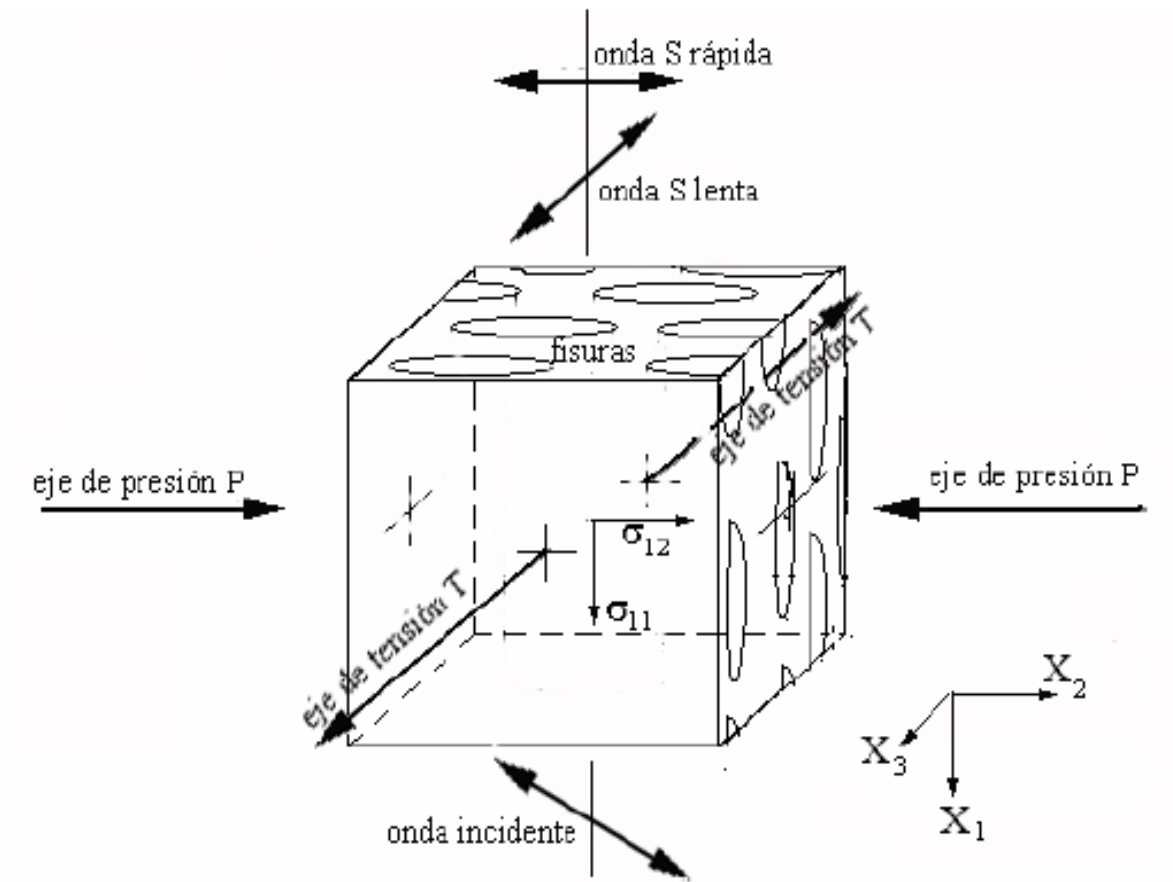


Figura 7. Birrefringencia de Ondas Sísmicas de Corte.

CAPÍTULO II

METODOLOGÍA

En el trabajo realizado se aplicó una metodología similar a la usada por Gaspar-Escribano y Téllez (2004), al estudiar la polarización de la onda de corte para 187 registros pertenecientes a dos estaciones (El Romeral y Los Frailes) ubicadas en la Cuenca de Granada al sur de España.

Para evaluar la existencia de anisotropía Cortical en la corteza de la región vecina del extremo oeste del golfo de Cariaco, se determinaron las direcciones de polarización de las primeras ondas de corte S, con respecto al azimut para eventos registrados en las estaciones de Cumaná (CUM) y Manicuare (MAN), ubicadas en lados opuestos de la traza del sistema de fallas “El Pilar”; la de Manicuare al norte y la de Cumaná al sur de la mencionada falla (Figura 8), pertenecientes a la red Sismológica del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO) ; tomando como referencia el segmento de ruptura de la falla El Pilar para el sismo ocurrido el 11 de agosto de 2008, de magnitud 5.1 Mc en la ciudad de Cumaná, estudiado por Beauperthuy et al. (2011), segmento que se indica con una línea blanca en la Figura 8, y así evaluar posibles cambios en los parámetros anisotrópicos antes y después del mencionado sismo.

Para ello contamos con el software SEISAN (EARTHQUAKE ANALYSIS SOFTWARE) (Jens H y Lars O. 2001) programa utilizado para el análisis y resguardo de los registros sísmicos de las estaciones que conforman la red del CSUDO, multiplataforma capaz de ejecutarse bajo ambientes Windows y Linux.

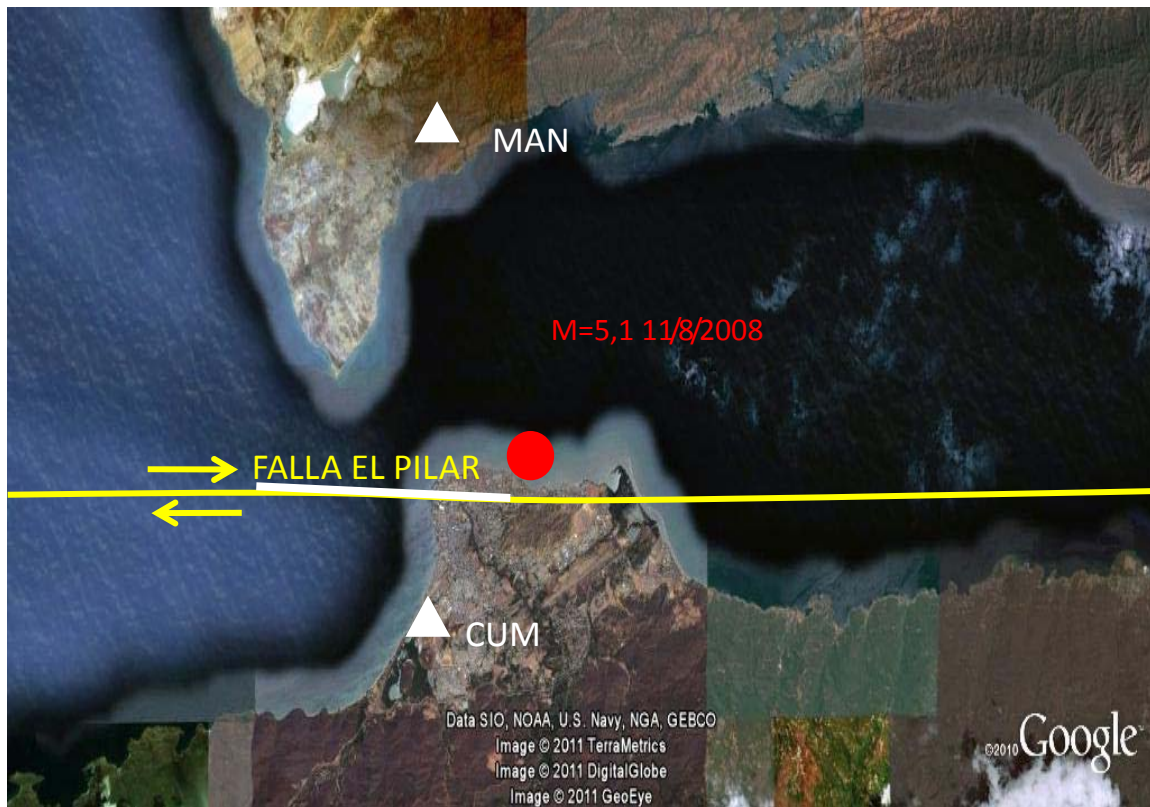


Figura 8. Mapa de la zona estudiada donde se muestra con línea blanca el segmento de ruptura activado para el sismo del 11 de agosto de 2008.

El procedimiento general seguido fue el siguiente:

1. Se seleccionaron los sismogramas donde se encuentran registrados los eventos sísmicos y se normalizaron las escalas de registro.
2. Se visualizaron y registraron las direcciones de polarización de la primera señal S, registrada en los sismogramas de las estaciones CUM y MAN.
3. A partir de los registros se determinaron las distancias epicentrales de las señales de las ondas S, cuyas direcciones de polarización fueron obtenidas para cada estación.
4. Se correlacionaron las direcciones de polarización de las señales S con las distancias epicentrales, a fin de detectar posibles dependencias entre ambas.
5. Se graficaron las direcciones de polarización con respecto al azimut para cada

estación sismológica, con el fin de determinar las direcciones de polarización preferenciales antes y después del 11 de agosto de 2008, para verificar posibles cambios en las mismas y así relacionarlos con cambios en los campos de esfuerzos en los alrededores de las fallas.

Para la selección de los eventos sísmicos, se tomaron en cuenta registros de tres componentes digitales (N-S), (E-O) y Vertical para las estaciones de Cumaná (CUM) y Manicuaire (MAN), donde se pudiese observar la llegada de las ondas S a las estaciones, como se muestra en la Figura 9.

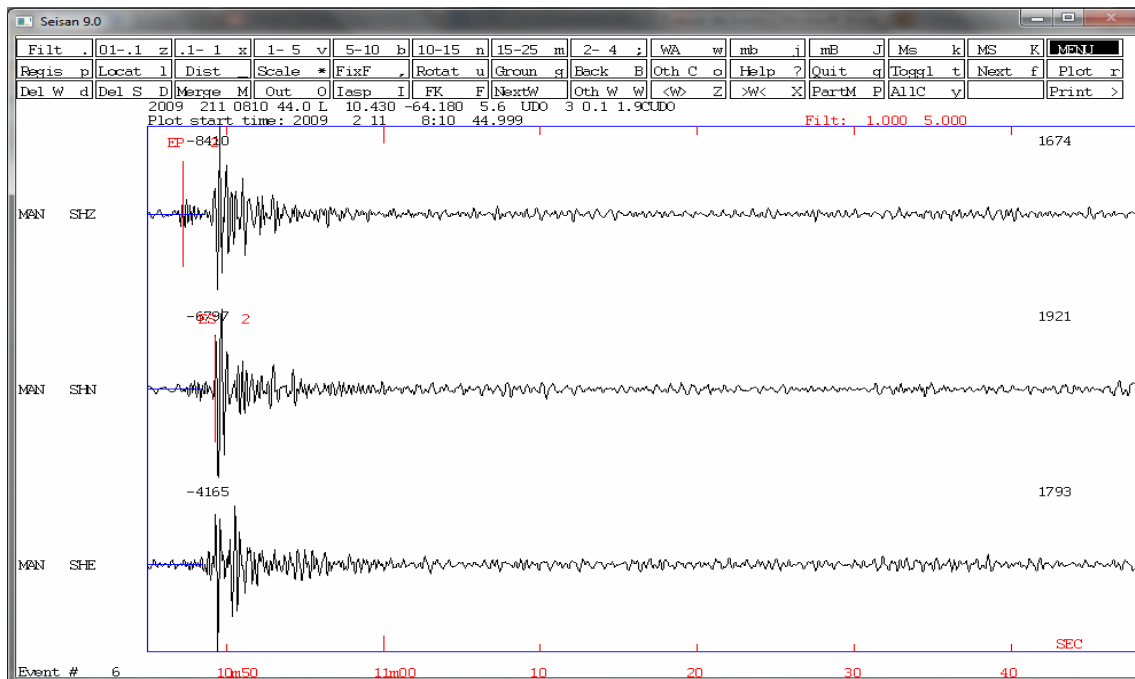


Figura 9. Registro sismográfico digital de tres componentes.

Para visualizar las direcciones de polarización de los eventos sísmicos registrados con ayuda del SEISAN, se obtuvieron ventanas de movimiento en cada uno de los planos, conformados por las componentes visualizadas (Vertical, Norte-Sur, Este-Oeste) como se muestra en la Figura 10, donde se visualizan el evento sísmico y las ventanas de movimiento para cada plano.

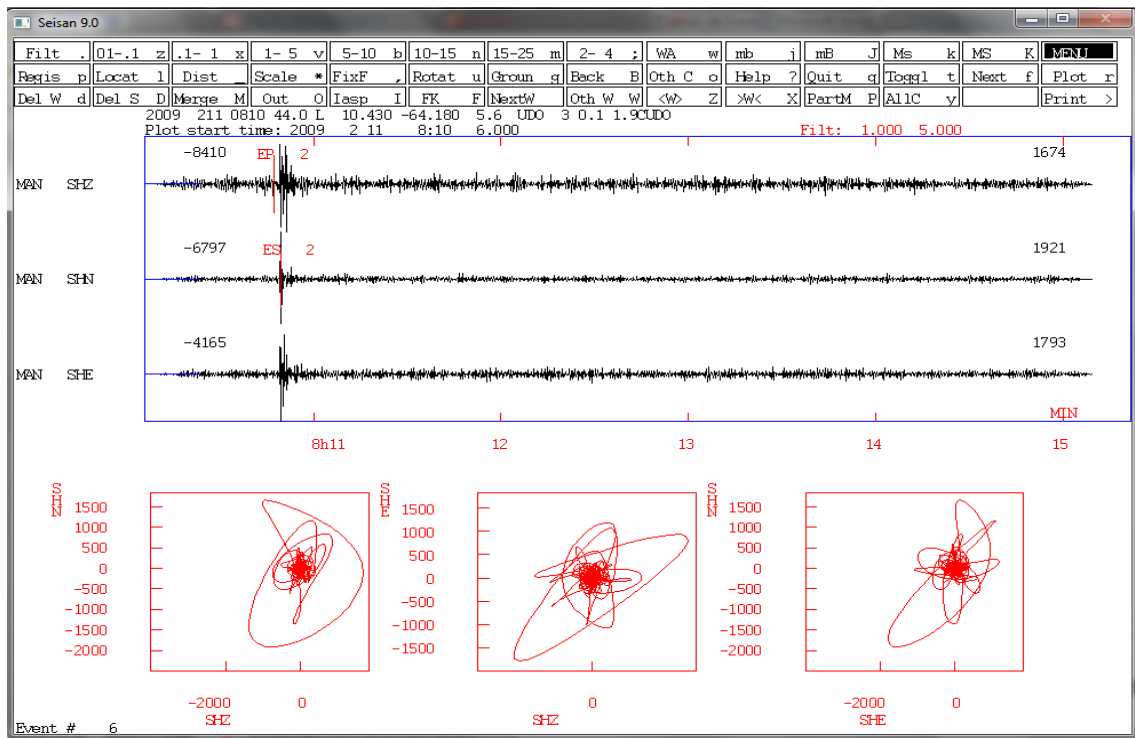


Figura 10. Ventanas de movimiento de una partícula de suelo para cada plano.

El primero de izquierda a derecha, corresponde al movimiento en el plano Norte-Sur vs la vertical, el segundo corresponde al movimiento en el plano Este-Oeste vs la vertical, y el tercero y último corresponde al plano Norte-Sur vs Este-Oeste.

Una vez obtenidas las ventanas, se procedió a seleccionar la primera llegada de la onda S en el registro del evento para visualizar las direcciones de polarización; sin embargo, para la presente investigación solo se tomarán en cuenta las direcciones de polarización horizontales; es decir, en la última ventana de movimiento correspondiente al plano formado por las componente Norte-Sur vs Este-Oeste, obteniendo ventanas como la que se muestra en la Figura 11, logrando determinar los ángulos de polarización azimutales, que son medidos desde el punto cardinal Norte, contando en dirección de las agujas del reloj.

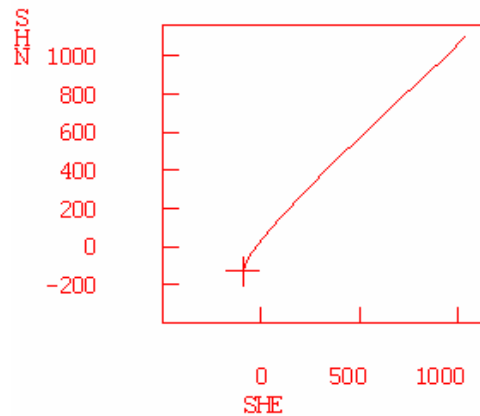


Figura 11. Ventana de movimiento de una partícula de suelo, visto en el plano conformado por las componentes N-S y E-W.

Una vez obtenidos los ángulos de polarización de las primeras señales S de los distintos eventos sísmicos registrados en las dos estaciones, se construyeron los diagramas de rosas que permitieron visualizar las direcciones o ángulos de polarización predominantes; para ello se dividió todo el rango de azimut de 360 grados en ventanas contiguas de 18 grados cada una (Figura 12), y a cada ventana se le asignó un radio vector de longitud proporcional al número de eventos cuyo ángulo de polarización entraba dentro de esa ventana, para ello se utilizó el programa MATLAB (R2009a), versión 7.8.0.347 (Clave M y Jack L. 2009), el cual es un software de programación de cálculo técnico, para el desarrollo de algoritmos, análisis de datos, visualización y cálculo numérico, que se ejecuta bajo ambientes Linux y Windows .

Se graficaron 381 polarizaciones obtenidas de los eventos registrados por la estación de Cumaná (CUM), y 133 polarizaciones obtenidas para eventos registrados por la estación de Manicuaire (MAN) desde el año 2000 hasta 2010.

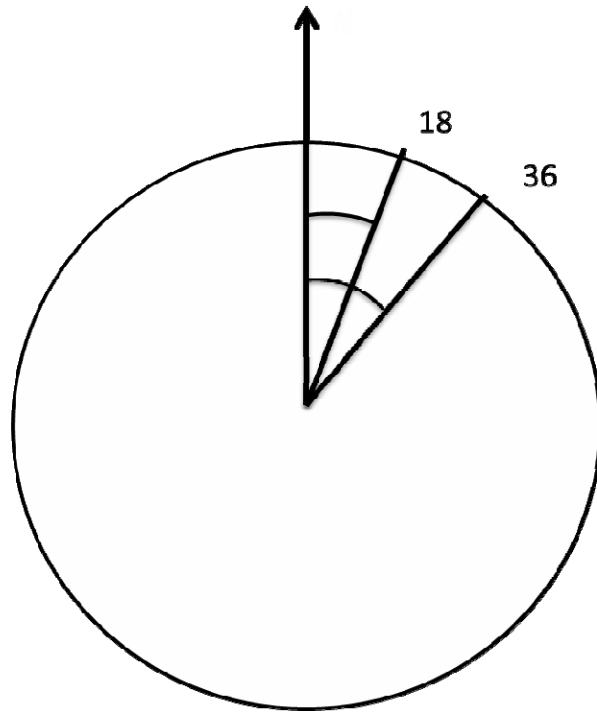


Figura 12. Ventanas contiguas de ángulo azimutal.

CAPÍTULO III

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Del registro suministrado por el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO) para las estaciones de Manicuaire (MAN), y la estación de Cumaná (CUM); se obtuvo valores de distancias epicentrales, magnitud M_c y ángulos de polarización de la onda de corte para antes y después del 11 de agosto de 2008, como se muestra por ejemplo en la tabla 1.

Tabla 1. Valores de Distancia epicentral "X", Magnitud "Mc" y Ángulo de Polarización " β " para la estación MAN antes del 11 de agosto de 2008.

Fecha del Evento (DD/MM/AA)	Magnitud M_c	Angulo de Polarización de la onda de Corte " β "(grados)	Distancia epicentral "X"(Km)
20/10/2005	3.4	202	126
08/03/2008	3.6	164	201
20/03/2008	2.3	31	34
21/03/2008	0.0	70	63
23/03/2008	3.4	117	161
02/04/2008	3.1	225	223
13/04/2008	3.8	149	223
16/04/2008	2.6	335	68
03/05/2008	2.7	239	70
03/05/2008	3.2	244	90
03/05/2008	3.2	324	79
04/05/2008	2.8	29	57
09/05/2008	1.8	290	25
24/05/2008	3.5	257	228
25/05/2008	2.7	153	66
28/05/2008	2.1	23	11
29/05/2008	3.4	221	207
29/05/2008	3.8	252	210
30/05/2008	2.6	66	80
01/06/2008	3.5	249	232
13/06/2008	2.4	72	80
14/07/2008	4.1	346	421
20/07/2008	3.7	233	210
27/07/2008	3.6	45	179
30/07/2008	2.4	211	106

DIAGRAMA DE ROSAS (ANGULOS DE POLARIZACION VS NUMERO DE EVENTOS)

Los eventos registrados y analizados en la estación de Manicuare (MAN), mostraron en los diagramas de rosas obtenidos para el antes y después del sismo (Figuras 13 y 14), una tendencia predominante en la polarización de las ondas S incidentes a dicha estación: polarizadas preferentemente en dirección noreste-suroeste, y se evidenció que no ocurrieron cambios importantes en los ángulos preferenciales de polarización después del evento ocurrido el 11 de agosto del 2008; sin embargo, los registros de tres componentes de esta estación no comenzaron hasta después del año 2005, y la mayor parte de la data no se produjo con firmeza hasta el mes de marzo del 2008, con lo que sólo se detectaron 25 polarizaciones.

Para Cumaná, los ángulos de polarización preferenciales de las ondas corte en los eventos analizados, antes del 11 de agosto de 2008, mostraron una dirección de polarización entre 60 y 90 grados al noreste, y entre 240 y 270 sureste con respecto al norte (Figura 15); y para después de la fecha ya mencionada, la dirección de polarización estuvo casi en dirección norte, y entre 120 y 150 grados suroeste con respecto al norte (Figura 16).

Así mismo, se puede visualizar en dicho diagrama que los ejes de las direcciones de polarización no forman “necesariamente” un ángulo de 180 grados, confirmando así uno de los resultados obtenidos por Figueras (2010), donde los ejes de anisotropía opuestos no estaban alineados. Al observar las Figuras 15 y 16, se visualiza un cambio importante en las direcciones de polarización, al comparar los ángulos de polarización preferenciales obtenidos tanto para después como para antes del evento producido el 11 de agosto del 2008, cambio de unos 45° aproximadamente de una dirección con otra.

Finalmente, se trató de evaluar posibles correlaciones entre los ángulos de polarización y los periodos de las ondas de corte, pero fué imposible evaluar los periodos de las ondas

de corte analizadas en cada sismo. Sin embargo, valiéndose del hecho de que a mayor distancia epicentral mayor periodo en las ondas corpóreas, se evaluaron “indirectamente” posibles dependencias de los ángulos de polarización de las ondas con su período, correlacionando los ángulos de polarización con las distancias epicentrales.

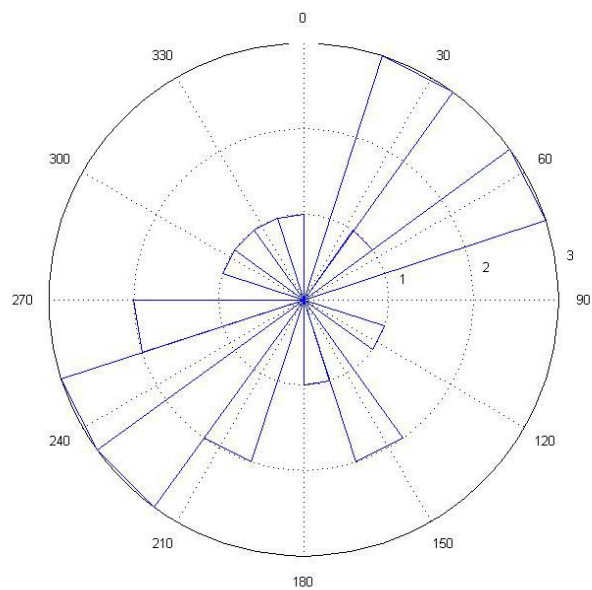


Figura 13. Diagrama de rosas (Ángulos de polarización vs número de eventos) con 25 eventos para la estación MAN antes del 11 de agosto del 2008.

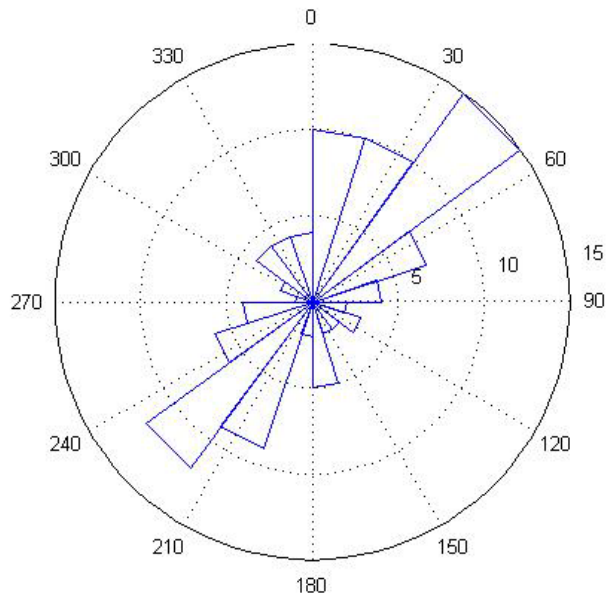


Figura 14. Diagramas de rosas (Ángulos de polarización vs número de eventos) con 108 eventos para la estación MAN después del 11 de agosto del 2008.

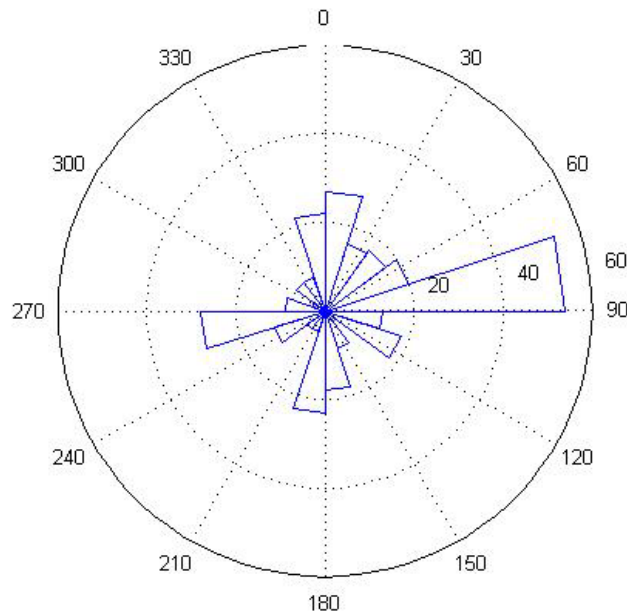


Figura 15. Diagrama de rosas (Ángulos de polarización vs número de eventos) con 318 eventos para la estación CUM antes del 11 de agosto del 2008.

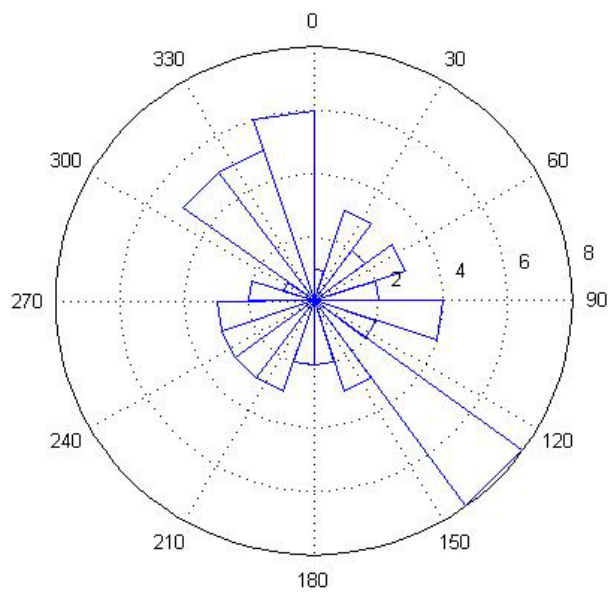


Figura 16. Diagrama de rosas (Ángulos de polarización vs número de eventos) con 63 eventos para la estación CUM después del 11 de agosto de 2008.

DISPERSIONES DE LOS ÁNGULOS DE POLARIZACIÓN VS DISTANCIAS EPICENTRALES

En la figura 17, no se muestra ningún patrón referencial debido a que el número de eventos obtenidos y analizados para la estación MAN fue muy escaso. Sin embargo, para el gráfico de la Figura 18, encontramos dos pequeños cúmulos entre 0 y 50 grados y entre 200 y 250 grados, lo que corresponde con los ángulos de polarización obtenidos en el diagrama de rosa; logrando visualizar que la mayoría de estos eventos sísmicos no excedía los 1000 km de distancia epicentral, sin importar el ángulo de polarización.

Para la estación de CUM en el gráfico representado en la Figura 19, se puede mostrar que no existe ningún patrón en la dispersión de los ángulos de polarización con las distancias epicentrales, a pesar de que para este gráfico se obtuvo la mayor cantidad de datos. En el gráfico mostrado en la Figura 20, tampoco se logró observar patrones de dispersiones concluyentes de los ángulos de polarización con respecto a las distancias epicentrales, con lo que se pudiera descartar cualquier dependencia de los ángulos de polarización con respecto a las distancias y a su vez con los periodos de las ondas corpóreas de corte.

Como se pudo visualizar en los diagramas de rosas obtenidos para la estación CUM, al evaluar los ángulos de polarización para las ondas de corte antes y después del 11 de agosto, existe un notable cambio en dichas polarizaciones, lo que al visualizarlos en un mapa junto con la dirección de desplazamiento del sistema de falla de El Pilar (Figura 21), muestra una clara relación determinista entre el desplazamiento de la falla y las direcciones de polarización, lo cual corrobora indirectamente que la anisotropía presente en la corteza que conforma los alrededores del sistema de fallas, está vinculado posiblemente a los ejes principales de esfuerzo existentes, este hecho fue mostrado en el trabajo de Figueras (2010), al estudiar las direcciones en las cuales las velocidades eran máximas para las ondas corpóreas.

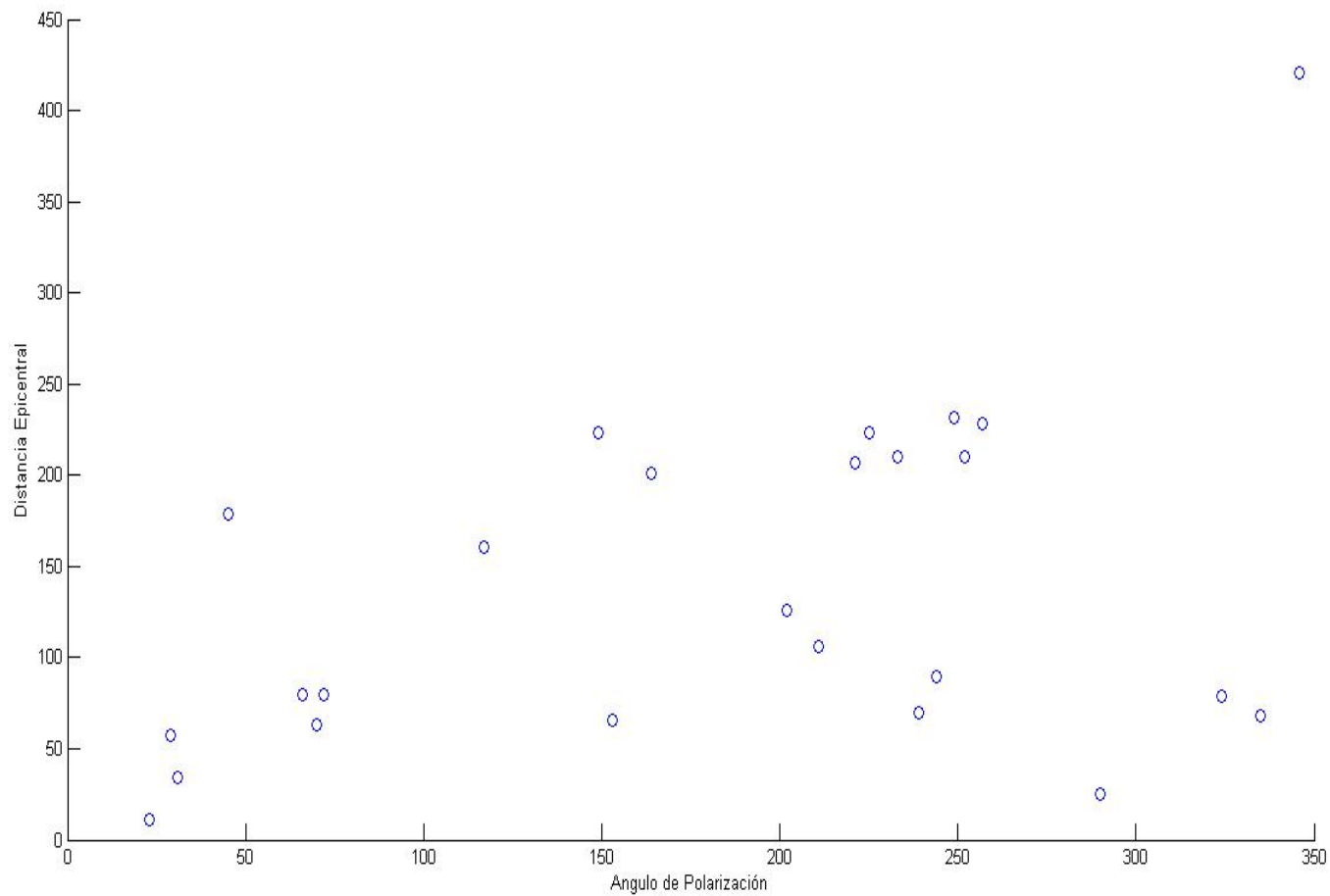


Figura 17. Dispersión de los ángulos de polarización con respecto a las distancias epicentrales reportadas para cada evento registrado por la estación de MAN antes del 11 de agosto del 2008.

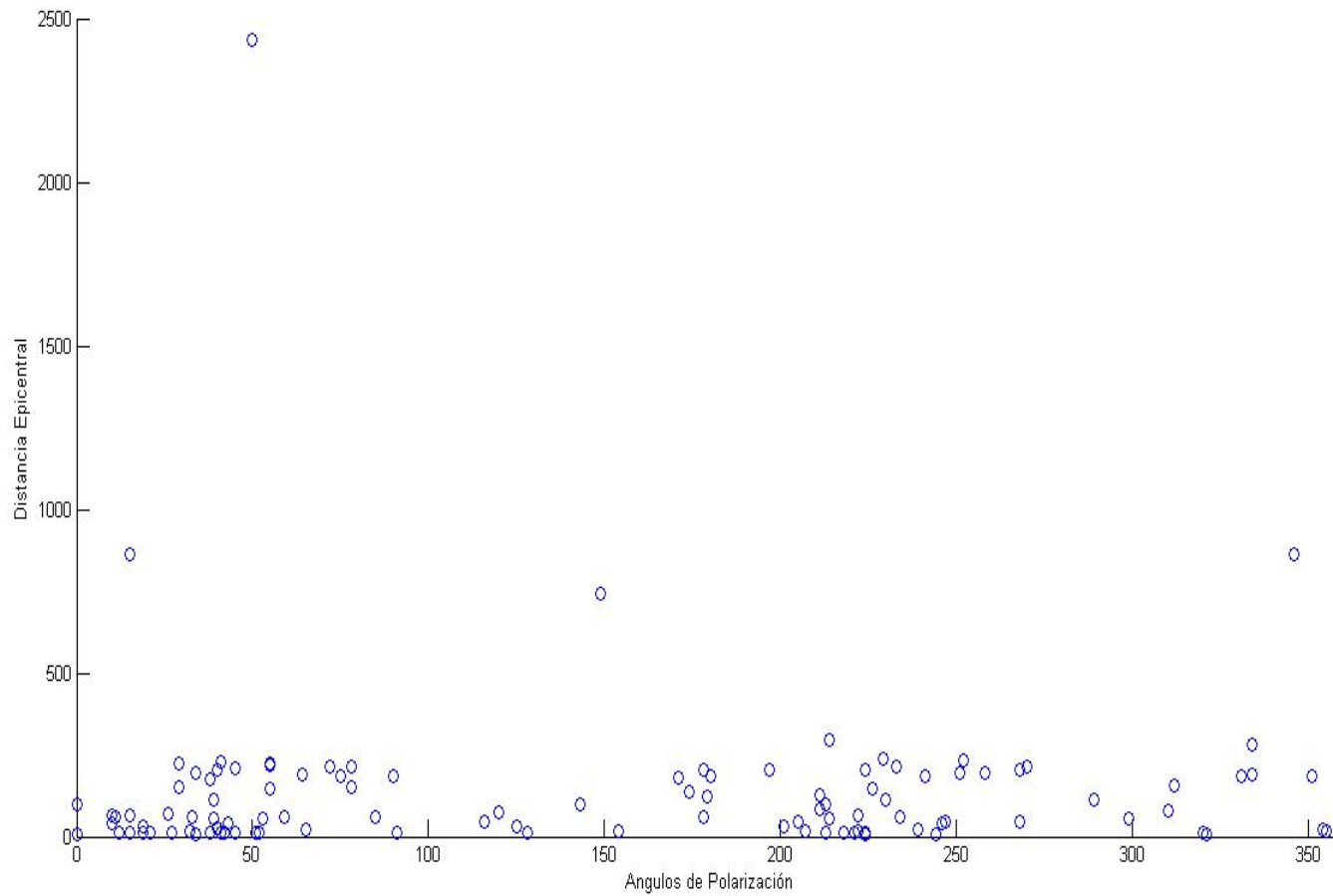


Figura 18. Dispersión de los ángulos de polarización con respecto a las distancias epicentrales reportadas para cada evento registrado por la estación MAN después del 11 de agosto del 2008.

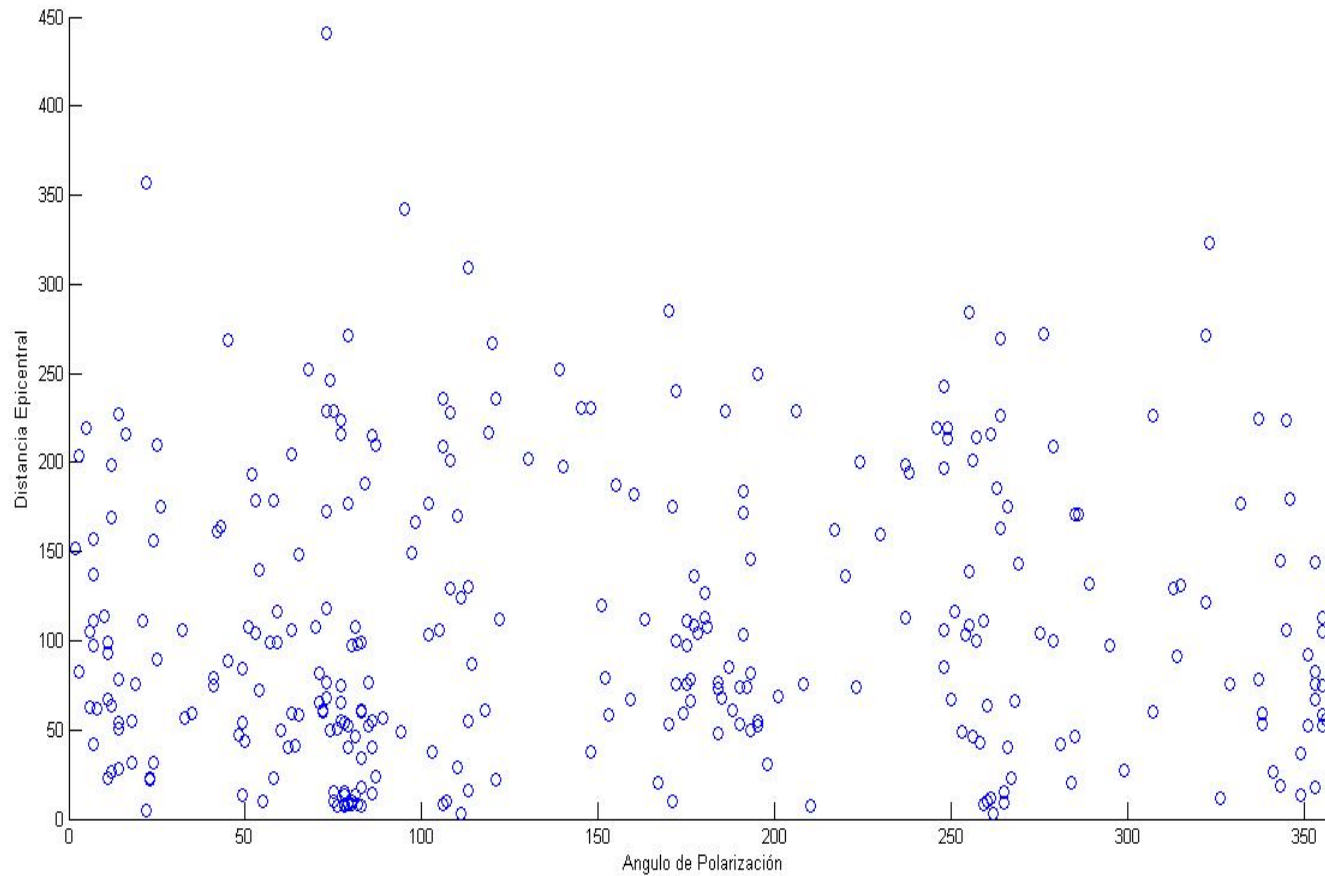


Figura 19. Dispersión de los ángulos de polarización con respecto a las distancias epicentrales reportadas para cada evento registrado por la estación CUM después del 11 de agosto del 2008.

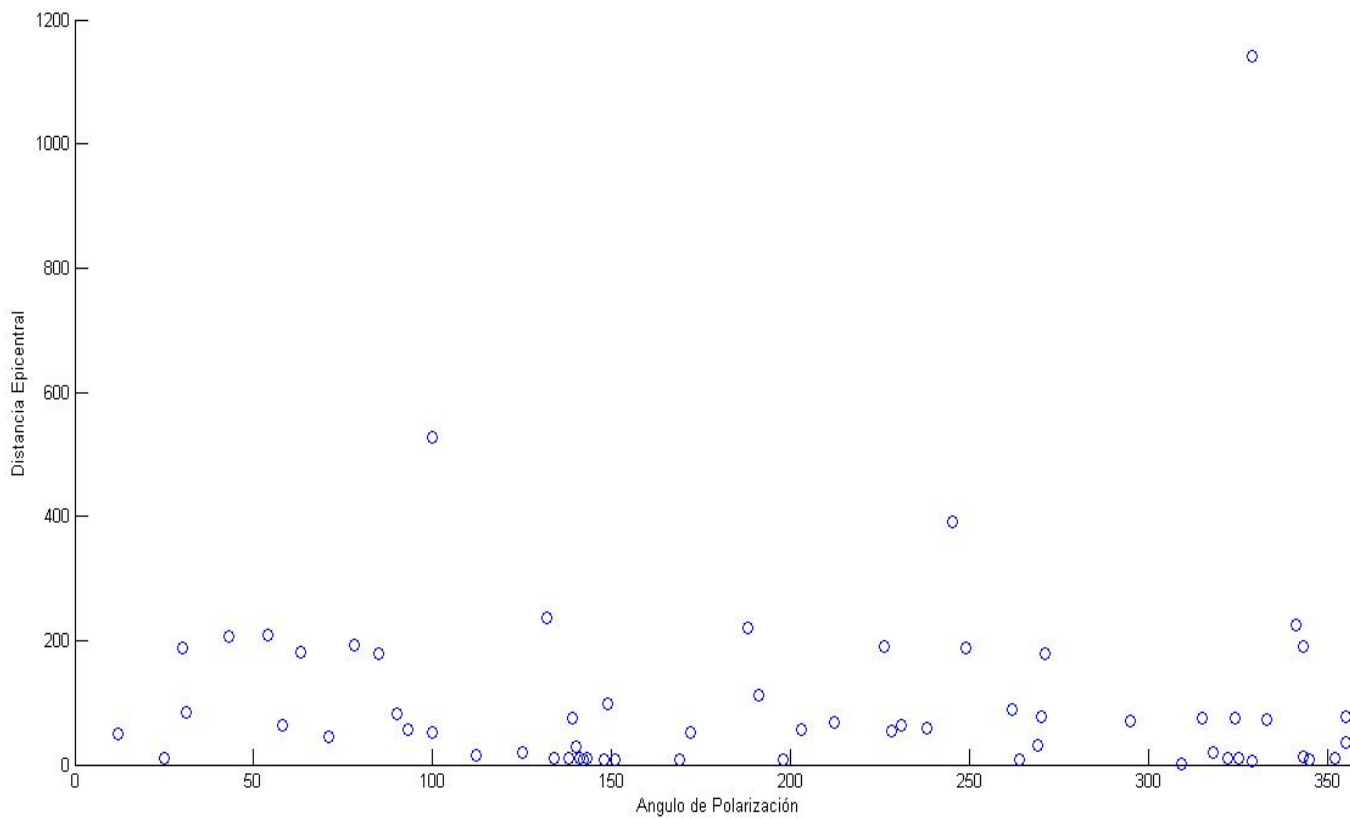


Figura 20. Dispersión de los ángulos de polarización con respecto a las distancias epicentrales reportadas para cada evento registrado por la estación CUM después del 11 de agosto del 2008.

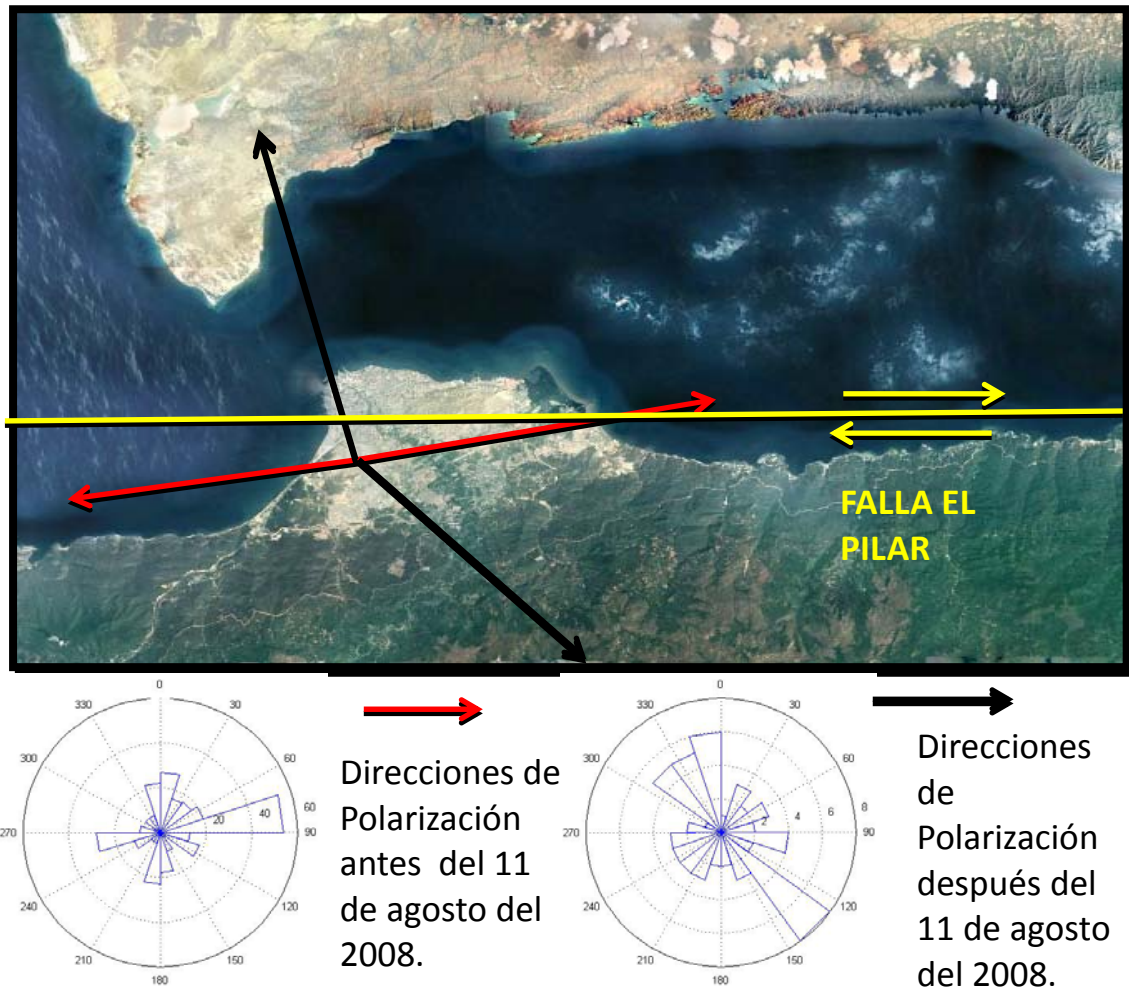


Figura 21. Mapa de la zona estudiada con las direcciones de polarización obtenidas para antes y después del evento sísmico del 11 de agosto del 2008, junto con la dirección de desplazamiento de la falla de El Pilar.

En la figura 21, donde se muestra el segmento de la falla activado durante el sismo del 11 de agosto del 2008 y eventos sísmicos secundarios, se observa una extensión de relajación de unos 15 km (Beauperthuy, et al, 2011), donde el material rocoso que es sometido a esfuerzo en dicha zona se relaja produciendo “posiblemente” el cambio observado en la polarización de las ondas de corte que se propagan a través del material, debido al cambio en los ejes principales de esfuerzos en la zona.



Figura 22. Mapa de la zona estudiada mostrando el segmento de falla activado durante el sismo ocurrido el 11 de agosto del 2008 y sus eventos sísmicos secundarios.

CONCLUSIONES

Se logró detectar polarización en las ondas corpóreas de corte registradas por las estaciones de Cumaná (CUM) y Manicuaire (MAN), lo que demuestra la existencia de anisotropía sísmica, posiblemente de fisuración en la corteza de la vecindad del extremo oeste del Golfo de Cariaco.

No se pudo corroborar la dependencia de las polarizaciones preferenciales con los períodos de las ondas de corte analizadas, ni con las distancias epicentrales.

Se pudo detectar en la estación Cumaná (CUM) un cambio en las direcciones de polarización de unos 45 grados, “posiblemente” vinculado a los cambios en los ejes principales de esfuerzo locales, comparando las direcciones preferenciales de polarización de las ondas de corte registradas antes y después de la actividad sísmica de la zona del 11 al 18 de Agosto de 2008,

No se encontró cambio alguno en la polarización preferencial en las ondas de corte detectadas por la estación de Manicuaire.

RECOMENDACIONES

Darle continuidad a este trabajo de investigación para los años futuros, a fin de detectar si las direcciones de polarización de la fase S son estables o sufren cambios, y en este último caso establecer posibles asociaciones de esos cambios con la sismicidad de la zona.

Modernizar las estaciones sismológicas con sismómetros digitales de tres componentes de banda ancha para mejorar la calidad de los sismogramas a utilizar, y garantizar al menos 5 años de registro continuo con los equipos.

Reanalizar los sismogramas a fin de completar la información sobre la llegada de la fase rápida de las ondas de corte S.

BIBLIOGRAFÍA

- Aznar, J. 2001. *Estructura de la tierra*. Proyecto biosfera. España.
- Beauperthuy, L. 2008. *Sismofísica Básica*. D.R. Fondo Editorial de la Universidad de Oriente. Cumaná, Edo Sucre. Venezuela.
- Beauperthuy, L.; Bonive, F.; Caraballo, L.; Montilla, A. Rojas, J. 2011. Analisis de la actividad sísmica ocurrida entre el 11 y el 18 de agosto del 2008 en la ciudad de Cumana. Venezuela. *Revista de la Facultad de Ingeniería UCV*. 26(2).
- Boness, N y Zoback, M. 2006. Mapping stress and structurally controlled cristal shear velocity anisotropy in California. *Geology* 34: 825-828.
- Boschi, L y Ekstrm, G. 2002. New images of the Earth's upper mantle from measurements of surface wave phase velocity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 107 (B4): 1-20.
- Cleve Moler y Jack Little. 2009. "Software: MATLAB R2009a version 7.8.0.347". MathWorks, Massachusetts. Estados Unidos.
- Fouch, M y Rondeany, S. 2006. Seismic anisotropy beneath stable continental interiors. *Phys. Earth Planet. Int.*, 158: 292-320.
- Figueras, María. 2010. Evaluación de anisotropía sísmica para ondas corpóreas en la zona norte de la región nororiental de Venezuela. Trabajo de Grado. Escuela de Ciencias. Universidad de Oriente, Cumaná.
- Gaspar-Escribano, J y Téllez, J. 2004. Anisotropía sísmica de fisuración cortical en la cuenca de granada (Sur de España). *Asamblea Luso-Española de Geodesia e Geofísica*. 15:297-198.
- Gung, Y.; Panning, M y Romanowicz, B. 2003. Global anisotropy and the thickness of continents. *Nature*, 422 (6933): 707-711.
- Hess, H. 1964. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature*, 203: 629-631.

Jens Havskov y Lars Ottemoller. 2001. "Software: SEISAN". Instituto of Solid Earth Physics. University of Bergen.

Laske, G y Masters, G. 1998. Surface-wave polarizacion data and global anisotropic structure. *Geophys. J. Int.*, 132 (3): 508-520.

Monjak, T y Piñero- Feliciangeli, L. 2009. Evaluacion de la variación en profundidad de la anisotropía sísmica en la región nororiental de Venezuela. Trabajo de Grado. Escuela de Física, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Nava, A. 1993. *La Inquieta Superficie Terrestre*. Fondo de Cultura Económica. México, D.F.

Nava, A. 1993. *Terremotos*. Tercera edición. Fondo de Cultura Económica. Mexico, D.F.

Peréz, O.; Sanz, C y Lagos, G. 1997. Microseismicity, Tectonics and Seismic potential in southem Caribbean and northern Venezuela. *J. Seismology*, 1: 15-28.

Rosales, P.; Piñero-Feliciangeli, L y Schmitz, M. 2010. Estudio de anisotropía sísmica bajo el occidente de Venezuela a partir del desdoblamiento de ondas de corte. Trabajo de Grado. Escuela de Física, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

HOJA DE METADATOS

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 1/5

Título	Evaluacion de Anisotropia Sismica Cortical en la Vecindad Del Extremo Oeste del Golfo de Cariaco
Subtítulo	

Autor(es)

Apellidos y Nombres	Código CVLAC / e-mail	
Noureddine L, Deivid N.	CVLAC	17.695.569
	e-mail	Deividn9@gmail.com
	e-mail	

Palabras o frases claves:

anisotropía sísmica
corteza.
polarización de onda.

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 2/5

Líneas y sublíneas de investigación:

Área	Subárea
Ciencias	Física

Resumen (abstract):

Para comprender adecuadamente la información que proporcionan las ondas sísmicas en los sismogramas, es necesario el caracterizar y modelar la corteza terrestre donde se propagan las mismas; de aquí la necesidad de considerar cualquier inhomogeneidad y anisotropías que puedan existir en el medio terrestre estudiado. El método usado consistió en determinar las direcciones de polarización preferenciales para las primeras señales de ondas corpóreas de corte de sismos registrados por las estaciones Cumaná (CUM, 10°25'44.1"N; 64°11'42"W) y Manicuare (MAN, 10°33'40"N; 64°11'20"W) entre los años 2000 y 2010, de la red sismológica del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO). Se graficaron diagramas de rosa de los ángulos azimutales de polarización en ventanas adyacentes de 18 grados. Se demostró la existencia de anisotropía sísmica en la corteza de la vecindad del extremo oeste del Golfo de Cariaco. Fue posible observar un cambio en las direcciones de polarización preferenciales para la estación de Cumaná (CUM) después de la actividad sísmica de agosto de 2008 que afectó la zona de estudio, con respecto a las que existía antes de esa actividad, revelando que posiblemente dicho cambio esté asociado a la relajación del campo de esfuerzos en la zona después de la actividad sísmica referida. Adicionalmente, se obtuvieron gráficos de dispersión de los ángulos de polarización vs las distancias epicentrales para ambas estaciones, no se evidenció dependencia entre los mismos.

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 3/5

Contribuidores:

Apellidos y Nombres	ROL / Código CVLAC / e-mail	
Beauperthuy U, Luis D	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input checked="" type="checkbox"/> JU <input type="checkbox"/>
	CVLAC	2.925.877
	e-mail	luisboper@yahoo.com
	e-mail	
Americo Montilla	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input checked="" type="checkbox"/>
	CVLAC	10.216.380
	e-mail	amontilla@udo.edu.ve
	e-mail	
Francisco Bonive	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input checked="" type="checkbox"/>
	CVLAC	9.428.963
	e-mail	fbonive@udo.edu.ve
	e-mail	
	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input type="checkbox"/>
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	

Fecha de discusión y aprobación:

Año	Mes	Día
2012	02	2013

Lenguaje: SPA _____

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 4/5

Archivo(s):

Nombre de archivo	Tipo MIME
TESIS-NoureddineD.DOC	Application/word

Alcance:

Espacial: NACIONAL

Temporal: TEMPORAL

Título o Grado asociado con el trabajo: Licenciado en Física.

Nivel Asociado con el Trabajo: LICENCIADO

Área de Estudio: Física

Institución(es) que garantiza(n) el Título o grado:

UNIVERSIDAD DE ORIENTE

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 5/6



UNIVERSIDAD DE ORIENTE
CONSEJO UNIVERSITARIO
RECTORADO

CUN°0975

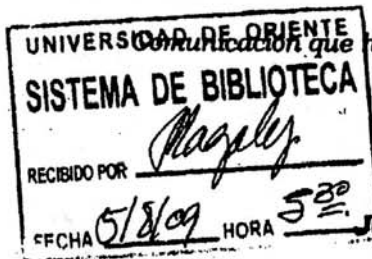
Cumaná, 04 AGO 2009

Ciudadano
Prof. JESÚS MARTÍNEZ YÉPEZ
Vicerrector Académico
Universidad de Oriente
Su Despacho

Estimado Profesor Martínez:

Cumplo en notificarle que el Consejo Universitario, en Reunión Ordinaria celebrada en Centro de Convenciones de Cantaura, los días 28 y 29 de julio de 2009, conoció el punto de agenda **"SOLICITUD DE AUTORIZACIÓN PARA PUBLICAR TODA LA PRODUCCIÓN INTELECTUAL DE LA UNIVERSIDAD DE ORIENTE EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL DE LA UDO, SEGÚN VRAC N° 696/2009"**.

Leído el oficio SIBI – 139/2009 de fecha 09-07-2009, suscrita por el Dr. Abul K. Bashirullah, Director de Bibliotecas, este Cuerpo Colegiado decidió, por unanimidad, autorizar la publicación de toda la producción intelectual de la Universidad de Oriente en el Repositorio en cuestión.



Comunicación que hago a usted a los fines consiguientes.

Cordialmente,

JUAN A. BOLANOS CUNVELO
Secretario

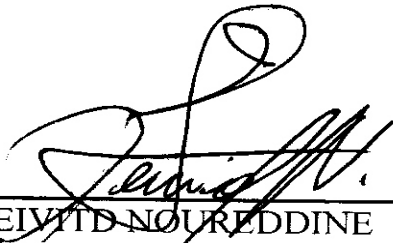


C.C: Rectora, Vicerrectora Administrativa, Decanos de los Núcleos, Coordinador General de Administración, Director de Personal, Dirección de Finanzas, Dirección de Presupuesto, Contraloría Interna, Consultoría Jurídica, Director de Bibliotecas, Dirección de Publicaciones, Dirección de Computación, Coordinación de Telemática, Coordinación General de Postgrado.

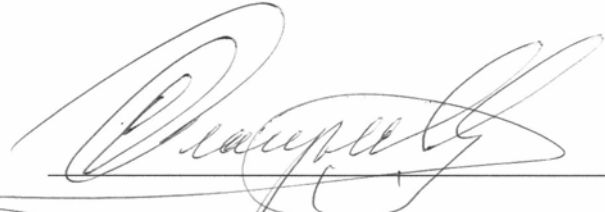
JABC/YGC/maruja

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 6/6

Artículo 41 del REGLAMENTO DE TRABAJO DE PREGRADO (vigente a partir del II Semestre 2009, según comunicación CU-034-2009): “Los trabajos de grados son de la exclusiva propiedad de la Universidad de Oriente, y solo podrá ser utilizados para otros fines con el consentimiento del Concejo de Núcleo respectivo, quien deberá participarlo previamente al Concejo Universitario, para su autorización”.



DEIVYD NOUREDDINE
Autor



M. Sc. Luis Daniel Beauperthuy
Asesor