



Universidad Autónoma de Querétaro
Facultad de Ingeniería
Doctorado en Ingeniería

Análisis de perturbaciones magnéticas tipo ULF asociadas con eventos sísmicos

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de

Doctor en Ingeniería

Presenta:

M.C. Omar Chávez Alegría

Dirigido por:

Dr. Jorge Arturo Arzate Flores

SINODALES

Dr. Jorge Arturo Arzate Flores
Presidente

Dr. Eduardo Rojas González
Secretario

Dr. Román Pérez Enríquez
Vocal

Dr. José Antonio López Cruz Abayro
Suplente

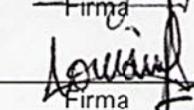
Dra. Rebeca del Rocío Peniche Vera
Suplente

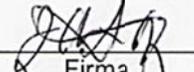
Dr. Guadalupe Moisés Arroyo Contreras
Suplente

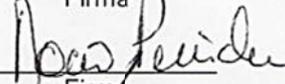
Dr. Gilberto Herrera Ruiz
Director de la Facultad


Firma

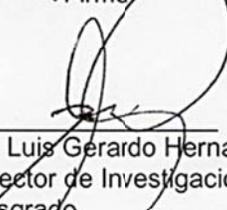

Firma


Firma


Firma


Firma


Firma


Dr. Luis Gerardo Hernández Sandoval
Director de Investigación y
Posgrado

Centro Universitario
Querétaro, Qro.
Septiembre del 2011

RESUMEN

El observatorio geomagnético de Juriquilla México, ubicado en la longitud -100.45° y latitud 20.70° , y 1946 m.s.n.m., ha estado en funcionamiento desde junio de 2004 para la compilación de mediciones del campo geomagnético con un magnetómetro de saturación de tres componentes. En este trabajo se presenta la metodología para la detección de señales sismo-magnéticas y la evidencia de perturbaciones geomagnéticas asociadas con los diferentes terremotos que se produjeron en México a una distancia de $\rho=(1.8) 10^{0.45M}$, donde M es la magnitud del sismo estudiado y la distancia se mide entre las coordenadas del evento sísmico y el observatorio geomagnético. Así mismo, se presentan los resultados del análisis de estas medidas en relación con la actividad sísmica importante en el período de 2007 a 2010. El primer método utilizado es el de épocas superpuestas aplicando Transformada de Ondeleta Discreta a las señales de las tres componentes del campo geomagnético, tanto en calma sísmica relativa, como con eventos sísmicos de magnitud mayor que $M > 5.5$ que se han producido en México en el periodo de observación. El análisis consistió en 18 horas de observaciones de un conjunto de datos correspondientes a 18 terremotos diferentes. Este procesamiento de datos se comparó con el mismo número de observaciones durante calma sísmica. La metodología propuesta demostró ser una herramienta eficaz para detectar señales asociadas con la actividad sísmica, especialmente cuando los eventos sísmicos se producen en medio de la zona de preparación del sismo definido por el radio ρ . La metodología presentada en este documento muestra anomalías importantes en el rango de frecuencia ultra baja (ULF, 0.005-1 Hz). Por otra parte, la varianza (σ^2) aumenta antes, durante y después del evento sísmico. En relación con las derivadas realizadas entre las componentes principales del campo geomagnético, la vertical (B_z) con respecto de las dos horizontales (B_x y B_y) se demostró que, mediante un análisis estadístico, se producen cambios apreciables antes, durante y después del evento sísmico, siendo más apreciable en sismos de gran magnitud. El índice de variación de éste procedimiento (S^4), muestra diferencias importantes un día antes y un día después de la ocurrencia de los sismos (con magnitudes consideradas de 6 a 7.2). Existe una gran cantidad de información en las frecuencias menores de 0.5 Hz (ULF- Ultra Baja Frecuencia), incluyendo una atenuación de 3σ entre los períodos de calma sísmica en comparación con períodos de actividad sísmica producto de un análisis comparativo entre un periodo de calma sísmica y otro de gran actividad ($M > 6$), producto de un análisis de la Transformada Rápida de Fourier en decibelios.

(Palabras clave: **Perturbaciones geomagnéticas, detección sísmica, componentes del campo magnético, Ultra Baja Frecuencia**)

SUMMARY

The geomagnetic observatory of Juriquilla Mexico, located at longitude -100.45° , latitude 20.70° , and 1946 m.a.s.l., has been operational since June 2004 compiling geomagnetic field measurements with a three component fluxgate magnetometer. The methodology for detecting seismomagnetic signals is presented herein. This work presents evidence of geomagnetic perturbations associated with different earthquakes (EQs) that occurred in Mexico within a distance of $\rho = (1.8) 10^{0.45M}$, where M is the magnitude of the EQ and the distance is measure between the coordinates of the seismic event and the geomagnetic observatory. The results of the analysis of these measurements in relation to important seismic activity in the period of 2007 to 2010 are presented. The first method that we used is the overlapped epochs of Discrete Wavelet Transform of filtered signals for the three components of the geomagnetic field during relative seismic calm, and it was compared with seismic events of magnitudes greater than $M > 5.5$, which have occurred in Mexico. That analysis consisted of 18 hours of observations for a dataset corresponding to 18 different EQs. This data processing was compared with the same number of observations during a seismic calm. The proposed methodology proved to be an efficient tool to detect signals associated with seismic activity, especially when the seismic events occur between the radius preparation zone (ρ). The methodology presented herein shows important anomalies in the Ultra Low Frequency Range (ULF; 0.005–1 Hz). Furthermore, the time variance (σ^2) increases prior to, during and after the seismic event. In relation with the ratio made between the principal components of the geomagnetic field, the vertical (B_z) with respect to the two horizontal (B_x and B_y) showed that, by statistical analysis, significant changes occur before, during and after the seismic event, being more noticeable in large magnitude earthquakes. The variation index in this procedure (S^4) shows important differences one day before and one day after the EQs (magnitudes of the EQs considered are from 6 to 7.2). There is a lot of information in frequencies less than 0.5 Hz (ULF) including an attenuation of 3σ between the periods of seismic calm compared with periods of seismic activity with a Fast Fourier Transform analysis in decibels.

(Key words: geomagnetic perturbations, seismic detection, magnetic field components, Ultra Low Frequency)

“Matter does not exist; it might be considered as clusters of waves”

"La materia no existe, podría ser considerada sólo paquetes de ondas"

Werner Karl Heisenberg and Niels Bohr

“From the smallest particle to the largest galactic formations, a web of circuitry and the electric force connects and unifies all of Nature, organizing galaxies, energizing stars, giving birth to planets and, on our own world, controlling weather and animating biological organisms,..., there are no isolated islands in space”

“Desde la partícula más pequeña a las más grandes formaciones galácticas, una red de circuitos y fuerzas eléctricas se conectan y unifican toda la naturaleza, organizando galaxias, energizando estrellas, originando planetas y, en nuestro propio mundo, controlando el clima y la animación de los organismos biológicos,..., no existen islas aisladas en el espacio”

Wallace Thornhill

“We have to learn again that science without contact with experiments is an enterprise which is likely to go completely astray into imaginary conjecture”

“Tenemos que aprender de nuevo que la ciencia sin contacto con experimentos es una empresa que es probable que vaya completamente pérdida en conjetura imaginaria”

Hannes Alfvén

“Today’s scientists have substituted mathematics for experiments, and they wander off through equation after equation, and eventually build a structure which has no relation to reality”

“Los científicos de hoy han sustituido matemáticas por experimentos, y vagan a través de ecuación en ecuación, y eventualmente, construyen una estructura que no tiene relación con la realidad”

Nikola Tesla

“Noise does not exist in nature; it is the way our brain interprets the vibrations of the mass of air through our hearing sense. Color is not actually a property of light of the objects that reflect light. It is a sensation arising within the brain”

"El ruido no existe en la naturaleza, es la forma en que nuestro cerebro interpreta las vibraciones de la masa de aire a través de nuestro sentido de la audición. El color no es en realidad una propiedad de la luz de los objetos que la reflejan. Es una sensación que surge en el cerebro"

Scientific American, July 2006, p.54

A Dios
A mi familia
A México

AGRADECIMIENTOS

Al amor de mi vida (Anita) y a nuestro bebé que viene en camino.

Al Dr. Joel Martínez de la Universidad Autónoma de Baja California Norte por el apoyo brindado para instalar el magnetómetro mediante el convenio UAQ-UNAM-UABC.

A la M.C. Gisela Morales y a la Lic. Araceli García por siempre estar pendientes de mi vida en todos aspectos, gracias amigas.

A Don Juventino García y al Ing. Joel Rayas por acompañarme en los diferentes retos y siempre y bajo cualquier circunstancia brindarme su amistad.

Al Dr. José Antonio López Cruz-Abeyro por su amistad y apoyo constante para conmigo y por ayudarme a ponerme nuevos retos y fronteras de conocimiento inimaginables para mí.

Al Dr. Anatoliy Kotsarenko por todo su apoyo en la realización de este trabajo y por su disposición para continuar con nuevos retos en mi vida.

Al Dr. Román Pérez por su amistad y apoyo, no tengo palabras para expresar todo mi agradecimiento. En especial por siempre mostrarme el camino para llevar a buen término el presente trabajo.

Al Dr. Eduardo Rojas por su apoyo en todo momento para la culminación de este trabajo, gracias por estar en los momentos más importantes en mi carrera académica en la FIUAQ y por siempre tener el tiempo para apoyarme en mis estudios.

A mis amigos Sergio, Charly, Roberto Millán, Roberto Valentín, Alex, Félix, Lindsey, Mario, Aly, Javi, Hendrick, Moni y Eli.

A mi Familia, gracias papá y mamá por todo su apoyo, los amo. Y en especial a mis hermanos Erik y Janet.

A mi nueva familia.

A la familia Alegría Bautista, gracias por el apoyo en la última etapa de mi vida.

En especial, al CONACYT y al Centro de Geociencias de la UNAM por el apoyo y colaboración en el trabajo de investigación bajo el número de proyecto 209837.

Y sobre todo a mi compañero, colega y amigo el **Dr. Jesús Roberto Millán Almaraz**, ya que sin su ayuda este trabajo no hubiera sido posible, te agradezco infinitamente.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	ii
SUMMARY	iii
DEDICATORIAS	iv
AGRADECIMIENTOS	vi
ÍNDICE GENERAL	vii
ÍNDICE DE TABLAS	xi
ÍNDICE DE FIGURAS	xii
1. INTRODUCCIÓN	16
1.1 Información básica	16
1.2 Aspectos importantes	17
1.3 Geomagnetismo en rangos de frecuencias de DC a VHF asociados a sismos	25
1.4 Explicación del fenómeno	26
1.5 Trabajos anteriores en México	26
1.6 Credibilidad	27
1.7 Discusiones y conclusiones de la revisión	28
1.8 Bases conceptuales	29
1.9 Aspectos generales del trabajo de investigación	35
1.10 Descripción general de la Tesis	36
2. GEOMAGNETISMO	39
2.1. Propagación de la señales dentro de la tierra	39
2.1.1. Fuentes de radiación terrestre y explicaciones	42
2.1.2. Tejido de ruptura	42
2.1.3. Efectos piezo-eléctricos	43
2.1.4. p-n Transporte de carga de corriente	43
2.1.5. Corrientes de inducción y iónicos	43
2.1.6. Efecto sismo electromagnético inductivo	43
2.1.7. El coeficiente de difusión electromagnético	45
2.2. Los efectos electromagnéticos: Su incidencia en la Ionosfera	46

2.3. Observación y descripción del campo geomagnético	47
2.3.1. Componentes del campo geomagnético	51
2.3.2. Reducción de las medidas magnéticas	55
2.3.3. El campo magnético del dipolo terrestre	57
2.3.4. Variaciones seculares	61
2.4. Origen del campo magnético interno	65
2.4.1. Un modelo sencillo: El dínamo de disco homopolar	67
2.4.2. Teorías de la variación secular	68
2.5. El campo magnético externo	69
2.5.1. Variaciones del campo externo	69
2.5.2. Variaciones diarias	71
2.5.3. Tormentas magnéticas	72
2.5.4. Composición de la ionosfera	75
2.5.5. Estructura de la magnetosfera	77
2.6. Índices geomagnéticos	80
2.6.1. Índice Dst	81
2.6.2. Interpretación del Índice Dst	84
3. INFORMACIÓN SÍSMICA BÁSICA	86
3.1. Cálculo del epicentro y magnitud del sismo	86
3.2. Magnitud de escala Richter	89
3.3. Manera práctica de estimar la magnitud	94
3.4. Predicción sísmica	96
3.4.1. Zuñiga y Dávila (consultado al 03 de noviembre de 2011 http://www.ssn.unam.mx/)	97
3.4.2. Lomnitz C. (1990) (consultado al 03 de noviembre de 2011 http://www.ssn.unam.mx/)	99
4. METODOLOGÍA	101
4.1. Movimiento de ondas electromagnéticas	101
4.1.1. Propagación terrestre de las ondas electromagnéticas	101
4.1.2. Propagación de ondas terrestres	102
4.1.3. Propagación de ondas espaciales	103

4.1.4. Propiedades de las ondas de electromagnéticas	104
4.1.5. Refracción	105
4.1.6. Reflexión	106
4.1.7. Difracción	106
4.1.8. Modelo matemático propuesto	107
4.1.9. Ecuaciones básicas para campos electromagnéticos en el medio con conductividad eléctrica constante	108
4.2. Métodos de filtrado de señales	110
4.2.1. Historia	113
4.2.2. ¿Qué son las ondeletas?	115
4.2.3. Momentos de desvanecimiento	115
4.2.4. Ejemplos de ondeletas	116
4.2.5. Transformada de Ondeletas	122
4.2.6. Ondeleta Continua	122
4.2.7. Ondeleta Discreta	127
4.2.8. Cálculo de los coeficientes (análisis)	134
4.2.9. Aplicaciones	136
4.2.10. Umbralización	137
4.2.11. Reconstrucción de la señal (síntesis)	138
4.2.12. Proceso matemático	138
4.2.13. Coeficientes de Escala ($c_{j,k}$) y coeficientes wavelet ($d_{j,k}$)	140
4.2.14. Ejemplo (Representación de una señal sinusoidal)	141
4.3. Recomendaciones referentes al uso del método de ondeletas	147
4.4. Observaciones geomagnéticas (sensores)	148
4.4.1. Medidas absolutas y relativas	149
4.4.2. Métodos clásicos de medidas absolutas y relativas	150
4.4.2.1. Medidas absolutas	150
4.4.2.2. Medidas relativas	153
4.4.2.3. Magnetómetros Clásicos	156
4.4.3. Métodos modernos de medida del campo geomagnético	158
4.4.4. Magnetómetros de núcleo saturado (Fluxgate)	159

4.4.5. Condiciones de operación del magnetómetro (Observatorio de Juriquilla)	162
4.4.5.1. Requerimientos del sitio para su instalación	163
4.4.5.2. Componentes del magnetómetro	163
4.4.6. Procedimiento de Instalación	165
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	168
6. CONCLUSIONES	186
7. LITERATURA CITADA	188
8. ANEXOS	195

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Coordenadas de los Observatorios	84
Tabla 2. Descripción de las magnitudes del sismo y la descripción de sus efectos.	89
Tabla 3 Comparación entre la magnitud en escala Richter y la equivalencia en toneladas de TNT.	92
Tabla 4. Coeficientes de escala y coeficientes de detalle para $j=0$.	144
Tabla 5. Coeficientes de escala y coeficientes de detalle para $j=1$.	144
Tabla 6. Coeficientes de escala y coeficientes de detalle para $j=2$.	145
Tabla 7. Frecuencias analizadas de acuerdo al teorema de Nyquist.	183

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1. Ilustración sobre el tipo de variaciones esperadas en las diferentes regiones (litosfera, atmósfera e ionosfera/magnetosfera). Posibles períodos de estas variaciones son indicadas. Además, dos importantes efectos sismo-electromagnéticos se muestran: (1) las emisiones litosféricas en el rango de ULF y (2) perturbaciones sismo-ionosféricas. 17
- Figura 2. Magnetómetro instalado en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California, bajo un convenio UAQ-UNAM-UABC 34
- Figura 3. Profundidades de penetración $\delta_c(\omega = 2\pi f)$ para un intervalo de conductividad típica en la litosfera. La flecha muestra que el rango de penetración va desde 1000 m a 7000 m dependiendo de la conductividad del medio, como se verá más adelante el rango frecuencias analizado está especialmente entre de 0.00625 a 0.5 Hz (Adaptado de Schmitter (2006)). 41
- Figura 4. Líneas de campo magnético de la Tierra. Observe que el polo sur magnético está cerca del polo norte geográfico, y el polo norte magnético está cerca del polo sur geográfico. 50
- Figura 5. Descomposición vectorial del campo geomagnético en el sistema de referencia geográfico. 51
- Figura 6. Mapa correspondiente a la declinación magnética mundial en el 2010. Podemos apreciar que en las proximidades de México existe una línea áгона ($D=0^\circ$). 55
- Figura 7. Componentes en coordenadas polares del campo geomagnético creado por un dipolo centrado. 58
- Figura 8. Variación secular de la declinación en Londres y París. Las líneas discontinuas corresponden a una extrapolación de los valores obtenidos por Halley (1962) 61
- Figura 9 Movimiento de los polos magnéticos (Modificado de Harald, 2011). 63
- Figura 10. Posición del polo norte geomagnético (azul) y el dipolo terrestre (rojo) entre 1900 y una estimación en 2010 (De Arriba, 2008). 64
- Figura 11. Modelo simplificado del dínamo de disco homoplano. 67
- Figura 12. Modelo de Bullard por el que se explica la deriva hacia el oeste del campo no-dipolar por la diferencia de giro entre la superficie del núcleo externo y el manto. 68
- Figura 13. Variaciones geomagnéticas diarias para la componente H en diez observatorios americanos, cuya latitud varía desde el polo hasta el Ecuador. Las siglas de cada estación, así como su latitud geomagnética, aparecen señaladas en la parte izquierda de cada registro. Para cada localización se ilustran las variaciones durante un día tranquilo ($A_p=2$) y un día activo ($A_p=19$), con escalas diferentes, pero todas ellas en gammas (nanoTeslas). (Adaptado de Jacobs, 1989) 72
- Figura 14. Características del registro de una tormenta magnética en un magnetograma. 73
- Figura 15. Esquema de la distribución de densidad de iones en las capas de la ionosfera para el máximo y el mínimo del ciclo de manchas solares. 76

Figura 16. Imagen de la ionosfera vista desde el espacio durante una aurora boreal (referencia: http://apod.nasa.gov/apod/ap111121.html).	77
Figura 17. Líneas de campo magnético y estructura simplificada de la magnetosfera.	79
Figura 18. Red Dst	83
Figura 19. Estaciones sismológicas de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional.	86
Figura 20 Localización epicentral del sismo.	87
Figura 21. Registro del evento sísmico ($m=6.6$) del día 12 de febrero de 2008 en la estación sísmica del SSN, Tuzandepetl, Veracruz (TUIG), que ocurrió en el Istmo de Tehuantepec, la duración de este registro es de aproximadamente 400 segundos.	88
Figura 22. Ejemplo del método original para calcular la magnitud Richter por medio de un sismograma.	95
Figura 23. Modos normales de propagación de ondas, aquí suponemos que la antena transmisora es el evento sísmico y la antena receptora es el magnetómetro.	102
Figura 24. Propagación de ondas geomagnéticas de un medio más denso a un medio menos denso (litosfera-atmosfera).	103
Figura 25. Propagación de ondas geomagnéticas (analogía con antenas de radio).	103
Figura 26. Viaje de ondas electromagnéticas provocadas por el sismo, hasta la estación de observación en analogía con ondas de radio (ondas de baja frecuencia), y la distancia a la observación con base en el radio de Dobrovolsky modificado.	104
Figura 27. Refracción en una frontera plana entre dos medios.	105
Figura 28. Reflexión.	106
Figura 29. Representación esquemática de la ocurrencia del sismo y de la medición en tres distintas estaciones de medición.	109
Figura 30. En el esquema se representa la profundidad de penetración hasta llegar a la superficie y posterior movimiento para su detección en la estación de observación (EJ, Estación Juriquilla).	109
Figura 31. Figura 1. Comparación entre la STFT (tiempo-frecuencia) y el análisis Wavelet (tiempo-escala).	111
Figura 32. a) Señal seno. b) Wavelet Daubechies.	112
Figura 33. Ondeleta Haar.	117
Figura 34. Ondeleta "Sombrero mexicano".	118
Figura 35. Ondeleta Daubechies de orden 5.	119
Figura 36. Ondeleta Symmlet de orden 2.	119
Figura 37. Ondeleta Coiflet de orden 1.	120
Figura 38. Ondeleta Gaussiana de orden 1.	121
Figura 39. Ondeleta Morlet.	121
Figura 40. Variable de escala.	124
Figura 41. Proceso de análisis en diferente escala y traslación. (a) Escala fija a 1 y traslación variante, (b) Escala fija a 20 y traslación variante.	125

Figura 42. Señal senoidal.	126
Figura 43. Transformada continua.	126
Figura 44. Plano tiempo-frecuencia analizado con la WT.	129
Figura 45. Proceso de Transformación de Discreta de Ondeletas.	131
Figura 46. Análisis de Multiresolución de la señal $x(n)$ DWT.	134
Figura 47. Análisis Multiresolución de la señal $x(n)$. IDWT.	136
Figura 48. Comparación entre FFT y DWT, para una señal en el rango ULF. De (a) a (d) se muestran los coeficientes de la señal y en (e) se muestran los coeficientes de detalle, por último en (f) se muestra la señal después de su procesamiento mediante la Transformada de Fourier.	139
Figura 49. Función de Escala y Wavelet Haar	142
Figura 50. Reconstrucción de la señal para $j = 0$.	146
Figura 51. Reconstrucción de la señal para $j = 1$.	146
Figura 52. Reconstrucción de la señal para $j = 2$.	147
Figura 53. Determinación de la declinación magnética a partir de los ángulos observados en el plano horizontal.	151
Figura 54. Posiciones en la determinación absoluta de la componente horizontal H: a) de Gauss, b) de Lamont.	152
Figura 55. Medida relativa de H con un magnetómetro QHM.	154
Figura 56. Composición de fuerzas en el plano vertical actuando sobre una balanza BZM.	156
Figura 57. Imagen de una brújula de inclinación y una ilustración de la época en que se convirtió en el instrumento de referencia magnética.	157
Figura 58 Imagen de una súper brújula de Hotchkiss construida a finales del siglo XIX y que comercializó la marca francesa Ducretet.	157
Figura 59. Esquema simplificado de un magnetómetro de núcleo saturado.	161
Figura 60. Magnetómetro tipo fluxgate. Se observan las tres componentes del campo medido.	162
Figura 61. Observatorio de geoelectromagnetismo de Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla.	163
Figura 62. Se muestran los siguientes elementos de arriba abajo y de izquierda a derecha: Tubo de PVC, dentro del mismo se encuentra otro tubo de PVC color blanco, forrado con hule espuma color negro, dentro del segundo tubo se encuentran tres bobinas tipo toroide con transformadores elevadores (<i>drive</i> y <i>sense</i>), las bobinas están recubiertas de aceite que se supone controla la temperatura del equipo.	164
Figura 63. Tarjeta del magnetómetro.	165
Figura 64. Orientación del equipo	166
Figura 65. Datos crudos obtenidos del magnetómetro de la UCLA.	167
Figura 66. Transformada rápida de Fourier para 21 eventos analizados en distintos años. Las líneas rojas corresponden con los eventos sísmicos y las azules con los periodos de "calma sísmica".	182

Figura 67. Representación gráfica de Schmitter (2006), considerando distintas conductividades en los medios en los que se mueve la señal electromagnética. Azul ($\sigma=0.01$ S/m), rojo ($\sigma= 0.10$ S/m) y azul ($\sigma=0.01$ S/m). 183

Figura 68. Representación del número de evento analizado y su profundidad de penetración en la litosfera con respecto de los límites superior e inferior dependientes de la conductividad del medio. 184

Figura 69. Distancia de movimiento de la señal de acuerdo a su frecuencia, se considera que la que la conductividad estaría entre 1×10^{-7} y 1×10^{-8} S/m. Tómese en cuenta que la distancia máxima al epicentro es de 1×10^8 metros. 185

Figura 70. Gráfica que representa la magnitud del sismo y el radio de detección esperado del mismo. 185

1. INTRODUCCIÓN

Una de las cuestiones importantes a establecer en este trabajo es que no se pretende de ningún modo establecer criterios para predecir sismos. El interés particular es únicamente el de vincular los efectos geomagnéticos con éste tipo de fenómenos. Por tanto, lo que a continuación se expresa, y que es de consulta general, es producto de la revisión bibliográfica en la cual se hace evidente la búsqueda de evidencia inequívoca de la predicción con antelación de un posible movimiento sísmico.

1.1 Información básica.

Cruz-Abeyro et al, (2004) empiezan con las siguientes preguntas: ¿Qué podemos decir de antemano en cuanto a?: ¿Cuándo? y ¿Dónde ocurrirá un terremoto? y ¿Qué tan grande puede ser? A estas tres incógnitas los autores les llaman elementos de la predicción de un terremoto. La predicción que manejan los autores las clasifican en tres categorías: Predicciones a corto, intermedio y largo plazo. Y además expresan que para el caso de corto plazo es necesario tomar algún fenómeno natural observable como precursor y su asociación con el terremoto, lo cual se debe establecer científicamente. Una vez hecho esto, según los mismos autores, se puede decir con certeza que la “predicción científica del terremoto” se puede considerar y los resultados se pueden usar. Sabemos actualmente que se puede predecir el impacto del sismo en el Distrito Federal con cierto periodo de antelación, cuando éste ocurre en las costas de Guerrero o a lo largo de la franja del territorio correspondiente con el anillo de fuego, debido a que el sistema se activa por medio de ondas de compresión, las cuales no producen fenómenos cortantes en la estructura. Claro está que no se trata de una predicción sino una anticipación en el evento destructivo que vendrá después (*para más información ver: <http://www.cires.org.mx/>*).

1.2 Aspectos importantes

Hace más de 150 años B. Stewart registró variaciones sinusoidales en el campo magnético de la Tierra, mientras que J.W. Dungey, hace 50 años sugirió por primera vez que estas pulsaciones geomagnéticas eran debidas a ondas hidro-magnéticas en la magnetosfera. Desde hace más de 20 años ha habido un incremento sorprendente en los estudios de este tipo de señales mejorando la calidad y la cantidad de los datos a través de técnicas innovadoras de medida como los son las actuales redes de magnetómetros, y observaciones con múltiples satélites y radares aurales, así como avances en el entendimiento teórico de estos fenómenos (Hayakawa, 2011).

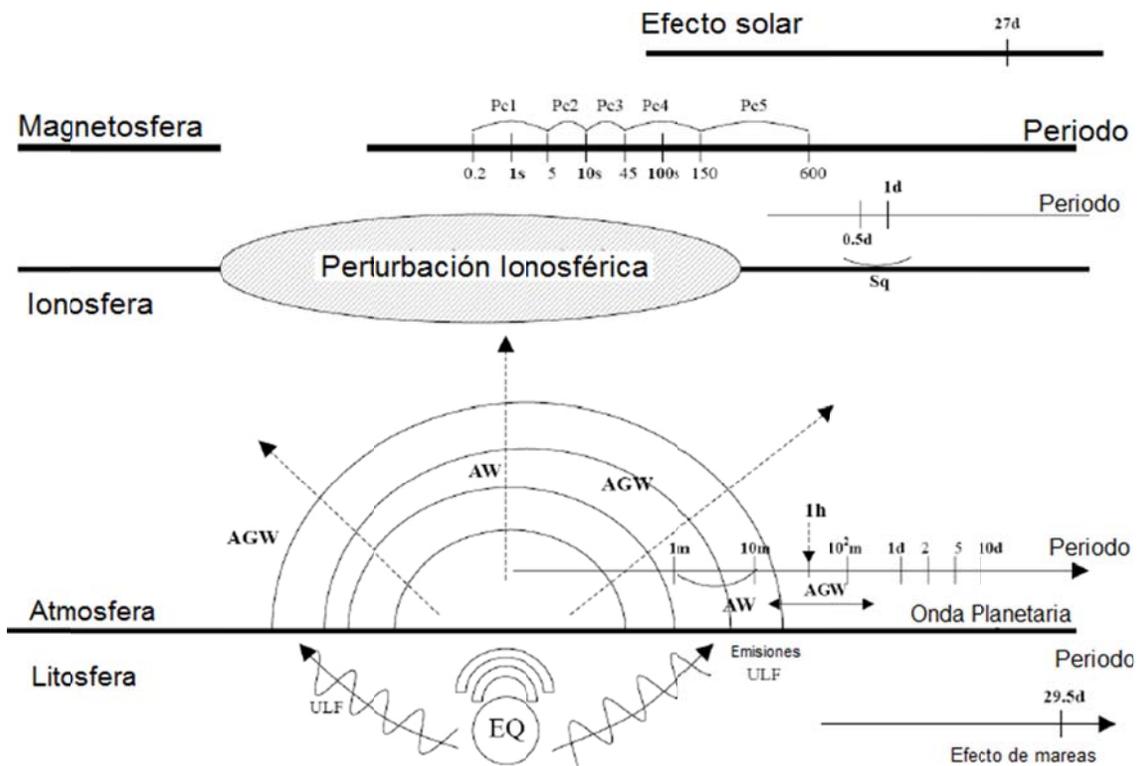


Figura 1. Ilustración sobre el tipo de variaciones esperadas en las diferentes regiones (litosfera, atmósfera e ionosfera/magnetosfera). Posibles períodos de estas variaciones son indicadas. Además, dos importantes efectos sismo-electromagnéticos se muestran: (1) las emisiones litosféricas en el rango de ULF y (2) perturbaciones sismo-ionosféricas.

Las mediciones que toman estas redes son las pulsaciones geomagnéticas, las cuales son fluctuaciones rápidas naturales del campo magnético terrestre con períodos que van desde fracciones de segundo a varios minutos, con amplitudes que van desde un nanotesla a varios cientos de teslas. Se clasifican como pulsaciones continuas, que presentan en forma casi sinusoidal, dividiéndose en 5 grupos: Pc1, Pc2, Pc3, Pc4 y Pc5 y pulsaciones irregulares, de forma no regular e impulsivas que se dividen en 2 grupos: Pi1 y Pi2 (Cruz-Abeyro, 1998; Hayakawa, 2011) (ver Figura 1). Al respecto de esta figura, es de interés particular el estudio de las ondas atmosféricas gravitacionales (AGW) y las ondas acústicas (AW), ya que son éstas las que consideraremos de aquí en adelante como las que ocasionan las anomalías electromagnéticas en el rango de Ultra Baja Frecuencia (ULF), las cuales pueden ser observadas mediante un dispositivo sensor (magnetómetro) alejado de la zona del evento. Hayakawa (2011), menciona que existe un espectro en la fluctuación de estas ondas que provee información importante relativa a los mecanismos de generación de diferentes efectos de origen sísmico. Además, las pulsaciones magnéticas, tal y como se observa en la Figura 1, pueden ser de origen externo, esto es, son continuamente controladas por el viento solar. O pueden ser de origen interno, las cuales son excitadas principalmente por cambios abruptos y transitorios del plasma ambiental magnetizado y/o la energía almacenada y en la magnetosfera (Yumoto, 1986; Hayakawa, 2011). El fenómeno que consideramos que origina el cambio o excitación de las pulsaciones magnéticas en el rango de ULF es principalmente de origen interno; en este caso se considera que los eventos sísmicos pueden producir anomalías que pueden ser detectables en ese rango principalmente.

Al respecto del punto anterior, desde el inicio de la sismología, uno de los principales objetivos ha sido la predicción de la ocurrencia de un terremoto (Milne, 1986). J. Milne fue fundador de la Sociedad Sismológica Japonesa. Al poco tiempo de este acontecimiento sobrevino el terremoto de Noubi en 1891 de magnitud $M = 8.0$, el cual ocasionó la muerte de más de 7000 personas. Al año siguiente se estableció el comité imperial de la investigación de terremotos y uno de sus fundadores fue Dairoku Kikuchi, quien dijo: *“Uno de nuestros objetivos es averiguar si hay un método para predecir la ocurrencia de un terremoto, pero otro es buscar un plan racional para mitigar el desastre*

ocasionado por el mismo". Vemos pues que ya desde cien años atrás se visualizaba que los principales objetivos son la predicción del terremoto y la prevención del desastre.

Incidentalmente, con el gran terremoto de Kanto de 1923 de magnitud $M = 7.9$, el Comité Imperial en la Investigación de Terremotos se disolvió y se creó el Instituto de Investigación de Terremotos de la Universidad de Tokio. Cuando el nuevo Instituto se inició, el Dr. Torahiko Terada, el cual estaba muy involucrado en el nuevo Instituto, mencionaba que cuando un esfuerzo, tensión o fatiga estaba siendo aplicado a una estructura tan complicada como la corteza terrestre, es demasiado difícil prever o anticipar dónde ocurrirá la concentración de esfuerzos y dónde empezará la ruptura. Dijo además que un terremoto es un fenómeno en el cual aún una causa infinitesimalmente pequeña puede traer grandes efectos finitos. Esta visión se asemeja la idea de hoy en día de un "caos determinístico" o "un sistema auto organizado críticamente (Self-Organized Criticality)". Terada menciona que un terremoto no es un problema meramente sismológico sino un problema de la física de la Tierra y que debe estudiarse en todos sus aspectos fenomenológicos.

Sin embargo, la importancia que merecía la predicción de terremotos fue apreciada sólo por unos pocos investigadores pioneros, y el progreso en tales estudios se estancó. Por desgracia el desarrollo de la sismología ha girado alrededor de la teoría y medida de la propagación de ondas sísmicas. Pero poco después de la segunda guerra mundial, Japón fue embestido por dos grandes terremotos: el de Nankai de 1946 de magnitud $M=8.1$ y el de Fukui de 1948 de magnitud $M=7.3$, fue entonces que se intentó abordar de nuevo el problema de la predicción de terremotos pero aun así se tomó como algo raro y no se apreció. Tiempo después, en los años 1960s tres sismólogos: K. Wadachi, C. Tsuboi y T. Hagiwara propusieron un plan de predicción de terremotos tomando en cuenta el status presente y los planes futuros para 1962 y públicamente mencionaron que el progreso de la ciencia terrestre pronto podría hacer posible la predicción de terremotos. El documento escrito por estos autores no solo sirvió como guía para los esfuerzos en la predicción de terremotos en Japón, sino también dio un fuerte impacto sobre los programas de predicción de terremotos en China, Estados Unidos y otros países. En Japón, el programa nacional

actual de predicción de terremotos comenzó en 1965. Desde entonces, el proyecto de 5 años se ha repetido hasta ahora. Pero durante el séptimo proyecto, 30 años después de iniciado, ocurrió el trágico terremoto de Hanshin-Awaji (Kobe EQ) en 1995 de una magnitud de $M=7.2$, sin tener, por desgracia, predicción alguna a corto plazo.

Aunque el término no está unívocamente definido por los sismólogos, y como ya lo habían definido Cruz Abeyro et al., (2005), en general se entiende por predicción sísmica la capacidad de conocer dónde y cuándo va a producirse un terremoto y cuál va a ser su tamaño. Muchas veces se reserva éste término sólo para los avisos realizados con varios días de anticipación que permitirían la toma de decisiones por parte de las autoridades y en otras ocasiones se prefiere diferenciar entre predicción a corto, medio y largo plazo, según el tiempo previsto hasta la ocurrencia del terremoto, el cual puede ser de entre unos días y unas pocas semanas, unas pocas semanas y unos pocos años, o unos pocos años y unas pocas décadas (Kisslinger, 1989).

La predicción sísmica, y en concreto la búsqueda de precursores, han sido objetivos permanente de la sismología, desde sus inicios como ciencia moderna. Ya en sus trabajos de 1880 y 1911, Milne señalaba esta meta e incluía entre los posibles precursores fenómenos como las condiciones meteorológicas, el comportamiento animal y algunos **efectos eléctricos**. Desde entonces la actitud de los investigadores hacia la predicción sísmica ha pasado por etapas de optimismo seguidas por otras de desánimo. La posibilidad de la predicción pareció muy próxima cuando en 1975, los sismólogos chinos anunciaron con acierto la ocurrencia del terremoto que sacudió la ciudad de Haicheng. En esta ocasión, la observación sistemática y conjunta de numerosos fenómenos considerados precursores tectónicos entre los que se incluían señales **geoeléctricas** (Poirier et al., 2007), permitió realizar sucesivas predicciones que concluyeron con el anuncio de un terremoto de magnitud 7.3. En estas circunstancias fue posible organizar el desalojo de la ciudad y reducir casi por completo la pérdida de vidas humanas. Sin ninguna duda, a este éxito contribuyó poderosamente la férrea estructura social y política del país en esa época, que permitió que la alarma dada por los científicos se tradujera en medidas concretas y útiles de evacuación. De todas formas, la información sobre el grado de éxito de esta predicción es

incompleta y contradictoria, y su eficacia ha sido puesta en tela de juicio en los últimos años (Mignan, 2008). En cualquier caso, el sismo ocurrido un año más tarde en Tangsham (a 150 km de Pekín) que causó más de 600,000 víctimas y sobre el cual no hubo aviso previo y más recientemente en la provincia de Sichuan al sudoeste del país con más de 8,000 personas, demuestra que la predicción de los terremotos es todavía mucho más un deseo que una realidad. Los estudios para avanzar en este objetivo se intensificaron en la década de los 80 y en este contexto la Asociación Internacional de Sismología y Física del Interior de la Tierra (IASPEI), sugirió en 1989 la elaboración de una lista de fenómenos candidatos a ser considerados como precursores y su elección de acuerdo con los siguientes criterios: (1) La anomalía observada debe tener relación con la deformación, el esfuerzo o algún mecanismo tectónico que produzca un terremoto; (2) debe ser observada al mismo tiempo en dos o más instrumentos o en dos o más lugares; (3) su amplitud debe guardar relación con la distancia al lugar del posible terremoto y (4) el tamaño relativo de la zona peligrosa respecto del total de la zona estudiada debe satisfacer determinados criterios para que el método sea aceptable. En estos últimos años, al mismo tiempo que se ha mantenido el interés en la predicción se ha acrecentado la atención prestada a la prevención de daños. Esta línea de trabajo ha pasado a ser prioritaria a medida que el pesimismo de los sismólogos sobre la posibilidad de conseguir un sistema de predicción fiable (acompañado por la desconfianza de los sociólogos hacia los efectos que el terremoto puede provocar) ha ido creciendo (Scandone et al., 2007)

Por otro lado, se han llevado a cabo observaciones conjuntas de científicos japoneses, rusos y ucranianos relativos a los precursores geoelectromagnéticos en la banda ULF (0.001 a 1 Hz), quienes también han desarrollado hardware y software necesarios para establecer criterios y modelos de análisis para discriminar o alentar las anomalías observadas y su posible asociación con eventos sísmicos. Al respecto, existen varios ejemplos de señales geomagnéticas ULF presísmicas que se han observado y con ello se han desarrollado nuevos modelos teóricos. Estos grupos de investigación cuentan con sistemas de redes de observación, de donde se han obtenido algunos resultados importantes: Por ejemplo, donde hubo una evidencia positiva de cambios ULF presísmicos fue en los terremotos de 1996 con $M_s=6.5$, 6.3 de Kagoshima y en el terremoto de 1998 $M_s=6$ de

Iwate-san, donde hubo una correlación entre el nivel de anomalía magnética ULF y el de la actividad sísmica regional.

El estudio de estos efectos como precursores siempre ha despertado un notable interés y desde su comienzo al parecer situado en el trabajo de Bonchkovsky (1954) ha sido objeto de una fuerte controversia. Expresión de este interés han sido las reuniones con el título “Efectos sismo-electromagnéticos” organizaron la IAGA (Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía) y la IASPEI, parte de los contenidos pueden encontrarse en la revista *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Algunas revisiones del estado del conocimiento de este tema has sido preparadas por Hayakawa y Fujinawa (1994) y Gotoh (2004). Uno de los ejemplos más representativos de predicción sísmica basada en la aparición de señales electromagnéticas (concretamente anomalías eléctricas) en el área epicentral es el método VAN. Esta técnica, desarrollada en la década de los 80s por Varotsos et al., (2003), y de la que puede encontrarse una síntesis en Varotsos et al., (2003), ha alcanzado gran notoriedad pero ha sido puesta en entredicho por la mayoría de los sismólogos. La aparición de señales eléctricas en áreas sísmicas se explica habitualmente con el modelo de dilatación-difusión-polarización (Patella et al., 1997), y su vinculación con el fenómeno sísmico ha sido recientemente revisada por Lapenna et al., (2000), Colangelo et al., (2000) y Koshevaya, (2008).

En el segundo grupo, es decir, en los efectos que se observan fuera del área epicentral, se encuentran los fenómenos luminosos, las perturbaciones observadas en la transmisión de señales electromagnéticas VLF ($3 \leq f \leq 30$ Hz) y ELF ($f \leq 3$ KHz) dentro de las que se encuentran las señales ULF ($0.001 \leq f \leq 1$ Hz) y las anomalías en la composición de zonas de la ionosfera (Popov et al., 1989; Kotsarenko, 2007). El origen de este segundo grupo, que será el único estudiado es este trabajo, puede encontrarse, básicamente, en dos fenómenos: (1) El efecto de las SEMs en la parte más baja de la ionosfera y su propagación a las capas superiores. (2) La emisión de partículas tales como radón, gases ligeros y aerosoles submicroscópicos con contenido metálico alto, resultado de la elevación del nivel freático, que al ascender a las partes bajas de la ionosfera alteran su conductividad y un

caso particular que se escapa a los fenómenos anteriores es la generación de ondas acústicas por el terremoto (Kotsarenko, 2005a) pero este tema no será comentado en este trabajo.

La concepción básica, aplicada a nuestro estudio se refiere a procesos geodinámicos en la zona de preparación del sismo (EQ), el cual puede producir sistemas recurrentes de diferente configuración matemática (Surkov et al., 2003). En cuanto a la parte de emisiones electromagnéticas (EM) debidas a movimientos en la corteza (Kopytenko et al., 2001) pueden ser medidas en la superficie terrestre por magnetómetros modernos con atenuación significativa. También sabemos que altas frecuencias pueden presentarse a profundidades grandes y, por lo tanto, será mayor su atenuación antes de tener contacto con la superficie. Otra fuente de emisiones EM pueden ser generadas en capas de la ionosfera debidas a la variabilidad del estrato en estudio. La evidencia de esta última proposición es soportada por observaciones experimentales (Tramutoli et al., 2001) y explicada con diferentes modelos: la conversión de ondas de gravedad atmosféricas (AGW) en la baja ionosfera (Molchanov, 2004) y la modificación ionosférica causada por el incremento en la emisión de radón antes de fuertes EQs (Pulinets y Boyarchuk, 2004).

Para seleccionar eventos sísmicos que puedan producir una contribución observable de señales geomagnéticas se utilizara un criterio que satisfaga ambas concepciones teóricas mencionadas. Esto es asumiendo que la estación geomagnética pueda estar dentro o cerca de la zona de preparación del EQ: $\rho = 10^{0.43M}$ Km, donde ρ es el radio de la zona de preparación (Dobrovolsky et al., 1979). Como veremos más adelante, se observa que el radio de preparación del sismo parece ser más grande en relación con los eventos sísmicos analizados y la distancia a la zona de observación.

Estudios recientes realizados por Kotsarenko et al. (2004, 2005b) presentan análisis de intervalos largos de tiempo (escala de años) como necesidad de realizar análisis más detallados para los EQ. También se mencionan intervalos de tiempo intermedios y cortos (± 15 días) concentrándose en 2 objetivos: la dinámica del índice fractal y el comportamiento del ULF RSR (Estructura Espectral Resonante). De acuerdo con el modelo fenomenológico propuesto para fuertes terremotos como el proceso de auto-organización

crítica (SOC) (Kopytenko et al., 2001), el estado del medio durante la preparación del EQ pasa a través de distintas etapas: etapa inicial (caos)→sub-crítico→crítico→y estado super-crítico. Como proceso crítico se entiende que los parámetros de salida del EQ manifiestan propiedades fractales en las escalas de tiempo y de espacio. Una de ellas, el espectro geomagnético, estimado por la inversa de la ley de potencia como $S(f) \approx f^{-\beta}$, es indicativo de procesos dinámicos contribuyendo al cambio en el campo geomagnético ya sea durante el EQ, durante su preparación o durante la relajación post-sísmica. Generalmente, el índice fractal dinámico revela una variación expresada a cada 27 días, conectado con el periodo de rotación del Sol (Hayakawa et al., 1999a). El decremento gradual del índice fractal antes del EQ y la depresión intensa del periodo de variación solar observado en 2 meses post-sísmicos fueron reportados por Hayakawa et al., (1999b) y Kopytenko et al., (2001) en relación al sismo de Guam, 1993, de magnitud $M = 8.0$. El cálculo del índice fractal puede ser realizado por diferentes métodos, descritos por Gotoh et al. (2004).

Otro sujeto de interés, la estructura ULF, ha sido recientemente descubierta por Kotsarenko et al., (2005a). Dos líneas resonantes donde se observa que la componente H (dirección N-S, polarización lineal) en las bandas de frecuencia $f_{R1} = 10.2 - 11.1$ mHz y $f_{R2} = 13.6 - 14.5$ mHz, algunas veces acompañados por un armónico esporádicamente generado, de acuerdo con las consideraciones del autor, la fuente de observación resonante está localizada en la ionosfera y el mecanismo de esta generación está conectado con una estación geomagnética.

El análisis de datos para el presente trabajo de tesis, será igual al presentado y utilizado en recientes análisis por Kotsarenko et al. (2004, 2005b): los datos geomagnéticos se recolectarán en la estación del observatorio de geoelectromagnetismo, localizado en el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de Querétaro, campus Juriquilla, Querétaro, México. Esta estación está equipada con un magnetómetro fluxgate diseñado por la UCLA (Universidad de Los Ángeles California), operando a 1 Hz, con un sistema geoposicionador (GPS) para sincronización de datos.

Para nuestro estudio podremos contar con datos del índice Dst obtenido del Centro Mundial de Datos Geomagnéticos de Kyoto (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/>) descargando eventos ocurridos durante alta actividad geomagnética. Lo anterior para distinguir entre el carácter local del fenómeno y el global.

1.3 Geomagnetismo en rangos de frecuencias de DC a VHF asociados a sismos.

El estudio de fenómenos EM relacionados a la predicción de terremotos se remonta a Rikitake (1987). Desde entonces se han manejado dos grandes corrientes. Una es encontrar algunos cambios pre-sísmicos en las propiedades de la Tierra, tales como la resistividad eléctrica y la magnetización. La otra, es detectar señales electromagnéticas precursoras. A ambas corrientes se les ha dado un seguimiento. A la fecha, la gran mayoría de los científicos dedicados al tema consideran válida la primera corriente pero, sin embargo, se han enfocado más a la segunda corriente, el de la detección de radiación EM, como son los trabajos pioneros de Sobolev (1975), Miyakoshi (1985), así como de Warwick et al. (1982) y Gokhberg et al. (1982). Desafortunadamente, estos trabajos no fueron tomados en serio realmente por la comunidad geofísica de esa época.

El método VAN, que tuvo un gran impacto al principio de los años 80's, no fue aceptado en forma general, pero por lo menos ha creado controversias interesantes Geller (1996); Lighthill (1996). Al inicio de los años 90's. Algunos resultados convincentes fueron reportados en el rango de ULF, por ejemplo, Fraser-Smith et al. (1990); Kopytenko et al. (1993); Hayakawa et al. (1996). Motivados por estos, varios científicos empezaron a hacer mediciones EM a diferentes frecuencias, así como a realizar estudios teóricos al respecto, como Surkov (1999). Así mismo, se ha intentado correlacionar los eventos sísmicos con observaciones que se llevan a cabo desde sondas y satélites que están muestreando regiones de la ionosfera en busca de ondas de plasma asociadas con las ondas sísmicas (Afonin et al., 1999; Sinelnikov and Chmyrev, 1999).

1.4 Explicación del fenómeno

El fenómeno de la ocurrencia de un terremoto corresponde a una fractura de gran escala de la corteza sólida terrestre. Se trata de un fenómeno natural que cubre un amplio panorama y no solamente la dinámica de un cuerpo elástico lineal. Por otra parte, lo que más preocupa a la comunidad científica es el estado de “pre-terremoto”, en el cual se genera una onda sísmica debido a la fractura. En otras palabras, lo que necesitamos principalmente son los conocimientos sobre una sismología de “prefractura”.

Los diferentes programas de investigación internacional se enfocan principalmente a los aspectos electromagnéticos (EM) como el método VAN (que es la medida del geopotencial de la tierra) desarrollado en Grecia, así como todas las posibles señales electromagnéticas en un amplio rango de frecuencias desde la banda ULF (Ultra Baja Frecuencia) hasta la banda VHF (Muy baja Frecuencia).

El propósito de los programas de investigación en predicción de terremotos es lograr un entendimiento comprensible de los fenómenos electromagnéticos relacionados con terremotos. Por esta razón es necesario aportar conocimientos para el establecimiento de una ciencia predicción. En este sentido, la meta es establecer qué es lo que ocurre realmente, a través de las observaciones, y así clarificar sus mecanismos físicos y geofísicos, a través de experimentos, estudios teóricos y de campo.

1.5 Trabajos anteriores en México

Varios trabajos se han realizado hasta la fecha para tratar de correlacionar sismos con señales electromagnéticas; como es el caso del trabajo de Yépez et al. (1999) con investigadores del Instituto Politécnico Nacional (IPN), de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y de la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM), en el que hicieron un estudio de las variaciones en el campo eléctrico en la región de las ULF en seis estaciones en la costa del pacífico mexicano, analizaron el espectro de potencia de las señales buscando algún indicio precursor de la señal eléctrica antes de un sismo y notaron

que en varios sismos con magnitud $M > 6$ se establecen cambios notables en el campo eléctrico medido varios meses antes del terremoto.

1.6 Credibilidad.

Existen muchas discusiones al respecto de los resultados presentados por diversos investigadores, entre ellos, los más importantes como el Dr. Masashi Hayakawa, el cual presenta en distintos artículos la detección de precursores magnéticos en el rango de ULF asociados a terremotos ratificados por Hayakawa et al. (2009) y Hayakawa (2011), los cuales han sido revisados por distintos autores (Thomas et al, 2009; Masci, 2010, 2011a). Hayakawa (2011) describe en los mismos: *"Con el fin de aumentar la credibilidad de la presencia de los fenómenos electromagnéticos asociados a un terremoto, hemos sugerido la importancia de la modulación (o fluctuación) que se ve en las series de tiempo analizadas de cualquier efecto sismogénico"*. Al respecto de ésta breve comunicación Masci (2011b) muestra que estas afirmaciones no aumentan la credibilidad de la observación de las señales precursoras electromagnéticas, porque aquí se señala que estas las firmas "anómalas" en el rango ULF no son precursores fiables de un terremoto, ya que son causados por actividad geomagnética normal. Además, algunas de las "anomalías" revisadas se han puesto en duda por las publicaciones ya mencionadas (Thomas et al, 2009; Masci, 2010, 2011a) y, hasta ahora, no hay un artículo de refutación publicado al respecto de estas discusiones. Además, Hayakawa (2011) sostiene que estos fenómenos sismogénicos *"parecen ser candidatos muy prometedores para la predicción de terremotos a corto plazo"*. La predicción de terremotos es un tema muy importante a nivel social. Una predicción exitosa podría reducir el número de víctimas causadas por fuertes terremotos. Sin embargo, con el fin de ser útiles a corto plazo, la predicción de terremotos requiere precursores reproducibles, ya que deben proporcionar información en tiempo real respecto a la intensidad, la ubicación y la hora de predicción del terremoto.

Por lo anterior, la autenticidad de los precursores de terremotos necesita ser cuidadosamente revisada. En vista de ello, la posibilidad de desarrollar a corto plazo la capacidad de predicción de terremotos mediante el uso "anomalías" magnéticas en el rango

ULF parece ser bastante remota. En conclusión, en el campo de la investigación sobre precursores de terremotos una pregunta muy importante debe ser: ¿Es de confianza la anomalía observada como un precursor del terremoto? Por lo tanto, como Hayakawa (2011) ha señalado: *"la evidencia en apoyo de la presencia (o ausencia) de los fenómenos sismoelectromagnéticos, sigue siendo muy necesaria"*, obviamente, pide la adopción de un mayor rigor científico antes de reclamar la observación de las señales precursoras sismogénicas como candidatos muy prometedores para el desarrollo a corto plazo de las capacidades de predicción de terremotos. Habrá que recalcar, que el propósito de esta Tesis no es la de obtener precursores sísmicos, más bien es el de obtener anomalías presentes durante la actividad sísmica y que no se presentan durante una calma sísmica relativa.

Además, queda establecido que en cada proceso estudiado la integración de la información respecto del fenómeno o está incompleta (Hayakawa, 2005) o sólo se hace una predicción sísmica de 10 eventos analizados (90% de incertidumbre) (Hattori, 2004). Por tanto el desarrollo de este tipo de investigaciones debe ser gradual y con bases metodológicas que puedan ser aplicadas para cualquier fenómeno y en cualquier parte del mundo.

1.7 Discusiones y conclusiones de la revisión.

Es importante reconocer que a medida que avanzamos en los estudios de eventos electromagnéticos antes, durante, y después de un terremoto, nos acercamos más a la posibilidad de predicción del mismo. Es pues, sólo cuestión de tiempo el que se puedan prever o mitigar daños al tener conocimiento de la posible ocurrencia de un terremoto.

Es también importante hacer notar que todas las bandas en el espectro electromagnético están involucradas en la manifestación de un terremoto por una u otra causa física. Pero para poder cuantificar los posibles mecanismos físicos de la manifestación electromagnética en un terremoto es necesario contar con una red de estaciones electromagnéticas que cubran un área grande alrededor del epicentro.

Se ha visto que el método de registro de señales ULF es el más prometedor debido a que es un posible predictor de terremotos a corto plazo. Varios grupos entre ellos Japón, Rusia, Ucrania y China están poniendo todos sus esfuerzos en continuar con una investigación a fondo en el problema de la predicción de terremotos usando este método.

Es importante buscar la limpieza de los datos, discriminando el ruido y los efectos globales, como son las pulsaciones geomagnéticas de origen magnetosférico. En estos casos es importante usar datos de referencia como, por ejemplo, el índice Dst de subtormentas magnetosféricas en las zonas aurorales, el índice Ap en puntos conjugados, así como el índice de actividad global o planetaria, Kp, que nos dan indicaciones de la ocurrencia de tormentas geomagnéticas, que son, a final de cuentas, los fenómenos causantes de la mayoría de las pulsaciones geomagnéticas.

Un gran número de investigadores señalan que es importante encontrar una correlación de las firmas magnéticas de las ondas ULF con otras señales eléctricas, y con emisiones acústicas relativas al terremoto, para clarificar el origen de las ondas ULF. Así pues, para poder investigar la fuente y los mecanismos de transmisión, es importante la estimación de la dirección de llegada de las señales ULF.

Es importante también considerar el uso de tratamientos de señales para la reducción efectiva del ruido, como es el caso de los métodos de análisis espectral, transformada de Fourier, método de Ondeletas o de fractales, por ejemplo.

1.8 Bases conceptuales.

En este apartado trataremos de explicar el fenómeno a estudiar, además de definir el objetivo y la hipótesis de trabajo, a partir de la cual se genera nuestra investigación, el documento en general expresa las ideas de distintos investigadores respecto del tema de eventos geomagnéticos y su posible asociación con eventos sísmicos, además particularizamos en el equipo utilizado, el cual es un magnetómetro tipo fluxgate localizado en la estación Juriquilla en el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma

de México, campus Juriquilla a cargo del Dr. José Antonio López Cruz Abeyro. A partir de lo anterior, hacemos la descripción del análisis de señales que se empleó en el trabajo, en particular, el método de ondeletas y para éste caso se pone especial énfasis en el método discreto, ya que con éste es con el que mejores resultados se obtuvieron. Por último se presentaran los resultados publicados recientemente en la revista *Natural Hazards and Earth System Sciences* (Chavez et al., 2010 y Chavez et al., 2011) además de nuevos resultados obtenidos con la experiencia de estos trabajos.

1.8.1. Geomagnetismo

Es conocido que de las ciencias de la Tierra, es el Geomagnetismo una de las disciplinas más estudiadas, desde la importancia histórica que ha tenido desde la navegación hasta la exploración del interior de la Tierra, debido a lo cual, la han convertido en un tema extremadamente amplio y multidisciplinario, y en este proceso se tratará de resumir los puntos más importantes que tienen que ver con la actual investigación.

En particular se tratará a continuación el campo magnético interno y cómo éste se especula es generado. Existen diversas teorías; entre las más aceptadas están las que a continuación se enuncian:

a. Teoría del geodínamo y el magnetismo planetario.

El salto más importante en los estudios del dínamo nuclear autoinducido en los últimos años se produce con la aparición de soluciones numéricas para las ecuaciones magnetohidrodinámicas (MHD) que describen la convección térmica y la generación del campo magnético en un fluido rotando en una capa esférica con núcleo interno sólido y conductor (Olson y Glatzmaier, 2010). Al final de ésta simulación se presenta una inversión del campo, con un tiempo de transición de unos 1000 años. Resultados posteriores por parte de esos mismos autores (Roberts y Glatzmaier, 2010) hablan de 300,000 años de simulación y la aparición de hasta cuatro inversiones espontáneas.

Las simulaciones numéricas presentadas por estos autores proporcionan resultados razonables acerca de la morfología y la intensidad del campo en la frontera manto-núcleo, ya que son capaces de generar inversiones paleomagnéticas y predicen una rotación diferencial entre el núcleo y el manto. Sin embargo aún no se ajustan a las condiciones planetarias reales en un buen número de aspectos; tales como: las inversiones son muy lentas, son menos turbulentas y usan una viscosidad y difusividad térmica excesivamente grandes en comparación con la difusividad magnética (Torta, 2010).

La aseveración de que el campo magnético terrestre es producto del geodínamo terrestre parece ser compartido por un gran número de especialistas en el tema (Gubbins et al., 2007), además de que se considera que las variaciones en el dínamo tiene una correlación directa con la estructura sísmica de la Tierra. Algunos estudios presentan datos que son observables, en cuanto a sismicidad se refiere, en el anillo de fuego; desde Siberia hasta Canadá (Gubbins et al., 2007). Es por lo anterior que el presente trabajo de Tesis asocia el efecto sísmico con la actividad geomagnética en la corteza terrestre y viceversa. Ya que se considera, que el efecto del movimiento en el manto produce un fenómeno de subducción y por tanto un incremento en energía potencial en la zona de contacto, lo cual, como se verá más adelante podría provocar una atenuación del campo magnético durante el proceso que origina un movimiento sísmico de gran magnitud ($M > 5.5$; escala Richter). Sin embargo, se sabe que existen perturbaciones de origen externo que pueden alterar el campo magnético terrestre y que produciría mediciones erróneas en el instrumento terrestre si no son consideradas.

b. Fenómenos magnetosféricos.

El principal elemento perturbador de origen externo conocido en la actualidad del campo magnético es el Sol. Desde los años ochenta el estudio de la magnetosfera terrestre ha venido evolucionando gracias a la creciente flota de vehículos espaciales equipados con una variedad de instrumentos y que se encuentran actualmente en órbita. Para coordinar todas las misiones se creó en los años noventa el ISTP (*International Solar-Terrestrial Physics Science Initiative*), junto con redes de observatorios y radares en Tierra (<http://pwg.gsfc.nasa.gov/istp/>). Además, debido al uso creciente de observaciones en

diferentes puntos con alta calidad en los datos se están estudiando actualmente los procesos dinámicos de fenómenos a gran escala. Sobre todo los relativos a los constituyentes del plasma magnetosférico, sus interrelaciones y sus evoluciones temporales, durante diferentes condiciones de actividad solar (Torta, 2007).

Cabe resaltar también la creciente actividad en todo aquello relacionado con el estudio de mecanismos de excitación, propagación, atenuación y detección de ondas de Ultra Baja Frecuencia (ULF) en la magnetosfera, así como las que penetran ésta barrera y pueden ser medidas con instrumentos terrestres (Vassiliadis et al., 2007; Torta, 2007). Estas ondas se excitan a través de una gran variedad de procesos relacionados con la física del plasma y su importancia es básica; sobre todo por su relación con las subtormentas, con el acoplamiento magnetosfera-ionosfera, y con la producción y pérdida de iones y electrones en los anillos de radiación (Torta, 2007).

Se entiende, como ya se había mencionado, que las erupciones solares y todo lo que tiene que ver con actividad solar es de gran interés para la comunidad científica, tal como la eyección de masa coronal (CME). Este fenómeno es actualmente seguido a través de todo su recorrido, desde que sucede hasta que golpea la magnetosfera terrestre, provocando tormentas y subtormentas geomagnéticas que pueden ser vistas en muchas ocasiones como partículas ionizadas en los polos (auroras boreales y australes). Con el coronógrafo instalado en el SOHO se visualizan las CMEs. Con otros instrumentos a bordo del propio SOHO, del ACE o del WIND se miden las propiedades del plasma del viento solar; por ejemplo, la velocidad del flujo, su dirección y la distribución de energías de los electrones e iones positivos (Torta, 2007). Además, receptores de ondas de radio monitorizan las emisiones del Sol y del plasma espacial y diversos magnetómetros satelitales y terrestres miden el campo magnético hasta 44 veces cada segundo (Baker, 2007). Respecto de estos observatorios, se utiliza uno en particular para el presente trabajo, el cual está actualmente a cargo del Dr. José Antonio López Cruz Abeyro. El observatorio está localizado en el Centro de Geociencias (CGEO), correspondiente al campus Juriquilla de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). En particular se utiliza para propósitos de esta investigación el magnetómetro tipo fluxgate, del cual se hace una descripción más detallada en un capítulo posterior.

1.8.2. Observatorios magnéticos, instrumentos y estándares.

Uno de los logros a destacar en el ámbito general de la instrumentación geomagnética es la creación a principios de la década de los noventa de la red INTERMAGNET (<http://www.intermagnet.org/>), la cual agrupa una buena parte de los observatorios magnéticos con registro digital, con el objeto de facilitar el intercambio de datos en tiempo real. Esto además facilita la adopción de estándares modernos para la instrumentación (Torta, 2007).

Los sensores de variómetros digitales modernos se basan principalmente en magnetómetros de núcleo saturado (fluxgate); son de uso común los suspendidos ya que cualquier movimiento en el equipo repercute en la medición que toma el instrumento, además de que ya tiene una orientación definida a modo de calibración, o bien magnetómetros escalares rodeados por bobinas de Helmholtz (magnetómetro vector).

En cuanto a observatorios se refiere, es notorio que su distribución es irregular; la densidad está claramente correlacionada con la distribución de continentes y océanos, pero también se observa una asimetría Norte-Sur, indicando una influencia económica en la disposición de los equipos (De Santis et al., 2006; Toh et al., 2006). Actualmente en México se cuenta con tres estaciones de éste tipo y una en periodo de prueba cercano a una zona sísmica; la primera es la que se utiliza en el presenta trabajo, la segunda está localizada en Linares, Nuevo León a cargo del Dr. José Antonio López Cruz Abeyro y del Dr. Vsevolod Yutsis y la tercera bajo el cargo del que escribe y del Dr. José Antonio López Cruz Abeyro, emplazado actualmente en la Universidad Autónoma de Baja California Norte, campus Mexicali, con apoyo y coordinación en la Facultad de Ingeniería por parte del Dr. Joel Martínez Martínez (ver Figura 2).



Figura 2. Magnetómetro instalado en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California, bajo un convenio UAQ-UNAM-UABC

Por último, en lo que respecta a la presente introducción, se evalúan los índices que reflejan el comportamiento geomagnético, entre otros parámetros el de más uso en esta investigación fue el Índice ecuatorial o índice Dst. De éste índice se trata la siguiente sección.

1.8.3. Datos, índices y aplicaciones.

Lo que se conoce como el *Working Group*, se encarga de establecer los estándares y los formatos para la disseminación de los datos, de la producción de los índices geomagnéticos, y de la búsqueda de aplicaciones para agencias o fines industriales de esos datos e índices, lo que es de especial importancia sobre todo para el Clima espacial (*Space Weather*).

Las necesidades actuales exigen que esa información aparezca en tiempo real o casi real, de manera que la preparación de estos índices se ha tenido que replantear (Curto et al., 2007). Para un determinado índice, generalmente existe un compromiso entre rapidez en el suministro del mismo y su precisión, de manera que una de las preocupaciones de los grupos que se ocupan de obtenerlas es la preparación de estos índices o listas de eventos y saber si lo que se produce se ajusta a las necesidades actuales. En este sentido, han estado apareciendo nuevos índices para, por ejemplo, separar el índice Dst en sus partes externa e interna (Maus y Weidelt, 2004), caracterizar la actividad geomagnética polar resultante de

las interacciones viento solar-magnetosfera (Stauning et al., 2008), u obtener una extensión temporal más larga que la proporcionada por el índice aa, para estudios de tendencias a largo término (Martini et al., 2009).

Con respecto a lo anterior, se resume que el uso de los índices geomagnéticos dependerá de la temporalidad de los eventos a analizar y de la ubicación de los mismos. En el presente trabajo, tal como ya se expresó anteriormente, el índice utilizado fue el Dst proporcionado por el *Servicios de índices Dst de Kyoto* (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/>).

1.9 Aspectos generales del trabajo de investigación

De acuerdo con lo descrito, y realizada una revisión bibliográfica dedicada al tema de investigación, se puede decir que se cree que las emisiones ULF se generan en la litosfera, muchas veces ligados a terremotos, pero el problema es el esclarecimiento de su mecanismo de generación. En este sentido lo primero es que se den más datos convincentes para el estudio de generación sobre la base de distinción definitiva del ruido generado por el hombre, el efecto geomagnético, otros ruidos y así sucesivamente. Además, es importante investigar las escalas espaciales y temporales de varias estaciones, así como también determinar la región de la fuente de la perturbación. Por último, también es conveniente comparar los fenómenos sismo-génicos de tipo ULF a diferentes frecuencias y realizar análisis coordinados con los datos sísmicos y geológicos para la comprensión completa de los fenómenos electromagnéticos asociados a terremotos y a erupciones volcánicas.

La justificación del problema considera, entre otros factores, la comprensión de los fenómenos descritos en el párrafo anterior, enfocándonos principalmente en la relación de los eventos sísmicos ocurridos en las cercanías al observatorio de geoelectromagnetismo y las anomalías observadas en el mismo observatorio. El compromiso es, sin duda, el dejar en claro si existen o no este tipo de anomalías y si éstas además pueden ser medidas.

Por tanto, la hipótesis de trabajo considerada para el presente trabajo de investigación queda expresada de la siguiente manera: ***“Existe una correlación intrínseca entre las mediciones de ondas de Ultra Baja Frecuencia (ULF) correspondientes con eventos geo-electromagnéticos asociados con eventos tectónicos”***.

Los objetivos que persigue la presente investigación, son principalmente los siguientes:

-Sustentar, con base en mediciones en el magnetómetro localizado en Juriquilla, Qro., anomalías de ondas ULF y describir la posible relación con eventos tectónicos.

-Realizar el análisis magnético para distintas épocas tomando en cuenta la actividad solar presente para cada una de éstas.

-Desarrollar procesos de análisis de datos magnéticos que establezcan una relación con eventos tectónicos.

1.10 Descripción general de la Tesis.

En este **primer capítulo**, como se ha mencionado, se intenta ubicar al lector en el tema que se trata en la presente Tesis, así como las variables que pueden afectar la medición en el observatorio de geoelectromagnetismo. También trata de que el lector asimile los puntos importantes a atacar en el documento, entre los cuales se encuentra principalmente la hipótesis de trabajo.

En el **segundo capítulo** se tratará el tema del campo geomagnético, tal y como ha sido y es actualmente estudiado con gran esmero por la comunidad científica, tratando sobre todo de entender los procesos, tanto internos como externos, que lo generan. En años recientes se ha observado un cambio en el campo y una disminución gradual del mismo, lo cual podría producir graves afectaciones a la tecnología debido a que se produciría una interacción Sol-Tierra de forma directa. Sin embargo en cuanto a lo que atañe al presente trabajo es de peculiar interés el observar las posibles perturbaciones externas o internas que no estén directamente relacionadas con la actividad sísmica, es decir, tratamos de que los

datos obtenidos en el presente trabajo estén, en medida de lo posible, libres de “ruido” y el principal generador de estas perturbaciones es el Sol. Por lo tanto es necesario primero tratar de responder primero ¿Cómo se genera el campo geomagnético?, y segundo ¿Cuáles son los agentes que alteran al campo?, lo anterior se plantea para discriminar variables en la detección de perturbaciones magnéticas generadas únicamente por eventos sísmicos.

El **tercer capítulo** trata el tema medular de la investigación, ya que son los sismos los que consideramos que producen las perturbaciones electromagnéticas en el rango ULF, por lo que sin duda es necesario introducir al lector en el conocimiento básico de fenómeno productor de las anomalías estudiadas. Además, se hace énfasis en los puntos de vista de dos reconocidos sismólogos al respecto del tema de predicción sísmica, del cual se obtienen visiones importantes del tema que se genera alrededor de esta investigación.

En el **cuarto capítulo** se presentan los principales elementos que sustentan las anomalías detectadas en el magnetómetro del Centro de Geociencias, ya que en él se presentan los movimientos de las ondas electromagnéticas desde la ocurrencia del sismo, el movimiento de las mismas a través de la litosfera, su movimiento y reflexión en la ionosfera hasta su detección en el sensor del observatorio de geoelectromagnetismo. Además, se presentan los filtros utilizados en el presente trabajo de investigación con la finalidad de ubicar al lector en el tema del análisis de señales que favoreció la detección de anomalías electromagnéticas en el rango ULF. Por último, en el mismo capítulo se presenta la información que corresponde con las observaciones geomagnéticas, enfocándonos principalmente en el trabajo que el sensor realiza para poder determinar las diversas anomalías EM detectadas en el observatorio de geoelectromagnetismo.

En el **quinto capítulo** se presentan los resultados reportados en la revista *Natural Hazards and Earth System Science* (Chavez et al., 2010; Chavez et al., 2011), correspondientes con el proceso de investigación desarrollado en el trabajo doctoral. Además, se presentan algunas analogías correspondientes a escenarios ideales, los cuales nos pudieran permitir interpretar la detección de la señal en el sensor. En el mismo capítulo

se presentan análisis nuevos realizados a las señales; resultados que prometen un mejor entendimiento del fenómeno estudiado.

En el **sexto y último capítulo** se presentan las conclusiones del presente trabajo de investigación. De las cuales se espera que se puedan seguir nuevos proyectos de trabajo con la finalidad de permitir el siguiente paso en el método científico; la falsabilidad y/o la reproducibilidad de las ideas aquí expresadas.

2. GEOMAGNETISMO.

El primer planteamiento que nos hacemos es ¿Cómo puede llegar la señal del punto focal del sismo al punto de medición de la estación?, al respecto de las posibles respuestas de ésta pregunta nos enfocamos en el presente capítulo, ya que es necesario establecer las condiciones en las que ocurre el fenómeno y cuál es su interacción con el entorno; en este caso la litosfera es la primera capa con la que se tiene interacción y mediante la cual debería existir una transferencia de información hacia la superficie, para posteriormente ser medida en el magnetómetro de cualquier estación de medición.

Además de lo anterior, podríamos decir que el sismo la energía sísmica no puede ser liberada en un punto, debido a que el esfuerzo inicial sería infinito, y por supuesto esto no ocurre en la realidad por lo que también se plantean a continuación los tipos de fallas que pueden estar asociados con un área más grande y por lo tanto una generación de ondas electromagnéticas propio de cada sismo analizado.

2.1. Propagación de la señales dentro de la tierra

La propagación de ondas electromagnéticas en una zona de conducción media es más o menos atenuada con respecto a la distancia en función de la relación $\sigma/\omega\epsilon$ conductividad constante σ , y con dielectricidad constante ϵ y $\omega = 2\pi f$. Amplitudes de campo \vec{E} y \vec{H} son exponencialmente amortiguadas en el espacio de acuerdo con:

$$\vec{E}(x) = \vec{E}_0 e^{-x/\delta_e} \quad (1)$$

$$\vec{H}(x) = \vec{H}_0 e^{-x/\delta_e} \quad (2)$$

Para un buen conductor, esto produce el entendimiento del “efecto piel”. La conductividad eléctrica en la Tierra se encuentra alrededor de algunas potencias de 10. Un

promedio razonable de conductividad en la capa externa de la corteza es de $\sigma = 0.01$ a 1 S/m incrementándose en el manto y en el núcleo. Asumiendo una media dieléctrica de $\epsilon_r = 10$ como una condición de “buen conductor” (3) $\sigma / \omega \epsilon \gg 1$ es rellenado de frecuencias más bajas hasta el rango de MHz. La profundidad de penetración típica está dada entonces por:

$$\delta_c(\omega) = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} \quad (3)$$

En la Figura 3 se muestra como la profundidad de penetración de la señal para una conductividad dada desde frecuencias de 1 kHz hasta 0.001 Hz. Es razonable pensar que algunas señales relacionadas con procesos de ruptura pueden penetrar hasta la superficie en frecuencias ultra bajas (ULF = 0.1 – 10 Hz) a distancias de cientos a miles de metros en este rango. Una vez que las señales están en la superficie, estas tienden a propagarse en la atmosfera (“mal” conductor) y pueden interactuar con el plasma ionosférico. Pero a veces se trabaja en una cavidad Tierra-ionosfera y se atenúan rápidamente, en contraste con el rango de muy baja frecuencia (VLF) señales arriba de 1.5 kHz, tal como los receptores esféricos (rayos en tormentas eléctricas) han demostrado ser fácilmente medibles.

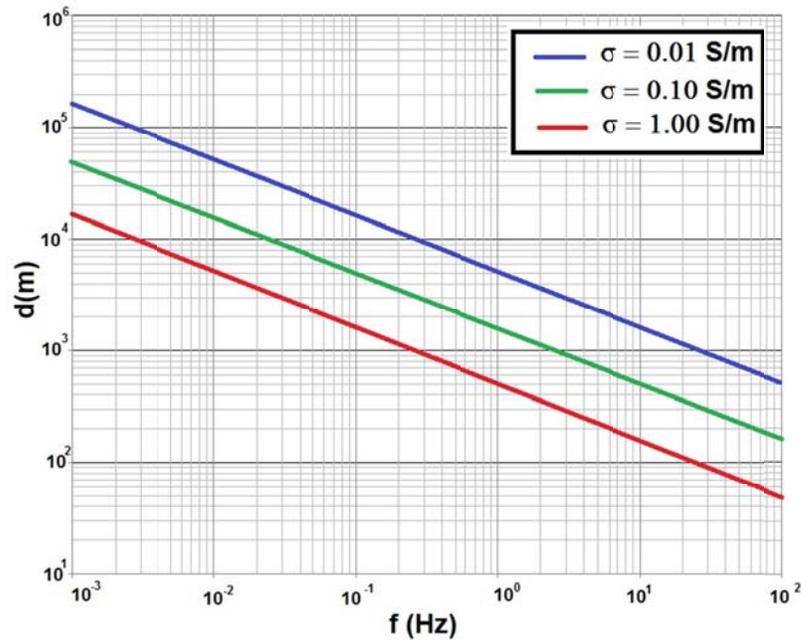


Figura 3. Profundidades de penetración $\delta_c(\omega=2\pi f)$ para un intervalo de conductividad típica en la litosfera. La flecha muestra que el rango de penetración va desde 1000 m a 7000 m dependiendo de la conductividad del medio, como se verá más adelante el rango frecuencias analizado está especialmente entre de 0.00625 a 0.5 Hz (Adaptado de Schmitter (2006)).

En un medio conductor (no ferro magnético) el campo magnético sufre rezagos antes que el campo eléctrico y lleva la mayor parte de energía consigo. Para un buen conductor la relación de la amplitud es:

$$\frac{H}{E} = \sqrt{\frac{\sigma}{\omega\mu}} \quad (4)$$

O, con la amplitud de la densidad de corriente $j = \sigma E$, entonces tenemos

$$H = \frac{1}{\sqrt{2}} \delta_c(\omega) j \quad (5)$$

Experimentos como los realizados por Frid et al. (2003) y Freund (2002) muestran, que las rocas bajo presión emiten radiación con frecuencias por arriba del rango de MHz. Sin embargo, altas frecuencias son atenuadas en la litosfera. Señales a altas frecuencias de terremotos o precursores de estos han sido observados por Eftaxias et al. (2003), esto solo puede ser debido a que la ruptura es muy cercana o directamente sobre la superficie.

2.1.1. Fuentes de radiación terrestre y explicaciones

Para usar señales EM como señales sísmicas, es importante que el entendimiento de los procesos de generación quede bien establecido. Muchos mecanismos al respecto han sido propuestos en años recientes. Los primeros tres mecanismos relacionados con la generación de señales EM por medios mecánicos como carga y fractura de rocas han sido descritos, como ya se mencionó antes, en escala de laboratorio, el material rocoso al ser estimulado mecánicamente con cargas emite señales EM (Schmitter, 2006).

Los últimos mecanismos propuestos se basan en el hecho de que dentro de un conductor induce un movimiento en el campo magnético de la Tierra (efecto magneto-hidrodinámico).

Se puede asumir, que una combinación de estos mecanismos con la situación de diferentes energías en los movimientos sísmicos nos da una pista sobre los efectos observados en el mismo contexto. A continuación se describen algunas de estas:

2.1.2. Tejido de ruptura

Trituración de roca cristalina (por ejemplo granito o gneiss) en zonas de falla supone que es como hacer que los electrones se arranquen de la superficie del cristal y vuelve a caer en estados estables, mientras emiten radiaciones electromagnéticas de banda ancha. Al respecto de la investigación teórica de la electrificación en microfracturas se puede obtener más información en Molchanov et al., (1998).

2.1.3. Efectos piezo-eléctricos

Físicamente es bien conocido el efecto piezoelectrico: Material permanentemente polarizado como lo es el cuarzo (SiO_2 , componente de muchas rocas) producirá un campo eléctrico cuando el material se deforma como consecuencia de una fuerza mecánica impuesta. Estos materiales son piezoelectricos. En general, ciertos tipos de rocas sujetas a deformación generan campos eléctricos y magnéticos y viceversa (Schmitter, 2006).

2.1.4. p-n Transporte de carga de corriente

Los experimentos muestran que ciertos óxidos semiconductores de cristal sometidos a esfuerzo y/o temperatura elevada generan ondas EM. Antes, y durante el sismo las rocas que contienen estos materiales liberan las cargas eléctricas en movimiento (electrones) que producen los campos electromagnéticos. Además, en caso de llegar a las nubes portadoras de la carga causan diferencias de potencial entre la Tierra y la atmósfera, efectos que pueden ser responsables descargas y eléctricas (rayos) durante los terremotos (Schmitter, 2006).

2.1.5. Corrientes de inducción y iónicos

Poco a poco el agua en movimiento iónico se filtra a través de las grietas abiertas por la fractura de las rocas. Éste fluido conductor se mueve en el campo magnético de la Tierra y genera un campo ULF EM por inducción (Schmitter, 2006).

2.1.6. Efecto sismo electromagnético inductivo

Las ondas mecánicas en movimiento sísmico a través de un medio conductor generan eventos electromagnéticos transitorios por la conversión magneto-hidrodinámica. A partir de Molchanov (2001), podemos explicar esto en detalle. Las altas frecuencias son

rápidamente amortiguadas con la distancia de la aproximación a las ecuaciones de campo lento y Maxwell se puede utilizar. No se toman en cuenta las derivadas de segundo orden para los campos o potenciales. Por lo tanto, con un potencial eléctrico ϕ y un vector potencial magnético \vec{A}

potencial magnético $\frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} / c^2$ y omitiendo $\frac{\partial^2 \vec{A}}{\partial t^2} / c^2$ nos quedamos con las ecuaciones de

difusión en un medio homogéneo conductor:

$$\frac{1}{D} \frac{\partial \Phi}{\partial t} - \Delta \Phi = -\frac{1}{\sigma} \nabla \cdot \vec{j}'_s \quad (6)$$

$$\frac{1}{D} \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} - \Delta \vec{A} = \vec{j}_s \quad (7)$$

De los potenciales tenemos los campos:

$$\vec{E} = -\left(\nabla \phi + \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} \right) \quad (8)$$

$$\vec{B} = \nabla \times \vec{A} \quad (9)$$

Si el material que compone la litosfera se mueve con una velocidad \vec{v} de las ondas sísmicas en el campo magnético de la tierra \vec{B}_0 y de campo eléctrico \vec{E}_{ind} generado por inducción. El equilibrio de la fuerza de Lorentz de los portadores de carga $\vec{E}_{ind} + \vec{v} \times \vec{B}_0 = 0$ asumiendo $B \ll B_0$. Por la fuente de densidad de corriente \vec{j}_s conseguimos con $\vec{B}_0 = \mu \vec{H}_0$

$$j'_s = \sigma \vec{E}_{ind} = -\frac{1}{D} \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} \times \vec{H}_0 \quad (10)$$

Donde $\vec{u}(\vec{x}, t)$ es el desplazamiento a la localización \vec{x} y tiempo t causado por una onda sísmica.

$$D := \frac{1}{\mu\sigma} \quad (11)$$

2.1.7. El coeficiente de difusión electromagnético.

En este marco de referencia, el movimiento local de materiales es considerado fuente de campos electromagnéticos de difusión, tal como una gota de tinta en el agua. En Molchanov (2001), un modelo de desplazamiento referente a perturbaciones sísmicas es discutido y se encuentra una elongación difusa de tiempo notable del campo electromagnético transitorio en comparación con la duración del impulso sísmico que lo origina.

Dado el coeficiente de difusión D , la profundidad media de propagación para una componente del campo para un tiempo t es:

$$\delta_d(t) = \sqrt{2Dt} = \sqrt{\frac{2t}{\mu\sigma}} \quad (12)$$

Note que consistentemente con la ecuación 3:

$$\delta_d\left(t = \frac{1}{\omega} = \frac{T}{2\pi}\right) = \delta_c(\omega) \quad (13)$$

Entonces en la Figura 3, que puede ser utilizada nuevamente, esta vez para leer la profundidad de propagación en un tiempo transcurrido $t = 1/2\pi f$. Por ejemplo con un segundo $t = 1s$, es decir $f = \frac{1}{2\pi} = 0.159Hz$, un pulso EM es propagado 1.3- 13 km con un material conductor $\sigma = 1 - 0.01S/m$. Lo más importante de esta consideración es que la onda EM ULF puede atravesar la corteza cuando los sismos son de profundidades menores a 13 km por lo que la propagación en la ionosfera y su “rebote” a Tierra para ser detectado por el magnetómetro se hace importante para entender las anomalías estudiadas en la presente investigación.

2.2. Los efectos electromagnéticos: Su incidencia en la Ionosfera.

El estudio de los efectos electromagnéticos como precursores siempre ha despertado un notable interés. Como en los trabajos presentados por Kalashnikov (1954) y Bonchkovsky (1954) ya que han sido objeto de una fuerte controversia. Expresión de este interés han sido las reuniones con el título de “Efectos sismo-electromagnéticos” organizados por la IAGA (Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía) y la IASPEI (Asociación Internacional de Sismología y Física del interior de la Tierra); parte de los contenidos de estas reuniones pueden encontrarse en la revista *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Algunas revisiones del estado del conocimiento de este tema han sido preparadas por Hayakawa y Fujinawa (1994) y Gotoh (2004).

Según estas revisiones, en términos generales, los fenómenos electromagnéticos pueden dividirse en dos tipos: (1) las variaciones de los campos eléctricos y magnéticos originadas en la zona de ruptura y que se observan en su entorno, y (2) los fenómenos que aunque tienen el mismo origen se manifiestan en la ionosfera o en la magnetosfera. Al primer grupo pertenecen las corrientes telúricas, las anomalías magnéticas locales, los cambios en el campo eléctrico local o en la resistividad de la zona, etc. (Stacey, 1963; Poirier et al., 2007). Uno de los ejemplos más representativos de predicción sísmica basada

en la aparición de señales electromagnéticas (concretamente anomalías eléctricas) en el área epicentral es el método VAN. Esta técnica, desarrollada en la década de los 80's por Varotsos et al., (2003), y de la que puede encontrarse una síntesis en Varotsos et al., (2003) ha alcanzado gran notoriedad pero ha sido puesta en entredicho por la mayoría de los sismólogos. La aparición de señales eléctricas en áreas sísmicas se explica habitualmente con el modelo de dilatación-difusión-polarización (Patella et al., 1997), y su vinculación con el fenómeno sísmico ha sido recientemente revisada por Lapenna et al. (2000), Colangelo et al. (2000) y Koshevaya, (2008).

En el segundo grupo, es decir, los efectos que se observan fuera del área epicentral, se encuentran los fenómenos luminosos, las perturbaciones observadas en la transmisión de señales electromagnéticas VLF ($3 \leq f \leq 30$ Hz) y ELF ($f \leq 3$ KHz) dentro de las que se encuentran las señales ULF ($300 \leq f \leq 3000$ Hz) y las anomalías en la composición de zonas de la ionosfera (Popov et al., 1989; Kotsarenko, 2007); cabe destacar que en la literatura se mencionan distintos rangos numéricos para las frecuencias ULF, la diferencia no está bien establecida. El origen de este segundo grupo, que será el único estudiado en este trabajo, puede encontrarse, básicamente, en dos fenómenos: (1) El efecto de las señales EM en la parte más baja de la ionosfera y su propagación a las capas superiores y (2) La emisión de partículas tales como radón, gases ligeros y aerosoles submicroscópicos con contenido metálico alto, resultado de la elevación del nivel freático, que al ascender a las partes bajas de la ionosfera alteran su conductividad y un caso particular que se escapa a los fenómenos anteriores es la generación de ondas acústicas por el terremoto (Kotsarenko, 2005a) pero este tema no será comentado en este trabajo.

2.3. Observación y descripción del campo geomagnético.

Evidencia encontrada en documentos de la antigua China sugieren que desde el año 2000 a.C., el magnetismo ya había sido observado. Los antiguos griegos observaron fenómenos eléctricos y magnéticos desde el año 700 a.C. y conocían las fuerzas magnéticas

al observar la magnetita (Fe_3O_4), roca de origen natural, que es atraída por el hierro. ¡La Tierra es un imán gigante! Ésta fue la asombrosa noticia publicada en 1600 por William Gilbert (1544-1603). Como había estudiado medicina, Gilbert era médico en la corte de la Reina Isabel I de Inglaterra. Pero fue realmente un hombre de ciencia del Renacimiento. Gilbert estaba fascinado por el magnetismo, una propiedad misteriosa de la roca llamada piedra imán, magnetita, término que procede del distrito de Magnesia en la antigua Grecia donde había minas de magnetita hace ya 3000 años. Así, se estudiaron cuidadosamente los efectos de las varillas de magnetita llamadas imanes. Finalmente se descubrió cómo construir una brújula equilibrando un imán sobre un vástago (pivote). El uso de ésta aparece por primera vez en Occidente hacia el siglo XII, aunque es posible que en China se conociera algunos siglos antes. El primer documento escrito que la menciona es de Alejandro Neckam, monje de S. Albano, en 1187. La declinación magnética y su variación de un lugar a otro fue observada por los navegantes, en especial españoles y portugueses, de los siglos XV y XVI, y se encuentra ya descrita con detalle en la obra de Martín Cortés, publicada en 1551, en la que se distinguen los polos magnéticos de los geográficos. El descubrimiento de la inclinación fue obra de R. Norman, que describió éste fenómeno en un opúsculo publicado en Londres en 1576. Y así, hasta 1600 no aparece la obra de Gilbert, titulada *De Magnete*, que podemos considerar como el primer tratado de magnetismo, aunque en ella se refiera al trabajo anterior de Pedro Peregrino de Picardy, del siglo XIII. Gilbert describe sus experimentos con una esfera de magnetita que construyó como modelo de las propiedades magnéticas de la Tierra, y afirma por primera vez que el globo de la Tierra es un inmenso imán, explicando así el porqué de la dirección de la brújula (Cruz-Abeyro, 1998; De Arriba, 2008; Serway y Jewett, 2009).

El campo geomagnético terrestre, el cual en términos generales actualmente sufre procesos de disminución precursores posibles de un cambio de polaridad. Para después describir el espectro electromagnético, indicando en qué rango del mismo estamos trabajando describiendo algunas de las leyes de Maxwell y las señales que de las rocas se generan. A partir de lo anterior se describen algunos “subrangos” que actualmente se utilizan como descriptores para entender el impacto de estas señales en la Tierra. Los efectos electromagnéticos externos e internos, según algunas investigaciones, interactúan en la ionosfera de formas no completamente explicadas actualmente pero que repercuten en

el ruido que se registra en el magnetómetro. Existen algunos índices que nos indican la actividad geomagnética por parte de elementos externos, los cuales nos sirven para determinar si las perturbaciones medidas en este trabajo son producida por elementos extraterrestres (el sol principalmente) o es producida internamente (De Arriba, 2008; Harald, 2011).

En los siglos XVII y XVIII se desarrollaron los principios fundamentales del geomagnetismo; entre los autores que conviene destacar están H. Gellibrand, que observa, en 1635, la variación de campo magnético; E. Halley (1656-1762), que entre 1698 y 1700 publica los primeros mapas magnéticos, y Poisson (1781-1840), que definió el concepto de dipolo y la intensidad de magnetización. No fue sino hasta principios del siglo XIX que se llegó a la conclusión de que la electricidad y el magnetismo son fenómenos relacionados. En 1819, Hans Oersted descubrió que la aguja de la brújula se desvía si se coloca cerca de un circuito por el que se conduce una corriente eléctrica. En 1831, Michael Faraday y, en forma simultánea, Joseph Henry, demostraron que cuando se pone en movimiento un alambre cerca de un imán (o, de manera equivalente, cuando un imán se mueve cerca de un alambre) se establece una corriente eléctrica en dicho alambre. K.F. Gauss (1777-1855) establece el primer observatorio propiamente geomagnético en 1832, en Göttingen, y publica su obra sobre el magnetismo terrestre en 1839. En 1873, James Clerk Maxwell aprovechó estas observaciones junto con otros experimentos para sustentar las leyes del electromagnetismo tal y como se conocen hoy día.

La contribución de Maxwell en el campo del electromagnetismo fue de especial relevancia, porque las leyes que formuló son fundamentales para explicar todas las formas de fenómenos electromagnéticos. Su trabajo tiene tanta importancia como las leyes del movimiento y la teoría de la gravitación universal (De Arriba, 2008; Harald, 2011).

Cuando se dice que un imán de brújula tiene un polo norte y un polo sur, es más adecuado decir que tiene un polo “que busca al norte” y un polo “que busca al sur”. Al decir esto se expresa que un polo del imán busca, o apunta hacia el polo norte geográfico de la Tierra. En vista de que el polo norte de un imán es atraído hacia el polo norte geográfico

de la Tierra, se concluye que el polo sur magnético de la Tierra está localizado cerca del polo norte geográfico, y el polo norte magnético de la Tierra está localizado cerca del polo sur geográfico. De hecho, la configuración del campo magnético de la Tierra, que se ilustra en la Figura 4, se parece mucho al que se lograría enterrando profundamente en el interior de la Tierra un imán de barra gigantesco (Serway y Jewett, 2009).

Si se suspende la aguja de una brújula en cojinetes que permitan que gire tanto en el plano vertical como en el horizontal, la aguja queda colocada horizontalmente respecto a la superficie de la Tierra sólo cuando está cerca del ecuador. Conforme la brújula es movida hacia el norte, la aguja gira de forma que apunta cada vez más hacia la superficie de la Tierra. Finalmente, en un punto cerca de la Bahía de Hudson en Canadá (punto que actualmente está en movimiento), el polo norte de la aguja apunta directamente hacia abajo. Este sitio, descubierto en 1832, se considera como la ubicación del polo sur magnético de la Tierra. Está a 2000 kilómetros del polo norte geográfico, y su posición exacta varía lentamente con el transcurso del tiempo. De manera similar, el polo norte magnético de la Tierra está a alrededor de 1900 kilómetros lejos del polo sur magnético de la Tierra (Harald, 2011).

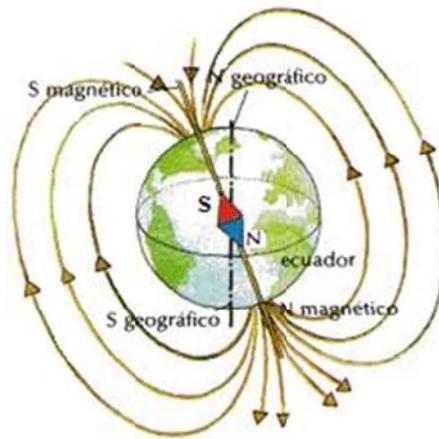


Figura 4. Líneas de campo magnético de la Tierra. Observe que el polo sur magnético está cerca del polo norte geográfico, y el polo norte magnético está cerca del polo sur geográfico.

2.3.1. Componentes del campo geomagnético.

La intensidad del campo magnético terrestre es de carácter vectorial y sabemos que su proyección horizontal señala, aunque no exactamente, al norte geográfico. Concretamente el eje magnético está inclinado unos 11.5° respecto al eje de rotación. Aunque sigue en movimiento. Para estudiar las componentes de la intensidad del campo magnético terrestre se toma como sistema de referencia, en un punto de la superficie de la Tierra, un sistema cartesiano XYZ en la dirección norte, este, nadir, o sistema geográfico, en el que el norte es el norte geográfico, o proyección sobre el plano horizontal de la dirección del eje de rotación de la Tierra y se elige de forma positiva la dirección del eje Z hacia abajo por ser ésta la dirección del campo magnético en el hemisferio norte (De Arriba, 2008).

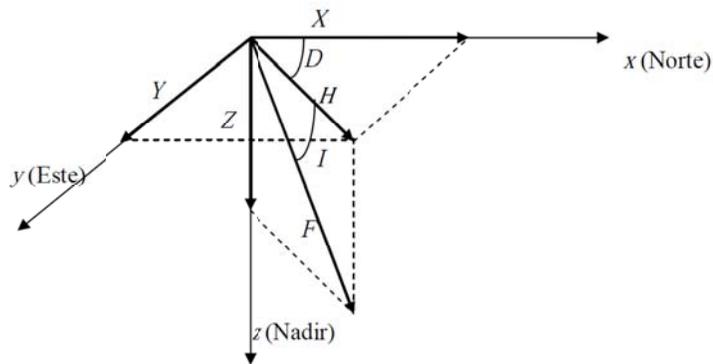


Figura 5. Descomposición vectorial del campo geomagnético en el sistema de referencia geográfico.

La intensidad de campo magnético es $F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$, su proyección horizontal H y las componentes sobre los ejes vienen definidas por XYZ. La dirección que señala el norte magnético y el ángulo que forma ésta dirección con el norte geográfico es D, la declinación magnética. Positiva hacia el este y negativa hacia el oeste. El ángulo entre la F y la horizontal es I, el ángulo de inclinación. Las relaciones entre las diversas componentes de F (Figura 5) son:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (14)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (15)$$

$$D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right) \quad (16)$$

$$I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{H}\right) \quad (17)$$

Para definir el campo magnético en un punto bastan tres cantidades que suelen ser X, Y, Z ó F, I, D. Conviene no confundir H, la componente horizontal del campo magnético terrestre en un punto de la superficie con H, el vector de intensidad de campo magnético. A su vez, no se debe confundir D (declinación), con D, el desplazamiento eléctrico.

Ahora bien, todo campo magnético lleva asociado uno eléctrico. Las cantidades que definen un campo electromagnético son B, inducción magnético o también conocida como fuerza magnética; H, intensidad de campo magnético; E, intensidad del campo eléctrico, D, desplazamiento eléctrico, y J, densidad de corriente. La forma de relacionar todas estas magnitudes, ya revisadas en la parte de la transferencia de ondas electromagnéticas a través de la corteza terrestre, son las ecuaciones de Maxwell que se recogen a continuación:

$$\nabla \times E = \frac{\partial B}{\partial t} \quad (18)$$

$$\nabla \times H = \frac{\partial D}{\partial t} + J \quad (19)$$

$$\nabla \cdot D = q \quad (20)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (21)$$

Donde q es la densidad de carga eléctrica libre. Para un medio isótropo tenemos además las siguientes relaciones:

$$D = \varepsilon \cdot E \quad (22)$$

$$H = \frac{1}{\mu} \cdot B \quad (23)$$

$$J = \sigma \cdot E \quad (24)$$

Donde ϵ es la constante dieléctrica: μ la permeabilidad magnética del medio, y s , la conductividad. La última ecuación es la ley de Ohm. En términos de ϵ_0 y μ_0 , la constante dieléctrica y permeabilidad magnética del vacío, ϵ y μ vienen dadas por:

$$\epsilon = K_e \cdot \epsilon_0 \quad (25)$$

$$\mu = K_m \cdot \mu_0 \quad (26)$$

Donde K_e y K_m son los coeficientes de inducción específica eléctrica y magnética del medio, respectivamente.

Para un campo magnetostático H es constante con el tiempo y por tanto $\frac{\partial B}{\partial t} = 0$; de esto se deriva que $\nabla_x E = 0$. Si al mismo tiempo $\frac{\partial D}{\partial t}$ es despreciable frente a J , $\nabla_x H = J$. Así, el campo eléctrico puede deducirse de un potencial escalar Ψ y H de uno vectorial A :

$$E = -\nabla \cdot \Psi \quad (27)$$

$$H = \nabla_x A \quad (28)$$

Siendo $\nabla \cdot A = 0$.

Si la región de espacio que se considera está libre de corrientes, $J=0$ y $\nabla_x H = 0$, en ella, la inducción magnética puede deducirse de un potencial escalar ϕ ,

$$B = -\nabla \cdot \phi \quad (29)$$

Como en muchos problemas de geomagnetismo, se supone que la región de interés, generalmente, la región cercana a la superficie de la Tierra está prácticamente libre de corrientes eléctricas, en ellos el campo magnético se puede estudiar a partir de este potencial escalar. En geomagnetismo, la magnitud que generalmente se utiliza es B . Para H y B las unidades empleadas son:

H-SI- Amperio por metro (A/m); cgs (sistema cegesimal o gaussiano), oersted (\ddot{o}).

B-SI- weber por metro cuadrado = Tesla (T); cgs, gauss (G).

Las equivalencias entre estas unidades son:

$$1G = 10^{-4}T$$

$$1\ddot{o} = \frac{10^3}{4\pi} A/m$$

La unidad cgs más empleada es un submúltiplo del gauss, la gamma (γ), que equivale en unidades SI (Sistema Internacional) a un nanotesla (es de vital importancia tomar en cuenta que la variación estudiada está asociada precisamente a la variación del campo electromagnético en el SI):

$$1\gamma = 10^{-5}G = 10^{-9}T$$

Los valores de F, Z, H, D, I, representados sobre un mapa, constituyen las cartas magnéticas. En estas cartas, las líneas de igual valor F, H, Z se llaman isodinámicas, de campo total (F) o de componente horizontal (H) y vertical (Z). Las líneas de igual valor del ángulo de declinación D, isógonas, y las de igual valor de la inclinación I, isóclinas. Las líneas correspondientes a $D=0^\circ$ constituyen la línea áгона, la línea de $I=0^\circ$ constituye el ecuador magnético y los puntos en los que $I=90^\circ$, los polos magnéticos.

En resumen, en vista de la distancia entre los polos norte geográfico y sur magnético, es sólo aproximadamente correcto decir que la aguja de una brújula apunta hacia el norte. La diferencia entre el norte verdadero, que se define como el polo norte geográfico, y el norte indicado por una brújula, varía de un punto a otro sobre la Tierra, y a la diferencia se le conoce como declinación magnética.

Como ya se ha mencionado, los primeros mapas de la declinación magnética fueron publicados por Halley, en 1701, y el primer mapa mundial de la inclinación fue obra de J.C.

Wilcke, en 1768. Un precursor de los mapas de isodinámicas es el publicado por A. Von Humboldt, en 1804, de “zonas isodinámicas”. Entre los primeros mapas de isodinámicas de F y H se encuentran los publicados por Hausteen, en 1826, y otros más completos por L. Duperrey y E. Sabine, 1833 y 1837, respectivamente (De Arriba, 2008). En el presente trabajo se analizan especialmente las componentes del campo por separado y su radio espectral, definido como la división de la componente del campo vertical con respecto a sus dos horizontales (Z/X y Z/Y), además se analiza la intensidad del campo F y su variación con respecto del tiempo de ocurrencia del sismo.

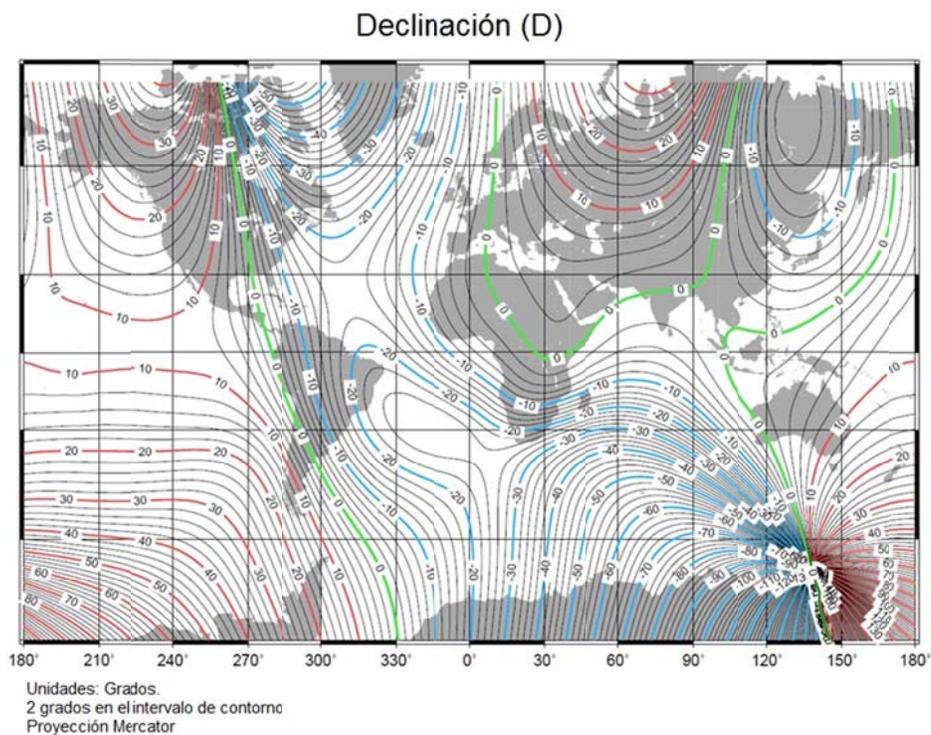


Figura 6. Mapa correspondiente a la declinación magnética mundial en el 2010. Podemos apreciar que en las proximidades de México existe una línea ágon ($D=0^\circ$).

2.3.2. Reducción de las medidas magnéticas.

A diferencia del campo gravitacional de la Tierra, que a excepción del efecto de marea terrestre puede considerarse constante, el campo magnético varía con el tiempo. Sus variaciones más importantes son las siguientes:

- La variación secular de los componentes con un valor aproximado de algunas decenas de nT al año y que en algunos sitios alcanza hasta 150 nT/año y de hasta 6 a 10 minutos de arco/año para la declinación e inclinación. Ésta variación está relacionada con los procesos que dan origen al campo interno.
- Las variaciones periódicas, con períodos de doce horas, un día, veintisiete días, seis meses y un año, originadas por el campo magnético externo, que pueden llegar a tener valores de hasta 100 nT.
- Las variaciones no periódicas, las referenciadas tormentas magnéticas, con intensidades de hasta 500 nT, también producidas por efectos externos, como es principalmente el Sol y los fenómenos que en él se producen.
- Las pulsaciones magnéticas o variaciones de periodo muy corto y de pequeña amplitud.

Debido a la presencia de estas variaciones temporales, al hablar del campo geomagnético en un punto de la Tierra, es necesario establecer, al hablar de los valores instantáneos, los valores medios, diarios y anuales. Cuando se está interesado en el campo interno de la Tierra se utilizan los valores medios anuales, en los que quedan suprimidos los efectos de las variaciones debidas al campo externo. Estas medidas se obtienen en los observatorios mediante el registro continuo de las componentes del campo magnético (Cruz-Abeyro, 1998; De Arriba, 2008).

Cuando se hacen medidas magnéticas sobre una región, cada una de ellas $B(x,t)$ corresponde a un punto x , y a un tiempo t determinado. Para eliminar estas medidas la influencia de las variaciones temporales, se tienen que reducir a los valores medios anuales para dicho punto $\bar{B}(x,t)$. Si se considera que el campo geomagnético es prácticamente homogéneo, para distancias menores a 200 km, $\bar{B}(x,t)$ se puede determinar a partir de los valores en el observatorio magnético más próximo, situado en el punto x_0 en la forma:

$$\bar{B}(x,t) = B(x,t) - B(x_0,t) + \bar{B}(x_0,t) \quad (30)$$

Donde $B(x_0, t)$ es la medida en el observatorio para el mismo tiempo y $\bar{B}(x_0, t)$ el valor medio obtenido en dicho observatorio. De forma similar se puede reducir la medida de un tiempo t a otro t_0 y de esta forma reducir las medidas de una misma “época”.

$$\bar{B}(x, t_0) = B(x, t) - \bar{B}(x_0, t) + \bar{B}(x_0, t_0) \quad (31)$$

Estas son las reducciones que se hacen en los observatorios geomagnéticos permanentes para eliminar de las medidas el efecto perturbador del campo externo. Así, la variación lenta del campo o variación secular $s(t)$ en un intervalo Δt , se puede determinar a partir de los valores medios anuales obtenidos en un observatorio magnético, en la forma:

$$s(t) = \frac{1}{\Delta t} \left[B\left(t + \frac{\Delta t}{2}\right) - B\left(t - \frac{\Delta t}{2}\right) \right] \quad (32)$$

2.3.3. El campo magnético del dipolo terrestre.

El campo magnético terrestre se puede aproximar en un 90 por 100, por el que produce un dipolo situado en su centro, inclinado 11.5° con respecto a la dirección del eje de rotación. La intersección del eje del dipolo con la superficie de la Tierra define los polos geomagnéticos. El polo Norte o polo Boreal geomagnético corresponde al polo negativo del dipolo y se utiliza como eje positivo de la coordenada X_3 y origen de la coordenada t , tal como se muestra en la Figura 7.

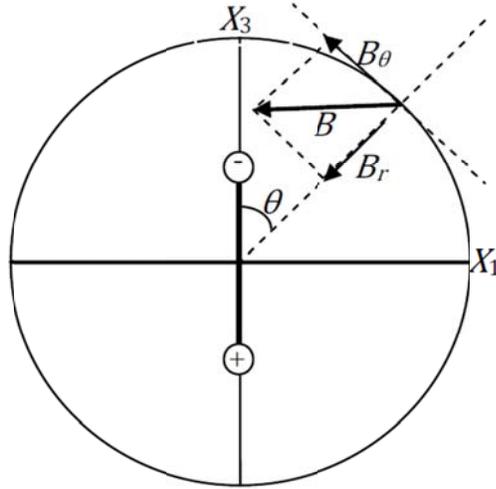


Figura 7. Componentes en coordenadas polares del campo geomagnético creado por un dipolo centrado.

Un campo magnético dipolar se forma por la corriente eléctrica I , que circula por una espira de área S y su momento viene dado por:

$$m = IS \quad (33)$$

Por analogía con el comportamiento de cargas eléctricas de distinto signo, un dipolo magnético puede considerarse como formado por dos monopolos de distinto signo e intensidad P , separados por una distancia s . Si el dipolo está en la dirección del eje X_3 , expresando el potencial escalar del campo de cada monopolo situado en los puntos $(0,0,s/2)$ y $(0,0,-s/2)$, por un desarrollo de Taylor con respecto al origen, tomando sólo el primer término se obtiene para el potencial del dipolo en un punto a distancia r del origen:

$$\Phi = \frac{m\mu_0}{4\pi} \frac{\partial}{\partial X_3} \left(\frac{1}{r} \right) = -Cm \frac{\cos \theta}{r^2} \quad (34)$$

Donde $m=PS$ es el momento magnético del dipolo, $C = \mu_0/4\pi$ y θ está medido desde el polo negativo del dipolo, por lo que aparece el signo menos en las ecuaciones 34,

35 y 36. En unidades SI, el momento magnético del dipolo m viene dado en amperios metro cuadrado ($A m^2$) (Cm puede expresarse en Tm^3 , ya que $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ henrios/m).

La inducción magnética B del campo del dipolo vendrá dada por el gradiente del potencial Φ . Tomando coordenadas esféricas (r, θ, λ) , si X_3 está en la dirección del eje del dipolo (Figura 7), las componentes de B son:

$$B_r = -\frac{\partial \Phi}{\partial r} = -\frac{2Cm \cos \theta}{r^3} \quad (35)$$

$$B_\theta = -\frac{\partial \Phi}{\partial \theta} = -\frac{Cm \sin \theta}{r^3} \quad (36)$$

El ángulo θ es aquí el formado por el eje del dipolo desde el polo negativo y el radio vector r . La relación de estas componentes con X, Y, Z definidas anteriormente con relación a las direcciones geográficas son:

$$Z = -B_r \quad (37)$$

$$H = -B_\theta \quad (38)$$

El módulo de B o intensidad del campo F vendrá dado por:

$$|B| = F = \frac{Cm}{r^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta} \quad (39)$$

La intensidad entre el ángulo de inclinación I en un punto y el ángulo θ viene dada por:

$$\tan I = \frac{Z}{H} = \frac{B_r}{B_\theta} = 2 \cot \theta \quad (40)$$

Esta expresión es muy importante, pues relaciona la inclinación en un punto de la superficie con el ángulo que forma el radio en dicho punto con el eje del dipolo. El valor de campo para $\theta=\pi/2$, sobre la superficie de la Tierra ($r=a$), sólo tiene componente horizontal:

$$Z = -B_r = 0 \quad (41)$$

$$H = -B_\theta = \frac{Cm}{a^3} = B_0 \quad (42)$$

Denominándose B_0 la constante geomagnética. Para $\theta=0$, el campo es vertical y el componente horizontal es nula:

$$Z = -B_r = 2B_0 \quad (43)$$

$$Z = -B_\theta = 0 \quad (44)$$

Si el eje X, no coincide con el del dipolo, las componentes horizontales del campo magnético X e Y pueden deducirse del potencial Φ en la forma:

$$X = -B_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \quad (45)$$

$$Y = B_\lambda = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \quad (46)$$

Donde θ y λ son ahora las coordenadas geográficas. Todo esto es importante, ya que se trata de explicar el origen y el movimiento de las ondas electromagnéticas en cualquier punto de interés, y se puede observar que las variaciones del campo de un punto a otro son importantes, ya que nos demuestran que cada observatorio registrará variaciones únicas caracterizadas sobre todo por su localización geográfica.

2.3.4. Variaciones seculares.

Las variaciones temporales del campo magnético terrestre, de periodo muy largo y que sólo se aprecian al comparar valores medios anuales durante varios años, reciben el nombre genérico de “variación secular”. Su existencia fue puesta de manifiesto por primera vez por H. Gellibrand (1597-1636), en 1634, al examinar las observaciones de la declinación en Londres para los años 1580, 1662 y 1634, en las que constató una disminución total de D y 7° en el periodo de tiempo indicado. Halley concluyó en 1662 que esta variación correspondía a una deriva hacia el oeste del campo magnético terrestre, a la que asignó un origen interno, producido por un giro más lento del interior de la Tierra que el de sus capas más superficiales. Los cambios de la declinación e inclinación en un punto dado constituyen las primeras observaciones de la variación secular. En la Figura 8 se representan las curvas de variación de D e I en Londres y París entre 1540 y 1960. Las curvas tienen la forma de un lazo casi cerrado que cruza la línea ágena ($D=0$) hacia 1650. En las observaciones de la intensidad del campo, la variación secular se pone de manifiesto por una disminución lenta y continua de éste (Harald, 2011).

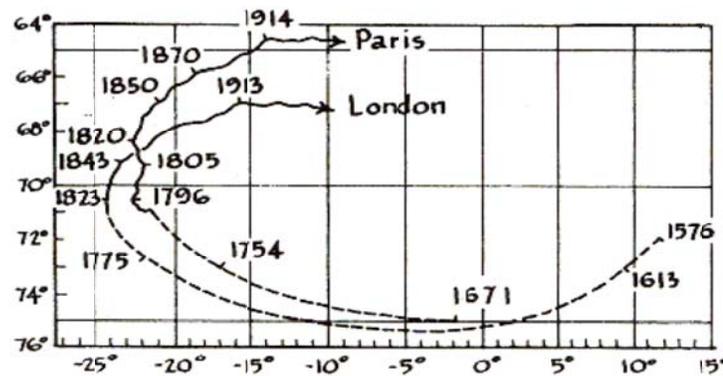


Figura 8. Variación secular de la declinación en Londres y París. Las líneas discontinuas corresponden a una extrapolación de los valores obtenidos por Halley (1662)

El efecto total de la variación secular se suele dividir en dos partes, una que afecta al campo del dipolo B_d y otra al campo residual, no dipolar, B_{nd} . El efecto más importante de la variación secular del campo dipolar es una disminución continua del momento magnético del dipolo en, aproximadamente 0.06 por 100 anual. Desde las

primeras medidas del momento magnético del dipolo en 1839 hasta nuestros días, el resultado ha sido una disminución del valor del momento en, aproximadamente 0.5×10^{22} A m².

Otro elemento de la variación secular es el cambio en la orientación del eje del dipolo, la cual está compuesta por un movimiento de precesión hacia el oeste de $0.05^\circ/\text{año}$ en longitud y otro de cambio de latitud de $0.02^\circ/\text{año}$. El resultado es un movimiento en espiral del polo magnético en torno al polo de rotación de la Tierra. Por su parte, otros expertos señalan que la latitud del polo del eje dipolar ha permanecido prácticamente constante en los últimos cien años. Otra forma de describir la variación secular del campo dipolar es dividir el dipolo central inclinado en sus dos componentes en la dirección del eje de rotación y en el plano ecuatorial. La variación vendría dada por una disminución de la intensidad del primero y otra aún más rápida del segundo, que además tendría un movimiento de giro hacia el oeste.

A pesar de que el patrón de campo magnético de la Tierra es similar al que se establecería utilizando un imán de barra enterrado a una gran profundidad en el interior de la Tierra, es fácil entender por qué la fuente del campo magnético de la Tierra no puede estar compuesta por grandes masas de material permanentemente magnetizado. Es cierto que la Tierra tiene grandes depósitos de hierro por debajo de su superficie, pero las elevadas temperaturas en el núcleo de la Tierra impedirían que el hierro retuviera cualquier magnetización permanente. Se piensa que es más probable que el verdadero origen del campo magnético se deba a corrientes de convección en su núcleo (efecto dínamo). Iones cargados o electrones circulando en el interior líquido podrían producir un campo magnético igual a como ocurre en una espira de corriente (De arriba, 2008).

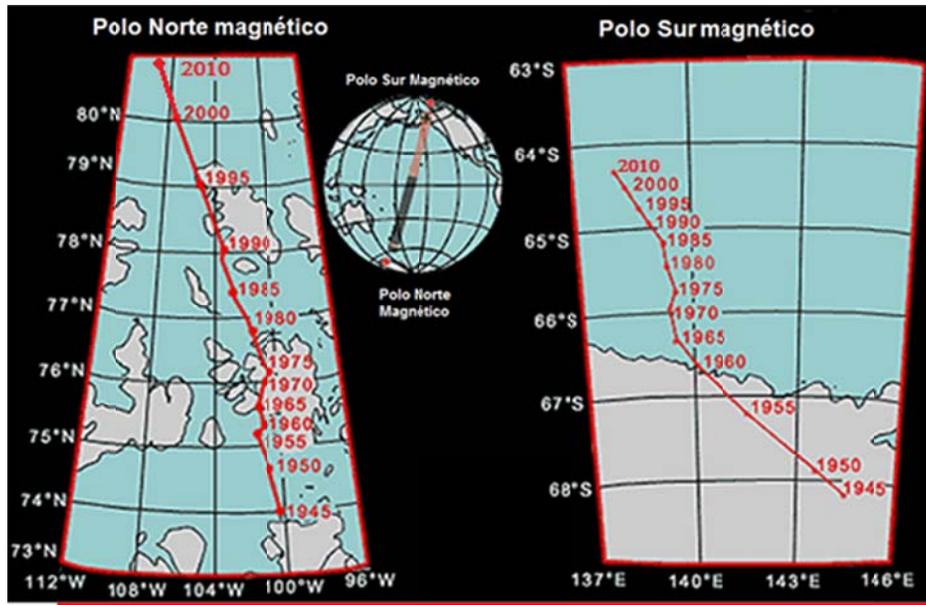


Figura 9 Movimiento de los polos magnéticos (Modificado de Harald, 2011).

Un aspecto interesante al respecto indica que la dirección del campo magnético de la Tierra se invirtió varias veces durante el último millón de años. La evidencia de este fenómeno se encuentra en el basalto, un tipo de roca que contiene hierro y que se forma con base en el material expulsado por actividad volcánica en el fondo del océano. Conforme la lava se enfría se solidifica y conserva una huella de la dirección del campo magnético de la Tierra. Mediante otros medios se determina la edad de estas rocas a fin de tener un calendario de estas inversiones periódicas del campo magnético (Harald, 2011).

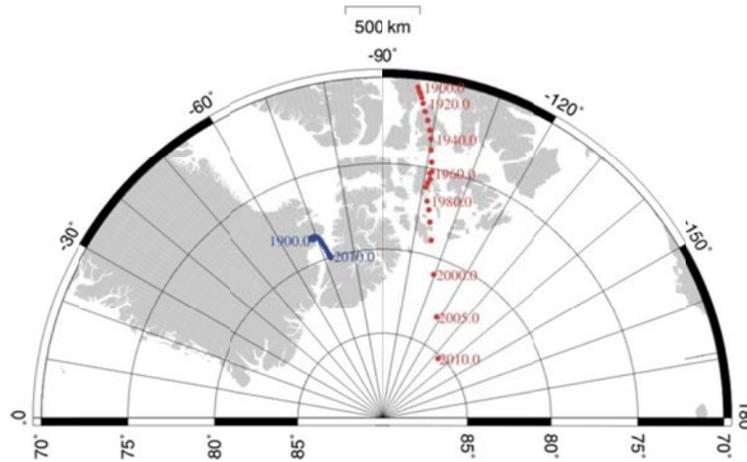


Figura 10. Posición del polo norte geomagnético (azul) y el dipolo terrestre (rojo) entre 1900 y una estimación en 2010 (De Arriba, 2008).

En el campo no dipolar, la variación secular consiste principalmente en una deriva general de las características de este campo de este a oeste, con una velocidad de, aproximadamente 0.2° en la longitud/año. Es indiscutible que si esta deriva es un fenómeno estable que nos permite extrapolar la situación del campo no dipolar en el pasado, o sólo se trata de un fenómeno aislado. También se observa una variación con aumentos y disminuciones de intensidad en los rangos del campo no dipolar, con cambios de aproximadamente 10 nT/año . Estas características no son, sin embargo, muy estables y no todos los autores dan la misma importancia a la deriva hacia el oeste del campo no-dipolar. Algunos efectos de esta deriva, han sido también vinculado a una deriva del centro del dipolo excéntrico, 0.3% año hacia el oeste y 0.2% hacia el norte, alejándose del centro de gravedad de la Tierra a un ritmo de aproximadamente 2 km/año .

En conclusión, las características más importantes de la variación secular, que puede deducirse de las observaciones magnéticas de poco más de dos siglos, son una disminución de su momento, un desplazamiento de su eje para el dipolo central y una deriva hacia el oeste del campo no dipolar. Así, el paleomagnetismo (estudio del magnetismo de las rocas), corrobora que el campo magnético de la Tierra ha sufrido cambios continuos de intensidad e inversiones de polaridad a lo largo de las épocas geológicas. Al mismo tiempo, es posible que haya existido una verdadera migración de los polos geomagnéticos. Sin embargo, para

épocas recientes, la orientación del dipolo magnético, tomando su valor medio sobre decenas de miles de años, coincide sensiblemente con la del eje de rotación.

De la misma forma que se construyen mapas de los componentes del campo magnético terrestre, también se hace lo mismo con sus variaciones, lo que permite extrapolar los mapas de un año para otro. Es importante hacer notar que se trató de obtener la variación secular con los datos obtenidos por el observatorio, pero debido a que existen intervalos de tiempo en los que no se tiene un registro de datos se hace muy difícil la presentación en este trabajo de estos datos. Sin embargo, y con fines de continuidad en el trabajo se explica esta teoría para análisis futuros.

2.4. Origen del campo magnético interno.

El problema del origen del campo magnético interno presenta dificultades especiales, ya que ha de explicar tanto su morfología actual así como las variaciones seculares que ya hemos descrito. El primer modelo del origen del campo magnético interno es el de Gilbert, que concebía la Tierra como una esfera homogénea y permanentemente magnetizada. En este caso si consideramos M la magnetización específica y V el volumen de la Tierra, su momento total es $m=MV$. Para las dimensiones y el momento magnético de la Tierra M debe ser del orden de 80 A/m. Como el valor de M para la magnetita es del orden de 10^5 A/m, bastaría una difusión del 1 por 1000 de este mineral en las rocas que forman la Tierra para explicar el valor del momento magnético. Sin embargo, el problema más grave para este tipo de modelo es que el gradiente térmico en el interior de la Tierra produce temperaturas por encima de 750°C a menos de 25 km de profundidad. Como esta temperatura es aproximadamente igual al del punto de Curie para la magnetita, los minerales a partir de esa profundidad no tienen propiedades magnéticas. Por tanto, se tendría que concentrar la magnetización en los minerales de la corteza. Si se supone sólo una corteza de 20 km, la magnetización específica de la mayoría de las rocas es mucho menor que este valor, por lo que se necesitaría prácticamente una corteza de mineral ferromagnético puro. Por otro lado, no se explica por qué la magnetización es siempre en el mismo sentido y por qué el eje del dipolo resultante coincide, aproximadamente, con el de

rotación de la Tierra. Éste último factor indica que de algún modo los procesos que dan origen al campo magnético deben estar relacionados con la rotación de la Tierra. Tampoco la magnetización permanente explica la variación secular, que indica un origen dinámico del campo magnético.

Otras teorías, posteriores a la de la imantación permanente, son las que se basan en la rotación de cargas eléctricas, presentada por Sutherland, en 1900, y Angenheister, en 1925. Este efecto supone la existencia de corrientes eléctricas en la Tierra de intensidad muy elevada. Blackett, en 1947, supuso que todo astro en rotación tiene un momento magnético proporcional a su momento cinético, pero no explicaba en qué se basa este efecto. También se han propuesto teorías que se basan en el fenómeno termoeléctrico y el efecto Hall.

Actualmente, todas estas teorías han sido abandonadas por las que postulan la existencia en el núcleo de la Tierra de fenómenos semejantes a los de un dínamo auto excitado. Varios indicios geofísicos sobre la existencia de un núcleo terrestre de naturaleza fluida y alta densidad, compuesto casi en su totalidad de hierro, sirven de base a las teorías que ponen el origen del campo magnético en procesos dinámicos en su interior. J Larmor (1857-1942), en 1919, fue el primero en proponer este tipo de proceso como constitutivo de un efecto de dínamo auto-excitado que daría origen al campo magnético terrestre. Este proceso se basa en que el movimiento de circulación de material conductor en presencia de un campo magnético, el cual genera corrientes eléctricas que a su vez realimentan el campo inductor. En el caso de la Tierra, este movimiento afecta al material fluido del núcleo. Cowling, en 1934, demostró que un mecanismo con simetría de revolución no podría servir como explicación de la generación de un campo magnético estable, lo que se opone a la propuesta de Larmor. Desde 1946 volvió a dar un gran impulso a las teorías del dínamo autoinducido debido a los trabajos pioneros de W.M. Elasser, E.C. Bullard y H. Gellman, llegando a ser hoy prácticamente la única manera de explicar el origen del campo magnético terrestre (De Arriba, 2008).

2.4.1. Un modelo sencillo: El dínamo de disco homopolar.

Para entender las ideas fundamentales del dínamo autoinducido se puede utilizar el modelo sencillo del dínamo de disco homopolar, propuesta por Bullard, en 1955. Este modelo está constituido por un disco conductor que gira en presencia de un campo magnético B_0 , perpendicular a él. En el disco se forman corrientes eléctricas que van del eje al borde del disco. Si se coloca un hilo conductor en el borde del disco se produce una corriente I que va a lo largo de la espira hasta el eje del disco. Esta corriente, al circular por la espira del hilo, genera un campo magnético B que realimenta el campo inductor B_0 . Si la velocidad angular Ω es suficientemente grande, el campo generado B es suficiente para mantener el proceso y el inductor B_0 acaba por ser innecesario: el dínamo es autoinducido tal y como se muestra en la Figura 11 (De Arriba, 2008).

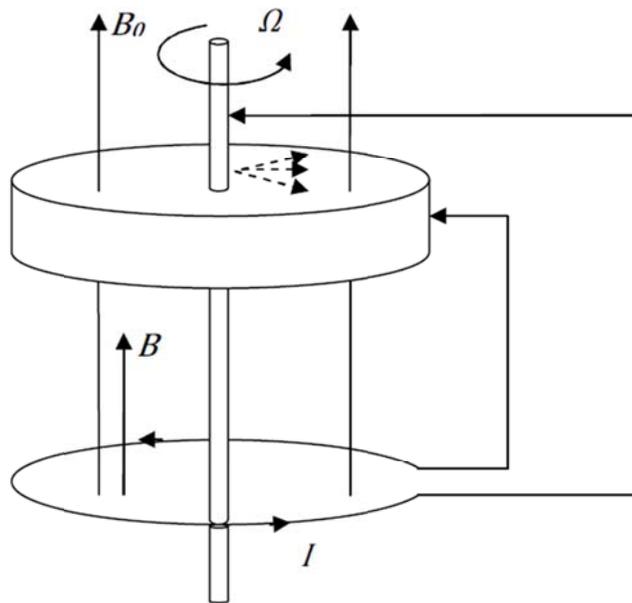


Figura 11. Modelo simplificado del dínamo de disco homopolar.

Para un modelo de dimensiones de laboratorio, con un disco de 10 cm de radio y un circuito de 10 ohmios de resistencia, la velocidad angular necesaria es del orden de 10^7 revoluciones por segundo. Como se ve, para estas dimensiones es necesaria una velocidad angular muy alta para producir el fenómeno de autoexcitación. Para la Tierra, sin embargo, debido a su tamaño, este efecto se obtendría con velocidades relativamente bajas.

2.4.2. Teorías de la variación secular.

Se divide el efecto de la variación secular del campo geomagnético en una variación que afecta al campo del dipolo, y otra que afecta al campo no dipolar. La variación del campo dipolar está asociada a los procesos del dínamo del núcleo terrestre. Las variaciones del campo no-dipolar se pueden dividir en dos partes: una deriva hacia el oeste y una variación temporal de las características de este campo. Las primeras explicaciones de estas variaciones pusieron su origen en efectos de magnetización y sus cambios en la corteza terrestre. Después de diversos estudios científicos, se admite que estos cambios deben tener su origen en los procesos del núcleo terrestre.

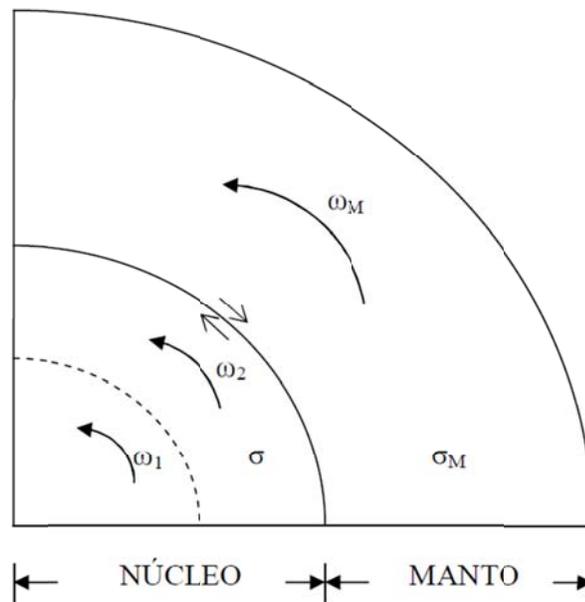


Figura 12. Modelo de Bullard por el que se explica la deriva hacia el oeste del campo no-dipolar por la diferencia de giro entre la superficie del núcleo externo y el manto.

La deriva al oeste del campo no-dipolar, de acuerdo con Bullard, se explica por un acoplamiento viscoso y electromagnético entre el manto y la superficie exterior del núcleo. Debido a las corrientes de convección en el núcleo, éste gira más rápidamente en su interior que en la superficie. Se da, por tanto, en la superficie del núcleo una velocidad que es a su

vez menor que la velocidad en el interior del núcleo, y también menor que la existente en el manto. Aunque ésta diferencia es muy pequeña, la zona de velocidad angular menor es suficiente para que se cree un campo toroidal, debido a la diferente conductividad entre la capa externa del núcleo y la capa interna del manto. Este mecanismo es que se supone responsable de la deriva hacia el oeste del campo no- dipolar (Figura 12).

Otros autores, suponen que la deriva del campo no dipolar es un fenómeno de la naturaleza ondulatoria con periodos del orden de millones de años. Esta interpretación exige que el campo magnético toroidal confinado a la superficie del núcleo sea muy intenso. Esta explicación hace innecesaria la existencia de la capa de velocidad angular más lenta en la parte exterior del núcleo.

Las variaciones temporales del campo no-dipolar (variaciones de su estructura) se deben, de acuerdo con la mayoría de los autores de la materia, a las corrientes de convección en la superficie del núcleo. Estas corrientes ascendentes o descendentes se distribuyen sobre la superficie del núcleo y su variación y la interacción de estas variaciones de flujo con las líneas de fuerza del campo magnético darían origen a los cambios del campo residual. Cabe mencionar, que los movimientos ascendentes o descendentes según algunos autores podrían ser la causa o el detonador de sismos en la corteza terrestre.

2.5. El campo magnético externo.

2.5.1. Variaciones del campo externo.

El campo geomagnético es en su mayor parte de origen interno. Sin embargo, existe también un campo externo producido fuera de la Tierra, que se manifiesta por las características de sus variaciones en el tiempo. Las variaciones temporales del campo interno (variaciones seculares) sólo son apreciables en periodos largos de tiempo, mientras que las variaciones se dividen en periódicas y no periódicas. Las variaciones periódicas se aprecian mejor en los días tranquilos, es decir, aquellos en los que las perturbaciones de la

actividad solar son pequeñas. Las variaciones periódicas dependen de la influencia continua del Sol y de la Luna, por lo que si periodicidad está relacionada con los periodos de las órbitas de estos astros y de la rotación de la Tierra. Además de éstos, hay que considerar los asociados a la actividad de las manchas solares y de la rotación del Sol. Existen también otras perturbaciones de periodos menores a diez minutos, en general entre dos y diez segundos, que reciben el nombre de pulsaciones magnéticas. En cuanto a las perturbaciones no periódicas, las más importantes reciben el nombre de las ya citadas tormentas magnéticas debido a las Eyecciones de Masa Coronal (De Arriba, 2008).

Las observaciones de las variaciones rápidas del campo magnético terrestre fueron hechas en Londres por G. Graham (1675-1751), hacia 1722. Graham estableció, desde el punto de vista de las variaciones magnéticas, la división de los días tranquilos y perturbados. A. Celcius (1701-1744), en 1741, observó también este tipo de variaciones en Uppsala, junto con Graham descubrió que las perturbaciones magnéticas no tienen carácter local, así como su origen externo y la correlación de grandes perturbaciones con la aparición de auroras boreales. Adelantándose a su tiempo, J.J. Mairan, en 1754, expresó su opinión, que las perturbaciones magnéticas son un efecto concomitante a la entrada en la atmósfera terrestre de partículas de origen solar. La relación entre perturbaciones magnéticas y actividad solar fue establecida definitivamente por Schawabe, entre 1826 y 1855, observando la periodicidad de once años, debida a la actividad de las manchas solares. La influencia directa de las fulguraciones solares en el campo geomagnético fue observada por R.C. Carrington (1826-1875), en 1859. La influencia de la Luna en el campo magnético fue descubierta por C. Kreil (1758-1862), en 1850 (De Arriba, 2008).

Como las variaciones del campo magnético están asociadas a proceso en estructuras externas a la Tierra. Estas estructuras forman la magnetosfera de dimensiones de aproximadamente entre 10 y 100 radios terrestres y la ionosfera, más cercana entre 50 y 500 km de altitud. El estudio de las variaciones del campo magnético externo y su naturaleza ha recibido en los últimos tiempos un gran impulso, con las observaciones modernas desde satélites artificiales, que han permitido obtener medidas directas de la

estructura del campo magnético externo. Un ejemplo de esto, es el satélite SOHO, actualmente en operación (De Arriba, 2008).

2.5.2. Variaciones diarias.

La observación y el registro continuo del campo magnético permiten descubrir en los días tranquilos, es decir, no perturbados, la presencia de una variación periódica que depende del tiempo solar. Esta variación se conoce con el nombre de “variación solar tranquila” y por la abreviatura Sq (Solar quiet) y también con el de variación diaria. Su periodo predominante es de un día solar, y tiene un máximo, positivo o negativo a las doce horas. La amplitud de este máximo en la componente horizontal es de, aproximadamente, 100 nT, mientras que en la componente vertical sólo llega a unos 20 nT. Las variaciones en el ángulo de declinación oscilan entre dos y cuatro minutos de arco. Debido a otras perturbaciones, generalmente presentes, estas variaciones se suelen determinar a partir de valores medios observados en días excepcionalmente tranquilos. La variación solar diaria depende también de la latitud y de la época del año. En la Figura 13 se muestra una observación correspondiente a la variación Sq en un observatorio de Edimburgo donde se puede apreciar claramente como los valores extremos (máximo o mínimo) se encuentran en las proximidades de las 12 horas solares (Merrill y McElhinny, 1996).

La influencia de la Luna en las variaciones del campo magnético terrestre se denomina con la letra L, está referida al tiempo lunar local y tiene un periodo predominante semidiurno. Debido a su pequeña amplitud, en relación con la producida por el Sol, esta variación no se aprecia directamente en los magnetogramas, sino que se debe deducir a través de un análisis armónico de varios meses de observaciones. Por razones obvias, no ha sido el objetivo del estudio y no haremos mayor hincapié, pero hay destacar que la diferencia principal entre la variación L y Sq es el periodo predominante semidiurno de la primera, comparado con el diurno de la última y su menor amplitud (unos 20 nT para la máxima amplitud de H) (Merrill y McElhinny, 1996).

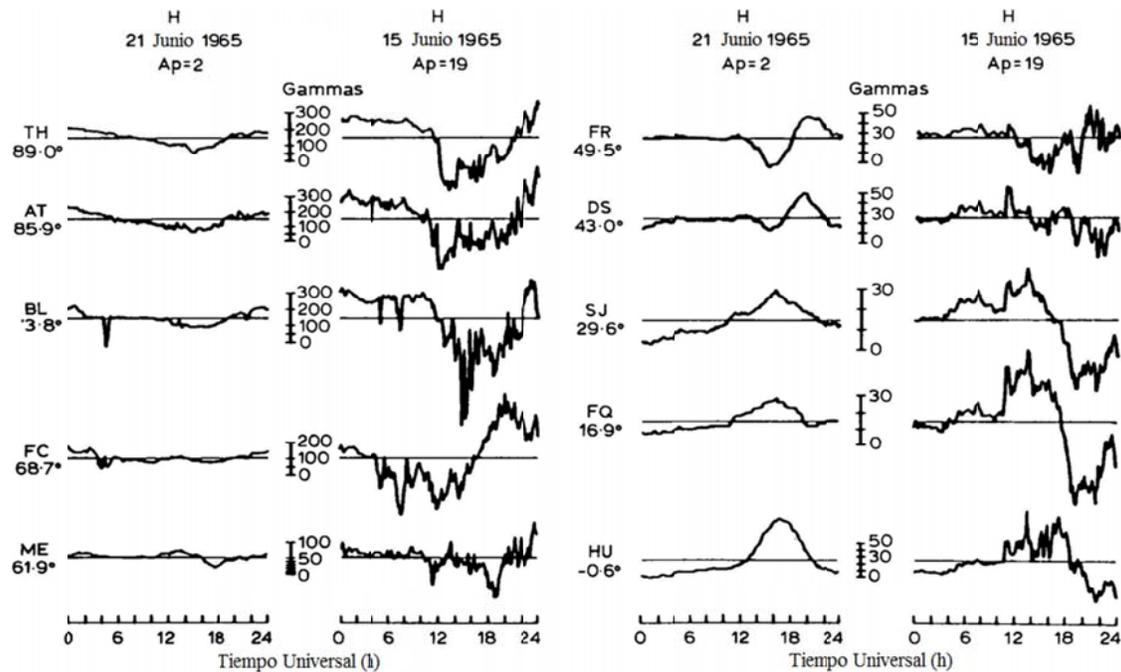


Figura 13. Variaciones geomagnéticas diarias para la componente H en diez observatorios americanos, cuya latitud varía desde el polo hasta el Ecuador. Las siglas de cada estación, así como su latitud geomagnética, aparecen señaladas en la parte izquierda de cada registro. Para cada localización se ilustran las variaciones durante un día tranquilo ($A_p=2$) y un día activo ($A_p=19$), con escalas diferentes, pero todas ellas en gammas (nanoTeslas). (Adaptado de Jacobs, 1989)

2.5.3. Tormentas magnéticas.

Además de las variaciones periódicas del campo magnético externo de la Tierra, existen también perturbaciones no periódicas que pueden llegar a tener amplitudes de hasta 500 nT, y que se citan con el nombre común de tormentas magnéticas, causadas mayormente por eyecciones de masa coronal (EMCs). Este nombre les fue asignado por primera vez por Alexander von Humboldt, quien además confirmó que su comienzo es prácticamente simultáneo en todas las partes de la Tierra. Su origen es, por tanto, externo y se debe a la interacción de las partículas emitidas de forma continua y en especial en las erupciones solares y su interacción con el campo magnético terrestre. Estas partículas

viajan con velocidades supersónicas, de unos 400 km/s y llegan a la Tierra después de unas veinte a cuarenta horas de su emisión y su interacción con el campo magnético da origen a la magnetosfera (De Arriba, 2008).

Aunque el registro de una tormenta en un magnetograma pueda representar una gran variedad de formas, un tipo bastante común simplificado es el representado en la Figura 14.

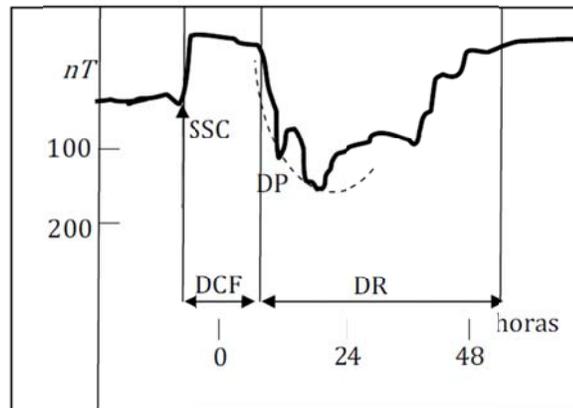


Figura 14. Características del registro de una tormenta magnética en un magnetograma.

En la componente H se produce un pequeño incremento de amplitud, seguido por una disminución que puede durar dos o tres días. Las tormentas se denominan genéricamente con la letra D y su fase principal se puede representar por un campo externo homogéneo orientado a lo largo del eje de los polos magnéticos de norte a sur. La perturbación magnética D está formada por una parte que no depende del tiempo local D_{st} y que forma la tormenta en sentido estricto, y otra D_S , que sí es en función del tiempo local. A su vez, la variación D_{st} puede separarse en dos partes. Una, denominada DCF (Corpuscular flux, o flujo corpuscular), se origina por el choque de las partículas emitidas por el Sol sobre la magnetosfera y forma la fase inicial de la tormenta, que se observa en la superficie como un incremento del campo magnético. La segunda forma la fase principal, caracterizada por una disminución grande de la componente H y un pequeño aumento de la Z. Esta fase se denomina DR (*Ring current* o corriente de anillo), y está asociada con el giro de las partículas en torno a la Tierra en órbitas zonales situadas a distancias de unos cinco o seis radios terrestres. Este giro de las partículas las produce la corriente de anillo

que se supone responsable de la caída brusca en amplitud de H . La parte DS de la tormenta está relacionada con fenómenos localizados en la ionosfera. Antes de la fase principal de la tormenta se observa a veces un pequeño impulso en H , que se denomina SSC (*storm sudden commencement* o comienzo brusco de la tormenta). Este impulso está causado por la primera interacción de la nube de partículas con el campo magnético. Sobre la fase principal de la tormenta. Se observan a veces variaciones de corta duración, que se denominan DP y están producidas por corrientes en la ionosfera polar (Merrill y McElhinny, 1996, De Arriba, 2008).

Con más frecuencia que las tormentas magnéticas, que se ajustan con mayor o menor similitud a las ideas expuestas, se producen perturbaciones de menor duración y amplitud que se denominan subtormentas. Estas perturbaciones son más fuertes en regiones de latitud alta y su origen puede estar relacionado con el de las auroras. En el caso de la ciudad de Querétaro, por el hecho de estar situada entre el meridiano 90° y 100° y una línea áгона, podemos considerarla una zona de muy baja actividad magnética.

La relación entre el origen de las tormentas magnéticas y la actividad solar queda demostrada por la correlación de estas perturbaciones con el ciclo de las manchas solares. Además se manifiesta por la correspondencia entre grandes tormentas y erupciones prominentes del Sol y su repetición después de veinticinco o veintisiete días, coincidiendo con el tiempo de rotación de su superficie. La secuencia temporal típica del proceso de una tormenta magnética puede describirse de la siguiente forma: Al comienzo de la ocurrencia de una gran erupción en la superficie solar se produce una radiación electromagnética en la banda ultravioleta y rayos X, que llega a la Tierra unos ocho minutos después, produciendo un aumento en el proceso de ionización de la capa D o E de la ionosfera, con intensificación de las corrientes que dan origen a las variaciones Sq . Este efecto se conoce con el nombre de *sfe* (*solar flare effect* o efecto de resplandor solar). Dos horas más tarde se produce el efecto conocido como *PcA* (*Polar cap Absortion* o absorción del casquete polar). Entre veinte y cuarenta horas más tarde, la nube de partículas emitida por el Sol llega al límite de la magnetosfera. La interacción entre el frente del plasma solar y el límite de la magnetosfera da origen al impulso en H conocido como *SSC*. Después de este

comienzo se produce la fase principal de la tormenta, con el efecto conocido como *PEJ* (*Polar Electro Jet* o corriente eléctrica polar) que interfiere con su forma (Merrill y McElhinny, 1996).

Para medir las perturbaciones no periódicas del campo magnético debido a la interacción con el Sol se utilizan los índices magnéticos, de los cuales como ya se ha mencionado en anteriores capítulos, los de uso más generalizado son los índices *K* (las variaciones periódicas no quedan registradas en el índice *K*). Éstos se miden para intervalos de tres horas, asignando un entero de 0 a 9 a la amplitud de la perturbación, de forma que para cada observatorio el valor mínimo de la perturbación para $K = 9$ es, aproximadamente, 100 veces el máximo asignado al índice $K = 0$ (Merrill y McElhinny, 1996). Para el caso de estudio, y como se ve en los anexos presentados el índice tomado en cuenta, únicamente se utiliza el índice Dst como referencia a las perturbaciones analizadas.

2.5.4. Composición de la ionosfera

Al hablar de las variaciones del campo magnético, nos hemos referido varias veces a la ionosfera o capa ionizada de la atmósfera. La existencia de una capa de partículas con carga eléctrica en la atmósfera fue propuesta, en 1882, por B. Stewart para explicar las variaciones del campo geomagnético externo. Esta hipótesis se confirmó con las observaciones de la **transmisión de radio a grandes distancias** por G. Marconi, en 1901. Este fenómeno fue explicado por A. E. Kennelly y O. Heaviside, en 1902, como producido por las reflexiones de las ondas en una capa en la alta atmósfera, fuertemente ionizada, a la que llamaron capa electrizada, o capa E. La existencia de la ionosfera fue definitivamente comprobada experimentalmente hacia 1925, con los trabajos de S. J. Barnett y E.V. Appleton, que descubrieron la capa F (De Arriba, 2008).

La ionosfera se puede dividir en una serie de capas ionizadas a distintas alturas, entre 60 y 500 km, de las que las más importantes son cuatro:

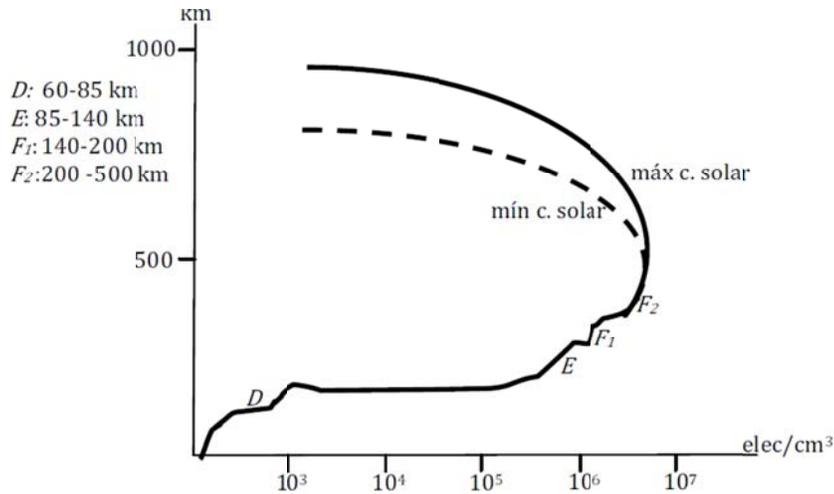


Figura 15. Esquema de la distribución de densidad de iones en las capas de la ionosfera para el máximo y el mínimo del ciclo de manchas solares.

La distribución de las capas y el número de partículas en cada una de ellas viene representado esquemáticamente en la Figura 15. En la región D, los iones positivos son en su mayoría NO^+ , y los negativos, electrones y algún tipo de iones negativos. En las capas E y 1 F, los iones positivos son NO^+ y O^+ y en la 2 F solamente O^+ , siendo en estas tres capas las partículas negativas casi en su totalidad electrones libres. La composición de la ionosfera es tal, que en su totalidad las partículas de carga positiva igualan en número a las de carga negativa, de manera que en su conjunto el efecto total es neutro. Como curiosidad destacar que durante la noche, la capa F1 desaparece.

La observación de la estructura de la ionosfera se lleva a cabo por medio de ionosondas, que consisten básicamente en un transmisor de impulsos electromagnéticos y su correspondiente receptor. Los impulsos de unos **10 μs** de duración y de frecuencias entre **1 MHz y 15 MHz** son reflejados en las capas de la ionosfera. El tiempo de recepción del eco del impulso es función de la altura de la capa; la densidad de iones en la capa donde se produce la reflexión se obtiene a partir de la frecuencia de la señal. Las frecuencias más altas penetran en regiones de mayor densidad. De esta forma se obtiene la estructura de la densidad de iones en la ionosfera, que depende de la latitud, tiempo local, época del año y número de manchas solares. Como valores típicos de la densidad de iones con la altura se

utiliza un modelo de referencia que se conoce como Ionosfera Internacional de Referencia (*IRI: International Reference Ionosphere*).



Figura 16. Imagen de la ionosfera vista desde el espacio durante una aurora boreal (referencia: <http://apod.nasa.gov/apod/ap111121.html>).

2.5.5. Estructura de la magnetosfera

Las variaciones periódicas y las perturbaciones del campo magnético son ejemplos de la interacción del campo magnético con la actividad solar. Al hablar de las tormentas magnéticas, hemos dicho que se producen por la llegada al campo magnético de partículas con carga eléctrica, expulsadas de la superficie del Sol en violentas erupciones (EMCs). Sin embargo, estas partículas no sólo son emitidas por el Sol en las erupciones, sino que existe una continua actividad de emisión de partículas que constituye un verdadero viento o plasma solar. La idea del viento o plasma solar fue propuesta por S. Chapman y V.C.A. Ferraro, en 1930, para explicar las perturbaciones del campo geomagnético después de las fulguraciones solares. L. Biermann, en 1951, concluyó que debe existir un flujo continuo de partículas desde el Sol, además del producido durante las fulguraciones. Para este flujo continuo, introdujo E.N. Parker el término de viento solar. La interacción de este continuo flujo de partículas produce una deformación de las líneas de fuerza del campo magnético

terrestre, que queda comprimido en la dirección frontal hacia el Sol y alargado en la dirección opuesta. El campo magnético es además anulado fuera de una cierta región, en la que queda confinado. Esta región recibe el nombre de magnetosfera, propuesto por primera vez por T. Gold, en 1959. El límite exterior de la magnetosfera representa así el límite del campo magnético terrestre. La interacción entre este campo y el flujo de partículas con carga eléctrica da origen a toda una serie de fenómenos. El comportamiento de estas partículas depende en gran medida de su energía. Las partículas de alta energía, que constituyen la radiación cósmica, atraviesan el campo magnético, sin ser apenas afectas por él. Las partículas de baja energía, como las que forman en su mayoría el viento solar, se ven afectadas y desviadas por el campo geomagnético. La interacción con estas partículas es la que determina la estructura de la magnetosfera (De Arriba, 2008).

Los primeros modelos de la magnetosfera están basados en las ideas propuestas por Chapman y Ferraro en los años 30 sobre la forma en que el campo magnético interacciona con el plasma solar. Este plasma está asociado al campo magnético interplanetario de origen solar mientras que la Tierra tiene su propio plasma asociado con su campo magnético. Como estos plasmas no se mezclan, la magnetosfera forma una cavidad cerrada cuyas dimensiones dependen del balance de la presión en la frontera entre el viento solar y el campo magnético terrestre. Hacia 1960 Dungey propuso una estructura de magnetosfera abierta en la que se da una interconexión en la frontera entre el campo magnético interplanetario y el terrestre y entre las dos poblaciones de plasma. De una manera simplificada las características más importantes de la magnetosfera son las siguientes; debido al choque frontal con el viento solar, la magnetosfera se ve notablemente acortada en la dirección hacia el Sol, reduciéndose sus dimensiones a una distancia de 10 a 15 R_t (radios terrestres), mientras que en la dirección opuesta tiene una larga cola que se extiende hasta 60 R_t . El límite externo de la magnetosfera en la que el campo es nulo se denomina magnetopausa. En la parte frente al Sol, debido a la propagación supersónica de las partículas del viento solar se produce un frente que constituye el llamado escudo magnético. Entre este frente de choque y la magnetopausa hay una región en la que las partículas tienen un movimiento irregular y que recibe el nombre de magnetovaina (magnetosheath). En la cola de la magnetosfera (magnetotail) formada por la fuerza

tangencial del viento solar se produce una lámina neutra (CD) por la interacción de las líneas de fuerza paralelas y de sentido contrario. En los modelos abiertos de la magnetosfera, la cola se extiende hasta distancias entre 100 y 200 R_t quedando las líneas de fuerza del campo magnético terrestre abiertas y finalmente fundiéndose con las del campo interplanetario. La estructura de la cola en estos modelos cambia de forma durante las tormentas y subtormentas magnéticas (Cruz-Abeyro, 1998).

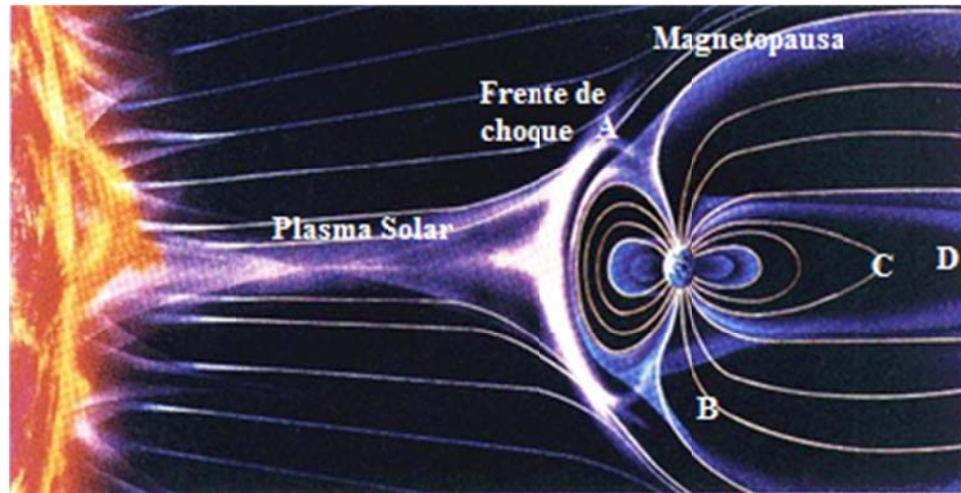


Figura 17. Líneas de campo magnético y estructura simplificada de la magnetosfera.

En los puntos de convergencia de las líneas de fuerza del campo sobre los polos se forman también dos puntos neutros (A y B). En el campo no perturbado del dipolo, estos puntos estarían exactamente sobre los polos magnéticos; en el caso del campo perturbado por el viento solar, éstos se ven desplazados. En el interior de la magnetosfera, el campo magnético resulta la suma de varias aportaciones, en forma simplificada:

$$H = H_T + H_{CF} + H_R + H_{NS} \quad (47)$$

H es el campo interno de la Tierra, H_{CF} es debido a las corrientes que se forman en la superficie de la magnetosfera (CF son las iniciales de Chapman y Ferraro), H_R es el campo de las corrientes en forma de anillo (R ring), que se forman en la zona ecuatorial, y

H_{NS} es el campo que se produce en la zona de la cola debido a la superficie neutra (NS neutral sheet). Dependiendo de la zona de la magnetosfera de que se trate, una u otra aportación será la más importante. Comparando esta situación con la del campo del dipolo, su intensidad, disminuye con el cubo de la distancia a 10 R_t con densidades de hasta 1.000 partículas por cm^3 y la lámina de plasma que se extiende en la cola hasta distancias de 100 R_t . Para los modelos abiertos las partículas de la lámina de plasma acaban por integrarse en el viento solar. La existencia y movimiento del plasma en la magnetosfera crea una serie de campos eléctricos. Relacionados con ellos se pueden definir una serie de sistemas de corrientes, de las que las más importantes son las corrientes alineadas con el campo magnético, las relacionadas con la superficie neutra, las corrientes de anillo y las existentes en la magnetopausa. Las regiones de plasma y la distribución de estas corrientes son de gran importancia en la definición de la estructura de la magnetosfera.

2.6. Índices geomagnéticos

Como se mencionó, anteriormente el sol es una importante fuente de actividad geomagnética, la cual impacta directamente en la magnetosfera terrestre e impacta indirectamente en las mediciones realizadas en Tierra. A continuación se da una breve descripción de los índices que se deben revisar para evitar “ruido” externo.

En cada punto de la tierra, el campo geomagnético está representado por un vector cuya magnitud y dirección se determina por una serie de parámetros como:

La Declinación Magnética (D), que es el ángulo que forma la dirección del campo con la dirección al norte geográfico.

La Inclinación I, que mide el ángulo que existe entre la dirección del campo y la horizontal en el lugar.

La intensidad total del campo (F) que se describe por medio de la componente horizontal (H), la componente vertical (Z) y las componentes norte (X) y oeste (Y) de la

intensidad horizontal. Estas componentes están expresadas en unidades de Oersted (1 Oersted=1 Gauss, pero son difundidas en unidades de nanoTesla (1 Oersted = 100.000 nT). La intensidad del campo magnético terrestre está entre 25,000 y 65,000 nT (0.25 - 0.65 Oersted).

El campo magnético que se mide en cualquier punto de la superficie de la tierra es la suma de varios campos generados por distintas fuentes. Estos campos se superponen e interactúan entre sí.

Más del 90% del campo magnético es generado en el interior de la corteza terrestre. Esta parte del campo se denomina Campo Magnético Principal.

El flujo de iones y electrones dentro de la magnetósfera y la ionósfera de la tierra forman sistemas de corrientes que circulan en grandes circuitos terrestres. Estas corrientes, controladas por los fenómenos del clima espacial, la actividad solar y el sistema sol-tierra, crean campos magnéticos variables con períodos de variación mucho menores que la del campo magnético principal y con intensidades tales que pueden alcanzar un 10% del campo principal. Las siguientes descripciones fueron obtenidas de <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst/dir/dst2/onDstindex.html>.

Los índices Geomagnéticos, constituyen series de datos que ayudan a describir las variaciones del campo geomagnético o alguna de sus componentes, en lugares determinados o a escala planetaria.

Desde el año 1932 se cuenta con los datos de los Índices Kp y Ap.

El índice Dst se viene registrando desde el año 1957.

2.6.1. Índice Dst

Las perturbaciones geomagnéticas en la superficie terrestre se registran mediante magnetómetros colocados en observatorios repartidos por el globo terrestre. A partir de

dichas medidas se elaboran los índices geomagnéticos, como el índice Dst, elaborado por el centro de Kyoto, que mide la desviación promedio de la componente horizontal del campo magnético ecuatorial respecto al tiempo en calma. Entre uno y cuatro días después de originarse un suceso en el Sol (dependiendo de la velocidad del viento solar) el índice Dst disminuye acusadamente, alcanzando un valor mínimo. Posteriormente, aparece una fase de recuperación y vuelve a las condiciones normales.

Diversos estudios han demostrado que alrededor de latitudes ecuatoriales la disminución de H durante una tormenta magnética puede ser representado por un campo magnético uniforme paralelo al eje del dipolo geomagnético y dirigido hacia el sur. La magnitud de esta perturbación simétrica del campo varía con el tiempo de la tormenta, que se define como el tiempo medido desde el inicio hasta el final de la tormenta. El inicio de una tormenta magnética se caracteriza por un aumento global repentino en H, que se conoce como el comienzo de una tormenta repentina y se denota por ssc. La lista de inicio tormenta repentina se establece por el *Observatori del'Ebre*. Se publica en los Boletines del Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos (ISGI) mensual (lista preliminar) y la N ° 32 Boletín Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) serie, la última serie también muestra el momento de los CDC. Estas graduaciones tormenta repentina se indican con triángulos en los diagramas de Kp musical creado por el Instituto für der Geofísica Universidad de Göttingen.

A raíz de la cooperación Sur-Sur, la componente H normalmente se mantiene por encima de su nivel promedio de unas horas, esta fase se conoce como la fase inicial de la tormenta. A continuación, una gran disminución global en H comienza, lo que indica el desarrollo de la fase principal de la tormenta. La magnitud de la disminución de H representa la gravedad de la perturbación. Aunque la descripción anterior es estadística, características promedio de las tormentas magnéticas y variaciones en los casos individuales son muy diferentes de una tormenta a otra.

Denotamos por Dst el campo de las perturbaciones, que es simétrica respecto al eje del dipolo, y que se considera en función de las tormentas a través del tiempo. Si un índice

de control de la DST en H se obtiene continuamente en función de la UT, esta variación claramente indica la ocurrencia de tormentas magnéticas y su gravedad cuando se producen. Además, incluso en ausencia de distintas tormentas magnéticas, este índice registrará continuamente las perturbaciones que son más pequeñas en magnitud que las tormentas magnéticas, las cuales se suelen llamar trastornos, los que comienzan poco a poco sin un comienzo bien definido. Por lo tanto, la variación Dst derivadas proporciona una medida cuantitativa de las perturbaciones geomagnéticas que pueden correlacionarse con otros parámetros solares y geofísicos. Es a estos efectos que el índice Dst se deriva y se publicará a través de la IAGA sobre una base continua.



Figura 18. Red Dst

Para la obtención del índice Dst, cuatro observatorios magnéticos, Hermanus, Kakioka, Honolulu y San Juan se utilizan (Kyoto Dst). Estos observatorios se seleccionaron sobre la base de la calidad de la observación y la razón de que sus posiciones son lo suficientemente distante de los electrojets aurorales y ecuatoriales y que se distribuyen en longitud lo más uniformemente posible. Las coordenadas de los observatorios se dan en la Tabla 1, y un mapa de la red se da en 18.

Tabla 1. Coordenadas de los Observatorios

Observatorio	Coordenadas geográficas		Geomagnético
	Longitud (E)	Latitud (N)	Latitud del Dipolo
Hermanus	19.22°	-34.40°	-33.3°
Kakioka	140.18°	36.23°	26.0°
Honolulu	201.90°	21.30°	21.0°
	201.98°	21.32°	21.1°
San Juan	293.88°	18.38°	29.9°
	293.88°	18.11°	28.0°

2.6.2. Interpretación del Índice Dst

El índice Dst representa la perturbación simétrica del dipolo del campo magnético en el ecuador en la superficie de la Tierra. Las alteraciones importantes en Dst son negativas, es decir, disminuye el campo geomagnético. Estas disminuciones de campo se producen principalmente por el sistema de corriente ecuatorial en la magnetosfera, normalmente se conoce como la corriente de anillo. La hoja de corriente neutra que fluye a través de la cola de la magnetosfera hace una pequeña contribución en el campo y disminuye cerca de la Tierra. Las variaciones positivas del Dst son en su mayoría causados por la compresión de la magnetosfera, en este caso se debe a incrementos de la presión del viento solar.

Se sabe que el campo de las perturbaciones no suele ser simétrica. En particular, en la fase de desarrollo de una tormenta magnética el campo de las perturbaciones asimétricas puede ser aún mayor que la parte simétrica (por ejemplo, Sugiura y Chapman, 1960). En el campo de las perturbaciones asimétricas, la disminución del campo es generalmente más grande en el sector del atardecer. Para supervisar el campo de las perturbaciones asimétricas que expandimos por cada hora UT (Tiempo Universal), T (Tiempo local), el campo de las perturbaciones D (T) en una serie de Fourier en tiempo local y determina la amplitud y la fase del componente diurna. Durante la operación *Magsat*, Dst y componentes diurnas y semi-diurnas de D se obtuvieron y puesto a disposición en la cinta

Magsat datos (Langel et al., 1981). Para este período, los datos de los cuatro observatorios Dst se complementaron con los de *Alibag* para mejorar la cobertura longitudinal. El campo de las perturbaciones asimétricas por lo general ha sido atribuido a un anillo parcial actual (Akasofu y Chapman, 1964; Cruz-Abeyro, 1998). Sin embargo, también se ha sugerido que el campo de las perturbaciones asimétricas pueden ser producidos por una red de *Birkeland* corriente que fluye en la ionosfera, cerca del mediodía y que fluye cerca de la medianoche. La fuente para el campo de las perturbaciones asimétricas, queda aún por resolver.

3. INFORMACIÓN SÍSMICA BÁSICA.

El fenómeno que se estudia en el presente documento, está íntimamente relacionado con las magnitudes sísmicas reportadas por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), ya que se considera que las perturbaciones electromagnéticas generadas están relacionadas principalmente con la magnitud del evento, por lo cual se hace una descripción, tratando de enfocar la misma en la información más importante descrita por el SSN-UNAM (<http://www.ssn.unam.mx/>).

3.1. Cálculo del epicentro y magnitud del sismo.

Cuando ocurre un sismo, las ondas generadas por la liberación repentina de energía en el foco o hipocentro viajan en todas direcciones y son registradas por los sismómetros que se encuentran en las estaciones sismológicas ubicadas en todo el territorio nacional (ver Figura 19). El tiempo que tardan en registrarse las ondas P (ondas primarias) y las ondas S (ondas secundarias) en cada estación sismológica es de gran utilidad para obtener la localización epicentral del sismo.

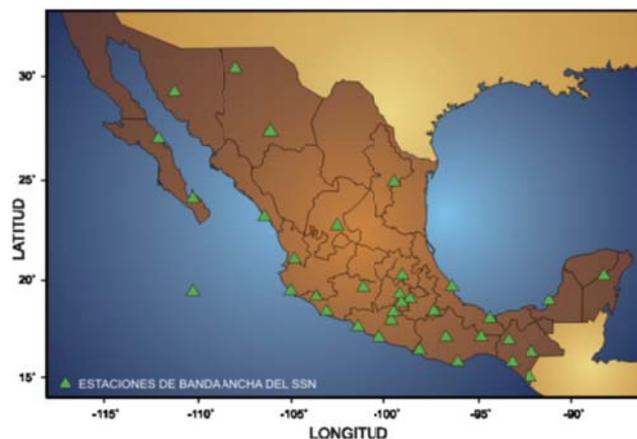


Figura 19. Estaciones sismológicas de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional.

Para conocer a qué distancia se encuentra el epicentro de una estación determinada (S_1) se obtiene la diferencia del tiempo de llegada entre las ondas P y S en esa estación. El resultado se multiplica por la velocidad teórica de viaje de las ondas P que es de 8 km/s. Si se traza un círculo alrededor de la estación cuyo radio es el valor obtenido anteriormente (Figura 20), se obtendrá una circunferencia cuyo límite sería la región probable donde ocurrió el evento. Al realizar este mismo procedimiento para otras dos estaciones (S_2 y S_3) se verá que las tres circunferencias cortan entre sí en un mismo punto. Es en este lugar donde se encontrará el epicentro del sismo.

Este procedimiento es ideal si consideramos que el material del que está compuesta la tierra es uniforme. Sin embargo, en la realidad esto es muy diferente. La tierra está compuesta por diferentes capas. Por esta razón las ondas se comportan de diferente manera al atravesar de un medio a otro. El cálculo de la distancia epicentral se vuelve entonces más complejo y son necesarios sistemas más especializados que requieren de mayor tiempo para efectuar una localización de gran precisión.

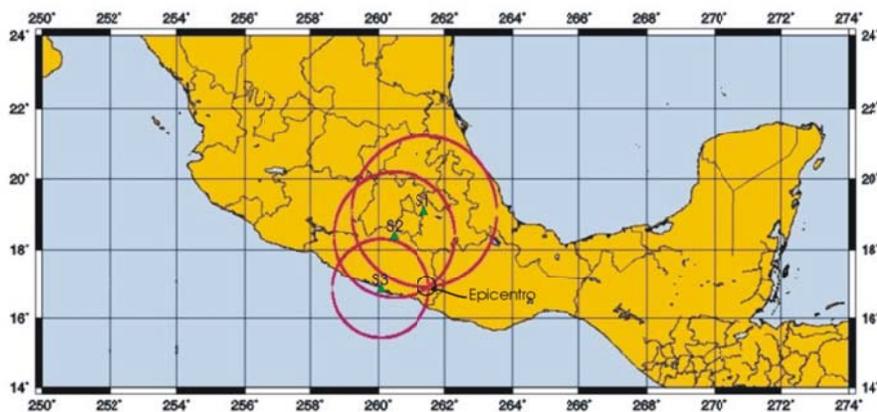


Figura 20 Localización epicentral del sismo.

Al momento de producirse un sismo, la energía sísmica se libera mediante la propagación de diversos tipos de ondas que hacen vibrar la corteza terrestre, se propagan a través de la Tierra y se registran en instrumentos sísmicos en la superficie terrestre. La **Magnitud** de un temblor es un valor único y es una medida cuantitativa del sismo relacionada con la energía sísmica liberada. El cálculo de la magnitud de un evento sísmico se realiza a partir de los registros de estos instrumentos y se basa en el contenido energético

del sismo, el cual puede calcularse con la información de las amplitudes máximas que presenta el registro sísmico y el largo del registro. Para calcular de forma confiable la magnitud de un temblor es necesario que el registro sísmico del evento se encuentre completo, lo que normalmente toma varios minutos de dependiendo del tamaño del temblor. Si un sismo es de magnitud considerable, el registro sísmico durará más tiempo que si el sismo es pequeño. Esta es la razón por la cual el cálculo de la magnitud precisa de un evento sísmico puede tardar algo de tiempo en calcularse. Por ejemplo, en la Figura 21 se puede observar el registro de un evento sísmico ocurrido el día 12 de febrero de 2008 de magnitud 6.6 y el largo del registro sísmico es de 400 segundos (6.6 minutos)

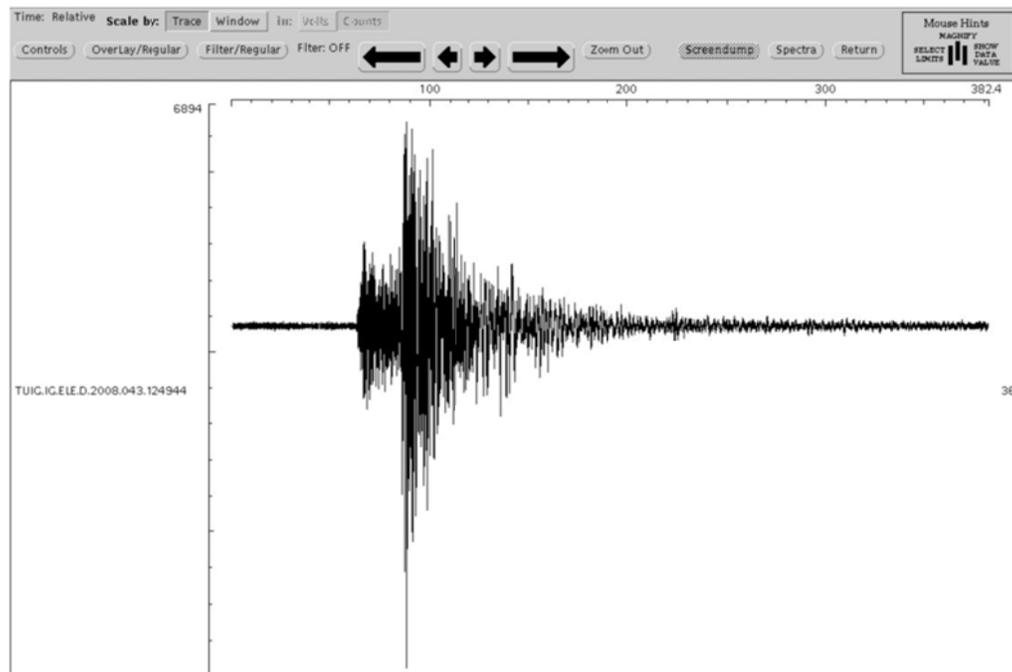


Figura 21. Registro del evento sísmico ($m=6.6$) del día 12 de febrero de 2008 en la estación sísmica del SSN, Tuzandepetl, Veracruz (TUIG), que ocurrió en el Istmo de Tehuantepec, la duración de este registro es de aproximadamente 400 segundos.

El cálculo de la localización epicentral y la magnitud en el Servicio Sismológico Nacional se realiza de forma rápida con la ayuda de programas computacionales y personal técnico especializado. Sin embargo, no son parámetros que puedan obtenerse de forma inmediata.

3.2. Magnitud de escala Richter.

Los sismólogos usan la escala de magnitud para representar la energía sísmica liberada por cada terremoto. A continuación se presenta una tabla con los efectos típicos de los terremotos en diversos rangos de magnitud:

Tabla 2. Descripción de las magnitudes del sismo y la descripción de sus efectos.

Magnitud en escala Richter	Efectos del terremoto
Menos de 3.5	Generalmente no se siente, pero es registrado
3.5-5.4	A menudo se siente, pero sólo causa daños menores.
5.5-6.0	Ocasiona daños ligeros a edificios.
6.1-6.9	Puede ocasionar daños severos en áreas donde vive
7.0-7.9	Terremoto mayor. Causa graves daños.
8 o mayor	Gran terremoto. Destrucción total a comunidades cercanas.

Aunque cada terremoto tiene una magnitud única, su efecto variará grandemente según la distancia, la condición del terreno, los estándares de construcción y otros factores. Los sismólogos usan diferentes valores de la escala de Intensidad Mercalli para describir los distintos efectos de un terremoto. Para estimar los efectos de un terremoto, los sismólogos emplean un método distinto de medición llamado intensidad. La intensidad no debe ser confundida con la magnitud. Aunque cada terremoto tiene un sólo valor de magnitud, sus efectos varían de un lugar a otro, y por lo tanto habrá muchas estimaciones de intensidades diferentes. Usted puede leer acerca de la escala de Intensidad Mercalli, una forma común de clasificar los efectos de los terremotos.

Cada terremoto tiene una cantidad única de energía, pero los valores de magnitud dados por los diferentes observatorios sismológicos para un mismo evento pueden variar. Dependiendo del tamaño, la naturaleza y la ubicación de un terremoto, los sismólogos

utilizan diferentes métodos para estimar la magnitud. En el caso de muchos eventos, es difícil estimar la magnitud con una precisión de más de 0.2 unidades, y los sismólogos frecuentemente verifican las magnitudes estimadas a través de la obtención y análisis de datos adicionales. Para los sismólogos resulta más útil catalogar cada terremoto según su **energía** intrínseca. Esta clasificación debe ser un número único para cada evento, y este número no debe verse afectado por las consecuencias de los terremotos que varían mucho de un lugar a otro.

Para tener una idea del tipo de energías involucradas en los terremotos, vamos a imaginar dos situaciones. En la primera, tenemos una pieza de roca en una mesa de laboratorio. Podemos romper esta roca si aplicamos la fuerza suficiente con un martillo o un gato hidráulico. La roca probablemente se romperá en dos pedazos, a lo largo de algún plano débil de la roca y podemos pensar acerca de este plano como en una "**falla**" muy pequeña.

Sabemos de acuerdo a la teoría física que la cantidad de energía necesaria para romper o fracturar un pedazo de roca, es igual a la fuerza por la deformación (en unidades de longitud, o en el caso de que dos masas se deslicen entre sí, es la fuerza necesaria para generar ese deslizamiento por la distancia relativa deslizada.

$$(\text{Trabajo}) = \text{Fuerza} \times (\text{Distancia})$$

$$(\text{Energía}) = (\text{Presión}) \times (\text{Área}) \times (\text{Distancia})$$

$$(\text{Momento}) = (\text{Rigidez}) \times (\text{Área de la falla}) \times (\text{Distancia deslizada})$$

$$M_o = u \times A \times d$$

$$(\text{dina-cm}) = (\text{dina/cm}^2) \times \text{cm}^2 \times \text{cm}$$

En la fórmula anterior, el "momento" de un terremoto es fundamental para comprender qué tan peligrosa puede ser una falla de determinado tamaño.

Ahora, para nuestro primer ejemplo de un pedazo de roca en una mesa del laboratorio, la rigidez, o la resistencia de cizallamiento de la roca es una presión en una periferia de unos cientos de billones de dinas por centímetro cuadrado (la notación científica hace posible representar lo anteriormente expuesto de una manera sencilla). La

presión actúa sobre un área produciendo una fuerza, y se puede ver como la unidad "cm" cuadrado se cancela. Ahora si suponemos que el desplazamiento relativo que existen entre los dos bloques antes de ocurrir la falla, es aproximadamente de un centímetro, entonces podemos calcular la energía en la unidad dyne-cm como se muestra a continuación:

$$\begin{aligned} M_0 &= (3 \times 10^{11}) \text{ (dyne/cm}^2\text{)} \times 10 \text{ (cm)} \times 10 \text{ (cm)} \times 1 \text{ (cm)} \\ &= (3 \times 10^{11}) \times 10^2 \text{ (dina-cm)} \\ &= 3 \times 10^{13} \text{ dina-cm (erg)} \end{aligned}$$

De nuevo, resulta muy útil el uso de la notación científica, ya que un dina-cm es una cantidad de energía pequeñísima.

Ahora vamos a considerar el segundo caso, el terremoto de Double Spring Flat en 12 de septiembre de 1994, el cual ocurrió cerca del kilómetro 25 al sureste de Gardnerville. Ya que estamos trabajando en centímetros, lo primero que tenemos que hacer, es explicar cómo convertir la falla de 15 kilómetros de longitud y 10 km de profundidad a centímetros. Sabemos que 100 mil centímetros es igual a un kilómetro; así podemos escribir la siguiente ecuación y dividir a ambos lados en "km" para obtener un factor igual a uno.

$$1 \text{ km} = 10^5 \text{ cm, así } 1 = 10^5 \text{ cm/(km)}$$

Naturalmente, podemos multiplicar cualquier número por uno sin cambiar su valor, así lo hacemos para cancelar las unidades de kilómetro y representarlas adecuadamente en unidades de centímetro

$$\begin{aligned} M_0 &= 3 \times 10^{11} \text{ (dina/cm}^2\text{)} \times 10 \text{ (km)} \times (10^5 \text{ cm/ km)} \times 15 \text{ (km)} \times (10^5 \text{ cm/km)} \times 30 \text{ (cm);} \\ &\text{siendo 30 cm el desplazamiento relativo ocurrido entre las dos masas.} \\ &= 1.35 \times 10^{25} \text{ dina-cm (erg)} \end{aligned}$$

En este resultado el uso de la notación científica es aún más necesario. Podemos observar que este terremoto, el más grande en Nevada en 28 años, tiene 4.5×10^{11} veces más energía que la que se aplicó para romper la roca en la mesa de laboratorio.

Vamos a observar la energía de nuestros dos casos, de algunos terremotos y otros fenómenos en la Tabla 2; para esto usaremos una unidad de energía mayor: la cantidad de energía producida del explosivo "TNT"

Tabla 3 Comparación entre la magnitud en escala Richter y la equivalencia en toneladas de TNT.

Magnitud Richter	Equivalencia de la energía TNT	Ejemplos (aproximado)
-1.5	1 gramo	Romper una roca en una mesa de laboratorio.
1	6 onzas	Una pequeña explosión en un sitio de construcción.
1.5	2 libras	
2	13 libras	
2.5	63 libras	
3	397 libras	
3.5	1000 libras	Explosión de mina
4	6 toneladas	
4.5	32 toneladas	Tornado promedio
5	199 toneladas	
5.5	500 toneladas	
6	1,270 toneladas	Terremoto de Double Spring Flat, NV, 1994
6.5	31,550 toneladas	Terremoto de Northridge, CA, 1994
7	199,000 toneladas	Terremoto de Hyogo-Ken Nanbu, Japon, 1995
7.5	1,000,000 toneladas	Terremoto de Landers, CA, 1992
8	6,270,000 toneladas	Terremoto de San Francisco, CA, 1906
8.5	31,550,000 toneladas	Terremoto de Anchorage, AK, 1964
9	199,999,000 toneladas	Terremoto de Chile, 1960
10	6.3 billones de toneladas	Falla de tipo San-Andrés
12	1 trillón de toneladas	Fracturar la Tierra por la mitad por el centro o energía solar recibida diariamente en la Tierra.

Un "trillón" de tonelada de dinamita es una cantidad tremenda de energía. Sin embargo, tomemos en cuenta que la tierra recibe esta cantidad de energía solar diariamente.

El problema en la tabla anterior es el enorme rango de energías, de gramos a onzas, a libras, a toneladas, hasta megatoneladas de TNT. Sería mucho más sencillo comunicar al

público cual es la energía de los terremotos a través de una escala sencilla como la que se muestra en la tabla superior en la columna izquierda, con un rango que va de uno a diez.

Para transformar este rango astronómico de energías en una escala sencilla, podemos usar una herramienta matemática llamada logaritmo. Si nosotros elevamos el número diez a algún exponente "x", para obtener un número mayor "N"; entonces el "logaritmo" (log) de ese número mayor "N" es el valor del exponente "x":

$$10^x = N \quad \text{así} \quad \log_{10}N = x$$

N	1x10 ²⁵	100	25	10	1	0.01	-1
x=logN	25	2	1.4	1	0	-2	indefinido

Debemos tomar en cuenta que es posible sacarle el "log" a un número muy pequeño, pero no es posible sacar el "log" de ningún número negativo.

En los años 30, el Dr. Charles F. Richter desarrolló una escala de magnitud para terremotos a fin de representar adecuadamente las diferencias entre los terremotos pequeños y medianos que él observó en el sur de California, y los terremotos grandes que registró alrededor del mundo. Él decidió cuál sería la pequeña cantidad de energía a la que se le asignaría la magnitud cero, y escribió una ecuación semejante a la que tenemos abajo. Se utiliza el logaritmo para representar rangos de enorme energía de manera adecuada:

$$M_w = (2/3)(\log_{10}M_0(\text{dyne-cm})) - 16.0]$$

Ahora vamos usar esta ecuación (utilizada para energías representadas en unidades de dina-cm) para estimar la magnitud de un diminuto terremoto que puede llevarse a cabo en una mesa de laboratorio:

$$M_0 = 3 \times 10^{13} \text{ dina-cm}$$

$$\begin{aligned} M_w &= (2/3)(\log_{10} 3 \times 10^{13} (\text{dyne-cm})) - 16.0 \\ &= (2/3)(13.5 - 16.0) \\ &= (2/3)(-2.5) \\ &= -1.7 \end{aligned}$$

Las magnitudes negativas son permitidas en la escala de Richter, aunque tales terremotos son muy pequeños.

3.3. Manera práctica de estimar la magnitud.

La mayoría de los sismólogos utilizan métodos diferentes del que acabamos de usar para calcular la magnitud de los terremotos. El encontrar la longitud, profundidad y deslizamiento de una falla puede llevar varios días, semanas o incluso meses después de un gran terremoto. El mapeo de las fallas sísmicas que hacen los geólogos, o el dibujo de la distribución espacial de las réplicas como hacen los sismólogos, puede proporcionar estos parámetros después de un considerable esfuerzo. Pero algunos terremotos grandes y la mayoría de los pequeños, no presentan ni fallas superficiales ni tienen suficientes réplicas para poder estimar su magnitud en la forma que utilizamos anteriormente. También, resulta de mucha utilidad el poder calcular rápidamente la magnitud de un evento, así que cualquier medida de emergencia requerida puede llevarse a cabo cuando antes.

Una de las contribuciones más valiosas de Charles Richter fue el descubrir que las ondas sísmicas propagadas por todos los terremotos pueden proporcionar buenas estimaciones de sus magnitudes. Él consiguió los registros de las ondas sísmicas de un gran número de terremotos, y desarrolló un sistema de calibración para medición de las magnitudes.

Richter demostró que entre mayor era la energía intrínseca de un terremoto, mayor era la "amplitud" de movimiento del terreno en una distancia dada. El Calibró su escala de magnitud usando la medida de "amplitud" máxima de la onda de cizallamiento (la onda S) en un periodo de 20 segundos, registrando los datos en un sismómetro altamente sensible a este tipo de ondas. Aunque inicialmente su trabajo fue calibrado únicamente por estos sismómetros específicos, y sólo para terremotos en el sur de California, los sismólogos han desarrollado factores de escala para ampliar la escala de magnitud Richter a muchos otros tipos de medición en todo tipo de sismómetros, y alrededor del mundo. De hecho, se han llevado a cabo estimaciones de magnitud para miles de terremotos en la luna y para dos temblores en el planeta Marte.

El diagrama inferior muestra cómo usar el método original de Richter para calcular la magnitud por medio de un sismograma.

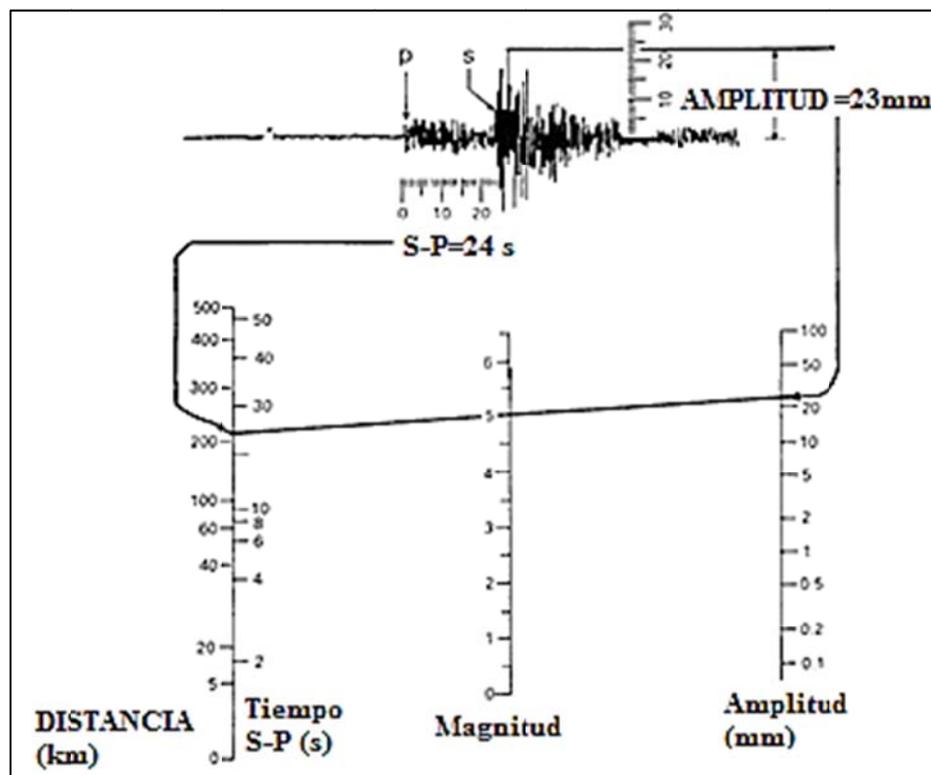


Figura 22. Ejemplo del método original para calcular la magnitud Richter por medio de un sismograma.

Por supuesto después de haber medido la "amplitud" de onda, usted tiene que calcular su logaritmo, y escalarlo por un factor según la distancia que haya entre el sismómetro y el terremoto, luego se calcula la magnitud a través de la diferencia de tiempo de S-P. Las escalas en el diagrama superior forman un nomograma que permite realizar el cálculo matemático rápidamente con sólo dar un vistazo. La ecuación que representa este nomograma es la siguiente:

$$M = \log_{10}A \text{ (mm)} + 3\log_{10}(8 \Delta t \text{ (s)}) - 2.92$$

Donde **A** es la "amplitud" en milímetros, medida directamente del registro en papel fotográfico del sismómetro Wood-Anderson, que es un instrumento especial. El tiempo S - P en segundos, nos da como resultado Δt .

Los sismólogos tratarán de obtener una estimación de magnitud separada de cada estación sísmica donde se registre el terremoto, para luego obtener promedio. Estos promedios reportados en los diferentes laboratorios sismológicos justo en el momento posterior de un terremoto, comúnmente difieren aproximadamente en un 0.2 unidades de magnitud. Cada laboratorio está calculando el promedio de las magnitudes obtenidas las diferentes estaciones a las tienen acceso. Pueden pasar varios días para que las diferentes organizaciones que existen lleguen a un consenso acerca de cuál fue la mejor estimación de magnitud.

3.4. Predicción sísmica.

Aunque, como ya se ha mencionado en repetidas ocasiones, este trabajo no pretende encontrar predictores sísmicos, muchos de los trabajos revisados en antecedentes se enfocan principalmente en estos procesos y tales trabajos están en la misma línea del presente trabajo de investigación. Por tanto, a continuación presentamos las opiniones de dos sismólogos reconocidos a nivel internacional al respecto de este tema.

3.4.1. Zuñiga y Dávila (consultado al 03 de noviembre de 2011
<http://www.ssn.unam.mx/>).

El Dr. Zuñiga comienza su reporte con los siguientes cuestionamientos: ¿Podría alguna vez suceder que, aunado al pronóstico del tiempo, en los noticiarios se incluyeran los pronósticos relativos a la actividad sísmica volcánica en el país? ¿Cuáles serían las consecuencias sociales de tales hechos? ¿Tenemos la capacidad científica y tecnológica para lograrlo? ¿Estamos preparados para afrontar este tipo de advertencias?

Según el investigador en general, se considera una predicción sísmica formal a aquella en la que se indica el tiempo de ocurrencia, el sitio de ocurrencia (con la profundidad) y la dimensión (magnitud) del evento por ocurrir, incluyendo con todos estos parámetros una indicación del error o la incertidumbre en cada valor dado. El tiempo de ocurrencia generalmente se proporciona como un intervalo en el que existe una determinada probabilidad de que ocurra el evento. Además, se deben especificar los métodos empleados y la justificación científica de su empleo.

Otro de los puntos importantes en su reporte es que considera algunos de los posibles indicadores de la inminencia de un sismo que han tenido éxito en ciertos casos, esto es, han resultado exitosas en ciertos casos, para algunas regiones con condiciones específicas, mientras que en otros casos (aun en condiciones similares) han producido resultados negativos. Tales manifestaciones físicas relacionadas con los cambios en el estado de esfuerzos van desde los cambios en el campo eléctrico natural de las rocas, hasta variaciones en el nivel de agua de pozos, pasando por anomalías en el comportamiento de animales, cambios en las emanaciones naturales de diversos gases tales como el radón, deformación de la corteza (medida de varias formas, incluyendo variaciones en la aceleración de la gravedad en la zona), variaciones de temperatura en aguas subterráneas, cambios en la coloración infrarroja, etc.

También menciona que existen patrones de sismicidad, los cuales se utilizan frecuentemente en estudios de predicción, y que se ha observado que en ocasiones se presentan antes de la ocurrencia de un evento mayor, estos incluyen:

- Quietud sísmica: disminución en el nivel de la sismicidad que normalmente ocurre en una zona (sismicidad de fondo).
- Patrón de dona: aumento de sismicidad en la periferia de una zona y disminución o ausencia en el centro de ésta.
- Incremento de sismicidad: a nivel muy local.
- Migración de focos sísmicos: se puede observar a veces que los focos (y por ende los epicentros) de los sismos que normalmente ocurren dispersos en una zona parecen ocurrir cada vez más hacia una pequeña parte de dicha zona.

De acuerdo al investigador existen varios puntos que deben ser considerados para conocer la confiabilidad tanto del método mismo como de la posible predicción. Dichos puntos son, a saber:

- El número de aciertos logrados (aun cuando sean a posteriori) en el historial sísmico de la zona.
- El número de fallas del método para el mismo historial. Esto es, las veces que se presentó un evento sísmico significativo, sin que el método lo hubiera detectado.
- El número de falsas alarmas. Se debe cuantificar el número de veces que el método emite una advertencia de evento futuro sin que éste se presenté en el lapso especificado.

Por último, el investigador describe sus expectativas a futuro, entre las cuales menciona que las técnicas más promisorias con las que se puede atacar el problema de "¿cuándo?" son aquellas en las que se combina el uso de varias de ellas y se emplean métodos de observación en detalle, ya que otro problema (que puede influir rotundamente en los resultados de los métodos basados en las anomalías precursoras) es el factor de escala, pudiendo presentarse dichas anomalías en zonas muy locales, y perdiendo la resolución cuando se consideran promedios en regiones mayores. Y acaba mencionando

que los avances logrados y el conocimiento adquirido nos permiten aseverar que llegará pronto el día en que la posibilidad de anticipar la ocurrencia de un terremoto sea una realidad cotidiana.

3.4.2. Lomnitz C. (1990) (consultado al 03 de noviembre de 2011 <http://www.ssn.unam.mx/>).

En principio, para el investigador, la predicción de cualquier fenómeno natural es una subdisciplina válida en este caso de la sismología. Para él, la predicción de los sismos debe apoyarse en mediciones precisas en la región donde se producen los fenómenos que se quieren predecir. Y menciona que mientras no se dispongan de tales mediciones, existe el peligro de que lo que actualmente se conoce como "predicción de sismos" se torne tan especulativo y potencialmente peligroso como el material que guardaba el Profesor Richter en su "archivo de locos".

Menciona el investigador que si se quiere encontrar relaciones causales entre dos fenómenos siempre se les encuentra. Y presenta el caso de la posible existencia de "sismos característicos", los cuales se definen de la siguiente forma: "Un evento característico es un sismo que rompe repetidamente el mismo segmento de falla y cuyas dimensiones definen tal segmento" (Nishenko y Buland, 1987). En el trabajo citado, según comenta, se encuentran 14 segmentos definidos de esta manera, entre ellos, el de Parkfield, ocurrido en 1985.

Según el investigador, el modelo más popular para predecir temblores es el de las llamadas vacancias (gaps). Básicamente, se dice que cuando 30 años han transcurrido desde el último sismo grande en una falla, es tiempo que ya ocurra otro. La zona en que se espera que ocurra se denomina "vacancia". Por otra parte, también menciona, que el que se repitan inmediatamente o al poco rato es poco probable. Es más probable que pase un buen tiempo antes de que vuelva a romperse en el mismo lugar.

El problema urgente, y en el cual coincide el autor del presente trabajo, es el de medir la respuesta dinámica de los materiales geológicos en movimientos fuertes. Básicamente menciona que de no ser por las estructuras de mala calidad que se construyen actualmente no existiría pérdida de vidas humanas.

4. METODOLOGÍA.

4.1. Movimiento de ondas electromagnéticas.

El propósito del presente capítulo, es el de establecer las hipótesis que pueden estar asociadas a la medición de señales electromagnéticas en un punto alejado del punto focal del sismo estudiado. Como se verá más adelante consideramos que la señal está sujeta principalmente a cambios en su dirección y que estos también dependen del medio en el que se propague la señal. El modelo aquí presentado considera al sismo como la antena de transmisión de la señal y al magnetómetro como el receptor de la misma.

4.1.1. Propagación terrestre de las ondas electromagnéticas.

Después de que se han generado las ondas electromagnéticas en los tejidos de ruptura debido a los sismos, estas viajan como ondas de radio. Estas ondas terrestres son todas las ondas electromagnéticas que viajan dentro de la atmósfera terrestre, así también, las comunicaciones entre dos o más puntos de la Tierra son llamadas también radiocomunicaciones. Las ondas terrestres se ven influidas por la atmósfera y por la Tierra misma (Chulde, 2010).

Por ejemplo, las radiocomunicaciones terrestres se pueden propagar de distintas formas y estas formas dependen de la clase de sistema y del ambiente, las ondas terrestres tienden a viajar en línea recta, pero tanto la Tierra como la atmósfera pueden alterar su trayectoria. Existen tres formas de propagación de ondas electromagnéticas dentro de la atmósfera que corresponden a las ondas terrestres, ondas espaciales y ondas celestes o ionosféricas, como las mostradas en la Figura 23.

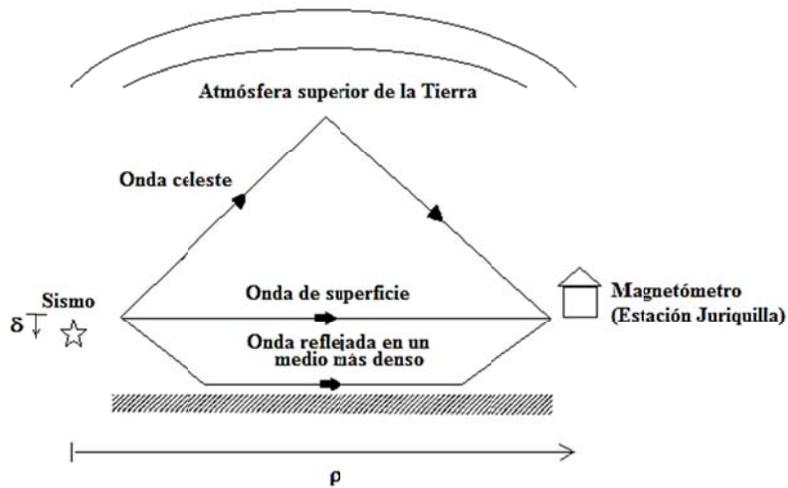


Figura 23. Modos normales de propagación de ondas, aquí suponemos que la antena transmisora es el evento sísmico y la antena receptora es el magnetómetro.

4.1.2. Propagación de ondas terrestres.

Las ondas terrestres son las ondas que viajan por la superficie de la tierra, éstas deben de estar polarizadas verticalmente debido a que el campo eléctrico en una onda polarizada horizontalmente sería paralelo a la superficie de la tierra y se pondría en corto por la conductividad del suelo.

En las ondas terrestres el campo eléctrico variable induce voltajes en la superficie terrestre que hace circular corrientes muy parecidas a las líneas de transmisión (Chulde, 2010).

La superficie terrestre también tiene pérdidas por resistencia y por dieléctrico. Por consiguiente, las ondas terrestres se atenúan a medida que se propagan haciéndola mejor sobre una superficie buena conductora como el agua salada y son mal propagadas en superficies como desiertos, puede ser una hipótesis válida que debido a lo anterior en algunas condiciones es más observable el fenómeno en el observatorio de Juriquilla. La atmósfera terrestre tiene un gradiente de densidad, es decir, la densidad disminuye en forma gradual conforme aumenta la distancia a la superficie pudiéndose propagar más allá del horizonte o incluso por toda la circunferencia de la Tierra como se muestra en la Figura 24.

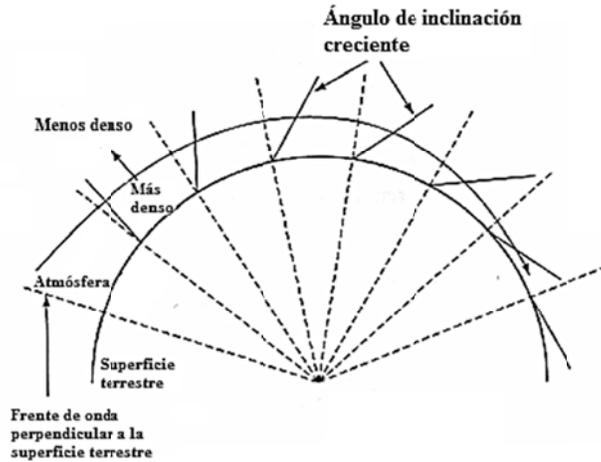


Figura 24. Propagación de ondas geomagnéticas de un medio más denso a un medio menos denso (litosfera-atmósfera).

4.1.3. Propagación de ondas espaciales.

Esta clase de propagación corresponde a la energía irradiada que viaja en los kilómetros inferiores de la atmósfera terrestre. Las ondas espaciales son todas las ondas directas y reflejadas en el suelo como se muestra en la Figura 25.

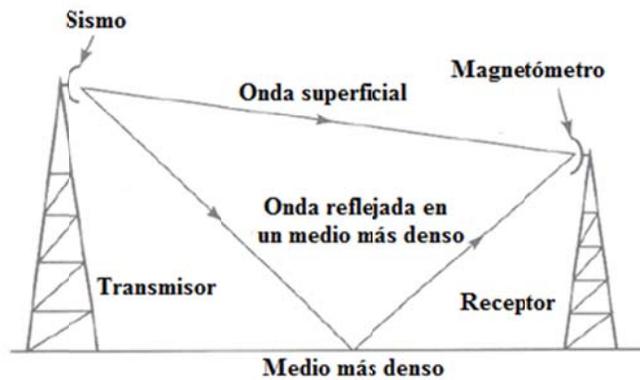


Figura 25. Propagación de ondas geomagnéticas (analogía con antenas de radio).

Las ondas directas viajan esencialmente en línea recta del transmisor al receptor. A ésta transmisión se le llama transmisión de línea de vista, la misma se encuentra limitada

principalmente por la curvatura de la Tierra. Ésta presenta un horizonte en la propagación de las ondas espaciales, que suele llamar el horizonte de radio. El horizonte se encuentra más lejano que el horizonte óptico para la atmósfera estándar común (Chulde, 2010).

Aproximadamente, el horizonte de radio se encuentra a cuatro tercios del horizonte óptico, tal como se muestra en la Figura 26.

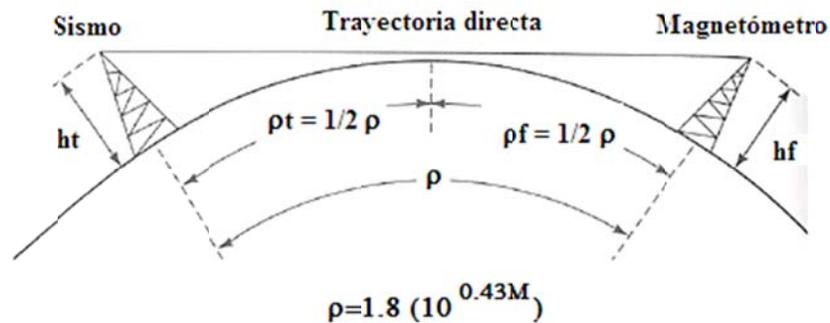


Figura 26. Viaje de ondas electromagnéticas provocadas por el sismo, hasta la estación de observación en analogía con ondas de radio (ondas de baja frecuencia), y la distancia a la observación con base en el radio de Dobrovolsky modificado.

4.1.4. Propiedades de las ondas de electromagnéticas.

En la atmósfera terrestre, la propagación de frentes de onda y rayos puede diferir del comportamiento en el espacio libre debido a efectos ópticos. Estos efectos ópticos son principalmente clasificados en refracción, reflexión, difracción e interferencia llamándose ópticos debido a que fueron primeramente observados en la ciencia óptica que se encarga de estudiar a las ondas luminosas (Chulde, 2010)..

Debido a que las ondas luminosas son ondas electromagnéticas de alta frecuencia también se pueden aplicar los mismos conceptos a las ondas de Ultra Baja Frecuencia. Por esto se pueden sustituir las ecuaciones de Maxwell por el trazo geométrico de rayos haciendo los cálculos más sencillos.

4.1.5. Refracción.

La refracción se refiere al cambio de dirección de un rayo al pasar en dirección oblicua de un medio a otro con distinta velocidad de propagación. La velocidad a la que se propaga una onda electromagnética es inversamente proporcional a la densidad del medio en el que lo hace. Por lo tanto, hay refracción siempre que una onda de radio pasa de un medio a otro con distinta densidad como se muestre en la Figura 27.

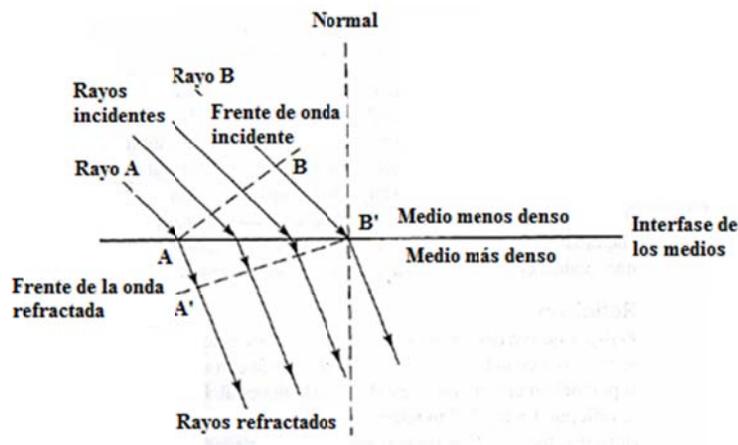


Figura 27. Refracción en una frontera plana entre dos medios.

En la Figura 27 se muestra cómo el rayo A se propaga del medio 1 al medio 2 siendo el medio 1 menos denso que el 2. El rayo A proveniente del medio 1 con menos densidad experimenta un cambio de dirección al propagarse dentro del medio 2.

Ángulo de incidencia es llamado al ángulo que forma la onda incidente y la normal, y el ángulo de refracción es el formado por la onda propagada entre el medio y la normal, así, el índice de refracción no es más que la relación entre la velocidad de propagación de la luz en el espacio vacío y la velocidad de propagación de la luz en determinado material (Chulde, 2010).

4.1.6. Reflexión.

La reflexión se refiere al choque de la onda electromagnética con la frontera entre dos medios y parte o toda la potencia de la onda no se propaga en el medio si no es que es reflejada en dirección opuesta al segundo medio como se muestra en la Figura 28, en donde el frente de onda incidente choca con el medio 2 con un ángulo de incidencia θ_i . Este frente de onda es reflejado en su totalidad con un cambio de dirección llamado θ_r . (Chulde, 2010).

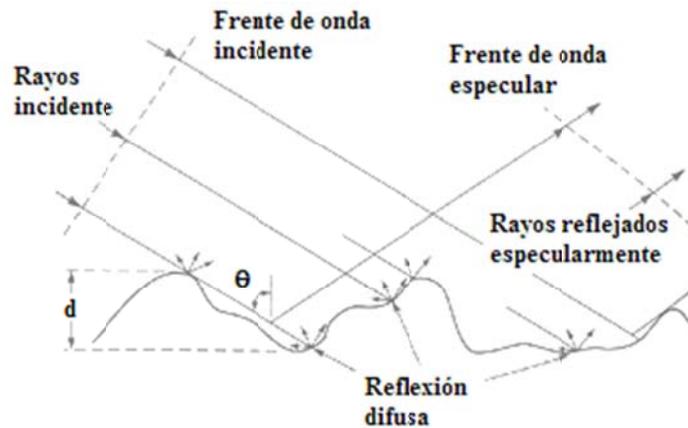


Figura 28. Reflexión.

4.1.7. Difracción.

La difracción se refiere a la modulación o redistribución de la energía dentro de un frente de onda al pasar cerca de la orilla de un objeto opaco. La difracción es el fenómeno que permite que las ondas electromagnéticas se propaguen en torno a las esquinas. Cuando un frente de onda pasa cerca de un obstáculo o discontinuidad cuyas dimensiones sean del tamaño comparable a una longitud de onda, no se puede usar el análisis geométrico como en los casos anteriores. En estos casos se debe usar el principio de Huygens o de acuerdo al caso de estudio el principio más reconocido será el de Fresnel (Chulde, 2010).

En los casos en el que el frente de onda es considerado plano y finito, es incompleta la anulación en direcciones aleatorias. En consecuencia, el frente de onda se reparte hacia afuera, o se dispersa a lo que en este caso se le llama difracción. Este fenómeno es

comúnmente observado cuando se abre la puerta de un cuarto oscuro. Las ondas electromagnéticas se difractan en torno a la orilla de la puerta, e iluminan lo que hay detrás de ella.

4.1.8. Modelo matemático propuesto.

Es del conocimiento común que los procesos que ocurren en la litosfera como resultado de actividad sísmica asociados a terremotos son acompañados por fenómenos electromagnéticos en el rango de ULF sobre todo en los eventos cercanos a la superficie terrestre. La generación de estas variaciones y su uso en indicadores de alerta cercanos al sismo han sido sujetos de varias investigaciones en años recientes como lo hizo Molchanov (2002) y Varotsos et al., (2003). Además, Fitterman (1979), Surkov y Pilipenko (1999) y Chávez et al (2010, 2011) han sometido a discusión los mecanismos físicos de generación de variaciones de ondas geomagnéticas en el rango ULF en la litosfera durante el proceso de preparación de los sismos. El registro de la propagación de la litosfera a la ionosfera ha sido discutido por Molchanov (1998). El efecto magneto-hidrodinámico de la migración de un fluido, el cual puede ser el causante de los precursores electromagnéticos, ha sido discutido por Draganov et al., (1991). En el caso de estudio asumimos que en el transcurso de la preparación de un sismo, la fuente de las perturbaciones de la litosfera es debida a la migración de gases y fluidos. Este efecto está conectado con el flujo caliente y el movimiento dinámico del fluido.

La observación superficie caliente de la atmosfera se incrementa debido al flujo de calor y la migración de los fluidos y gases (Tronin et al., 2004). Este proceso ha sido considerado por Molchanov et al. (2004) como la fuente de las interacciones litosfera-ionosfera.

A continuación se describe la estructura de la propuesta matemática: Primero se muestran las ecuaciones básicas necesarias para la estimación de las amplitudes de campos electromagnéticos en un medio geofísico provisto de la variable de la conductividad eléctrica. Después se describe el proceso de cálculo del campo magnético en la superficie

terrestre. Al finalizar mostramos las conclusiones y discusiones que se consideran importantes.

4.1.9. Ecuaciones básicas para campos electromagnéticos en el medio con conductividad eléctrica constante.

Durante la última etapa de la preparación del sismo, el fluido migra de abajo hacia arriba y transfiere la capa de fluido hacia capas que penetran en las capas superiores. En el frente de esta capa existe una formación de gases en el suelo y el movimiento vertical es acompañado de la formación de fracturas y penetración rápida del fluido en las nuevas fallas formadas. El fluido eléctrico conductivo excede sustancialmente la conductividad del suelo seco. Por lo tanto, durante la migración la falla posee la variación impulsiva de la conductividad en la frontera superior. Ésta variación resulta de la generación de impulsos en el campo magnético de la superficie terrestre derivados de los movimientos telúricos.

Considerando las siguientes hipótesis como válidas:

-Se considera un movimiento lineal de la señal electromagnética a partir del foco sísmico y hasta el observatorio o estación de medición (Observatorio de Geoelectromagnetismo Juriquilla).

-Es válida la ecuación de Dobrovolsky modificada $\rho = 1.8(10^{0.43M})$ Km., la cual está en función de la magnitud del sismo y donde ρ es el radio de la zona de preparación (Dobrovolsky et al., 1979).

-Se puede utilizar la representación gráfica de la profundidad de penetración de la señal en cualquier medio dependiendo de dos elementos principales: 1) la frecuencia de la señal electromagnética y 2) la conductividad del medio (el cual se considera constante) Schmitter (2006).

Tomando en consideración las primeras dos hipótesis, podemos representar en la Figura 29, la ocurrencia del sismo y la dirección de la señal hasta alcanzar la estación 3 (E3) de observación, nótese que no se toma en cuenta la circunferencia terrestre.

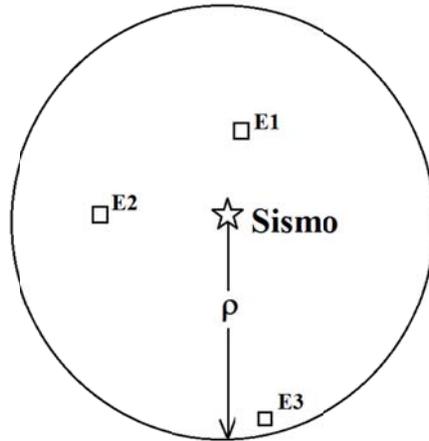


Figura 29. Representación esquemática de la ocurrencia del sismo y de la medición en tres distintas estaciones de medición.

En conjunto con la hipótesis 3, se considera que, en primera instancia, la señal deberá llegar a la superficie, para después viajar hasta la estación de observación, véase Figura 30.

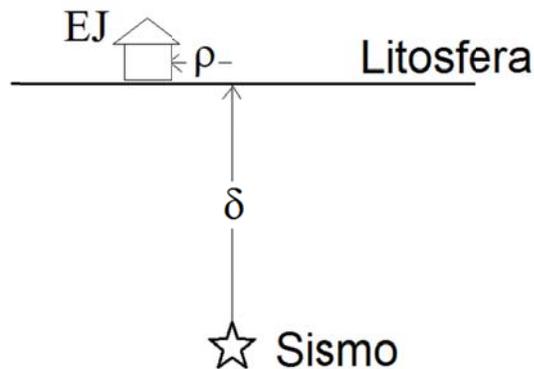


Figura 30. En el esquema se representa la profundidad de penetración hasta llegar a la superficie y posterior movimiento para su detección en la estación de observación (EJ, Estación Juriquilla).

4.2. Métodos de filtrado de señales.

Debido a que el presente trabajo considera que el método científico puede ser aplicado (se considera la reproducibilidad y la falsabilidad), tenemos a bien explicar en el presente capítulo, el método de filtrado de señales utilizado y con el cual se obtuvieron importantes resultados para cualquier sismo analizado, para un rango comprendido de magnitudes $M > 5$ y distancias a la estación de $\rho < 1.8(10^{0.43M})$. Como se verá a continuación, se expresan los procedimientos matemáticos de filtrado de señales desde la Transformada de Fourier, pasando por la Transformada de Ondeleta Continua, hasta llegar al método que mejores resultados entregó a la presente investigación, la Ondeleta Discreta.

En el procesamiento de señales se pueden encontrar diferentes tipos de señales estacionarias y no estacionarias. Las primeras son localizadas en el tiempo, ya que su frecuencia no varía, este tipo de ondas son estudiadas por medio del análisis de Fourier, que permite su descomposición en términos de sus componentes sinusoidales, es decir, transforma la señal de la base de tiempo a la base de frecuencia y de igual manera permite el paso del dominio de la frecuencia al dominio del tiempo, sin embargo en este último se pierde información necesaria, que por ser de carácter estacionario, no resulta relevante. En el caso de las señales con comportamiento no-estacionario, es decir, aquellas cuya frecuencia varía en el tiempo, al tener la señal producto de la transformada de Fourier resulta imposible realizar el paso al dominio del tiempo porque no permite determinar en qué momento se presenta un cambio en la frecuencia (Mallat, 1999; Pérez, 2011).

Surge entonces la necesidad de contar con una representación localizada en el tiempo y la frecuencia, como consecuencia de la desventaja presentada por el análisis de Fourier. De esta manera Gabor implementa el uso de la STFT (Short Time Fourier Transform), que consiste en analizar una pequeña sección de la señal a través de una ventana de longitud fija, llevando la información contenida en este pequeño intervalo del dominio del tiempo a la escala bidimensional de tiempo y frecuencia, donde se puede conocer cuándo y a qué frecuencia ocurre un suceso (Mallat, 1999).

Al utilizar la STFT se presenta una nueva deficiencia, el tamaño fijo de la ventana temporal, que impide analizar pequeños detalles en señales de frecuencia variable. Es así

como se introduce el análisis Wavelet como herramienta que permite obtener una representación, descomposición y reconstrucción de señales, que presenten cambios abruptos en sus componentes de tiempo-frecuencia en forma instantánea, a través del análisis de multiresolución con ventanas de longitud variable, adaptadas al cambio de frecuencia de la señal. Es decir, esta técnica permite el uso de intervalos grandes de tiempo en aquellos segmentos en los que se requiere mayor precisión en baja frecuencia, e intervalos más pequeños donde se requiere información en alta frecuencia (Kaiser, 1994). (Figura 31)

A diferencia de Fourier, en donde las funciones base son senos y cosenos de duración infinita, en el análisis Wavelet la base son funciones localizadas en frecuencia (dilatación) y en tiempo (traslación). Una Wavelet es una "pequeña onda" de duración limitada, es decir, su energía está concentrada en el tiempo alrededor de un punto, lo que proporciona una adecuada herramienta para el análisis de fenómenos transitorios, no estacionarios, variables en el tiempo y aquellos que presenten discontinuidades (Pérez, 2011) (Figura 32)

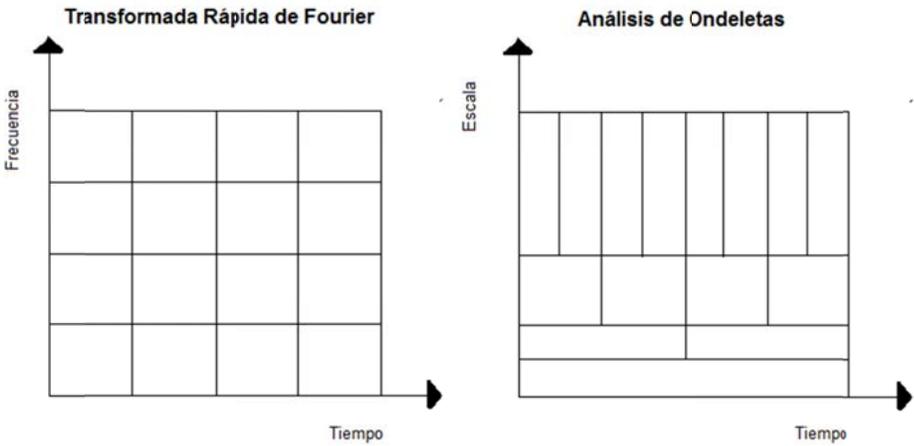


Figura 31. Figura 1. Comparación entre la STFT (tiempo-frecuencia) y el análisis Wavelet (tiempo-escala).

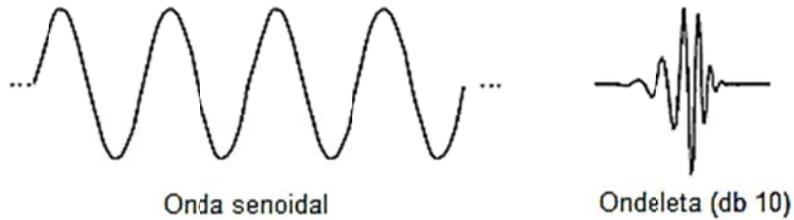


Figura 32. a) Señal seno. b) Wavelet Daubechies.

Las Transformadas de Wavelets (WT) comprenden la Transformada Wavelet Continua (CWT) y la Transformada Wavelet Discreta (DWT). Estas son dos herramientas matemáticas que permiten el análisis de señales de manera muy similar a la Transformada de Fourier. La diferencia fundamental está en que la WT puede entregar información temporal y frecuencial en forma cuasi-simultánea, mientras que la TF sólo da una representación frecuencial. A pesar de la existencia de problemas con la resolución en el tiempo y frecuencia (principio de incertidumbre de Heisenberg), es posible analizar cualquier señal usando un enfoque distinto mediante la WT. Esta transformada examina la señal a diferentes frecuencias con diferentes resoluciones. Como la WT es capaz de proporcionar información del tiempo y la frecuencia, ofrece buena resolución temporal y baja resolución frecuencial en eventos de altas frecuencias. Por el contrario, ofrece buena resolución frecuencial y baja resolución temporal en eventos de bajas frecuencias (Mallat, 1999).

El método que se distingue en la presente investigación es el de la Wavelet discreta u Ondeleta discreta, al respecto de esta teoría podemos decir que existen dos vertientes principales: La transformada continua y la transformada discreta; de éste modo se refiere a lo que comprende la herramienta matemática basada en la teoría de conjuntos y representaciones cuadradas integrables, las cuales permiten representar una señal o un campo tanto en escala, espacio y posibles direcciones.

La teoría de ondeletas trabaja de manera similar que la teoría de Fourier, la cual dice que una señal se compone de una serie de funciones sinusoidales y de ésta forma es más

sencillo su análisis. Recordando, la transformada de Fourier (FT; por sus siglas en inglés) de la señal $x(t)$ está definida por:

$$FT(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-i2\pi ft} dt \quad (48)$$

La Transformada de Fourier trabaja bien si la señal $x(t)$ está compuesta de unos cuantos componentes estacionarios, sin embargo, algún cambio repentino en el tiempo, en una señal $x(t)$ no estacionaria, es separada del eje de frecuencias. Para contrarrestar estas desventajas se modificó la transformada de Fourier dando origen a la Transformada Rápida de Fourier (STFT; por sus siglas en inglés), también conocida como la transformada de Gabor. La STFT aplica una función $g(t)$ utilizada como ventana de análisis que se mueve sobre los datos para determinar el espectro. La expresión que nos permite este análisis es:

$$STFT(b, f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)g^*(t-b)e^{-i2\pi ft} dt \quad (49)$$

Donde la variable b indica la posición en la que se hace el análisis y $*$ denota el complejo conjugado. La desventaja que presenta esta transformada es que la ventana de análisis es de un tamaño fijo y por eso no puede adaptarse a las características de la señal en ciertos puntos interesantes de analizar.

Por lo expresado anteriormente es que ha cobrado tanta fuerza la Teoría de Ondeletas, dado que mantiene las ideas principales de un análisis tiempo-frecuencia utilizando una ventana de análisis diferente. En este caso se requiere de una ondeleta que examina cuidadosamente la señal de interés (Mallat, 1999).

4.2.1. Historia

En términos históricos, el desarrollo de las óndulas entronca con varias líneas de pensamiento, a partir del trabajo de Alfred Haar a principios del siglo XX. Contribuyeron de modo notable al avance de la teoría Goupillaud, Grosman y Morlet con su formulación

de lo que hoy conocemos como transformada de óndula continua, Jan Olov-Strömberg con su temprano trabajo sobre óndulas discretas (1983), Ingrid Daubechies, con su propuesta de óndulas ortogonales con soporte compacto (1988), Stephane Mallat y Yves Meyer, con su marco multiresolución (1989), Delrat con su interpretación de la transformada óndulas en tiempo-frecuencia (1991), Newland, con su transformada óndula armónica, y muchos otros desde entonces (Stark, 2005).

La transformada wavelet es una técnica matemática que se originó formalmente a principios de los años 80, aunque tuvo orígenes en el trabajo propuesto por Fourier en 1807, al utilizar descomposición ortogonal de señales periódicas. La primera vez que se utilizó la expresión “wavelet” fue en 1909 en un apéndice de la tesis de Haar, donde se expone una alternativa ortogonal para la descomposición de señales, con la desventaja de no ser continuamente diferenciable, limitando sus aplicaciones (Burrus et al, 1999)

En 1980, el físico Grossman y el ingeniero Morlet, desarrollan una función cuadrada integrable, mientras, que en 1985, S. Mallat encuentra una relación entre los filtros de cuadratura, los algoritmos piramidales y las bases ortonormales. Tomando como base este trabajo, Y. Meyer construye la primera base no trivial. Un par de años después I. Daubechies utiliza el trabajo de Mallat para construir una base ortogonal, la cual se constituye hoy en día en la más utilizada. Con la elaboración de estos trabajos se formaliza la matemática y se desarrollan programas que calculan la transformada directa e inversa de una señal o imagen, y se habla de transformada wavelet 1-D y 2-D, respectivamente.

Entre los programas dedicados a la transformada wavelet, se encuentra el toolbox wavelet de MATLAB®, el cual permite no solamente calcular la transformada wavelet directa e inversa de una señal o imagen, sino que además tiene incluidas rutinas para la estimación de ruido en vectores y matrices.

El proceso de filtrado o eliminación de ruido de fondo, aplicando la transformada wavelet, comprende tres partes: Cálculo de los coeficientes wavelet, umbralización, y reconstrucción de la señal a partir de los coeficientes umbralizados (Burrus, 1999).

4.2.2. ¿Qué son las ondeletas?

Las ondeletas son familias de funciones que se encuentran en el espacio y se emplean como funciones de análisis, examinan a la señal de interés para obtener sus características de espacio, tamaño y dirección; la familia está definida por:

$$h_{a,b} = \frac{h\left(\frac{x-b}{a}\right)}{\sqrt{|a|}}; a, b \in R, a \neq 0 \quad (50)$$

Y son generadas a partir de funciones madre $h(x)$. A esa función madre se le agregan un par de variables que son la escala (a) que permite hacer dilataciones y contracciones de la señal y la variable de traslación (b), que nos permite mover a la señal en el tiempo. Estas variables son números reales y obviamente para una escala de 0 la función se indetermina.

Existen además, ondeletas que ya son utilizadas de forma constante y que tienen definiciones establecidas. Sin embargo, la elección de un tipo de ondeleta depende de la aplicación específica que se le vaya a dar.

4.2.3. Momentos de desvanecimiento

Este concepto es muy importante, ya que nos permite conocer la forma de la ondeleta y es un parámetro para saber qué tan hábil es la ondeleta para suprimir un polinomio dado. La suavidad de la ondeleta está limitada por el número de momentos de desvanecimiento que tenga. El i -ésimo momento de la ondeleta se calcula con la siguiente integral:

$$\int_{-\infty}^{\infty} h(x)x^i dx = 0 \quad (51)$$

De lo anterior, se determina que una función tiene v movimientos de desvanecimiento si la integral es cero para $i=0, \dots, v-1$. De donde se toma que todas las señales que tengan la forma de la polinomial del tipo:

$$y(x) = \sum_{m=0}^v c_m x^m \quad (52)$$

Tienen cero coeficientes de ondeleta, el concepto de coeficientes se explicará más adelante. El orden de una transformada de ondeleta es, normalmente, dado por el número de momentos de desvanecimiento que existan. Otra forma de ver este concepto es pensar en que la palabra momento se refiere a un promedio, así que cuando el valor promedio de una ondeleta es cero, se tiene un momento de desvanecimiento, y los polinomios de grado menor a v serán eliminados.

Existen otras características importantes de las ondeletas tales como el soporte compacto, que es la propiedad de que la ondeleta sea de duración finita, lo que permite una menor complejidad en los cálculos, mejor resolución en tiempo y pobre resolución en frecuencia. También está la propiedad de simetría que permite que los filtros sean de fase lineal. La ortogonalidad es la propiedad que se logra cuando el producto punto de dos vectores es igual a cero y es importante en los estudios encontrar este tipo de características para que los análisis sean estables.

4.2.4. Ejemplos de ondeletas.

Dentro de las ondeletas más famosas y utilizadas podemos citar la Haar que es la más simple y la más antigua, la cual se describe con la siguiente función:

$$h(x) = \begin{cases} 1; & 0 \leq x < \frac{1}{2}, \\ -1; & \frac{1}{2} \leq x < 1 \\ 0; & \text{otrovalor} \end{cases} \quad (53)$$

Y su gráfica se muestra en la Figura 33. Ahí podemos ver que efectivamente es una ondeleta sencilla. Sin embargo es muy utilizada para análisis de señales usando

transformadas discretas y continuas. Tiene un solo momento de desvanecimiento (Nieto y Orozco, 2008).

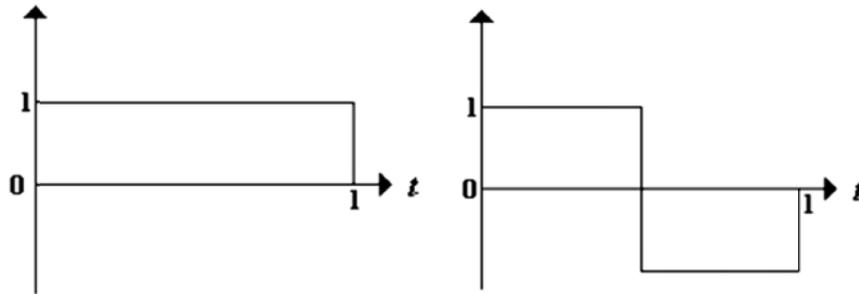


Figura 33. Ondeleta Haar.

Otra ondeleta que es muy utilizada en el análisis de señales es el “Sombrero Mexicano”. Cuyo nombre proviene de la forma que describe su gráfica que está definida por:

$$mexh(x) = \frac{2(1-x^2)e^{-\frac{x^2}{2}}}{\pi^{\frac{1}{4}}\sqrt{3}} \quad (54)$$

Ésta ondeleta es la segunda derivada de la función de densidad de probabilidad Gaussiana. Como vemos en la Figura 34 es simétrica, característica que le permite examinar a las señales de un modo simétrico y lineal en la fase, igual que la onda Haar. No todas las ondas son simétricas pero también se utilizan en los análisis dependiendo del objetivo que se quiera lograr con ellas.

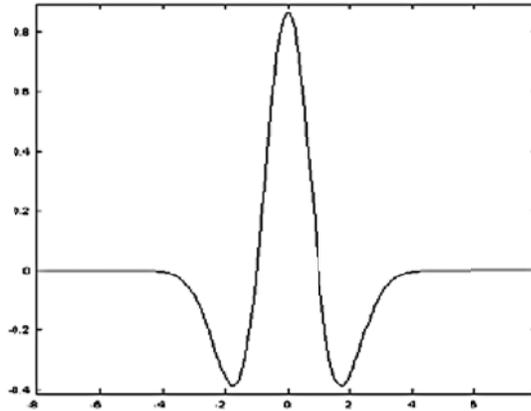


Figura 34. Ondeleta "Sombrero mexicano".

Podemos nombrar otra ondeleta como Daubechies que puede tener un orden N dependiendo del número de momentos de desvanecimiento que se deseen, N es un entero positivo y denota el número de coeficientes de filtro que tiene esa ondeleta; por ejemplo la Daubechies de orden 1(db1) es la ondeleta Haar que se presentó anteriormente.

En la Figura 35 podemos ver la ondeleta Daubechies de orden 5 (db5), donde el número de momentos de desvanecimiento es igual al orden de la ondeleta. Para este caso la ondeleta db5 tiene los siguientes coeficientes de filtro pasa bajas de descomposición:

$$\{c_{db5}\} = \{0.0033, -0.0126, -0.0062, 0.0776, -0.0322, -0.2423, 0.1384, 0.7243, 0.6038, 0.1601\}$$

Podemos ver que existe una relación del doble entre los números de coeficientes de filtro y los momentos de desvanecimiento.

Ésta ondeleta cuenta con las características de ortogonalidad y biortogonalidad, además de que se pueden realizar las transformada de ondeletas discretas y continuas con ella.

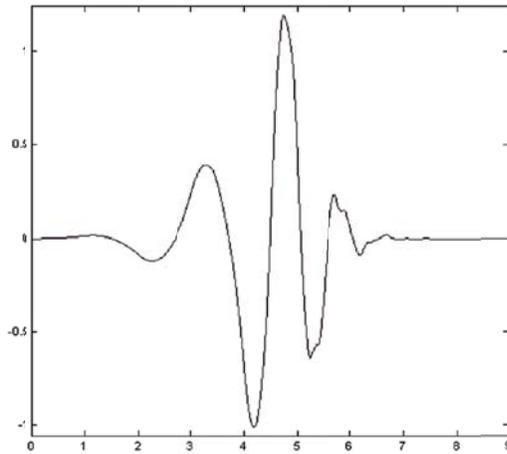


Figura 35. Ondeleta Daubechies de orden 5.

La ondeleta Symmlet posee las características de ortogonalidad y biortogonalidad y también permite realizar las transformadas continua y discreta. Posee la cualidad de tener diferentes órdenes, de este modo podemos ver en la Figura 36 la ondeleta Symmlet de orden 2 (sym2) cuyos coeficientes de filtro pasa bajas de descomposición son:

$$\{c_{sym2}\} = \{-0.1294, 0.2241, 0.8365, 0.4830\}$$

Como se aprecia es asimétrica. El número de momentos de desvanecimiento es directamente proporcional al orden de la ondeleta.

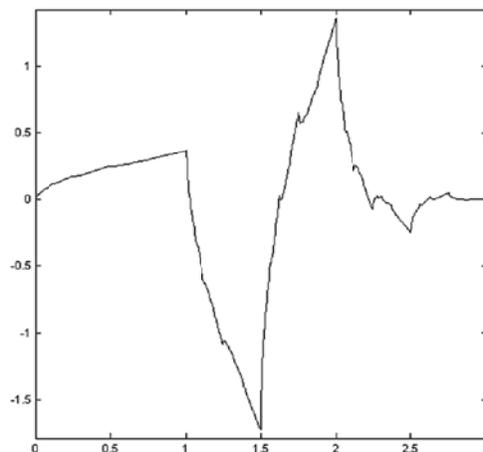


Figura 36. Ondeleta Symmlet de orden 2.

Una ondeleta con mayor número de momentos de desvanecimiento es la Coiflet, cuya gráfica se muestra en la Figura 37. Para cada orden diferente de la ondeleta se tienen $2N$ momentos de desvanecimiento. Puede ser simétrica o asimétrica dependiendo del orden N de la ondeleta con que se trabaje. Los coeficientes del filtro pasa bajas de descomposición de la ondeleta coif1 son:

$$\{c_{coif1}\} = \{-0.0157, -0.0727, 0.3849, 0.8526, 0.3379, -0.0727\}$$

Para éste caso la relación entre momentos de desvanecimiento y número de coeficientes se ha perdido.

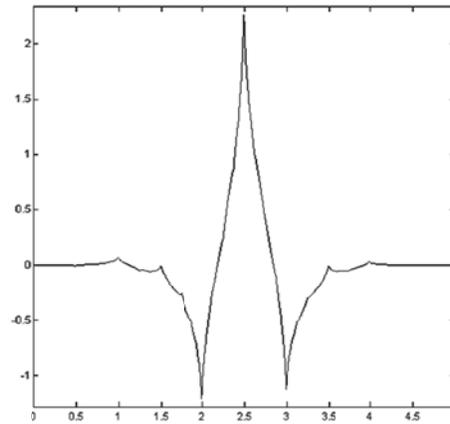


Figura 37. Ondeleta Coiflet de orden 1.

La ondeleta Gaussiana es otra muestra muy común de estas funciones finitas. Esta se define como la derivada de la función de densidad de probabilidad Gaussiana. Matemáticamente esta definición se aprecia como:

$$gaus(x,n) = C_n \frac{d}{dx} (e^{-x^2}, n) \quad (55)$$

Donde C_n es una constante determinada por 2 -norm de $gaus(x,n)=1$. Con esta ondeleta sólo es posible realizar la Transformada continua y puede ser simétrica o asimétrica según el valor de n . La Figura 38 muestra la ondeleta Gaussiana de orden 1.

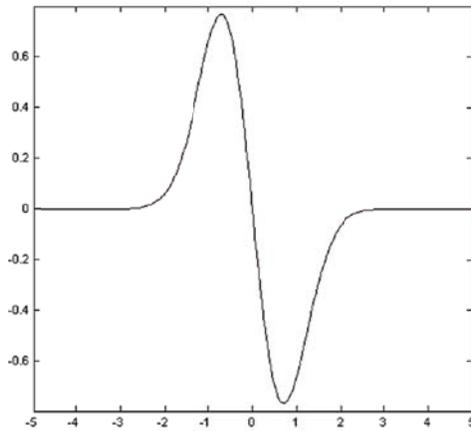


Figura 38. Ondeleta Gaussiana de orden 1.

La última ondeleta que se muestra en el presente trabajo es la denominada Morlet, cuya expresión para definirla es la siguiente:

$$morl(x) = e^{-\frac{x^2}{2}} \cos(5x) \quad (56)$$

En la Figura 39 podemos observar que la ondeleta Morlet es simétrica. Por otro lado se debe comentar que no posee características de ortogonalidad ni biortogonalidad, además de que sólo es útil para realizar la Transformada Continua de ondeletas. Existen muchas ondeletas en la literatura entre ellas podemos encontrar la Meyer, Spline y Biorthogonal.

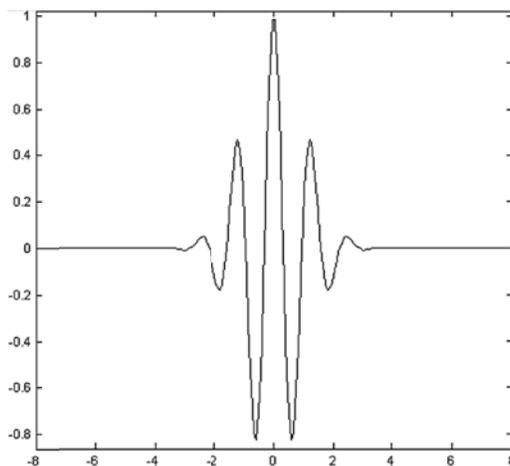


Figura 39. Ondeleta Morlet.

Como podemos ver, existe una gran variedad de ondeletas que se han desarrollado a lo largo de muchos años. Todas estas ondeletas se utilizaron para el análisis de las señales electromagnéticas asociadas a eventos sísmicos, siendo las más utilizadas, debido a sus excelentes resultados la tipo Haar y la Daubechies hasta el nivel 8.

4.2.5. Transformada de Ondeletas.

Las transformadas de ondeletas comprenden la Transformada Continua y la Transformada Discreta. Estas son las herramientas matemáticas que permiten el análisis de señales de manera muy similar a como lo hacen las Transformadas de Fourier, dando información en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia. Tal y como se verá en el capítulo de resultados se hace uso tanto de la Transformada de ondeletas discretas así como su complemento, la Transformada de Fourier.

A continuación se define, de manera breve, la Transformada Continua, para después explicar de manera más extensa la Transformada Discreta.

4.2.6. Ondeleta Continua.

Ahora que conocemos las propiedades que tienen las ondeletas y ya que sabemos sobre el tipo de análisis que se puede realizar utilizando cada una de ellas. Para hacer el análisis de una señal se multiplica cada punto de dicha señal por la ondeleta que se haya elegido, cuyas características de escala y traslación serán permanentes para todo el proceso, después cada una de las muestras que se obtienen se van a sumar y de este modo tendremos la señal trasladada del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia y el tiempo. Este proceso es el mismo que utiliza la Transformada de Periodo Corto de Fourier (STFT), sin embargo existen algunas diferencias en los resultados.

La Transformada Continua de una señal $f(x)$ está definida por la siguiente ecuación:

$$CWT(a, b) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int h\left(\frac{x-b}{a}\right) f(x) dx; a, b \in \mathfrak{R}, a \neq 0 \quad (57)$$

Donde a es la escala y b es la traslación, ambos números reales, y $f(x)$ es la función a analizar. Por supuesto que si la escala es cero la ondeleta no existirá y el análisis se indeterminará. La variable de escala a puede ser vista como $a=f/f_0$ donde f_0 denota la frecuencia central de la ondeleta. De esta manera tendremos que la anterior ecuación se puede expresar también de la siguiente manera:

$$CWT(b, f) = \sqrt{\left|\frac{f}{f_0}\right|} \int h\left[\frac{f}{f_0}(x-b)\right] f(x) dx; a, b \in \mathfrak{R}, a \neq 0$$

Esta transformada permite la representación de la señal $f(x)$ en el plano tiempo-escala.

Lo siguiente es explicar cómo la CWT transforma la señal de un dominio a otro, para lo cual depende de dos variables. La variable de escala lleva en sí la información de la dilatación y la contracción de la señal, pero podría verse desde otro punto de vista donde lo que cambia es la frecuencia y con ello al dilatarse la frecuencia se reduce y al contraerse la frecuencia aumenta. Aquí es justamente donde se aprovecha esta característica de las ondeletas para obtener la información de la señal y conocer sus componentes de frecuencia.

En el dominio del tiempo, el análisis es más sencillo ya que la variable de traslación tiene la información de tiempo, pues nos indica en qué lugar del eje del tiempo se encuentra la ondeleta. De este modo se van complementando los datos en forma de una matriz, donde para cada integral que resolvamos tendremos un punto del plano traslación-escala, que es equivalente a tener la información en el plano tiempo frecuencia.

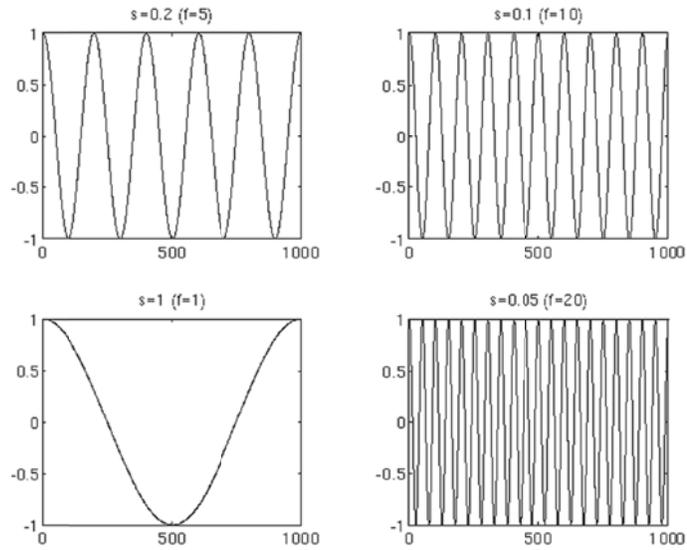
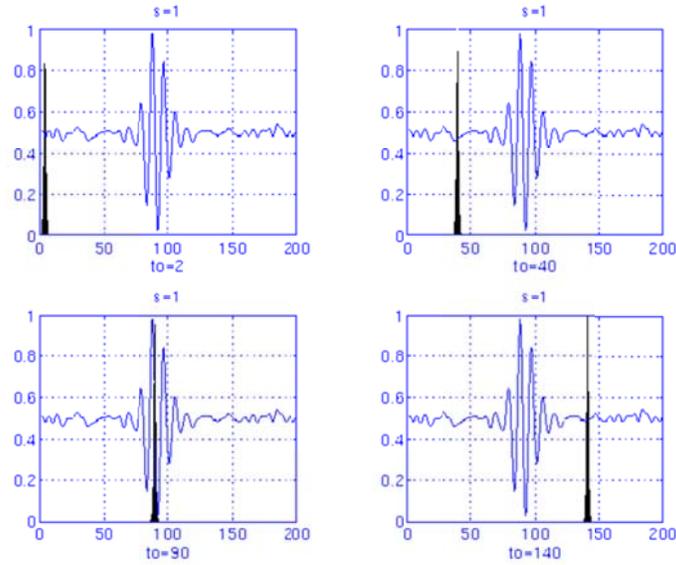
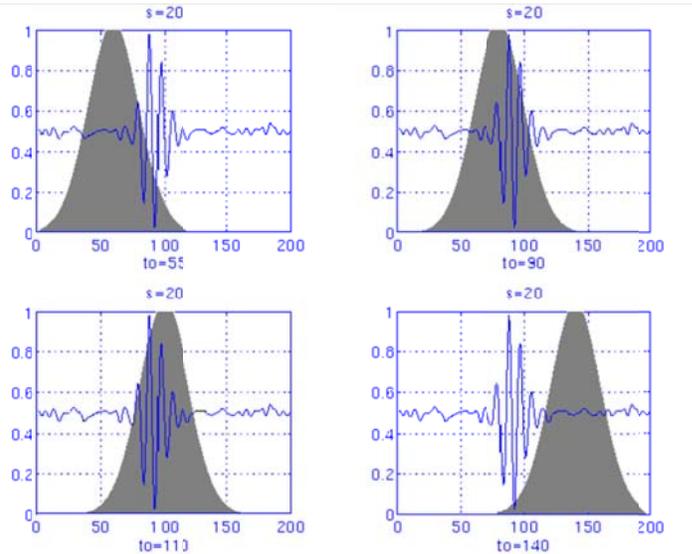


Figura 40. Variable de escala.

En la Figura 40 se puede apreciar el comportamiento de la variable de escala, mientras que en la Figura 41 se muestra la variable de traslación. Obviamente para obtener una representación completa del plano traslación- escala (tiempo-frecuencia) debemos de realizar un barrido desde el inicio de la señal de interés hasta el final de la misma. Y también desde los niveles de escala que sean necesarios, porque como podemos apreciar puede ser que en algún momento nuestra ondeleta no alcance a cubrir la totalidad de la señal de interés.



(a)



(b)

Figura 41. Proceso de análisis en diferente escala y traslación. (a) Escala fija a 1 y traslación variante, (b) Escala fija a 20 y traslación variante.

Ahora veremos un ejemplo de lo que es la transformada continua, Polika (1996) nos sugiere una señal mostrada en la Figura 42. Podemos ver que las componentes de frecuencia que tiene son de 30, 20, 10 y 5 Hz. La Transformada de la señal se muestra en la Figura 43. Los ejes que se manejan son traslación y escala.

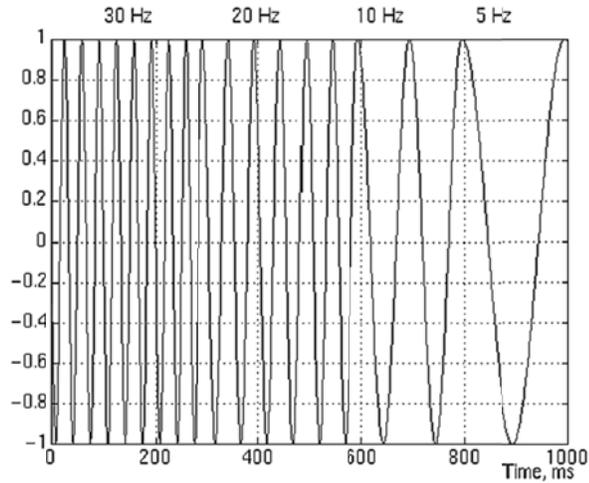


Figura 42. Señal senoidal.

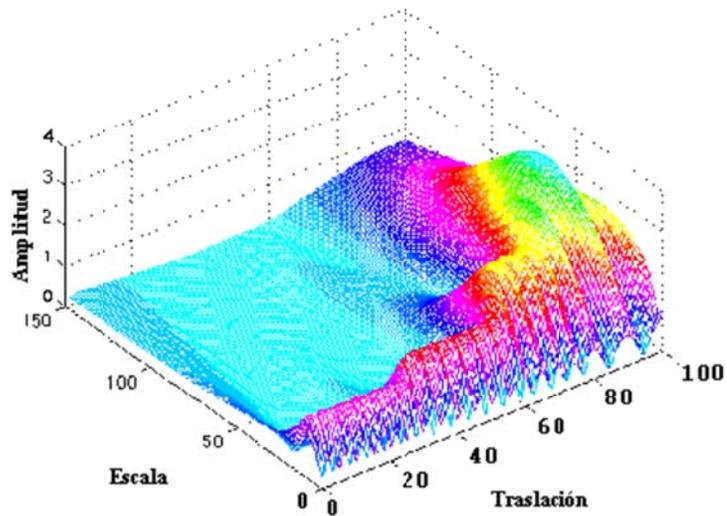


Figura 43. Transformada continua.

Es importante aclarar que el proceso de transformación de una señal es reversible, a esto es a lo que en literatura se le conoce como Transformada Inversa Continua de Ondeletas (ICWT, por sus siglas en inglés). Esta transformación está dada por la siguiente ecuación:

$$f(x) = \frac{1}{C_{\psi}^2} \iint \frac{CWT(a,b)h\left(\frac{x-b}{a}\right)}{a^2} db da \quad (58)$$

Donde C_ψ^2 es una constante que se determina por la ondeleta que se ha utilizado en la transformación. Ésta constante se conoce como constante de admisibilidad y está definida como:

$$C_\psi = \sqrt{2\pi \int_{-\infty}^{\infty} \frac{|H(\omega)|^2}{|\omega|} d\omega} < \infty \quad (59)$$

Donde $H(\omega)$ es la Transformada de Fourier de $h(x)$ que es la función madre de la ondeleta utilizada en la transformación inicial. Básicamente la C_ψ debe tener un valor finito para que se pueda hacer una transformación inversa y eso se va a dar en la gran mayoría de los casos. A este proceso de reconstrucción de la señal se le conoce como síntesis de la señal y generalmente se realiza después del proceso de análisis o descomposición de esa misma señal. Ésta herramienta matemática también puede ser tomada en cuenta para analizar señales que no son continuas. A continuación se presenta el proceso de señales discretas.

4.2.7. Ondeleta Discreta.

Para explicar cómo se realiza la transformación de una señal discreta partamos del hecho de que contamos con un par de escalas que cumplen con la condición $a_0 < a_1$ que corresponde aproximadamente a dos frecuencias $f_0 < f_1$, una forma natural de discretizar los parámetros de tiempo y escala es submuestrear, de acuerdo con la regla de Nyquist, los

coeficientes en escala a_1 en $\left(\frac{f_0}{f_1}\right)^{i-esima}$ a la razón de los coeficientes en la escala a_0 . Para

ondeletas discretas los parámetros de escala y traslación son elegidos tales que en el nivel j

la ondeleta $a_0^j h\left(\frac{-j}{a_0^2} h(a_0^{-j} x)\right)$ es a_0^j veces el ancho de $h(x)$. Esto significa que el parámetro

de escala es $a = a_0^j : j \in \mathbb{Z}$ y el parámetro de traslación $b = kb_0 a_0^j : j, k \in \mathbb{Z}$. De este modo la familia de ondeletas está dada por:

$$h_{j,k}(x) = a_0^{-\frac{j}{2}} h(a_0^{-j} x - kb_0) \quad (60)$$

De esta forma la Transformada Discreta tiene la forma:

$$d_{j,k} = a_0^{-\frac{j}{2}} \int f(x) h(a_0^{-j} x - kb_0) dx \quad (61)$$

Para recuperar $f(x)$ de los coeficientes $\{d_{j,k}\}$ debe existir la siguiente condición de estabilidad,

$$A \|f(x)\|^2 \leq \frac{2}{A+B} \sum_j \sum_k |D_{j,k}|^2 \leq B \|f(x)\|^2 \quad (62)$$

Con $A > 0$ y $B < \infty$ para todas las señales $f(x)$ en $L^2(\mathfrak{R})$. Entonces la fórmula de reconstrucción está determinada por:

$$f(x) \approx \frac{2}{A+B} \sum_j \sum_k d_{j,k} h_{j,k}(x) \quad (63)$$

Entre más cercanos sean A y B más aproximada será la reconstrucción. Cuando $A=B=1$ la familia de ondeletas es ortonormal.

De lo anterior surge un concepto importante que es el Análisis de Multiresolución (MRA), que como lo dice el nombre es un análisis de la señal a estudiar de tal modo que cada componente de frecuencia es analizado con una resolución diferente. Esto es una alternativa más sobre STFT que analiza todas las componentes de frecuencia a una misma resolución dada. En general, las ventajas que ofrece éste método es que con el uso de las ondeletas, a altas frecuencias se tiene una buena resolución en tiempo y poca resolución en frecuencia, mientras que para bajas frecuencias los resultados son buena resolución en frecuencia y poca resolución en tiempo.

La Figura 44 nos muestra que los ejes que se manejan son tiempo y frecuencia, aquí se ejemplifica lo que se mencionó anteriormente. Cabe señalar que para la STFT las ventanas serían de igual dimensión para todos los casos ya que la función utilizada para ese análisis no se dilata ni se contrae, lo que representa una ventaja de la WT sobre la STFT, ya que se puede tener un mayor detalle del comportamiento de la señal, dada la resolución que puede alcanzar.

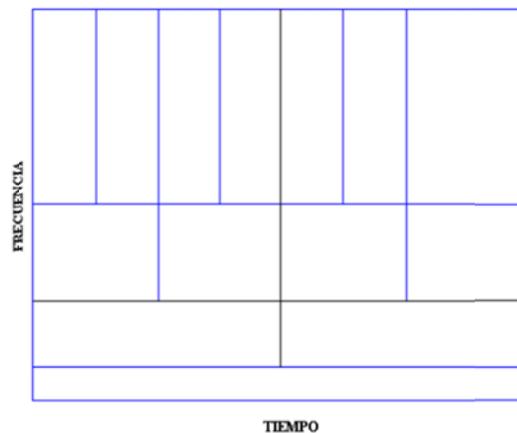


Figura 44. Plano tiempo-frecuencia analizado con la WT.

Para el caso de la transformación discreta debemos tomar en cuenta un muestreo que convierta la señal continua en discreta. El muestreo que se utiliza está basado en el Análisis de Multiresolución; entendiendo por resolución el número de niveles de descomposición en el dominio de las ondeletas. Éste muestreo, diferente a lo que se acostumbra, se realiza con base en una serie de filtros pasa altas y filtros pasa bajas. Y de este modo se van obteniendo las muestras de bajas y altas frecuencias. Para esta labor se han diseñado un par de términos importantes que son el Decimado (Down sampling) y Undecimado (Up sampling) que propiciamente se refieren al sentido en el que se realiza el muestreo. El decimado se refiere a incrementar el número de muestras, mientras que el undecimado se refiere a decrementar el número de las mismas.

Por filtro debemos entender un sistema que tiene una ecuación de diferencia $y(n)$ y una respuesta al impulso $h(n)$, donde $n = 2^J$ y J es un número entero que denota el número de niveles de descomposición. El valor de n indica el número de muestra que se

está trabajando, todas las muestras están igualmente espaciadas. El proceso de filtrar una función $x(n)$ corresponde a la operación matemática de la convolución que está definida de la siguiente manera:

$$y(n) = x(n) * h(n) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} x(m)h(n-m) \quad (64)$$

A partir de estos conceptos podemos explicar el proceso que se realiza para transformar una señal al dominio de tiempo y frecuencia. El proceso consiste en una serie de filtrados repetitivos usando el concepto de decimado, es decir, al principio se utiliza un filtro pasa bajas y otro pasa altas con frecuencia de corte de la mitad de la máxima componente de frecuencia de la señal a analizar.

Posteriormente el resultado se vuelve a filtrar bajo las mismas características, la frecuencia de corte del segundo filtro es la mitad de la máxima componente de frecuencia de la señal que va a entrar a ese filtro, de este modo el proceso se repite y la salida de cada filtro va generando un par de muestras más de las que se tenían inicialmente. Éste proceso se realiza de este modo ya que como se está trabajando con una señal discretizada no se podría realizar el mismo proceso que se hizo con la transformada continua. El siguiente paso es explicar cómo se obtiene la información de tiempo y frecuencia en este caso. Resulta que al filtrar la señal de ésta manera se van generando los siguientes resultados: En resumen, el filtro pasa bajas degenera en la mitad la resolución, pero deja sin cambios la escala. Las señales son entonces submuestras de 2 y la otra mitad del número de muestras son redundantes. Esto duplica la escala.

Gracias a eso se obtiene la información de la señal, tal y como se hizo con las señales continuas. Éste proceso se puede explicar mejor observando la Figura 45. En ella podemos apreciar cómo ingresa la señal a analizar a un par de filtros, uno de ellos es pasa bajas y el otro es pasa altas, los cuales se identifican por la especificación de ancho de banda de la señal a la salida de cada uno, la cual va de la mitad del ancho de banda de la señal de entrada a uno de los extremos. Por ejemplo, tenemos que la señal que entra

va de 0 a π . El filtro pasa altas es representado por $g(n)$, mientras que el pasa bajas es $h(n)$.

La salida de ambos filtros se vuelve a enviar a otro par de filtros de las mismas características. De éste modo se va reduciendo el ancho de banda de la señal y eso se traduce en la reducción a la mitad de la resolución. Lo que significa que a mayor número de etapas de filtrado se tendrá una mayor resolución.

La salida de los filtros pasa altas se van eliminando por la regla de Nyquist que dice que para poder reconstruir una señal a partir de sus muestras es necesario muestrearla al menos con el doble de la frecuencia de esa señal, por lo que la información en la salida de los filtros pasa altas no es necesaria. Conforme se van agregando las etapas de filtrado se va aumentando el nivel J de descomposición de la señal.

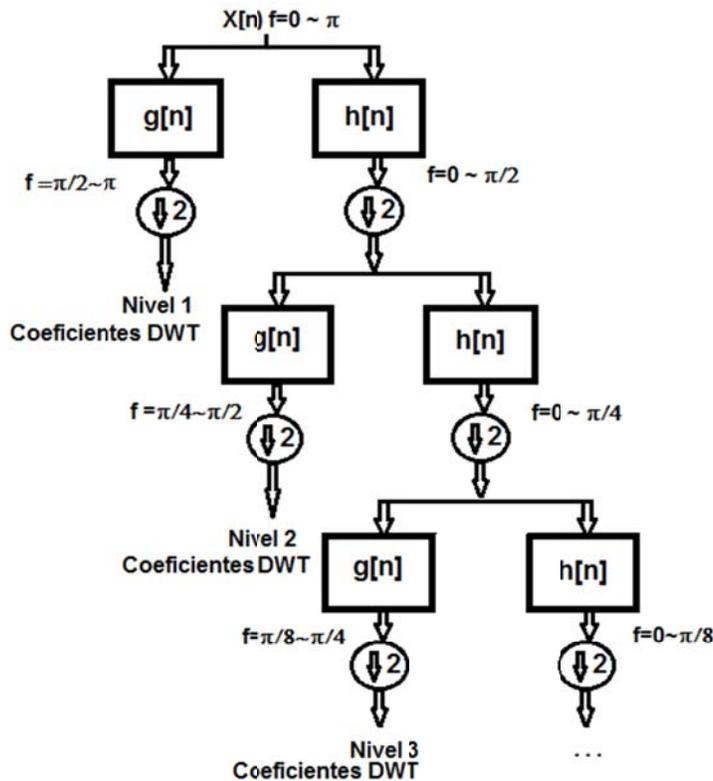


Figura 45. Proceso de Transformación de Discreta de Ondeletras.

La explicación matemática de este proceso se basa en los parámetros a , b son muestreados sobre una rejilla conocida como red diádica (*dyadic grid*) en el plano tiempo-escala. Para ello tenemos que $a_0 = 2$ y $b_0 = 1$ con la ecuación 65 se muestra una familia de ondeletas ortonormales de la siguiente forma:

$$h_{j,k}(x) = 2^{-\frac{j}{2}} h(2^{-j}x - k) \quad (65)$$

Y la ortonormalidad se define como:

$$\int_{-\infty}^{\infty} h_{j,k}(x) h_{j',k'}^*(x) dx = \begin{cases} 1 & \text{si } j = j' \text{ y } n = n' \\ 0 & \text{cualquier otro caso} \end{cases} \quad (66)$$

A continuación se explica formalmente el Análisis de Multiresolución que se define como una consecuencia de subespacios cerrados $\{V_j \subset L^2(\mathfrak{R}) : j \in Z\}$ con las siguientes propiedades:

- (i) $\dots V_2 \subset V_1 \subset V_0 \subset V_{-1} \subset V_2 \subset \dots \subset L^2(\mathfrak{R})$;
- (ii) $\bigcap_{j \in Z} V_j = \{0\}, \overline{\bigcup_{j \in Z} V_j} = L^2(\mathfrak{R})$;
- (iii) $\forall j \in Z, x(n) \in V_j \Leftrightarrow x(2n) \in V_{j-1}$;
- (iv) $\forall k \in Z, x(n) \in V_0 \Rightarrow x(n-k) \in V_0$;
- (v) Existe una función $\phi(n) \in V_0$ tal que $\left\{ \phi_{j,k}(n) = 2^{-\frac{j}{2}} \phi(2^{-j}n - k) : j, k \in Z \right\}$

La propiedad (i) denota los espacios sucesivos que son usados para representar las diferentes resoluciones o escala, mientras que la propiedad (ii) garantiza el complemento de los subespacios y asegura que el $\lim_{j \rightarrow -\infty} x_j(n) = x(n)$. La propiedad (iii) denota que V_{j-1} consiste de todas las versiones re-escaladas de V_j , mientras que la propiedad (iv) significa que cualquier versión trasladada de una función pertenece al mismo espacio así como el original. Finalmente, en la propiedad v), la función $\phi(\cdot)$ es llamada el escalamiento de la función en el análisis de multiresolución.

Como la idea del análisis de multiresolución es determinar una señal $x(n)$ como un límite de aproximaciones sucesivas, las diferencias entre éstas dos aproximaciones en la resolución 2^{j-1} y 2^j dan detalles de la señal en la resolución 2^j . En otras palabras,

después de elegir una resolución inicial J , cualquier señal $x(n) \in L^2(\mathfrak{R})$ puede ser expresada como:

$$x(n) = \sum_{k \in \mathbb{Z}} c_{J,k} \phi_{J,k} + \sum_{j=J}^{\infty} \sum_{k \in \mathbb{Z}} d_{j,k} h_{j,k}(n) \quad (67)$$

Donde los detalles o coeficientes de ondeletas $\{d_{j,k}\}$ son definidos por:

$$d_{j,k} = 2^{-\frac{j}{2}} \int_{-\infty}^{\infty} x(n) h_{j,k}(2^{-j}n - k) dn \quad (68)$$

Y las aproximaciones o coeficientes de escala $\{c_{j,k}\}$ se expresan de la siguiente manera:

$$c_{j,k} = 2^{-\frac{j}{2}} \int_{-\infty}^{\infty} x(n) \phi_{j,k}(2^{-j}n - k) dn \quad (69)$$

De esta manera queda realizado el Análisis de Multiresolución en la señal $x(n)$ expresándola en términos de los coeficientes de ondeletas y en coeficientes de escala. Éste proceso es el que se ha mostrado en la Figura 45 y se reafirman con estos conceptos más formales en la Figura 46. El símbolo $\downarrow 2$ significa que se hace la operación de Decimado.

Una vez calculados los coeficientes de la señal para diferentes niveles de descomposición, se debe aplicar este proceso, el cual consiste en seleccionar solamente los coeficientes que superen un umbral determinado para considerarlos en la reconstrucción de la señal, mientras que los coeficientes por debajo de este umbral (ruido de la señal) se eliminan (Burrus, 1999).

Esto es posible porque la transformada wavelet concentra la energía de la señal en pocos coeficientes, mientras que la señal de ruido tiene su energía distribuida en bastantes coeficientes, es decir que los coeficientes de la señal limpia son de un valor relativamente mayor a los coeficientes de la señal de ruido.

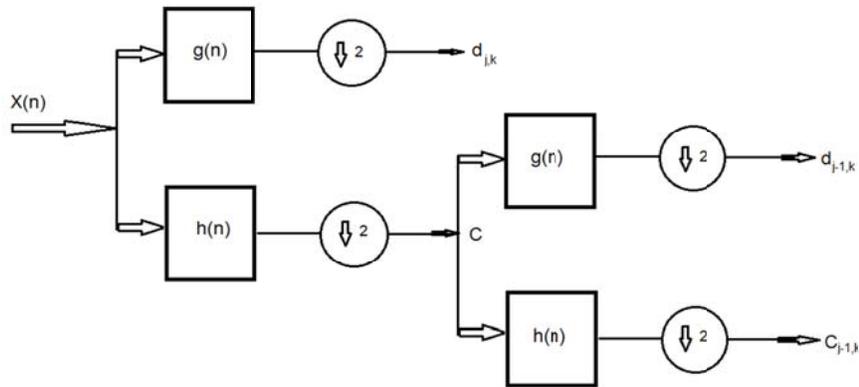


Figura 46. Análisis de Multiresolución de la señal $x(n)$ DWT.

Para umbralizar los coeficientes, se deben tener en cuenta tres partes: estimar el ruido presente en la señal, escalar este valor y aplicar el umbral. MATLAB® proporciona las siguientes variables para cada uno de los: `rigsure`, `sqtwolog`, `heursure` y `minimax` para la estimación del ruido; `one`, `sln` y `mln` para el escalamiento; `soft` y `hard` para la aplicación del umbral.

4.2.8. Cálculo de los coeficientes (análisis)

Consiste en aplicar la transformada wavelet discreta (DWT) en varios niveles de descomposición. Básicamente la DWT realiza dos procesos: filtrado de la señal utilizando un filtro pasa bajos y un filtro pasa altos de descomposición, y el submuestreo de las señales de salida; éste proceso se repite varias veces a partir de la señal de salida del filtro pasa bajos (Burrus, 1999).

Los coeficientes de los filtros, tienen características especiales, entre las que destacan:

Filtro mitad banda, es decir que dejan pasar solamente la mitad de la banda superior o inferior de la señal de entrada.

Ganancia en DC igual a $\sqrt{2}$

Los filtros de descomposición y de reconstrucción son de cuadratura, lo que permite la recuperación de la señal.

En forma esquemática, este proceso se presenta en la Figura 46.

La señal de salida del filtro pasa bajos corresponde a los coeficientes de aproximación de la señal, mientras que la señal de salida del filtro pasa altos contiene los coeficientes de detalle.

Cada subseñal contiene una representación para un ancho de banda de la señal de entrada en todo el valor del tiempo, es por esto que se dice que la transformada wavelet es temporo-frecuencial.

La principal diferencia que existe entre éste método y la Transformada de Fourier es que la información de la localización de las componentes de frecuencia a lo largo del tiempo no se pierde. Sin embargo la resolución de ese dato depende del nivel en el que se encuentre. Los filtros se encuentran relacionados por la siguiente ecuación:

$$g(L-1-n) = (-1)^n h(n) \quad (70)$$

Donde $g(n)$ es el filtro pasa altas, $h(n)$ es el pasa bajas y L es la longitud, en muestras, del filtro que se utilizará en la transformación. A los filtros que cumplen con ésta condición se les conoce como Filtros Cuadratura de Espejo (QMF, por sus siglas en inglés). La salida de los filtros se puede expresar de la siguiente manera:

$$y_{alta}(k) = \sum_n x(n)g(-n+2k) \quad (71)$$

$$y_{baja}(k) = \sum_n x(n)h(-n+2k) \quad (72)$$

Donde $y_{alta}(k)$ y $y_{baja}(k)$ son las salidas de los filtros pasa altas y pasa bajas respectivamente. De este modo y cumpliendo las características requeridas se puede analizar una señal continua que previamente se muestreó para hacerla discreta. Y por supuesto que el proceso es reversible mediante la Transformada Inversa Discreta de la ecuación (73) y donde haciendo algunos despejes se obtiene:

$$x(n) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} y_{alta}(k)g(-n + 2k) + y_{baja}(k)h(-n + 2k) \quad (73)$$

La cual se realiza por medio de las salidas de los filtros pasa altas y pasa bajas multiplicadas por su respuesta al impulso considerando el proceso de decimado y undecimado. Estos resultados son sumados desde la primera muestra hasta la última y ya con eso se ha reconstruido la señal discreta en el tiempo. Éste proceso se muestra en la Figura 47.

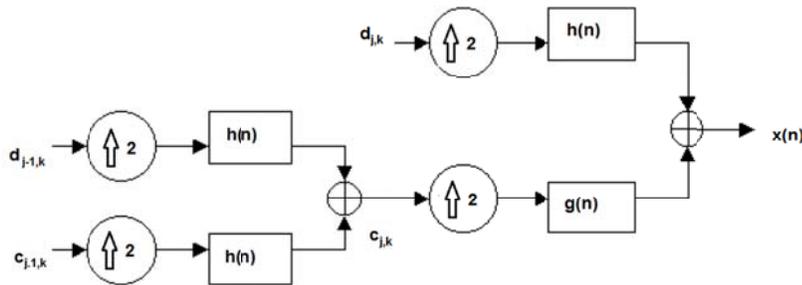


Figura 47. Análisis Multiresolución de la señal $x(n)$. IDWT.

4.2.9. Aplicaciones

En cuanto a sus aplicaciones, la transformada de óndula discreta se utiliza para la codificación de señales, mientras la continua se utiliza en el análisis de señales. Como consecuencia, la versión discreta de este tipo de transformada se utiliza fundamentalmente en ingeniería e informática, mientras que la continua se utiliza sobre todo en la física. Este tipo de transformadas están siendo cada vez más empleadas en un amplio campo de especialidades, a menudo sustituyendo a la transformada de Fourier por su ventaja para el análisis de señales en el dominio del tiempo y la frecuencia.

4.2.10. Umbralización

-Rigrsure: Se basa en el principio de estimación de riesgo de Stein (función de pérdida cuadrática) de la señal en un segmento dado. Una vez estimado el riesgo de un umbral en particular, se minimiza el riesgo y se da la selección del valor del umbral.

-Sqrtwolog: El nivel de ruido se calcula con la expresión $umbral = \sqrt{2 \log(n)}$, donde n corresponde al número de muestras del segmento de la señal (Wavelet toolbox)

-Heursure: Compara el valor del umbral estimado con rigrsure y sqrtwolog y selecciona el menor.

-Minimaxi: Realiza la estimación a partir de $umbral = 0.3936 + 0.1829 \left(\frac{\log(n)}{\log(2)} \right)$

-One: Al utilizar esta opción se escala el umbral por uno.

-Sln: Calcula la ponderación con la media de los coeficientes de detalle del primer nivel de descomposición, dividido entre 0.6745, $\sigma = media \frac{|d_1|}{0.6745}$

-Mln: Calcula el escalamiento nivel por nivel, es decir, aplica el mismo concepto sln para todos los niveles de descomposición, $\sigma_i = media \frac{|d_i|}{0.6745}$

-Soft: El umbral se aplica de acuerdo a la función $f(x)$

$$f(x) = \begin{cases} x - th & x > th \\ 0 & |x| \leq th \\ x + th & x < -th \end{cases} \quad (74)$$

-Hard: La aplicación del umbral es más fuerte con soft, y utiliza la función $f(x)$

$$f(x) = \begin{cases} x & |x| > th \\ 0 & |x| \leq th \end{cases} \quad (75)$$

4.2.11. Reconstrucción de la señal (síntesis)

Este proceso es inverso a la descomposición de la señal y comprende dos pasos: Sobre-muestreo y filtrado de los coeficientes utilizando filtros pasa bajo y pasa alto de reconstrucción (Burrus, 1999). La reconstrucción se realiza con todos los coeficientes de los niveles de descomposición de salida de los filtros pasa altos y los coeficientes de los niveles de descomposición de salida de los filtros pasa altos y los coeficientes del último nivel de salida del filtro pasa bajos, de acuerdo a la expresión:

$$x = a_N + d_{N-1} + \dots + d_1 \quad (76)$$

Donde N es el nivel de descomposición, a y d son los coeficientes de aproximación y detalle umbralizados respectivamente.

4.2.12. Proceso matemático:

Por la complejidad en el tratamiento numérico de la DWT, debido a la variabilidad en la forma continua de los parámetros de escala como de traslación, es indispensable contar con una herramienta que permita la discretización de esta. Es así que para este trabajo se pasará de un mapeo continuo a un espectro o conjunto finito de valores, a través del cambio de la integral por una aproximación con sumatorias. La discretización permite representar una señal en términos de funciones elementales acompañadas de coeficientes

$$f(t) = \sum_{\lambda} c_{\lambda} \varphi_{\lambda} \quad (77)$$

En los sistemas wavelet las wavelet madre $\psi(t)$ traen consigo unas funciones de escala $\phi(t)$, las primeras son las encargadas de representar los detalles finos de la función,

mientras las funciones de escala realizan una aproximación. Es posible entonces representar una señal $f(t)$ como una sumatoria de funciones wavelet y funciones de escala:

$$f(t) = \sum_k \sum_j c_{j,k} \phi(t) + \sum_k \sum_j d_{j,k} \psi(t) \quad (78)$$

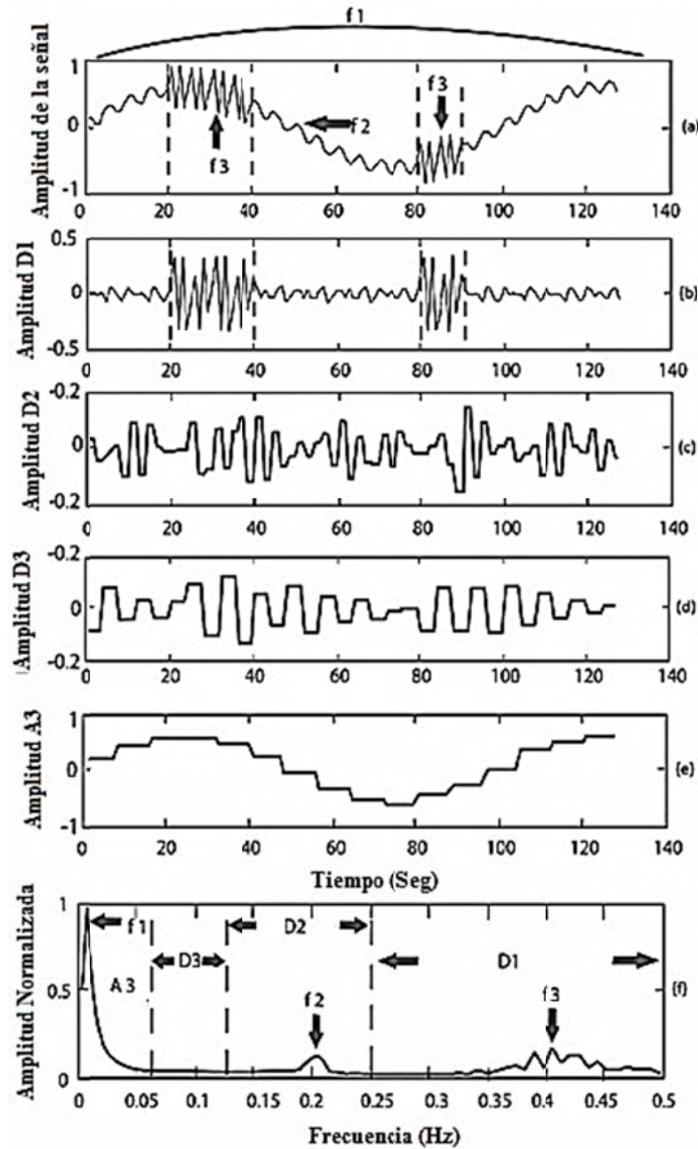


Figura 48. Comparación entre FFT y DWT, para una señal en el rango ULF. De (a) a (d) se muestran los coeficientes de la señal y en (e) se muestran los coeficientes de detalle, por último en (f) se muestra la señal después de su procesamiento mediante la Transformada de Fourier.

4.2.13. Coeficientes de Escala ($c_{j,k}$) y coeficientes wavelet ($d_{j,k}$)

Para representar una señal $f(t)$ y teniendo en cuenta la ecuación (24), es necesario encontrar los valores de los coeficientes ($c_{j,k}$) y ($d_{j,k}$), los cuales permiten finalmente hacer la aproximación de la señal. Estos son producto de una multiplicación vectorial entre la función $f(t)$ y la función de escala (ϕ) o wavelet (ψ). Para los coeficientes de escala tenemos:

$$c_{j,k} = \langle f(t), \phi_{j,k}(t) \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} |f(t)\phi_{j,k}(t)| dt \quad (79)$$

$$\langle f(t), \phi_{j,k} \rangle = c_{j,-\infty} \langle \phi_{j,-\infty}(t), \phi_{j,k}(t) \rangle + \dots + c_{j,k} \langle \phi_{j,k}(t), \phi_{j,k}(t) \rangle + \dots + c_{j,\infty} \langle \phi_{j,\infty}(t), \phi_{j,k}(t) \rangle \quad (80)$$

Ya que las funciones wavelet y de escala cumplen la propiedad de ortonormalidad, es posible asegurar que uno de los productos vectoriales sea diferente de cero,

$$(\langle \phi_{j,k}(t), \phi_{j,m}(t) \rangle = \delta(k-m)) \text{ o } (\langle \psi_{j,k}(t), \psi_{j,m}(t) \rangle = \delta(k-m)) \text{ por lo tanto}$$

$$c_{j,k} = \langle f(t), \phi_{j,k}(t) \rangle = \int_{t_1}^{t_2} |f(t)\phi_{j,k}(2^j t - k)| dt \quad (81)$$

De igual manera para los coeficientes wavelet

$$d_{j,k} = \langle f(t), \psi_{j,k}(t) \rangle = \int_{t_1}^{t_2} |f(t)\psi_{j,k}(2^j t - k)| dt \quad (82)$$

La función utilizada como wavelet madre que dio mejores resultados fue la wavelet haar o daubechies 1, la cual será presentada posteriormente en el ejemplo de aplicación.

Este procedimiento permite analizar fenómenos no estacionarios que presentan las señales reales, es indispensable que su estudio se realice a través del análisis wavelet, permitiendo una representación y descomposición con ventanas de longitud variable, adaptadas al cambio de frecuencia de la señal, preservando la información tiempo-frecuencia simultáneamente en el dominio transformado.

El análisis Wavelet permite hacer una representación de la señal como una expansión de coeficientes del producto interno entre la Wavelet Madre, las funciones obtenidas por escalamiento y traslación de esta y la señal.

La función Wavelet Madre cumple la condición de estar localizada en el tiempo, con promedio cero, que permite actuar como un filtro pasa-banda, que posibilita visualizar simultáneamente la señal en tiempo-frecuencia (Pérez, 2011).

La complejidad en el cálculo matemático de la Transformada Wavelet continua genera la necesidad de hacer una discretización de los parámetros de escala y frecuencia, obteniendo un conjunto finito de valores (coeficientes), que a través de su clasificación, análisis y reagrupamiento, permiten la implementación de algoritmos que facilitan su cálculo e interpretación.

La clave del análisis de multiresolución radica en el anidamiento de subespacios, asegurando la creación de una base wavelet, donde la Wavelet Madre se construye por funciones de escala $\phi(t)$, así la aproximación en una escala 2^{-j} contiene toda la información para calcular una resolución menor 2^{j-1} , concluyendo que todos los espacios son versiones escaladas del espacio central v_0 (Nieto y Orozco, 2008).

4.2.14. Ejemplo (Representación de una señal sinusoidal).

A continuación se desarrollará una aproximación de la función $f(t)=sen(t)$ con $t \in [-1,7]$ para tres escalas distintas ($j=0, j=1, j=2$) mediante la función de escala y función utilizada en uno de los artículos publicados producto de la presente investigación; Wavelet Haar definidas así:

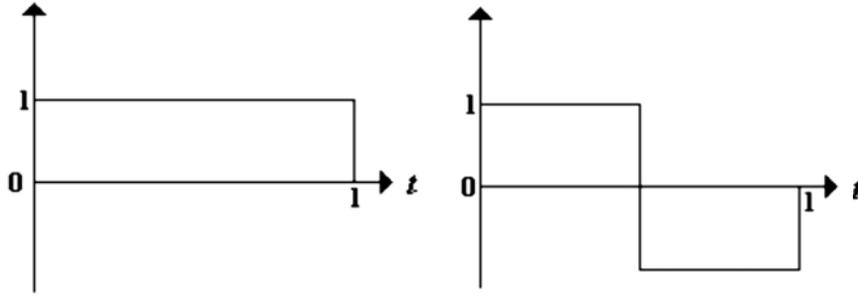


Figura 49. Función de Escala y Wavelet Haar

$$\phi_{j,k} = 2^{\frac{j}{2}} \phi(2^j t - k)$$

$$\begin{cases} 2^{\frac{j}{2}}, & \text{si } t_1 = \frac{k}{2^j} \leq t < \frac{1+k}{2^j} = t_2 \\ 0, & \text{c.o.c.} \end{cases} \quad (83)$$

$$\psi_{j,k} = 2^{\frac{j}{2}} \psi(2^j t - k)$$

$$= \begin{cases} 2^{\frac{j}{2}} & \text{si } \frac{k}{2^j} \leq t \leq \frac{k}{2^j} + \frac{1}{2^{j+1}} \\ -2^{\frac{j}{2}} & \text{si } \frac{k}{2^j} + \frac{1}{2^{j+1}} \leq t \leq \frac{k+1}{2^j} \\ 0, & \text{c.o.c.} \end{cases} \quad (84)$$

Para una correcta aproximación de la señal se realiza el siguiente procedimiento:

1. Dependiendo de la escala o nivel de resolución a utilizar, se encuentra el intervalo en el cual varía el parámetro de traslación (k), para $j=0$.

$$t_1 = -1 = \frac{k}{2^j}$$

$$t_2 = 7 = \frac{1+k}{2^j}$$

Se reemplaza la escala y se obtiene el siguiente intervalo, que corresponde al número de coeficientes a encontrar $k \in [-1,6]$

2. Para el cálculo de los coeficiente de escala se utiliza el nuevo intervalo de k y se reescriben las ecuaciones (83) y (76) así

$$\phi_{0,k} = \phi(t-k) = \begin{cases} 1, & \text{si } k \leq t < k+1 \\ 0, & \text{c.o.c} \end{cases}$$

$$c_{0,k} = \int_{-1}^7 f(t)\phi(t-k)dt$$

Se encuentre cada uno de los coeficientes, por ejemplo, para $k=-1$ y así sucesivamente hasta $k=6$.

$$c_{0,-1} = \int_{-1}^0 \text{sen}(t)dt = -0.4597$$

3. Para el cálculo de los coeficientes se realiza el anterior procedimiento reescribiendo las ecuaciones (84) y (82).

$$\psi_{0,k} = \psi(t-k) = \begin{cases} 1 & \text{si } 1 \leq t \leq \frac{1}{2} + k \\ -1 & \text{si } \frac{1}{2} + k \leq t \leq k+1 \\ 0, & \text{c.o.c.} \end{cases}$$

$$d_{0,k} = \int_{-1}^7 f(t)\psi(t-k)dt$$

A manera de ejemplo, se calcula el coeficiente d , para $k=-1$.

$$d_{0,k} = \int_{-1}^{-\frac{1}{2}} \text{sen}(t)dt - \int_{-\frac{1}{2}}^0 \text{sen}(t)dt = -0.2149$$

Una vez encontrados los coeficientes para la escala $j=0$, se repite el procedimiento para las escalas $j=1$ y $j=2$. El parámetro j puede aumentar dependiendo del nivel de resolución que se desee. De esta manera se obtienen los siguientes coeficientes:

Para $j=0$

Tabla 4. Coeficientes de escala y coeficientes de detalle para $j=0$.

$c_{0,-1}$	-0.4597	$d_{0,1}$	-0.2149
$c_{0,0}$	0.4597	$d_{0,1}$	-0.2149
$c_{0,1}$	0.9564	$d_{0,1}$	-0.0173
$c_{0,2}$	0.5738	$d_{0,1}$	0.1961
$c_{0,3}$	-0.3363	$d_{0,1}$	-0.2149
$c_{0,4}$	-0.9373	$d_{0,1}$	0.0516
$c_{0,5}$	-0.6765	$d_{0,1}$	-0.1735
$c_{0,6}$	0.2063	$d_{0,1}$	-0.2391

Tabla 5. Coeficientes de escala y coeficientes de detalle para $j=1$.

$c_{1,-2}$	-0.6746	$d_{1,-2}$	-0.091
$c_{1,-1}$	-0.2448	$d_{1,-1}$	0.1205
$c_{1,0}$	0.2448	$d_{1,0}$	0.1205
$c_{1,1}$	0.6746	$d_{1,1}$	0.0909
$c_{1,2}$	0.9391	$d_{1,2}$	0.0392
$c_{1,3}$	0.9738	$d_{1,3}$	-0.0222
$c_{1,4}$	0.7699	$d_{1,4}$	-0.0781
$c_{1,5}$	0.3777	$d_{1,5}$	-0.1149
$c_{1,6}$	-0.1071	$d_{1,6}$	-0.1236
$c_{1,7}$	-0.5656	$d_{1,7}$	-0.1020
$c_{1,8}$	-0.8857	$d_{1,8}$	-0.0555

$c_{1,9}$	-0.9889	$d_{1,9}$	0.0047
$c_{1,10}$	-0.8500	$d_{1,10}$	0.0637
$c_{1,11}$	-0.5030	$d_{1,11}$	0.1071
$c_{1,12}$	-0.0328	$d_{1,12}$	0.1243
$c_{1,13}$	0.4454	$d_{1,13}$	0.1110

Tabla 6. Coeficientes de escala y coeficientes de detalle para $j=2$.

$c_{2,-4}$	-0.7655	$d_{2,-4}$	-0.0400
$c_{2,-3}$	-0.58	$d_{2,-3}$	-0.0506
$c_{2,-2}$	-0.36	$d_{2,-2}$	-0.0580
$c_{2,-1}$	-0.12	$d_{2,-1}$	-0.0619
$c_{2,0}$	0.12	$d_{2,0}$	-0.0619
$c_{2,1}$	0.36	$d_{2,1}$	-0.058
$c_{2,2}$	0.58	$d_{2,2}$	-0.0506
$c_{2,3}$	0.76	$d_{2,3}$	-0.0400
$c_{2,4}$	0.89	$d_{2,4}$	-0.0269
$c_{2,5}$	0.97	$d_{2,5}$	-0.0121
$c_{2,6}$	0.995	$d_{2,6}$	0.0033
$c_{2,7}$	0.95	$d_{2,7}$	0.0186
$c_{2,8}$	0.84	$d_{2,8}$	0.0328
$c_{2,9}$	0.69	$d_{2,9}$	0.0449
$c_{2,10}$	0.4492	$d_{2,10}$	0.0542
$c_{2,11}$	0.262	$d_{2,11}$	0.0602
$c_{2,12}$	0.016	$d_{2,12}$	0.0624
$c_{2,13}$	-0.230	$d_{2,13}$	0.0607
$c_{2,14}$	-0.463	$d_{2,14}$	0.0552
$c_{2,15}$	-0.667	$d_{2,15}$	0.0463
$c_{2,16}$	-0.830	$d_{2,16}$	0.0345
$c_{2,17}$	0.941	$d_{2,17}$	0.0206
$c_{2,18}$	0.993	$d_{2,18}$	0.0054
$c_{2,19}$	-0.984	$d_{2,19}$	-0.0101
$c_{2,20}$	-0.913	$d_{2,20}$	-0.0250
$c_{2,21}$	-0.78	$d_{2,21}$	-0.038
$c_{2,22}$	-0.61	$d_{2,22}$	-0.0493

$c_{2,23}$	-0.39	$d_{2,23}$	-0.0572
$c_{2,24}$	-0.157	$d_{2,24}$	-0.0616
$c_{2,25}$	-0.091	$d_{2,25}$	-0.0621
$c_{2,26}$	0.334	$d_{2,26}$	0.0588
$c_{2,27}$	0.556	$d_{2,27}$	0.0518

5. Finalmente, para hacer la reconstrucción de la señal se suman los coeficientes de escala y de detalle para j y k . A continuación se puede apreciar la forma en que se aproxima la señal $f(t) = \sin(t)$ para distintos niveles de resolución o escala.

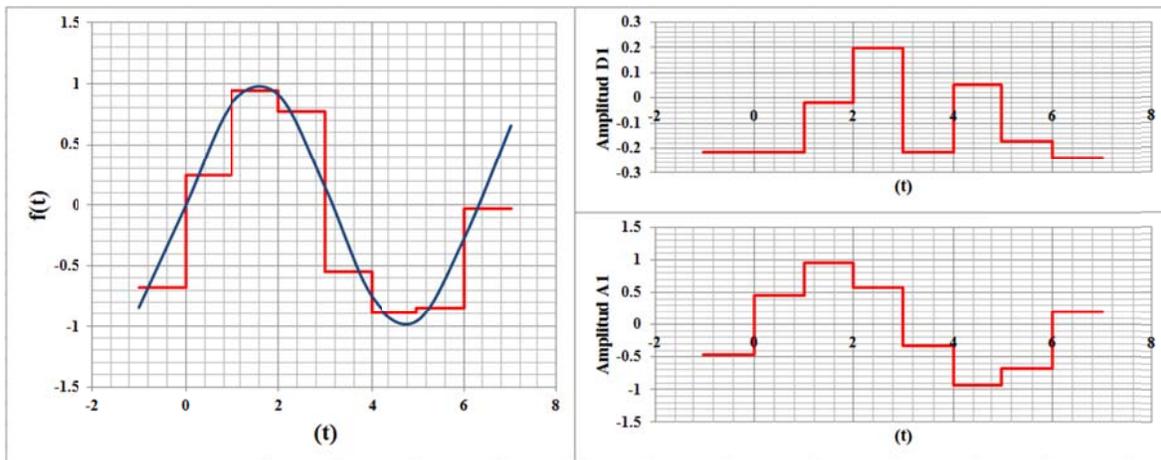


Figura 50. Reconstrucción de la señal para $j = 0$.

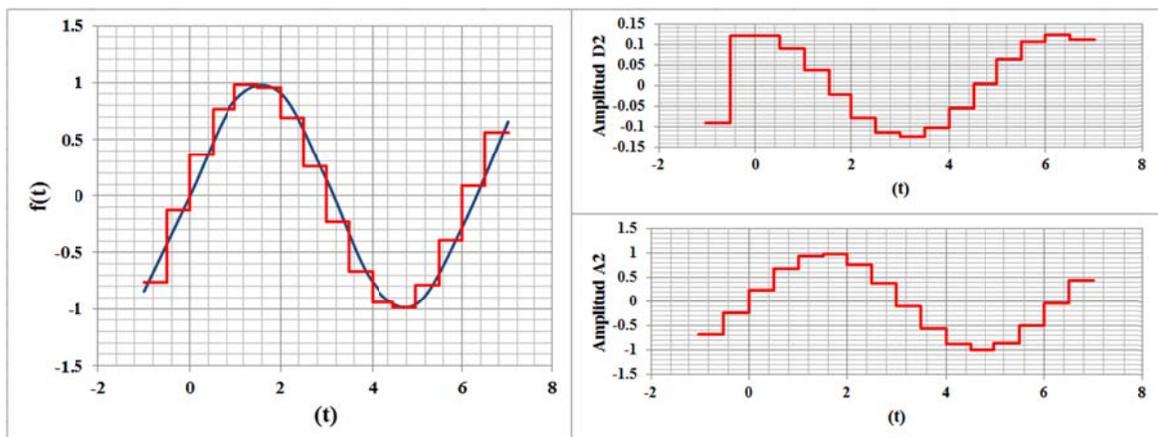


Figura 51. Reconstrucción de la señal para $j = 1$.

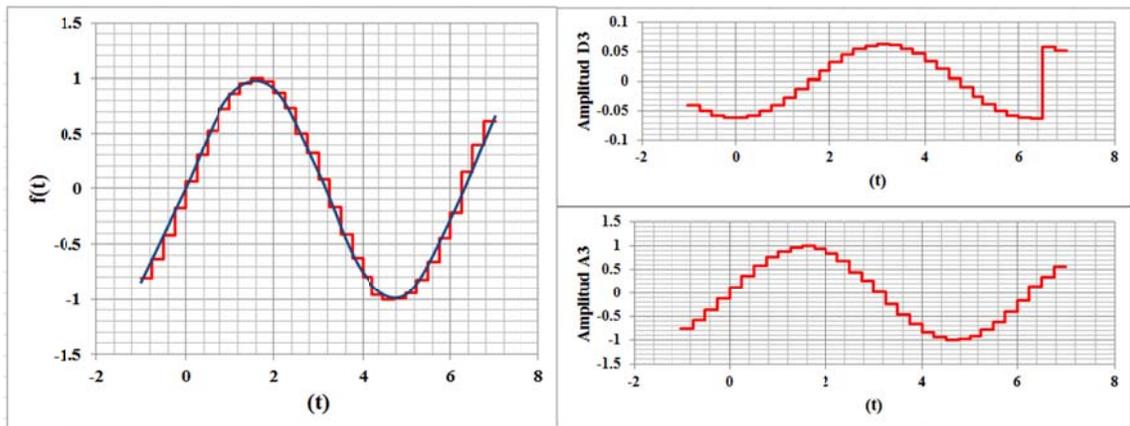


Figura 52. Reconstrucción de la señal para $j = 2$.

4.3. Recomendaciones referentes al uso del método de ondeletas

Debido al comportamiento no-estacionario que presentan las señales reales, es indispensable que su estudio se realice a través de un análisis de ondeletas, permitiendo una representación y descomposición con ventanas de longitud variable, adaptadas al cambio de frecuencia de la señal, preservando la información tiempo-frecuencia simultáneamente en el dominio transformado.

El análisis de ondeletas permite hacer una representación de la señal como una expansión de coeficientes del producto interno entre la ondeleta madre, las funciones obtenidas por escalamiento y traslación de ésta y la señal.

La función ondeleta madre cumple la condición de estar localizada en el tiempo, con promedio cero, lo cual permite actuar como un filtro pasa-banda, que posibilita visualizar simultáneamente la señal tiempo-frecuencia.

La complejidad en el cálculo matemático de la Transformada de ondeletas continua genera la necesidad de hacer una discretización de los parámetros de escala y frecuencia, obteniendo un conjunto finito de valores (coeficientes), que a través de su clasificación, análisis y reagrupamiento, permiten la implementación de algoritmos que facilitan su cálculo e interpretación.

La clave del análisis de multiresolución radica en el anidamiento de subespacios, asegurando la creación de una base de ondeletas, donde la ondeleta madre se construye por

funciones de escala $\phi(t)$, así la aproximación en una escala 2^j contiene toda la información para calcular una resolución menor 2^{j-1} , concluyendo que todos los espacios son versiones escaladas del espacio central v_0 .

4.4. Observaciones geomagnéticas (sensores).

En lo que toca a las mediciones en las que se basa el presente trabajo, es necesario recordar que el dispositivo que se encarga de tomar las mediciones está sujeto a una base teórica importante, aunque en general se trata de una brújula de alta precisión, es necesario tratar de entender los procesos que generan los cambios en las lecturas del dispositivo en el cual se sustentan los resultados presentados.

El primer sensor magnético conocido fue inventado durante la dinastía Qin (~ 200 a.C.), donde los adivinos utilizaban la magnetita en la construcción de sus mesas. Después de un tiempo la gente descubrió que la magnetita señalaba las direcciones definidas y fijas, lo que llevo al desarrollo de las primeras brújulas.

Los magnetómetros son un grupo de sensores muy versátiles, con aplicaciones que van desde la detección de bombas sin explotar hasta la observación de la actividad auroral. Un magnetómetro es un dispositivo que mide la fuerza y la dirección de los campos magnéticos. El primer dispositivo de este tipo fue construido por Carl Friedrich Gauss utilizando un imán de barra horizontal suspendida de una fibra de oro. En los tiempos modernos una amplia gama de detectores de metales se ha producido sobre la base de principios diferentes, tales como el magnetómetro Overhauser, el magnetómetro de cesio de vapor, el magnetómetro de precesión Protónica y el magnetómetro de saturación (MS). El MS tiene ya un largo tiempo como la elección principal para aplicaciones de satélite debido a su diseño simple y robusto.

4.4.1. Medidas absolutas y relativas.

Debido al carácter vectorial del campo geomagnético, su determinación implica la medida de su magnitud y dirección. Esto se puede hacer por observación del módulo del vector total de campo F y de los ángulos de declinación D e I , o también por determinación de sus componentes X , Y y Z en la dirección de las coordenadas geográficas, N-S, E-W y vertical.

Las medidas magnéticas pueden ser absolutas y relativas. De una manera general, se puede decir que las medidas absolutas proporcionan el valor de la magnitud que se quiere medir en un instante dado. Las medidas relativas a su vez proporcionan las variaciones del campo, de un lugar a otro, o de un instante de tiempo a otro en el mismo lugar. En realidad, las medidas absolutas no son instantáneas, ya que el proceso de medida dura un cierto tiempo, y el valor obtenido representa un valor promedio durante el intervalo de medida.

El fundamento de las medidas del campo magnético se basaba hasta hace relativamente poco, en la orientación o movimiento de un imán suspendido, es decir, métodos mecánicos. Esta técnica se ha visto complementada con la aplicación de los magnetómetros modernos, cuyo funcionamiento se basa en fenómenos de resonancia magnética atómica o nuclear, y en las propiedades eléctricas y magnéticas de ciertos materiales, lo que permite obtener de forma sencilla valores más exactos del campo geomagnético.

Históricamente, las primeras medidas magnéticas son las de la declinación, realizadas con una aguja imantada que se remontan al siglo XV. Hacia 1540, Alonso de Santa Cruz y Joao de Castro realizaron numerosas determinaciones de la declinación durante sus viajes a América y las Indias Orientales. Las primeras medidas de la inclinación con aguja imantada de eje horizontal fueron realizadas por G. Hartmann, en 1544. Las medidas de las componentes de la intensidad del campo magnético terrestre son de época posterior. Las primeras son de la componente horizontal H y fueron realizadas por Humboldt y Gauss, hacia 1830. Para 1837 se describe ya el método de medidas absolutas

de H , y la construcción de un variómetro para el mismo componente. Entre 1836 y 1840 se realiza, impulsado por Humboldt, Gauss y Weber, un programa de observaciones simultáneas en un número de observatorios magnéticos (*Göttingen Magnetische Verein*), al que se unieron, en 1839, los instalados en las colonias británicas (*British Colonial Observatories*), bajo la dirección de E. Sabine. En el mismo año, 1839, Lloyd introdujo la balanza magnética para medir las variaciones de la componente vertical Z . El registro fotográfico de las variaciones fue introducido por Brooke, en 1846, en Greenwich y se ha mantenido hasta nuestros días, en que se ha complementado con métodos modernos de registro digital (De Arriba, 2008)

4.4.2. Métodos clásicos de medidas absolutas y relativas

4.4.2.1. Medidas absolutas

La determinación absoluta basándose en métodos mecánicos de las componentes D , H , Z ha servido hasta una época muy reciente como única forma de la determinación del campo total F y sus componentes. Actualmente se utiliza de forma más extendida la determinación absoluta de F mediante métodos modernos.

La observación de la declinación magnética D , en un lugar determinado, consiste en la determinación del acimut con una aguja imantada, que pueda oscilar libremente en un plano horizontal. Considerando que no existe torsión en el hilo de suspensión, la aguja se orientará en la dirección del meridiano magnético, formando un ángulo α con el origen 0 del limbo graduado situado en la plataforma horizontal. Retirando el imán, el origen 0 del aparato formará con una mira de referencia del acimut β conocido, un ángulo α' .

Según puede observarse en la Figura 62, se deduce que:

$$\alpha' - \alpha = D + \beta \quad (85)$$

Donde α', α y β son conocidos, por lo que puede deducirse el valor de la inclinación D .

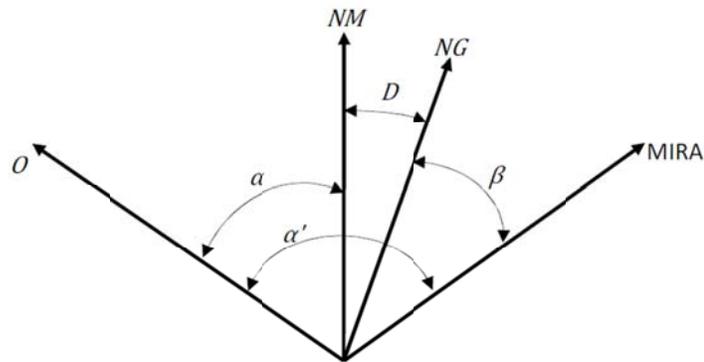


Figura 53. Determinación de la declinación magnética a partir de los ángulos observados en el plano horizontal.

Existen, no obstante, errores debidos a la tensión residual del hilo de suspensión que es necesario para compensar. Para eliminar este efecto se realizan las medidas con dos imanes de momento magnético fuerte y débil. Por otra parte, como estas observaciones son muy lentas, es necesario corregirlas por la propia variación de la declinación durante el tiempo de ejecución de la medida.

Para la determinación del módulo de la componente horizontal H se utiliza un instrumento llamado teodolito magnético. Este instrumento consiste en un imán de momento magnético m suspendido horizontalmente por una fibra de cuarzo. El método en el que se basa es el de Gauss o determinación de mH y m/H , correspondientes al momento magnético del imán y la componente horizontal del campo magnético. Inicialmente se suspende el imán, cuyo momento de inercia es J , en un plano horizontal, es decir, sometido a la acción de H . Si se desplaza el imán de su posición de equilibrio, comienza a oscilar alrededor del meridiano con un periodo T dado por:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{J}{mH}} \quad (86)$$

Donde se desprecia la acción de la fibra, y la única fuerza actuando es la del campo magnético del imán. Midiendo el periodo T y conocido J obtenemos mH . Para el cálculo del cociente mH se sustituye el imán suspendido por una aguja imantada, y el imán del momento m se utiliza como imán desviador, el cual se sitúa en el plano horizontal en dos posiciones que se denominan de Gauss y Lamont (Figura 54) (J. von Lamont, 1805- 1879).

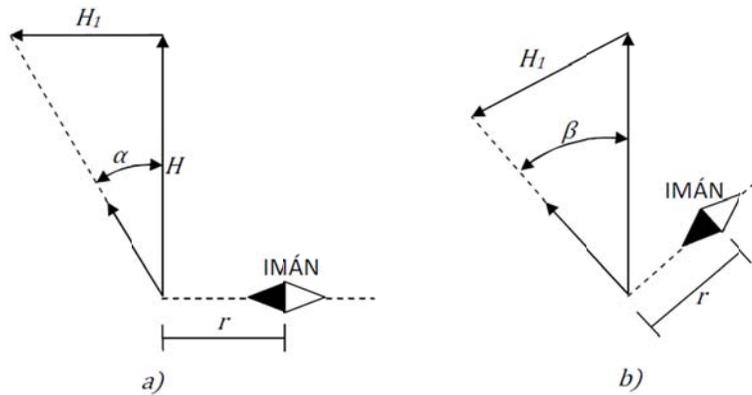


Figura 54. Posiciones en la determinación absoluta de la componente horizontal H : a) de Gauss, b) de Lamont.

Situando el imán de momento m perpendicular al campo H (posición de Gauss), la aguja imantada girará un ángulo α . Este ángulo dependerá de H_1 , componente radial del campo creado por el imán y cuyo valor viene dado por:

$$H_1 = \frac{2Cm}{r^3} \quad (87)$$

Siendo r la distancia del imán a la aguja suspendida y $C = \mu_0/4\pi$. De la Figura 54 se desprende que:

$$\tan \alpha = \frac{H_1}{H} = \frac{2Cm}{Hr^3} \quad (88)$$

Si se sitúa el imán de tal forma que permanezca normal a la aguja imanada en la posición de equilibrio (posición de Lamont) el ángulo girado cumplirá:

$$\operatorname{sen} \alpha = \frac{H_1}{H} = \frac{2Cm}{Hr^3} \quad (89)$$

Con la observación de α y/o β se deduce el valor del cociente m/H . A partir de esta medida y de la de mH , se pueden obtener los valores de m y H . El valor de H obtenido de esta forma es su valor absoluto.

4.4.2.2. Medidas relativas

Uno de los instrumentos clásicos más usados para la determinación de la componente horizontal, es el magnetómetro QHM (*Quartz Horizontal Magnetometer*) desarrollado por D. La Cour, en 1930. Consiste en un imán de momento m , suspendido de un hilo de cuarzo que puede oscilar en un plano horizontal. Todo el conjunto puede girar sobre un plano horizontal graduado. Si en una posición P_1 cualquiera de la base cercana al norte magnético, se libera el imán, éste no se orienta en la dirección del norte magnético, sino que debido a una torsión inicial β , forma un ángulo α_1 , cumpliéndose entonces (Figura 55):

$$mH \operatorname{sen} \alpha_1 = \tau \beta \quad (90.1)$$

Siendo τ el coeficiente de torsión del hilo de suspensión. Si aumentamos el giro del imán en 2π , éste no quedará en P_1 , sino en una nueva posición P_2 , cumpliéndose:

$$mH \operatorname{sen}(\alpha_1 + a_1) = \tau(\beta + 2\pi) \quad (90.2)$$

Si volvemos atrás con un giro de -4π se colocará en otra posición P_3 , cumpliéndose por tanto:

$$mH \operatorname{sen}(\alpha_1 + a_2) = \tau(\beta - 2\pi) \quad (90.3)$$

Sumando las expresiones 90.2 y 90.3 y sustituyendo el valor de B, deducido a partir de 90.1 resulta:

$$\tan \alpha_1 = \frac{\operatorname{sen} a_1 - \operatorname{sen} a_2}{2 - \operatorname{cos} a_1 - \operatorname{cos} a_2} \quad (90.4)$$

Por otra parte, restando (90.2) y 90.3) obtenemos:

$$H = \frac{4\pi\tau}{m} [\operatorname{sen}(\alpha_1 + a_2) - \operatorname{sen}(\alpha_1 - a_2)]^{-1} \quad (90.5)$$

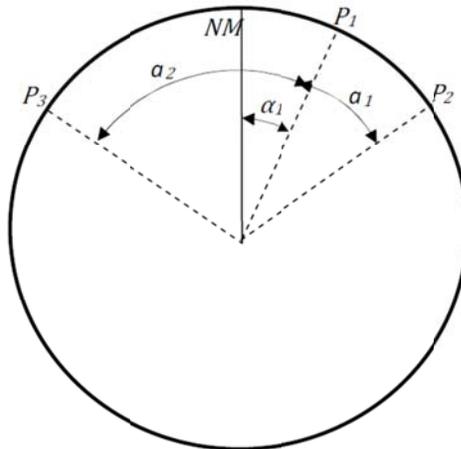


Figura 55. Medida relativa de H con un magnetómetro QHM.

Si el instrumento está bien ajustado de forma que β y α_1 son pequeños, entonces a_1 y a_2 diferirán poco de su valor medio ϕ y, por tanto:

$$H = \frac{2\pi\tau}{m \operatorname{sen} \phi} \quad (90.6)$$

Esta medida depende de los valores de m y τ que han de contratarse en continuas calibraciones, ya que varían con el tiempo. Utilizando el mismo aparato se puede determinar D , aunque con mucha menor precisión que con el método descrito anteriormente.

En cuanto a la componente vertical Z , se determina de forma relativa con el aparato BMZ (*Magnetometer Zero Balance*), basado en lo que se llama método de cero. El instrumento consiste en un imán móvil, que puede girar alrededor de un eje horizontal astatizado con su masa. El conjunto imán e hilo de suspensión puede girar en el plano horizontal, de forma que la aguja esté sometida a la componente vertical del campo magnético.

Cuando el imán móvil forma un cierto ángulo α con la horizontal, la ecuación de equilibrio es (Figura 56):

$$mga \operatorname{sen} \alpha + MH \operatorname{cost} \operatorname{sen} \alpha = Z \cos \alpha \quad (91)$$

Donde t es el acimut del eje magnético del imán con el norte magnético; m , la masa, y M , el momento magnético de dicho imán. Puede apreciarse que el ángulo α depende del valor del acimut t . Si mediante imanes auxiliares se elimina la componente vertical Z , podemos determinar su valor. Para ello se colocan imanes auxiliares de forma que α es cero, cumpliéndose entonces que:

$$Z_c + Z_t + Z_s = 0 \quad (92)$$

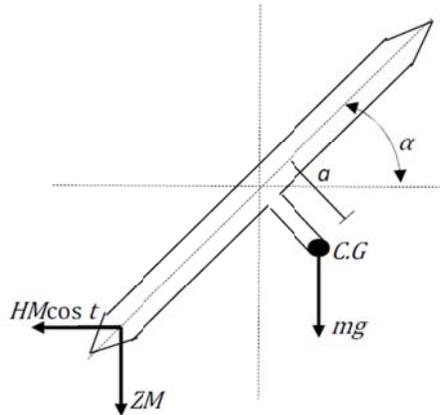


Figura 56. Composición de fuerzas en el plano vertical actuando sobre una balanza BZM.

Donde Z_c es la componente vertical del campo magnético y Z_t , Z_s , los campos producidos por los imanes auxiliares. Este instrumento, cuando se utiliza en prospección mide las variaciones locales de la componente vertical del campo magnético Z , al moverse de una posición a otra.

Para medidas rápidas de trabajos de prospección, dentro de los instrumentos de metodología clásica, se usa también el magnetómetro de torsión. Este instrumento se basa en la determinación de un par de torsión ejercido por una fibra de cuarzo, que compensa el par debido al campo magnético terrestre en un imán suspendido. Variando la posición de giro del imán se puede medir con el mismo instrumento las componentes H y Z .

4.4.2.3. Magnetómetros Clásicos

Existen en el mercado actual (2011) diversos tipos de magnetómetros, entre los que se encuentran por ejemplo:

La brújula de inclinación: Este instrumento mide la variación de la intensidad vertical Z . Constituye de una aguja imantada que puede moverse libremente en un plano vertical y que lleva fijada a un lado del eje un peso ajustable. Un par de torsión gravitatorio (peso ajustable) es equilibrado por un par de torsión magnético (imán). Cualquier variación del componente vertical del campo terrestre cambia el momento de la fuerza magnética y

por tanto el ángulo de inclinación de la aguja. Se debe orientar el imán en un plano vertical y los polos del imán paralelos a la dirección del componente total del campo (Figura 57).

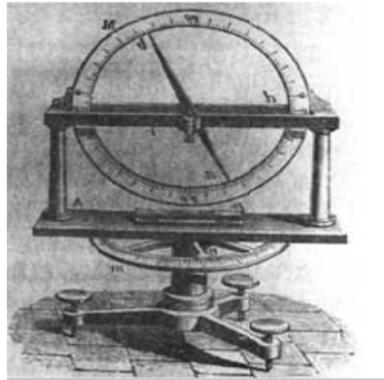


Figura 57. Imagen de una brújula de inclinación y una ilustración de la época en que se convirtió en el instrumento de referencia magnética.

Super brújula de Hotchkiss: Esta brújula mide la variación de la intensidad total F de un campo magnético. Su construcción es semejante a la de la brújula de inclinación; además tiene una barra auxiliar no magnética, que lleva un contrapeso regulable. Para medir la variación de F se orienta los polos del imán paralelamente a la dirección del campo total, y la medición se realiza orientando la súper brújula en una dirección perpendicular al meridiano (longitud) magnético.



Figura 58 Imagen de una súper brújula de Hotchkiss construida a finales del siglo XIX y que comercializó la marca francesa Ducretet.

Variómetro del tipo Schmidt: Este instrumento mide la variación de la intensidad vertical Z y un variómetro modificado mide la variación de la intensidad horizontal H de un campo magnético en dimensiones de 1γ . El variómetro consiste en un imán pivotado cerca, pero no directamente en el centro de su masa, de tal modo que el campo geomagnético origine un par de torsión magnético en torno del pivote opuesto al par de torsión de la atracción gravitatoria sobre el centro. El ángulo para el cual se alcanza el equilibrio depende de la intensidad del campo. El imán pivotado tiene que ser orientado horizontalmente y en la dirección este-oeste geomagnético para medir la variación de Z . La construcción del variómetro para la medición de la variación de la intensidad horizontal H es parecida salvo que el sistema magnético (imán pivotado) tiene por posición inicial la vertical y la dirección norte-sur geomagnético.

Variómetro de compensación: De igual forma que el de Schmidt, este instrumento mide la variación de la intensidad vertical Z y un variómetro modificado mide la variación de la intensidad horizontal H . La construcción del variómetro de compensación es semejante a aquella del variómetro del tipo Schmidt, pero en vez de medir la inclinación del sistema con respecto a la horizontal (variómetro vertical) se mide la fuerza necesaria para devolverlo a la horizontal. El imán pende de finos hilos y la fuerza restauradora se obtiene mediante el desplazamiento de imanes compensadores. Los magnetómetros de torsión son un tipo de variómetro soportado por dos hilos donde la torsión es proporcional al campo magnético y forman la base de los actuales galvanómetros.

4.4.3. Métodos modernos de medida del campo geomagnético.

Bajo el título de métodos modernos, se incluyen aquellos que no se basan en la acción mecánica, sino los que se basan en fenómenos de resonancia magnética atómica, o de saturación en núcleos de alta permeabilidad. Este tipo de instrumentación se ha desarrollado prácticamente en los últimos treinta años. El primer magnetómetro de protones fue desarrollado por M. E. Packard y R. H. Varian, en 1954. Una adaptación de este magnetómetro para medir las componentes del campo magnético se debe a L. Hurwitz y J. H. Nelson en 1960. De la misma época, hacia 1958, data el desarrollo de los

magnetómetros de bombeo óptico, entre otros por W. E. Bell, T. L Skillman y P. L. Bender. El uso de la variación de la permeabilidad magnética de núcleos ferromagnéticos, como el mumetal, para medir pequeñas variaciones del campo magnético se remonta a 1936 por Aschenbrener, G.W. Elmen y H. Antranikian y en 1949 se erigió como el instrumento estrella y se aplicó su funcionamiento a las prospecciones de minerales. Recientemente se ha desarrollado una nueva generación de magnetómetros denominados criogénicos por su funcionamiento a muy bajas temperaturas con los que se logran sensibilidades muy altas. A éstos pertenecen los SQUID (*Superconducting Quantum Interference Device*) basados en los fenómenos cuánticos asociados a la superconductividad.

Entre las ventajas que han proporcionado estos métodos está la precisión en las medidas con sensibilidades entre 0.1 y 0.01 nT para el magnetómetro de protones, de 0.001 nT en el de bombeo óptico y hasta 10^{-6} nT en el criogénico. Además se ha logrado una gran rapidez en las medidas que permite apreciar con precisión variaciones rápidas del campo magnético. Entre los distintos procedimientos actuales, daremos una descripción corta de los fundamentos en los que se basan los tres tipos más importantes, un magnetómetro de protones, de bombeo óptico y de núcleo saturado.

Existen diversos magnetómetros para usos diversos, entre ellos la investigación, entre ellos los que se denominan magnetómetros nucleares, como el magnetómetro protónico de precesión o el magnetómetro de protones tipo Overhauser. El magnetómetro de bombeo óptico, magnetómetros criogénicos (SQUID) o los magnetómetros de núcleo saturado o Fluxgate, los cuales trataremos con de una forma más amplia a continuación:

4.4.4. Magnetómetros de núcleo saturado (Fluxgate).

Con el desarrollo de la electrónica se han ido estudiando diversas aplicaciones de ésta a la determinación de las variaciones del campo magnético de la Tierra, para sustituir a los variógrafos clásicos. Uno de los tipos más empleados es el magnetómetro de núcleo saturado. Este tipo de magnetómetros permite el registro simultáneo de los tres componentes geográficos del campo. Esencialmente, el sensor de un magnetómetro de

saturación consiste en un núcleo de un material ferromagnético de alta permeabilidad magnética, rodeado por un arrollamiento receptor. El campo magnético terrestre a lo largo del eje del núcleo produce en éste un flujo magnético. Si se hace variar la permeabilidad del núcleo, variará su flujo y como consecuencia se inducirá un voltaje en el arrollamiento receptor que proporciona unas medidas del campo externo. El funcionamiento del magnetómetro está, por tanto, basado en la variación con el tiempo de la permeabilidad del núcleo. Para conseguir esta variación se han desarrollado diferentes tipos de sensores.

Uno de los tipos más utilizados es el llamado de Vacquier, que consiste en dos núcleos separados con arrollamientos primarios, encargados de variar la permeabilidad de los núcleos con el tiempo, de sentido contrario y conectados en serie. A los primarios se conecta la señal de un oscilador de una frecuencia de excitación determinada, que produce la saturación de los núcleos. Rodeando ambos núcleos hay un tercer arrollamiento secundario, que actúa como receptor, acoplado a un amplificador (Figura 68). En ausencia de un campo magnético externo, los núcleos se comportan de forma que la señal de salida en el secundario es nula. Si existe un campo externo se produce un desfase entre las señales en ambos núcleos, con una corriente resultante en el secundario, que previa amplificación resulta una señal proporcional a dicho campo. La mayoría de los magnetómetros poseen además un sistema de retroalimentación negativa con un cuarto arrollamiento, que ajustado convenientemente, produce un nuevo campo con el que se consigue la anulación del campo externo. En estas condiciones, la corriente del cuarto arrollamiento proporciona una medida del campo externo que está actuando sobre el sensor.

Las medidas dependen de cómo se sitúen los núcleos, paralelos al campo total o en cualquiera de las tres direcciones geográficas, obteniéndose en cada caso las componentes correspondientes. Esta operación se realiza por medio de giróscopos o sensores en tres direcciones perpendiculares.

Los límites en la precisión de las medidas con estos instrumentos son debidos a errores en la orientación, cambios de temperatura, etc. Sin embargo, los magnetómetros de

núcleo saturado son de gran utilidad para medir tanto las variaciones del campo geomagnético con el tiempo, como en el espacio, bien en superficie o en aviones.

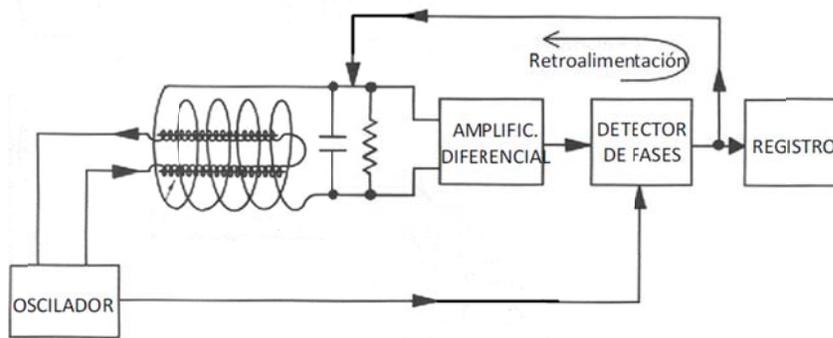


Figura 59. Esquema simplificado de un magnetómetro de núcleo saturado.

En específico y derivado de ésta investigación encontramos que el magnetómetro tipo fluxgate es un instrumento para medir micropulsaciones electromagnéticas que se basa en el uso de transformadores elevadores (van de 25.5 Ohms a 375 Ohms aproximadamente para cada componente) constituidos por un toroide y una bobina cuadrada, en los cuales se introduce una señal de onda cuadrada de pulsos de 400 mA a una frecuencia de 11 kHz en el primario del transformador. En el secundario se recibe una señal de onda cuadrada, donde a su vez se presenta un armónico de 22 kHz, el cual se utiliza para comparar el desase de éste con la señal original en el primario multiplicada por dos en frecuencia. La diferencia de la fase medida que resulta es digitalizada y representa la cantidad del flujo electromagnético en nanoteslas (nT). Para medir las tres componentes del campo se utilizan tres transformadores; alineados en las componentes N-S (B_x), W-E (B_y) y vertical Z (B_z). Lo anterior fue determinado específicamente para el magnetómetro proporcionado para su estudio por el Dr. José Antonio López Cruz-Abeyro, el cual sigue siendo estudiado en orden de utilizarlo para los fines de analizar señales correlacionados con eventos sísmicos (Figura 60).



Figura 60. Magnetómetro tipo fluxgate. Se observan las tres componentes del campo medido.

4.4.5. Condiciones de operación del magnetómetro (Observatorio de Juriquilla).

A continuación se describen de manera más detallada el proceso al que se sujetará la investigación.

Se tienen mediciones de micropulsaciones en el Observatorio Geomagnético del Campus del Campus Juriquilla de la UNAM (Figura 61) a partir de junio del 2004, a partir de estos datos se comenzaran a realizar análisis del espectro de frecuencias de los datos obtenidos.



Figura 61. Observatorio de geoelectromagnetismo de Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla.

Básicamente en el observatorio se encuentra un magnetómetro, un detector de radón, un sismógrafo y una estación meteorológica, en cuanto al magnetómetro se refiere se muestran micropulsaciones en las bandas Pc1, Pc2, Pc3, Pc4, Pc5, Pi1 y Pi2 usando el programa de análisis IMF_toolbox escrito en Matlab.

4.4.5.1. Requerimientos del sitio para su instalación

Potencia eléctrica de línea 120 V / 60 Hz. La caseta de registro donde se tiene la computadora PC debe estar a una temperatura de entre 0 – 30 grados centígrados y una humedad entre 10-80%. El sensor debe instalarse en un lugar con un mínimo de gradiente en el campo magnético así como un nivel mínimo de ruido ambiental.

4.4.5.2. Componentes del magnetómetro

Los Sensores (esto incluye un tubo Figura 62a, una tapa plástica y una manguera, y los sensores propiamente dicho que están dentro del tubo Figura 62b)



Figura 62. Se muestran los siguientes elementos de arriba abajo y de izquierda a derecha: Tubo de PVC, dentro del mismo se encuentra otro tubo de PVC color blanco, forrado con hule espuma color negro, dentro del segundo tubo se encuentran tres bobinas tipo toroide con transformadores elevadores (*drive* y *sense*), las bobinas están recubiertas de aceite que se supone controla la temperatura del equipo.

La tarjeta del magnetómetro va insertada en una ranura con puerto ISA de la tarjeta madre de una PC Pentium Figura 63, una antena GPS, una cinta de cables (para conectar al Puerto COM 1 de la PC Figura 63)



Figura 63. Tarjeta del magnetómetro.

4.4.6. Procedimiento de Instalación

A. La computadora PC:

Instalar el software de adquisición de datos, instalación de la tarjeta del magnetómetro en una ranura ISA de la PC, conectar al puerto COM 1 y la antena GPS, finalmente el conector (DB25) de los sensores.

B. La antena del GPS:

1. Poner la antena del GPS en una buena recepción de tal forma que pueda “vea” suficientes satélites GPS

C. El sensor:

No debe ser expuesto a algún campo magnético intenso, debe protegerse de la luz solar directa para minimizar el calentamiento del mismo, lo cual podría causar cambios en sus dimensiones. Se orienta según la marca X dirección Norte-Sur magnético (Figura 64)

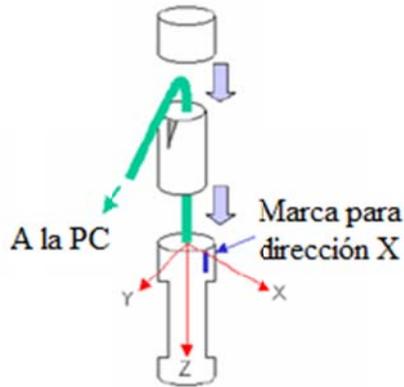


Figura 64. Orientación del equipo

El despliegue de unidades para el campo magnético y la temperatura pueden ser “Volts” o “nT” y Deg”. Se muestra también el tiempo local y fecha obtenido de la PC. Hasta ahora todos los magnetómetros diseñados por la Universidad de Los Angeles, UCLA usan el rango de “5000” (es decir, 5000 nT) para los tres canales.

En este caso Los Factores de Escala proporcionados para el magnetómetro. La Ganancia significa la cantidad de campo magnético en nT para cada Volt medido. Aproximadamente, cada canal mide +/-5000 nT en un rango de +/-2.5 V, por tanto el valor de ganancia es aproximadamente 2000.

Se dan valores calibrados para el instrumento y estación para obtener la conversión más precisa posible. El Offset significa el campo magnético en nT ya sumado en el sistema para compensar el campo magnético ambiental.

Finalmente se despliegan las series de tiempo de los datos del campo magnético Figura 65. Los rangos de las medidas por cada canal están entre +/-2.5 V. Un valor constante en ambos +2.5 V o -2.5 V sugiere que el campo magnético está más allá del rango de medida o que está saturado el equipo.

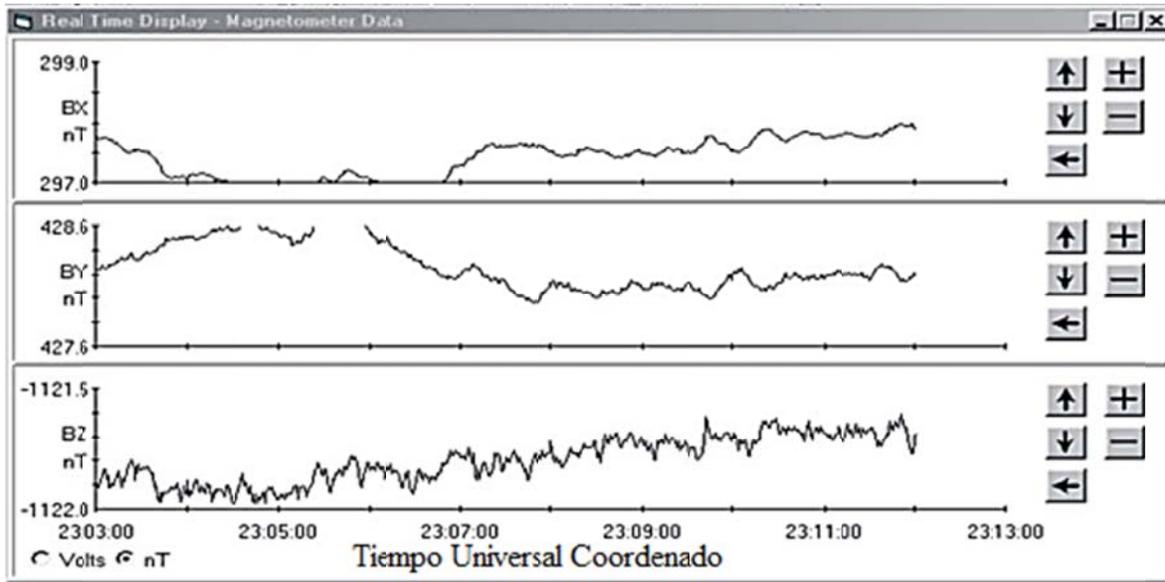


Figura 65. Datos crudos obtenidos del magnetómetro de la UCLA.

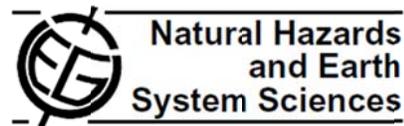
Los datos en este formato pueden ser usados por algunas rutinas creadas en Matlab como el programa IMF_TOOLBOX creado por Hannes Schwarz en el IGGP de UCLA. El procesamiento termina al filtrar los datos crudos y se puede realizar dependiendo de la región de las pulsaciones que se pretenda analizar teniéndose las bandas correspondientes en las bandas Pc1, Pc2, Pc3, Pc4, Pc5, Pi1 y Pi2.

Los magnetómetros utilizados están especialmente diseñados para el registro de las micropulsaciones del campo geomagnético en el rango de frecuencias entre 0.001Hz a 2 Hz y cuentan con la tecnología empleada actualmente en los satélites para registro de variaciones del campo magnético terrestre.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

A continuación se presentan los artículos publicados producto de la investigación.

Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 2557–2564, 2010
www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/2557/2010/
doi:10.5194/nhess-10-2557-2010
© Author(s) 2010. CC Attribution 3.0 License.



Detection of ULF geomagnetic signals associated with seismic events in Central Mexico using Discrete Wavelet Transform

O. Chavez¹, J. R. Millan-Almaraz¹, R. Pérez-Enríquez², J. A. Arzate-Flores², A. Kotsarenko², J. A. Cruz-Abeyro², and E. Rojas¹

¹División de Investigación y Posgrado Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Querétaro, Centro Universitario, Cerro de las Campanas s/n, Querétaro, Querétaro, C.P. 76010, México

²Centro de Geociencias (CGEO), Juriquilla, UNAM, Apdo Postal 1-742, Centro Querétaro, Querétaro, México, C.P. 76001, México

Received: 14 April 2010 – Revised: 12 July 2010 – Accepted: 5 November 2010 – Published: 14 December 2010

Abstract. The geomagnetic observatory of Juriquilla Mexico, located at longitude -100.45° and latitude 20.70° , and 1946 m.a.s.l., has been operational since June 2004 compiling geomagnetic field measurements with a three component fluxgate magnetometer. In this paper, the results of the analysis of these measurements in relation to important seismic activity in the period of 2007 to 2009 are presented. For this purpose, we used superposed epochs of Discrete Wavelet Transform of filtered signals for the three components of the geomagnetic field during relative seismic calm, and it was compared with seismic events of magnitudes greater than $M_s > 5.5$, which have occurred in Mexico. The analysed epochs consisted of 18 h of observations for a dataset corresponding to 18 different earthquakes (EQs). The time series were processed for a period of 9 h prior to and 9 h after each seismic event. This data processing was compared with the same number of observations during a seismic calm. The proposed methodology proved to be an efficient tool to detect signals associated with seismic activity, especially when the seismic events occur in a distance (D) from the observatory to the EQ, such that the ratio $D/\rho < 1.8$ where ρ is the earthquake radius preparation zone. The methodology presented herein shows important anomalies in the Ultra Low Frequency Range (ULF: 0.005–1 Hz), primarily for 0.25 to 0.5 Hz. Furthermore, the time variance (σ^2) increases prior to, during and after the seismic event in relation to the coefficient D1 obtained, principally in the Bx (N-S) and By (E-W) geomagnetic components. Therefore, this paper proposes and develops a new methodology to extract the abnormal signals of the geomagnetic anomalies related to different stages of the EQs.

1 Introduction

Different reports of electro-magnetic (EM) anomalies associated with earthquakes encompass a large frequency range, ranging from quasi-dc to Megahertz. These anomalies are associated with EQs which typically occur during, but sometimes prior to, seismic activity. Such anomalies have been reported for several decades (Parrot and Johnston, 1989; Johnston, 1997; Kushwah, 2009). For example, at the low end of the frequency range, Johnston and Mueller (1987) noticed magnetic field offsets coinciding with the 1986 North Palm Springs earthquake, which occurred in Southern California close to the San Andreas Fault. Johnston et al. (1994) also observed magnetic offsets of the rupture mechanism during the 1992 Landers earthquake in the same region. At the high frequency end, radio emissions of 18 MHz were recorded on multiple Northern Hemisphere receivers for approximately 15 min before the great Chilean earthquake in 1960 (Warwick et al., 1982).

Geomagnetic phenomena, especially in the ULF range have attracted scientific interest resulting in more articles being published on this topic (Smimova et al., 2004; Serita et al., 2005; Kushwah et al., 2009). The EM anomalous signals in the ULF range have been observed before a series of destructive earthquakes in different highly populated regions around the globe. Fraser-Smith et al. (1990) recorded anomalous magnetic field fluctuations prior to the earthquake in Loma Prieta in central California on 17 October 1989 ($M_s = 7.1$). In particular, they claim that there was an amplitude increase of geomagnetic activity for approximately two weeks prior to the main shock. This perturbation continued until an even larger-amplitude increase that began three hours before the main shock. Other anomalous EM signals in the ULF range possibly related to earthquakes were recorded several hours prior



Correspondence to: O. Chavez
(omar.chavez@uaq.mx)

to the EQ in Spitak, Armenia ($M_s = 6.9$), on 7 December 1988 (Molchanov et al., 1992; Kopytenko et al., 1993). Furthermore, anomalous emissions related to the Guam EQ, were observed two weeks prior and then again a few days before the main event on 8 August 1993 ($M_s = 8.0$) (Hayakawa et al., 1996). Recent studies in the ULF range reveal a possible connection between the impact of the earthquake preparation process and ionospheric resonance phenomena prior to crustal rupture (Grimalsky et al., 2010).

The primary advantage of ULF electromagnetic emission is that it can circulate just below the crust of the Earth's surface without any significant attenuation if they are generated at typical earthquake nucleation depths of approximately 10 km (Serita et al., 2005). EM ULF signals were shown to be in the range of 0.005–1 Hz (Kopytenko et al., 1993) and can be observed as a combination of several physical phenomena, namely: (1) geomagnetic activity of the magnetosphere, for example geomagnetic storms caused by the solar activity; (2) man-made noise; and (3) and other effects such as seismo-magnetic emissions (Serita et al., 2005; Hayakawa et al., 2008; Ida et al., 2008). Therefore, a key issue of a study of ULF anomalies is to discriminate signals related to EQs from signals of other origin. Different methods have been proposed to solve this problem, such as the polarization analysis of EM waves (Kawate et al., 1998; Kotsarenko et al., 2004, 2005; Hayakawa et al., 2008); fractal and multi-fractal analysis (Hayakawa et al., 1999; Gotoh et al., 2003; Smirnova et al., 2004; Kotsarenko et al., 2004, 2005, 2007); the Principal Component Analysis (PCA) (Hattori et al., 2004; Kotsarenko et al., 2005); location of the area of seismogenic geomagnetic disturbances (Ismaguilov et al., 2001; Kopytenko et al., 2001); and signal/noise discrimination by using the transfer functions (Harada et al., 2004), among others. All the above-mentioned methods are applied to improve the detection of the ULF signals associated with seismogenic phenomena at different frequencies (Hayakawa et al., 2008), and to the understanding of electromagnetic phenomena associated with tectonic and volcanic activity.

In this paper, ULF signals applying the Discrete Wavelet Transform (DWT) method are analysed, which has proven to be an efficient tool for transient signal analysis to assess time shifting frequencies related to magnetic field offsets associated with rupture mechanisms in a wide range of applications (Alperovich and Zheludev, 1997; Millan-Almaraz et al., 2008). The EQ signals are superposed pulses or bursts within certain carrier frequencies regarded as the background field, which theoretically can be extracted on the basis of the DWT approach, known to be effective for this purpose. The DWT methodology can provide relevant information related to the time position and time offsets; between the perturbed ULF signals using and the background field through finite impulse response (FIR) filtering. The work of Alperovich and Zheludev (1997) takes advantage of this methodology using the wavelet types of symmlets

(8th order) and splines (4th order) to determine anomalous geomagnetic activity two days before the occurrence of the Loma Prieta EQ ($M_s = 7.1$) (San Francisco, 18 October 1989), the distance to the testing stations was approximately 300 to 1000 km. The authors detected an increase in geomagnetic activity as little as 5 h prior to the main seismic shock. However, this and other works (Johnston et al., 1997; Kawate et al., 1998; Kushwah et al., 2009) focused on a single seismic event, which limits the scope of their findings.

In this research, 18 seismic events were analysed by estimating the D1 coefficient with the DWT method. The variance is utilized in order to measure the fluctuations of D1 geomagnetic signals. Also, a comparison between the epochs of seismic and magnetic field activity with respect to seismic calm periods is presented herein. The background magnetic field observations correspond within the earthquake radius preparation zone (ρ), as has been stated by Dobrovolsky et al. (1979) where $\rho = 10^{0.43M_s}$ km when M_s is the given magnitude of the earthquake. The data analysis corresponded to geomagnetic time series and EQ events of magnitude $M_s > 5.5$ that occurred during the period from 2007 to 2009. The characteristics of the seismic events are presented in the Table 1. This table is organized according to the D/ρ ratio where D is the distance between the seismic event and the Juriquilla observatory, where the data was recorded and analysed.

2 Dataset

The analysed geomagnetic data was recorded at the Juriquilla station, localized in Central Mexico, with geographic coordinates longitude -100.45° and latitude 20.70° , and 1946 m a.s.l. The fluxgate magnetometer measured the 3 mutually orthogonal components of the magnetic field B_x , B_y , and B_z . The first two correspond to the two horizontal (N-S and E-W) components, while the later corresponds to the vertical component. The sampling rate frequency of the instrument is 1 Hz, with a GPS system used for data synchronization. The acquired time series of the three components of the magnetic field, which were considered for the 18 events, comprise 9 h before the occurrence of the main seismic event up to 9 h after it. For comparison purposes, random analyses during periods of seismic calm were used. In order to discriminate the geomagnetic activity of the magnetosphere due to the solar activity and cultural noise all the data series were compared to the Dst index as found on the Kyoto observatory webpage. The Hourly Equatorial values are in between -21 and 8 nT during the analysed period; see Table 2 (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/ds/dir/>).

3 Discrete Wavelet Transform method (DWT)

The DWT is an alternative signal processing method for transient state analysis and new perspectives and advantages must be better quantified, this yields relevant

Table 1. Earthquakes occurred in Mexico during 2007–2009 selected for this analysis. Year/month/day/hour/min are: the exact time of the EQ (Local Time); Latitude and Longitude: the geographic coordinates of the epicentre, magnitudes and depth: magnitude and depth of the EQ, Distance: the distance between the epicentre and Juruquilla station, ρ : is the radius of the EQ preparation zone estimated by Dobrovolsky equation. The EQ magnitudes are presented in bold.

Event	Year	Month	Day	Hour	Min	Longitude	Latitude	Magnitude, M_s	Depth, km	Distance, km	ρ , km	Distance/ ρ
1	2007	4	13	00	42	-100.44	17.09	6.3	41	401	512	0.78
2	2007	11	26	11	41	-93.36	15.28	5.6	9	259	256	1.01
3	2008	9	23	21	33	-105.16	17.16	6.4	42	634	565	1.12
4	2008	4	27	19	06	-100.01	18.05	5.6	52	296	256	1.16
5	2009	5	22	14	24	-98.44	18.13	5.7	45	360	282	1.28
6	2007	11	6	00	35	-100.14	17.08	5.6	9	403	256	1.57
7	2008	10	16	14	41	-92.5	13.87	6.6	23	1132	689	1.64
8	2008	2	12	06	50	-94.54	16.19	6.6	90	1142	689	1.66
9	2007	7	5	20	09	-94.1	16.9	6.2	100	790	463	1.71
10	2007	6	13	14	29	-91.43	13.26	6.6	20	1267	689	1.84
11	2007	9	1	14	14	-109.53	24.33	6.3	20	1014	511	1.98
12	2009	5	3	11	21	-91.89	14.53	5.9	77	1136	344	3.30
13	2007	3	12	20	58	-110.92	26.46	5.8	16	1245	311	4.00
14	2008	1	4	19	56	-92.12	13.83	5.6	63	1033	255	4.05
15	2008	3	13	17	01	-93.87	14.17	5.5	16	1004	231	4.35
16	2007	3	28	08	28	-109.61	25.43	5.5	10	1084	231	4.69
17	2009	6	3	16	37	-109.22	19.72	5.6	7	1298	255	5.09
18	2008	2	9	01	12	-115.12	32.34	5.5	10	1943	231	8.41

Table 2. Dst Index obtained from Kyoto observatory web page corresponding with the 9 principal events analysed.

Event Number	Hourly Equatorial Dst Values (nT)																	
1	-14	-12	-8	-8	-9	-9	-8	-8	-12	-13	-12	-11	-12	-14	-17	-15	-14	-13
2	-15	-15	-14	-16	-20	-21	-18	-16	-17	-17	-15	-11	-11	-9	-10	-11	-13	-16
3	0	0	-1	-2	-2	-2	-1	-2	-5	-4	-2	-2	2	4	3	2	-1	-3
4	-14	-11	-10	-9	-8	-7	-8	-10	-7	-3	-2	-3	-3	-2	1	3	6	8
5	6	6	5	1	-5	-6	-10	-7	-8	-9	-9	-7	-8	-3	-4	-4	1	2
6	-2	-2	-2	0	1	1	2	2	3	3	4	5	6	7	7	7	6	5
7	-20	-19	-19	-19	-18	-19	-18	-19	-21	-19	-16	-13	-11	-12	-13	-11	-11	-11
8	-14	-16	-16	-18	-18	-17	-17	-17	-13	-12	-4	-3	-6	-5	-10	-19	-20	-15
9	-11	-9	-10	-11	-11	-10	-8	-7	-10	-8	-8	-7	-4	-5	-4	-1	-1	-4

tools to search for localized perturbations shadowed by the noise background (Alperovich and Zheludev, 1997). The capability of the DWT to examine the time-frequency evolution of a signal makes it a useful tool for the analysis of noisy signals with time shifting frequencies (Millan-Almaraz et al., 2008).

3.0.1 Definition and implementation

The Continuous Wavelet Transform (CWT) consists of the convolution between a signal $x(t)$ and a mother wavelet function $\psi(t)$ defined by Eq. (1) (Kaiser, 1994). The CWT

Table 3. DWT decomposition bandwidths in Hz for a sampling frequency $f_s = 1$ Hz.

Level	Approximation (An)	Detail (Dn)
1	A1: 0–0.25 Hz	D1: 0.25–0.5 Hz
2	A2: 0–0.125 Hz	D2: 0.125–0.25 Hz
3	A3: 0–0.0625 Hz	D3: 0.0625–0.125 Hz

involves a time scale decomposition of $x(t)$, related to the frequency where τ represents a time shifting of the wavelet basis function $\psi(t)$ across $x(t)$. The second part of the CWT involves s and it is defined as $|1/\text{frequency}|$ and corresponds to frequency information. Scaling either expands or compresses a signal (Mallat, 1999).

$$X_{\text{WT}}(\tau, s) = \frac{1}{\sqrt{|s|}} \int x(t) \cdot \psi^* \left(\frac{t - \tau}{s} \right) dt \quad (1)$$

The DWT is the discrete time version of the CWT as described by Eq. (2), where n represents the discrete time index, $x(n)$ is the discrete time original signal, $h(n)$ is the discrete time wavelet basis function, N is the total number of $x(n)$ samples, j is the time scaling, and k is the shifting of the discrete wavelet function $h(n)$ through the input signal $x(n)$.

$$WC_{j,k} = \sum_N x(n) \overline{h_{j,k}(n)} \quad (2)$$

The DWT implementation is based on Mallat algorithm using a bank of FIR filters connected in cascade for signal separation by definition levels (Mallat, 1999). Based on the Nyquist theorem, the sampling frequency f_s must be at least twice as large as the highest frequency f_c contained in the signal as stated in Eq. (3).

$$f_s \geq 2 f_c \quad (3)$$

The original signal $x(n)$ is separated into its high and low frequency components by applying a low pass filter (LPF) and a high pass filter (HPF) in parallel, with bandwidths of $[0 \text{ to } f_c/2]$ and $[f_c/2 \text{ to } f_c]$, respectively. Each filtering stage reduces the number of samples by half to obtain the approximation coefficients A1 corresponding to LPF $[0 \text{ to } f_c/2]$ and detail coefficients D1 for the HPF $[f_c/2 \text{ to } f_c]$. A new filtering stage is applied to the previously obtained A1 approximation coefficients in order to separate its subsequent low and high frequency components generating new coefficients, A2 for the frequency range $[0 \text{ to } f_c/4]$ from the LPF and D2 for $[f_c/4 \text{ to } f_c/2]$ HPF, in the Table 3 the DWT decomposition bandwidths in Hz for a sampling frequency $f_s = 1 \text{ Hz}$ is observed. This process is repeated in a recursive way to gather the remaining detail coefficients. The DWT decomposition in bandwidths is made for a sampling frequency of $f_s = 1 \text{ Hz}$ as is the case for the sampling frequency of the magnetometer used.

In Fig. 1, a synthetically generated ULF transient signal with a sampling frequency of 1 Hz is shown, in which three sinusoidal wave frequency components f_1 , f_2 , and f_3 are considered. These components show a frequency and an amplitude of 0.01 Hz and 0.6 for f_1 , 0.2 Hz and 0.1 for f_2 and 0.4 Hz and 0.4 for f_3 . Note that f_1 and f_2 are present all the time but f_3 is present only for the duration between 20 and 40 s and it appears again in the period of time between 80 and 90 s. This implies that the time position of the

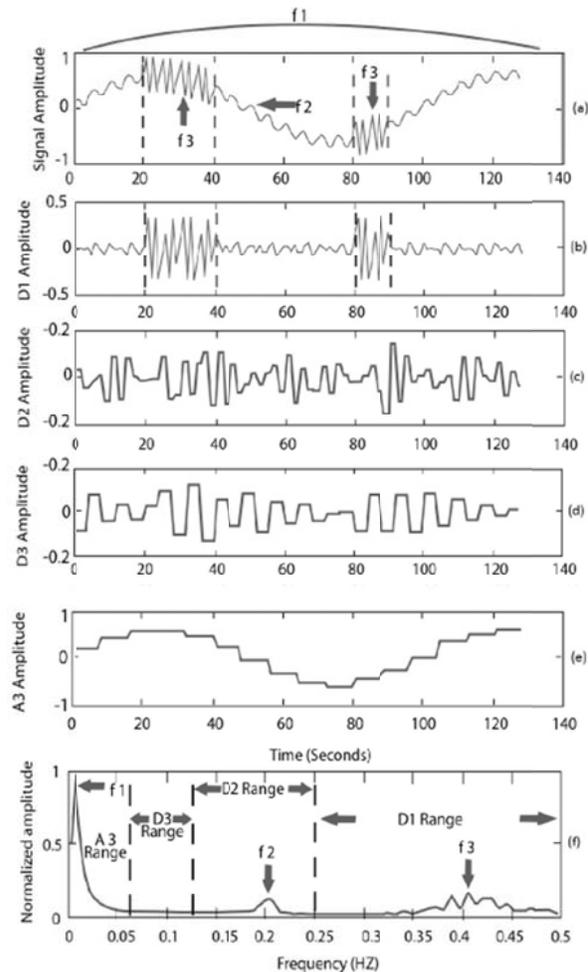


Fig. 1. Comparison between FFT Power spectrum and DWT time-frequency decomposition analysis, for a synthetically generated ULF transient signal.

disturbance only can be observed by applying the DWT and, also can be seen its correspondent amplitude for each level.

Applying the FFT to $x(n)$ the power spectrum is obtained as illustrated in Fig. 1f where the presence of the components f_1 , f_2 and f_3 in frequency domain and its amplitude can be seen. However, for this purpose and by using this methodology it is not possible to determine the exact time at which a specific frequency such as f_3 appears. The disadvantage of the FFT power spectrum is that for noisy signals, as the ones analysed here, several undesired noise frequency peaks appear close to that of primary interest (f_3). In contrast, the DWT decomposition permits, with the signals compiled, separating the original signal $x(n)$ into the different frequency components and permits us determine the time where a specific frequency appears.

3.0.2 DWT based geomagnetic wave analysis

The proposed methodology consists of applying the DWT time-frequency decomposition to geomagnetic signals, in a superposed epoch analysis; periods of seismic calm and periods of seismic activity are analysed. This considers different distances from the epicentre of the EQ to the observatory. Also, several geomagnetic signals during seismic calm periods ($M_s < 4.5$) were selected and compared using the same procedure to test the background noise level. Several experimental DWT runs were carried out using different wavelet mother functions and many DWT filtered levels on the three components of the earth geomagnetic field. After the experimental runs it was found that Daubechies 1 (DB1) wavelet function generates the best results enhancing correlation with associated seismic events in nine of the 18 EQs analysed. The other 9 events did not show good correlations. Those events correspond with the D/ρ ratio greater than 1.8. As a result, D1 was identified as the best coefficient for gathering seismic information. However, D2, D3 and A3 (see Fig. 2) were also considered for the DWT decomposition of the ULF signals in order to explain the processes associated with seismic events for the different frequency bands, the principal problems observed is that statistically is lesser important in comparison with the D1 variance. The problem is also associated with the frequency data sampling, in future works the principal aim of this investigation is to have a system that can compile the information above the 1 Hz frequency.

In Fig. 2, a detailed comparison between FFT spectrum (Fig. 2f) and DWT time-frequency decomposition (Fig. 2a–d) is presented, where both the seismic calm signals (left-side plots) and the seismic activity signals (right-side plots) can be observed. Notice the occurrence of one peak prior to (Pre-seismic event zone) and another after the main shock (Post seismic event zone). In the Fig. 2a the original ULF signals for seismic calm and activity, respectively, are presented, followed by DWT signal decomposition into D1, D2, D3 and A3 filter output signals, where an amplitude increase in the seismic activity signals can be observed. For comparison the FFT spectrum in frequency domain is presented in (f), where no significant differences in D1, D2 or D3 zones can be seen. Only the Bx component analysis is presented here. Components By and Bz are discussed later in the text. From this comparison, it can be established that the DWT method with D1 filter level allows the observation of ULF signal perturbations that can be associated with seismic events. According to example of Fig. 2, that corresponds to event 3 (Table 1), magnetic perturbations occur about 2 and 3×10^4 s (about 8 h) before the main shock and about 1 to 2×10^4 s (about 5.5 h) after it. These perturbations are remarked by open circles.

To evaluate the significance of the results, a statistical analysis to all DWT (DB1) signals based on variance calculation algorithm defined by Eq. (6) is performed. Here,

σ^2 is the time variance at detail level D1, a and b are the lower and upper limits for the region of interest, $y_{DL}(n)$ is the input sequence at the detail level and \bar{y} is the mean value of $y_{DL}(n)$

$$\sigma^2 = \frac{1}{b-a} \sum_{n=a}^b \{ [y_{DL}(n) - \bar{y}]^2 \}. \quad (4)$$

4 Results and discussion

In Fig. 3, it is shown the superposed wavelet signals (D1) for epochs of 9 seismic events with different geographical locations, for each of the three components of the magnetic field (three columns), and where the main seismic shock is shown with a white arrow. The Fig. 3a (upper three plots) shows pre-seismic and post-seismic perturbations associated with EQs of magnitude $M_s > 5.5$ and Dobrovolsky ratio of $D/\rho < 1.8$ (encircled spikes). Figure 3b shows the obtained results for the 9 EQs of magnitude $M_s > 5.5$ but with a larger than 1.8 Dobrovolsky ratio. In Fig. 3c, the DWT (D1) for time series corresponding to seismically calm periods ($M_s < 4.5$) is presented, where no spikes are observed. The superposed epoch analysis was performed on the basis of 9 h before and 9 h after each seismic event in all cases, considering the time 0, the specific time of the occurrence of the EQ. For the case that the ratio $D/\rho > 1.8$ (Fig. 3b) only the Bz component shows scattered spikes, but there is no apparent relation with the main shock. The third case (Figs. 3c) is used for comparison purposes; in this case the signal processed for all the period range remains undisturbed in the absence of seismic activity.

In Fig. 4, the statistical significance of the DWT transforms for the three components (a, b and c) and for the three cases discussed above is presented. The results correspond to running D1 data windows each of 1024 samples. As observed, there are significant variations of σ^2 for the three components, being the first case ($M_s > 5.5$ and ratio $D/\rho < 1.8$) that provides statistical significant perturbation that could be associated with the occurrence of the EQs. It is observed that the σ^2 increase before, during, and after the seismic event primarily on Bx (a) and By (b), but also on Bz (c). During the main shock is showed that the σ^2 is close to the mean value of a seismic calm analysis. In this case, D1 (0.25–0.5 Hz) σ^2 value presents the highest difference between seismic calm and seismic activity filtered signals. The Bx geomagnetic component shows maximum variance in three different time ranges with respect to the EQ shocks: 8.5–4.5 h before, between 2 h before and 2 h after and from 2.5 to 4.5 h after the main EQs. The By component results are in Fig. 4b, and show also important variance for the first case ($M_s > 5.5$ and Dobrovolsky ratio of $D/\rho < 1.8$), however of lesser differences. For both components, the signal suddenly falls considerably around the main EQs. Finally, the Bz component results are shown in Fig. 4c,

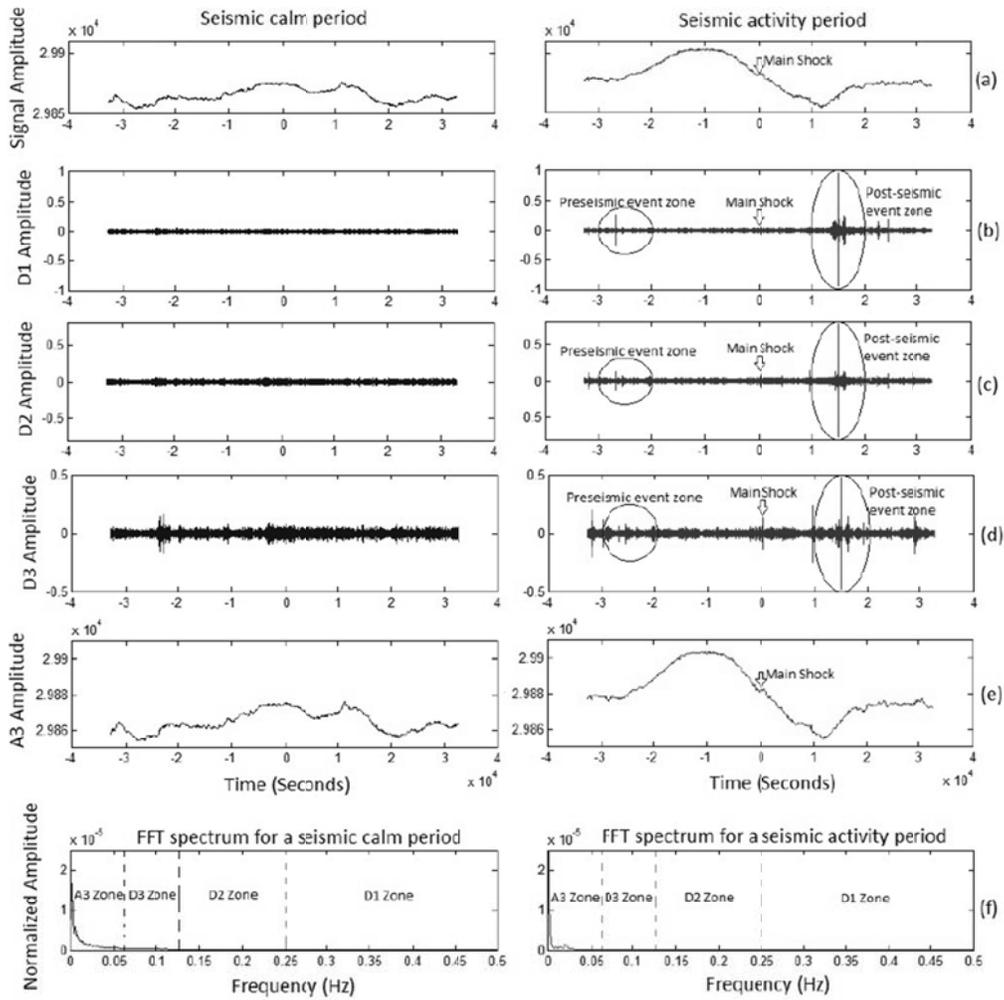


Fig. 2. Comparison between FFT spectrum and DWT time-frequency decomposition analysis: for a seismic calm, and with seismic activity. The main seismic shock is shown with a white arrow.

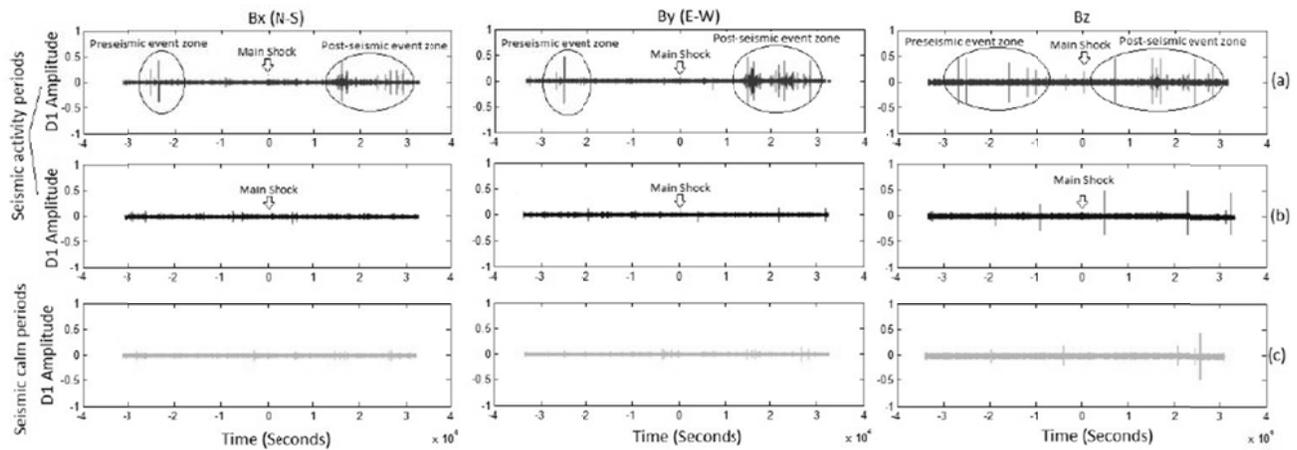


Fig. 3. Wavelet Discrete Transform of the three geomagnetic components in superposed epochs for the three conditions of seismic activity in the ULF frequency range $f = 0.25 - 0.5$ Hz.

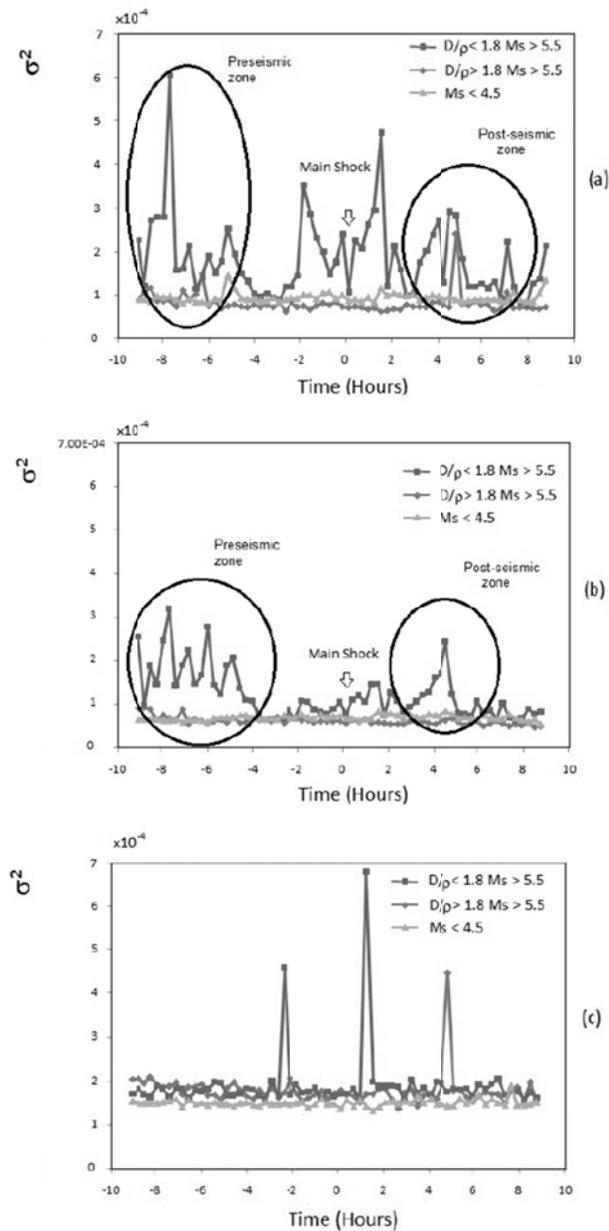


Fig. 4. Variance of the DWT corresponding to the D1 level for the three geomagnetic components: Bx (a), By (b), and Bz (c).

where it is possible to observe the occurrence of three spikes 2.3 h before and 0.8, and 4.5 h after the main shock. In summary, this results show that the employed methodology could be adequate to find EM seismic precursors within a range greater than the Dobrovolsky ratio.

5 Conclusions

A methodology that was applied to the geomagnetic data acquired at Juiquilla station is described herein. Three geomagnetic field components behaved in different ways. Signals associated with seismic events data are reported, and the observation time depending on the particular geomagnetic component is analysed. Accordingly, the proposed signal processing methodology consists of applying a detail level 1 DWT filter using a DB1 wavelet mother function to the existing data in order to obtain frequency components. This corresponds to associated seismic anomalies of the geomagnetic signal within the predetermined favourable frequency range, namely, 0.25–0.5 Hz. Furthermore, these investigators have information regarding other bandwidths; however, these possess less statistical basis. In the analysed frequency, variance increases prior to, during and after the seismic event by using the coefficient D1 as is observed primarily in the Bx and By geomagnetic component. These indicate an important statistical complement of the methodology. Within this range the σ^2 is more informative than the other bandwidths analysed; the differences principally were observed and reveals that the geomagnetic anomalies in the ULF range are within $D/\rho < 1.8$. In this case, it also indicates that relevant information can be obtained from a distance of approximately 790 km from the testing station. Furthermore, anomalies in EM signals appeared within the DWT filtered signals corresponding to events having the characteristics of $D/\rho < 1.8$ and $M_s > 5.5$. Such signals can be associated with the seismic processes as has been reported by other investigators. They typically occur during, but sometimes prior to seismic activity, and after the preparatory phase of earthquakes within this ratio. According to the results, this methodology can extract the abnormal signals in the ULF range of the EM anomalies related to different stages of the EQ preparation, in a ratio that depends of the magnitude.

Acknowledgements. The authors are grateful to CONACyT and Centro de Geociencias of the National University of Mexico (UNAM) for their support and collaboration in this research under the project number 209837. The authors would also like to thank Silvia C. Stroet for editing the English version of this paper. The authors thank to the referees for their observations and recommendations, especially to Natalia A. Smirnova.

Edited by: M. E. Contadakis
 Reviewed by: two anonymous referees

References

Alperovich, L. and Zheludev, V.: Wavelet Transform as a Tool for Detection Precursors of Earthquakes, *Phys. Chem. Earth*, 23(9–10), 965–967, 1997.

- Dobrovolsky, I. R., Zubkov, S. I., and Myachkin, V. I.: Estimation of the size of earthquake preparation zones. *Pure Appl. Geophys.*, 117, 1025–1044, 1979.
- Fraser-Smith, A. C., Bernardi, A., McGill, P. R., Ladd, M. E., Helliwell, R. A., and Villard, O. G.: Low-frequency magnetic measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1465–1468, 1990.
- Gotoh, K., Hayakawa, M., and Smirnova, N.: Fractal analysis of the ULF geomagnetic data obtained at Izu Peninsula, Japan in relation to the nearby earthquake swarm of June–August 2000. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 229–236. doi:10.5194/nhess-3-229-2003, 2003.
- Grimalsky, V., Kotsarenko, A., Pulnits, S., Koshevaya, S., and Perez-Enriquez, R.: On the modulation of intensity of Alfvén resonances before earthquakes: Observations and model. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 72(1), 1–6, 2010.
- Harada, M., Hattori, K., and Isesaki, N.: Transfer function approach to signal discrimination of ULF geomagnetic data. *Phys. Chem. Earth*, 29, 409–417, 2004.
- Hattori, K., Serita, A., Gotoh, K., Yoshino, C., Harada, M., Isezaki, N., and Hayakawa, M.: ULF geomagnetic anomaly associated with 2000 Izu Islands earthquake swarm. *Japan Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(4–9), 425–435, 2004.
- Hayakawa, M., Kawate, R., Molchanov, O. A., and Yunoto, K.: Results of ultralow-frequency magnetic field measurements during the Guam earthquake of 8 August 1993. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 241–244, 1996.
- Hayakawa, M., Ito, T., and Smirnova, N.: Fractal analysis of ULF geomagnetic data associated with the Guam earthquake on August 8, 1993. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2797–2800, 1999.
- Hayakawa, M., Hattori, K., and Ohta, K.: Observation of ULF Geomagnetic Variations and Detection of ULF Emissions Associated with Earthquakes: Review (translated from Denki Gakkai Ronbunshi, 126-A(12), December 2006, 1238–1244). *Electrical Engineering in Japan*, 162(4), 1–8, 2008.
- Ida, Y., Yang, D., Li, Q., Sun, H., and Hayakawa, M.: Detection of ULF electromagnetic emissions as a precursor to an earthquake in China with an improved polarization analysis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 775–777. doi:10.5194/nhess-8-775-2008, 2008.
- Ismaguilov, V. S., Kopytenko, Yu. A., Hattori, K., Voronov, P. M., Molchanov, O. A., and Hayakawa, M.: ULF magnetic emissions connected with under sea bottom earthquakes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 1, 23–31. doi:10.5194/nhess-1-23-2001, 2001.
- Johnston, M. J. S.: Review of electric and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity. *Surv. Geophys.*, 18, 441–475, 1997.
- Johnston, M. J. S. and Mueller, R. J.: Seismomagnetic observation with the July 8, 1986, M_L 5.9 North Palm Springs earthquake. *Science*, 237, 1201–1203, 1987.
- Johnston, M. J. S., Mueller, R. J., and Sasi, Y.: Magnetic field observations in the near-field of the 28 June 1992 M_{7.3} Landers California, earthquake. *B. Seismol. Soc. Am.*, 84, 792–798, 1994.
- Kaiser, G. A.: *Friendly Guide to Wavelets*. Birkhäuser, Boston, MA, USA, 1994.
- Kawate, R., Molchanov, O. A., and Hayakawa, M.: Ultra-Low Frequency magnetic fields during the Guam earthquake of 8 August 1993 and their interpretation. *Phys Earth Planet. In.*, 105, 229–238, 1998.
- Kopytenko, Y. A., Matiashvili, T. G., Voronov, P. M., Kopytenko, E. A., and Molchanov, O. A.: Detection of ultra-low-frequency emissions and its aftershock activity, based on geomagnetic pulsations data at Dusheti and Vardzia observatories. *Phys. Earth Planet. In.*, 77, 85–95, 1993.
- Kopytenko, Y., Ismaguilov, V., Hayakawa, M., Smirnova, N., Troyan, V., and Peterson, Th.: Investigation of the ULF electromagnetic phenomena related to earthquakes: contemporary achievements and the perspectives. *Ann. Geofis.*, 44(2), 325–334, 2001.
- Kotsarenko, A., Pérez Enriquez, R., López Cruz-Abeyro, J. A., Koshevaya, S., Grimalsky, V., and Zúñiga, F. R.: Analysis of the ULF electromagnetic emission related to seismic activity, Teoloyucan geomagnetic station, 1998–2001. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 4, 679–684. doi:10.5194/nhess-4-679-2004, 2004.
- Kotsarenko, A., Molchanov, O., Hayakawa, M., Koshevaya, S., Grimalsky, V., Pérez Enriquez, R., and López Cruz-Abeyro, J. A.: Investigation of ULF magnetic anomaly during Izu earthquake swarm and Miyakejima volcano eruption at summer 2000, Japan. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 63–69. doi:10.5194/nhess-5-63-2005, 2005.
- Kotsarenko, A., Pérez Enriquez, R., López Cruz-Abeyro, J. A., Koshevaya, S., Grimalsky, V., Yutsis, V., and Kremenetsky, I.: ULF geomagnetic anomalies of possible seismogenic origin observed at Teoloyucan station, México, in 1999–2001: Intermediate and Short-Time Analysis. *Tectonophysics*, 431, 249–262. doi:10.1016/j.tecto.2006.05.036, 2007.
- Kushwah, V., Singh, V., and Singh, B.: Ultra low frequency (ULF) amplitude observed at Agra (India) and their association with regional earthquakes. *Phys. Chem. Earth*, 34, 367–272, 2009.
- Mallat, S.: *A Wavelet tour of signal processing*, 2nd edn., Academic Press, 1999.
- Millan-Almaraz, J. R., Romero-Troncoso, R. J., Contreras-Medina, L. M., and Garcia-Perez, A.: Embedded FPGA based induction motor monitoring system with speed drive fed using multiple wavelet analysis. *International Symposium on Industrial Embedded Systems, SIES 2008*, Montpellier, France, June, 2008, 215–220, 2008.
- Molchanov, O. A., Kopytenko, Y. A., Voronov, P. M., Kopytenko, E. A., Matiashvili, T. G., Fraser-Smith, A. C., and Bernardi, A.: Results of ULF Magnetic field measurements near the epicenters of the Spitak (M_s=6.9) and Loma Prieta (M_s=7.1) earthquakes: comparative analysis. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1495–1498, 1992.
- Parrot, M. and Johnston, M. J. S. (Eds.): *Seismoelectromagnetic effects*. *Phys. Earth Planet. In.*, 57, 177 pp., 1989.
- Serita, A., Hattori, K., Yoshino, C., Hayakawa, M., and Isezaki, N.: Principal component analysis and singular spectrum analysis of ULF geomagnetic data associated with earthquakes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 685–689. doi:10.5194/nhess-5-685-2005, 2005.
- Smirnova, N., Hayakawa, M., and Gotoh, K.: Precursory behavior of fractal characteristics of the ULF electromagnetic fields in seismic active zones before strong earthquakes. *Phys. Chem. Earth*, 29, 445–451, 2004.
- Warwick, J. W., Stoker, C., and Meyer, T. R.: Radio emission associated with rock fracture: Possible application to the great Chilean earthquake of May 22, 1960. *J. Geophys. Res.*, 87, 2851–2859, 1982.

Detection of electromagnetic anomalies of three earthquakes in Mexico with an improved statistical method

O. Chavez¹, R. Pérez-Enríquez², J. A. Cruz-Abeyro², J. R. Millan-Almaraz¹, A. Kotsarenko², and E. Rojas¹

¹División de Investigación y Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Querétaro, Centro Universitario, Cerro de las Campanas s/n, Querétaro, Querétaro, C.P. 76010, México

²Centro de Geociencias (CGEO), Juriquilla, UNAM, Apdo Postal 1-742, Centro Querétaro, Querétaro, México, C.P. 76001, México

Received: 22 March 2011 – Revised: 25 May 2011 – Accepted: 26 May 2011 – Published: 21 July 2011

Abstract. A method for detecting seismomagnetic signals is presented. This work presents evidence of geomagnetic perturbations associated with three earthquakes (EQs) that occurred in Mexico within a distance of $\rho = (1.8) 10^{0.45M}$, where M is the magnitude of the EQ, during the year 2010. An improved statistical analysis in relation with the polarization analysis (as the ratio of vertical magnetic field component to the horizontal one) has been developed. The variation index (S_4) shows important differences one day before and one day after the EQs (magnitudes considered are from 6 to 7.2).

1 Introduction

Evidence of electromagnetic emission at several frequencies associated with EQs has been accumulated over the years (e.g., Hayakawa and Molchanov, 2002; Molchanov and Hayakawa, 2008). The presence of strong interferences hampers the accumulation of the experimental data to test existing ideas on the mechano-electromagnetic conversion in the Earth's crust (Guglielmi et al., 2006). In addition, many authors perform the signal processing in a wide frequency ranges reporting geomagnetic perturbations related to EQs. Such anomalies have been reported for several decades (Parrot and Johnston, 1989; Johnston, 1997; Kushwah et al., 2009; Telesca and Hattori, 2007; Telesca et al., 2008). Seismogenic phenomena in the ULF (ultra low frequency) range, with frequency from 0.005 to 1 Hz (Kopytenko et al., 1993) related with EQs has been studied since Fraser-Smith et al. (1990) and a number of papers have been published on this topic after that (Smirnova et al., 2004; Serita et al., 2005;

Kushwah et al., 2009). This frequency range is of practical importance in relation with EQ activity, since these waves are able to propagate easily on the Earth's surface where a ULF sensor is installed (Ida et al., 2008).

The serious problem regarding these seismogenic ULF emissions is the detection of these weak signals. Different methods of analysis have been developed: polarization analysis by means of the ratio of vertical magnetic field component to the horizontal (Hayakawa et al., 1996), fractal analysis (mono- and multi-) (Hayakawa et al., 1999; Gotoh et al., 2004; Smirnova et al., 2004; Ida et al., 2005; Ida and Hayakawa, 2006; Kotsarenko et al., 2004, 2005, 2007), principal component analysis (Gotoh et al., 2002; Hattori et al., 2004; Kotsarenko et al., 2005), and singular value decomposition (Hattori et al., 2006), among others.

All the aforementioned methods are applied to improve both the detection of the ULF signals associated with seismogenic phenomena at different frequencies (Hayakawa et al., 2008), and the understanding of electromagnetic phenomena associated with tectonic and volcanic activity (Currenti et al., 2005a, b). In this paper, a simple polarization analysis which is the simplest analysis method has been used. But we have looked into the problem variation in order to improve the statistical method. This improved polarizations statistical method was applied to the ULF data observed in Mexico during the year 2010. We found a significant correlation in the data obtained for three EQs in Mexico near the observing station, within the earthquake radius preparation zone (ρ), as a modification of the previously stated equation proposed by Dobrovolsky et al. (1979) and Dobrovolsky (1993b), where $\rho = (1.8) 10^{0.45M}$, where M is the magnitude of the EQ (Fig. 1). Finally, the results obtained in this paper would be compared with earlier results obtained with the wavelet method (Chavez et al., 2010).



Correspondence to: O. Chavez
(omar.chavez@uaq.mx)

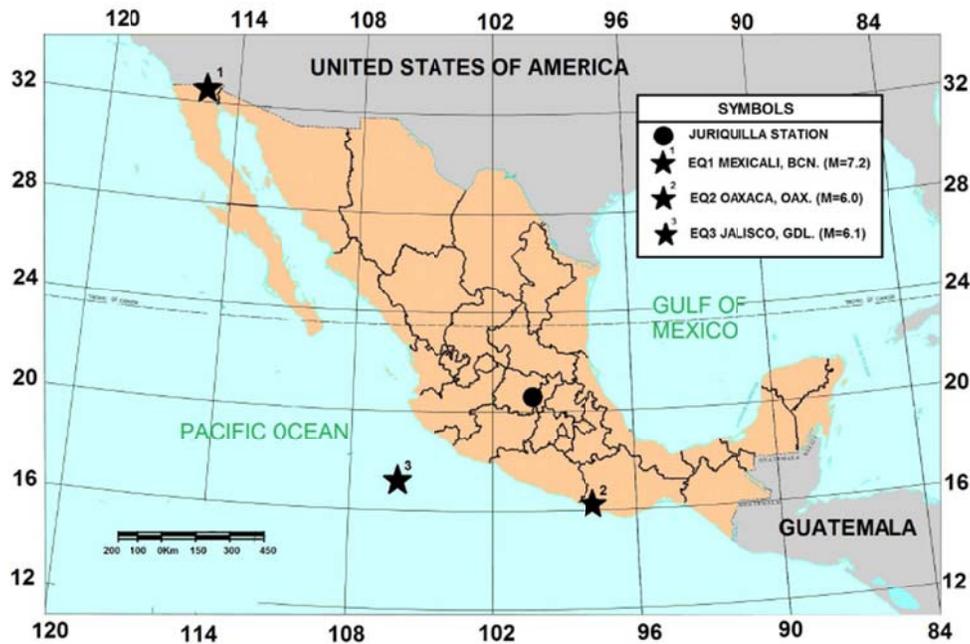


Fig. 1. The relative location of the geomagnetic observatory, Juriquilla (JU2) and three EQs (indicated by black stars) occurring during the year 2010.

2 ULF geomagnetic data and EQs

ULF geomagnetic data is obtained at an observatory named Juriquilla (JU2) (geographic coordinates: -100.45° N, 20.70° E) as in Fig. 1. At this field site we observe three geomagnetic components (H : N-S component, D : E-W component, and Z : vertical component) by means of fluxgate sensors. The sampling frequency is 1 Hz. The analysis focused on three rather big EQs (with magnitude greater than 6.0) within a distance of the station of $\rho = (1.8) 10^{0.45M}$, where M is the magnitude of the EQ. All the events occurred during the year 2010. The first EQ took place on 4 April, the second on 30 June, and the third on 10 August. The characteristics of the EQs are presented in Table 1. The distance between the EQs and the geomagnetic observatory is consistent with that considered in a previous study (Chavez et al., 2010). In such study the perturbations associated with the magnitude of the EQs could be observed.

3 Signal analysis

The polarization method developed by Hayakawa et al. (1996) is based on the measurement of the ratio of spectral power of the vertical magnetic field (Z) to the horizontal magnetic fields (H and D) (i.e., Z/H or Z/D). This ratio is known to provide information of related variations of the geomagnetic field of ionospheric origin (or solar-terrestrial effect) or seismic origin (Ida et al., 2008). Generally speaking, the polarization ratio becomes larger when there are seis-

mogenic emissions (Ida et al., 2008), while the geomagnetic field variation are found to show smaller values (Hayakawa et al., 1996).

The time series of the ULF data was processed to obtain the polarization signals Z/H and Z/D from the three geomagnetic components H , D , and Z as was previously reported by Ida et al. (2008). Furthermore, the Fast Fourier Transform (FFT) is performed to the polarization signals to obtain the power spectrum. Figure 2 shows three ratio signals corresponding to the FFT spectra of each one of the three seismic events. This was performed in order to analyze the components of the frequency previously associated to seismogenic ULF emissions (Hayakawa et al., 2007). It can be observed that FFT spectrum is not adequate to show significant differences or common patterns between the three FFT spectra. For that reason, a Discrete Wavelet Transform (DWT) analysis was used to analyze the three ratio signals. This type of analysis was selected due to its time-frequency decomposition capabilities. This methodology has been previously reported for co-seismic event detection in H , D , and Z components (Chavez et al., 2010). For this study, six DWT levels were analyzed using a wavelet mother function Daubechies 1 (DB1), but we present only the D6 for comparative reasons (see Fig. 2). Table 2 shows the frequency bands corresponding to each DWT analysis level for signals that were sampled at a frequency of 1 Hz. The first event is presented in blue, the second in red, and the third in green (see Table 1). Some frequency activity can be inferred from highest observable amplitude during the D6 level of the DWT decomposition at

Table 1. Earthquakes occurring in Mexico during 2010 (magnitude greater than 6) selected for this analysis. Year/month/day/hour/min are: the exact time of the EQ (Local Time); Latitude and Longitude: the geographic coordinates of the epicenter; Magnitudes and Depth: magnitude and depth of the EQ; Distance: the distance between the epicenter and Juriquilla station; ρ : the radius of the EQ preparation zone estimated by the proposed equation. The EQ magnitudes are presented in bold.

Event	Year	Month	Day	Hour	Min	Longitude	Latitude	Magnitude, M	Depth, km	Distance, km	ρ , km	Distance/ ρ
1	2010	4	4	17	40	-115.36	32.54	7.2	10	1974	2245	0.87
2	2010	6	30	2	22	-98.03	16.22	6.0	8	563	684	0.82
3	2010	8	23	21	11	-107.23	18.44	6.1	10	751	755	1.00

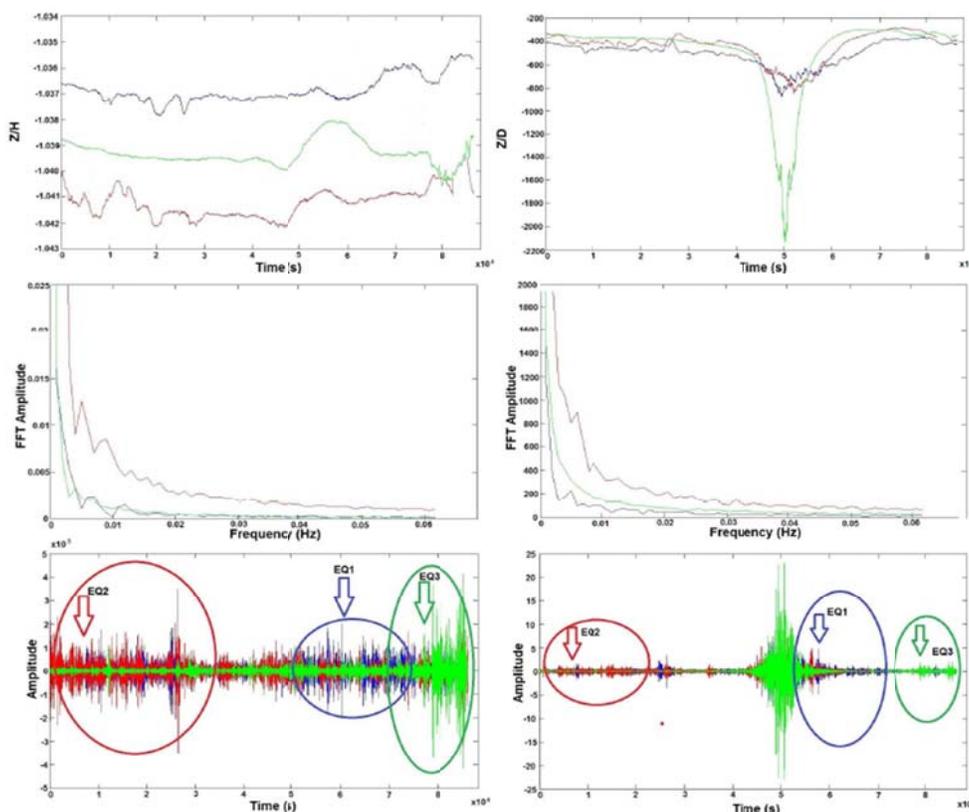


Fig. 2. Geomagnetic data analyzed: The first event is presented in blue, the second in red, and the third in green. The FFT analysis does not show important peaks. Included is a Discrete Wavelet Transform (DWT) of the Z/H and Z/D ratio in a superposed analysis in the ULF frequency range $f = 0.0078125$ to 0.015625 Hz. The main seismic shocks are shown with arrows.

the start of the signals followed by amplitude suppression periods. The aforementioned behaviour is common to the three analyzed seismic events. There are some important peaks during the EQs in different frequency ranges, e.g., for the three EQs we have significant increases from the D2 to the D6 (0.0078125 – 0.25 Hz). Those results can be associated with the distance and the magnitude of the EQs.

Furthermore, Fig. 2 also shows the corresponding DWT decomposition for the signals Z/D ratio, where the middle cluster during the day is the principal perturbation. However

it can be observed that important amplitudes in each level are present. The values of Z/H and Z/D are computed as representing the daily data. This process implies that the distance of analysis is directly associated to the magnitude of the EQ.

4 Observation results

An improved variation index method is proposed herein. The superposed epoch analysis was performed over the basis of 5

Table 2. DWT decomposition bandwidths in Hz for a sampling frequency $f_s = 1$ Hz.

Level	Approximation (An)	Detail (Dn)
1	0 to 0.25 Hz	0.25 to 0.5 Hz
2	0 to 0.125 Hz	0.125 to 0.25 Hz
3	0 to 0.0625 Hz	0.0625 to 0.125 Hz
4	0 to 0.03125 Hz	0.03125 to 0.0625 Hz
5	0 to 0.015625 Hz	0.015625 to 0.03125 Hz
6	0 to 0.0078125 Hz	0.0078125 to 0.015625 Hz

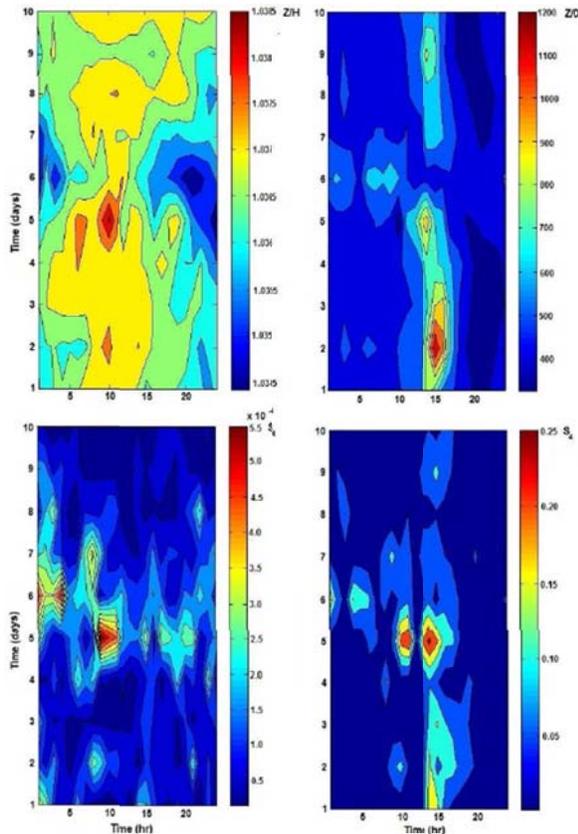


Fig. 3. Map showing the time series of the analysis for the first event Z/H (top right), and Z/D (top left). At the bottom, the variation index for Z/H (left), and for Z/D (right).

days before and 5 days after the EQ. The variation index is defined by,

$$S_4 = \frac{\sigma_i}{\bar{x}} \quad (1)$$

where S_4 is the variation index considering a mean period of ten days and for the i ratio ($i = Z/H$ and Z/D), \bar{x} is the average of the component i over the whole period, and σ_i is

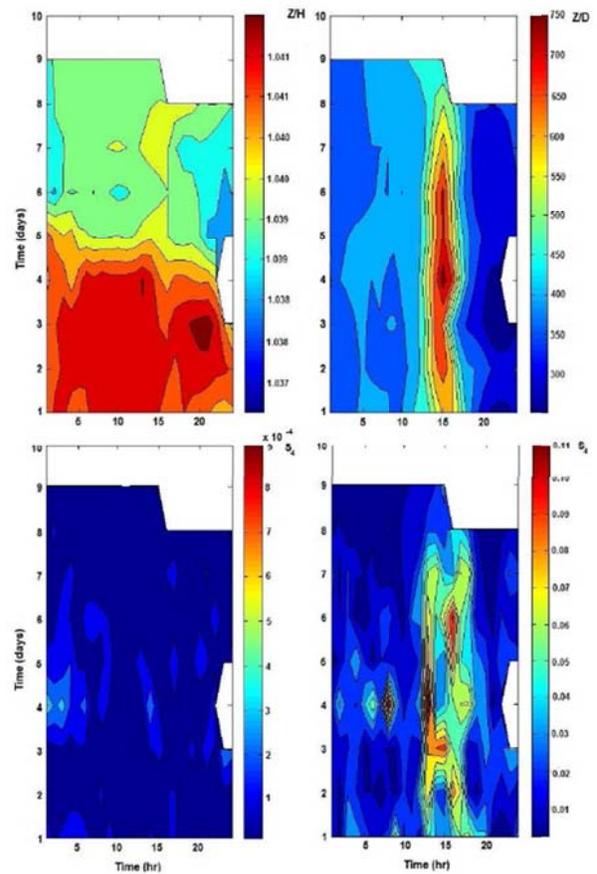


Fig. 4. Map showing the time series of the analysis for the first second event Z/H and Z/D top right and left, respectively. At the bottom, the variation index for Z/H (left), and for Z/D (right). There are no data in the white areas.

the standard deviation of the same component i ratio over the whole period.

Figures 3, 4 and 5 illustrate the temporal evolution of the analysis (Z/D and Z/H) during the period of 5 days before and 5 days after the EQs (see Table 1). The day of each EQs occurrence is during the 5th day, and its specific time is shown in Table 1. Figure 3 shows the corresponding analysis (on top) and the variation index obtained for the first event. Important increments on the variation index are observed 7 h before and almost 12 h after the event. Also it is observed that these variations are observed only around day 5. Figure 4 shows this same analysis, but in this case the white areas indicate the periods where data could not be recorded due to some problems of the ULF system. However, 24 h before and 24 h after the main shock an important increase in the variation index was observed. The increment variation index is mainly associated to the Z/D ratio. The Z/H ratio has similar changes as those observed in Fig. 4, where a sudden decrease on this value previous

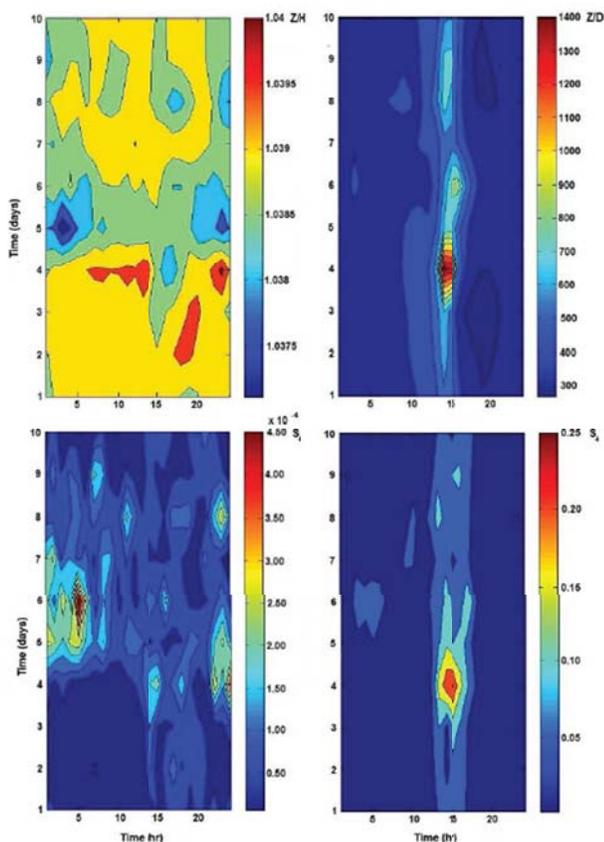


Fig. 5. Map showing the time series of: The analysis for the third event Z/H , and Z/D top right and left, respectively. At the bottom, the variation index for Z/H (left), and for Z/D (right).

to the main shocks is shown. In the last figure, important increases in the variation index are observed almost 30 h before and 10 h after the EQ. Figure 6 shows certain enhancement in the Z/H and Z/D plots just before, during, and after the EQs and also shows significant increments in the variation index. The data was compared with the geomagnetic activity expressed by the Dst index (data obtained from <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/>) where those indices apparently had no correlation with EQs variation index (see Fig. 5).

The increase in the polarization and the variation index resulted not only from the increase in Z/H , but also from the increase and decrease of Z/D . These figures show a significant increase of the variation index occurs before, during, and after the EQs. The indices of Dst and K_p did not show important changes during this period. This indicates that the polarization and the statistical analysis are closely associated with occurrence of EQs. The three EQs analyzed exhibit significant changes.

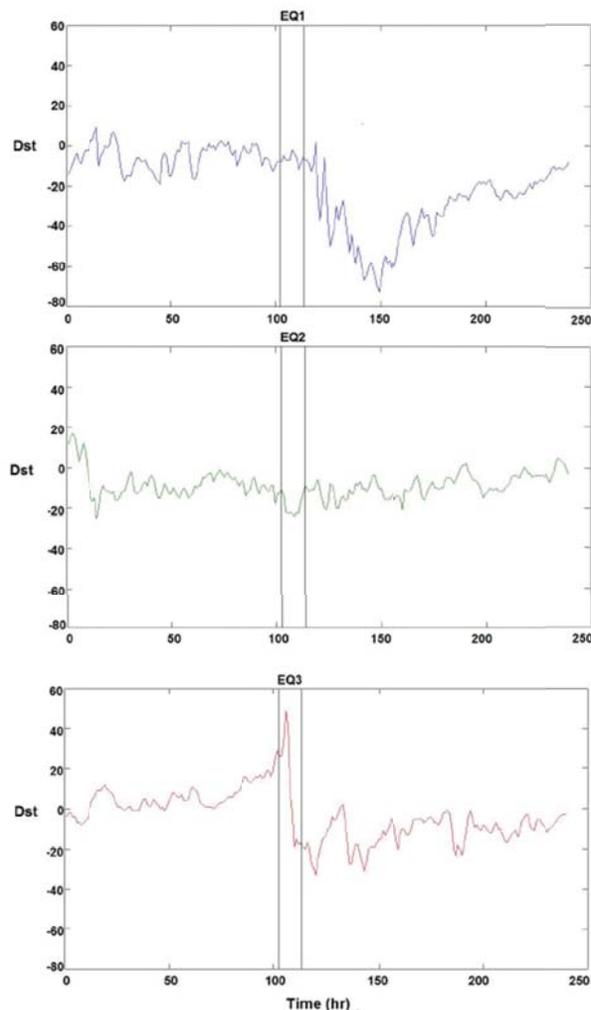


Fig. 6. Dst Index obtained from Kyoto observatory web page corresponding with the 3 EQs analyzed. The period of time presented is 10 days.

5 Conclusions

There are seismo-magnetic signals related to EQs disturbing the electromagnetic field. The principal problem of the signal detection is the discrimination of the background noise. For that reason, the use of the DWT at different levels is proposed. Additionally, an improved statistical polarization analysis method has been applied to the ULF geomagnetic data at Juriquilla station in Mexico. The three geomagnetic field components recorded behave in different ways; for that reason a general variation index is used to estimate the perturbations for each polarization during the whole period. By using the variation index, it is found that the polarization ratio between the vertical and the horizontal magnetic field components (Z/H , Z/D) at different levels (see Table 2) exhibits

significant clusters during the day of analysis. An increase in the variation index value, with the maximum value a few hours before and after the EQs, are observed. The application of a DWT filter using different levels in order to obtain frequency components that correspond to associated seismic anomalies shows that there are not predetermined favorable frequency ranges – apparently it depends on the direction, the distance, and the magnitude of each EQ analyzed. This kind of ULF lead time seems to be consistent with a previous work by Chavez et al. (2010). The epicentral distance of these three superficial EQs varies from 563 to 1974 km.

Acknowledgements. The authors are grateful to CONACyT and Centro de Geociencias of the National University of Mexico (UNAM) for their support and collaboration in this research under the project number 209837.

Edited by M. E. Contadakis

Reviewed by: two anonymous referees

References

- Chavez, C., Millan-Almaraz, J. R., Pérez-Enriquez, R., Arzate-Flores, J. A., Kotsarenko, A., Cruz-Abeyro, J. A., and Rojas, E.: Detection of ULF geomagnetic signals associated with seismic events in Central Mexico using Discrete Wavelet Transform, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 2557–2564, doi:10.5194/nhess-10-2557-2010, 2010.
- Currenti, G., Del Negro, C., Lapenna, V., and Telesca, L.: Fluctuation analysis of the hourly time variability of volcano-magnetic signals recorded at Mt. Etna volcano, Sicily (Italy), *Chaos Solitons & Fractals*, 23, 1921–1929, 2005a.
- Currenti, C., Del Negro, C., Lapenna, V., and Telesca, L.: Scaling characteristics of local geomagnetic field and seismicity at Etna volcano and their dynamic in relation to the eruptive activity, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, 96–106, 2005b.
- Dobrovolsky, I. P., Zubkov, S. I., and Myachkin, V. I.: Estimation of the size of earthquake preparation zones, *Pure Appl. Geophys.*, 117, 1025–1044, 1979.
- Fraser-Smith, A. C., Bernardi, A., McGill, P. R., Ladd, M. E., Helliwell, R. A., and Villard, O. G.: Low-frequency magnetic measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 17, 1465–1468, 1990.
- Guglielmi, A., Hayakawa, M., Potapov, A., and Tsegmed, B.: Polarization method to detect the co-seismic magnetic oscillations, *Phys. Chem. Earth*, 31, 299–304, 2006.
- Gotoh, K., Akaniga, Y., Hayakawa, M., and Hattori, K.: Principal component analysis of ULF geomagnetic data for Izu islands earthquakes in July 2000, *J. Atmos. Electr.*, 22, 1–12, 2002.
- Gotoh, K., Hayakawa, M., Smirnova, N. A., and Hattori, K.: Fractal analysis of seismogenic ULF emissions, *Phys. Chem. Earth*, 29, 419–424, 2004.
- Hattori, K., Serita, A., Gotoh, K., Yoshino, C., Harada, M., Isezaki, N., and Hayakawa, M.: ULF geomagnetic anomaly associated with 2000 Izu Islands earthquake swarm, *Japan Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29, 4–9, 425–435, 2004.
- Hattori, K., Serita, A., Yoshino, C., Hayakawa, M., and Isezaki, N.: Singular spectral analysis and principal component analysis for signal discrimination of ULF geomagnetic data associated with 2000 Izu Island earthquake swarm, *Phys. Chem. Earth*, 31, 281–291, 2006.
- Hayakawa, M., Kawate, R., Molchanov, O. A., and Yumoto, K.: Results of ultra-low-frequency magnetic field measurements during the Guam earthquake of 8 August 1993, *Geophys. Res. Lett.*, 26(18), 2797–2800, 1996.
- Hayakawa, M., Ito, T., and Smirnova, N.: Fractal analysis of ULF geomagnetic data associated with the Guam earthquake on 8 August 1993, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 18, 2797–2800, 1999.
- Hayakawa, M. and Molchanov, O.: *Seismo Electromagnetics Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling*, TERRAPUB, Tokyo, Japan, 477, 2002.
- Hayakawa, M., Hattori, K., and Ohta, K.: Monitoring of ULF (ultra-low-frequency) geomagnetic variations associated with earthquakes, *Sensors*, 7, 1108–1122, 2007.
- Hayakawa, M., Hattori, K., and Ohta, K.: Observation of ULF Geomagnetic Variations and Detection of ULF Emissions Associated with Earthquakes: Review, *Electric Engineering in Japan*, 162, 4, Translated from *Denki Gakkai Ronbunshi*, 126-A, 12, December 2006, 1238–1244, 2008.
- Ida, Y. and Hayakawa, M.: Fractal analysis for the ULF data during the 1993 Guam earthquake to study prefracture criticality, *Nonlin. Processes Geophys.*, 13, 409–412, doi:10.5194/npg-13-409-2006, 2006.
- Ida, Y., Hayakawa, M., Adalev, A., and Gotoh, K.: Multifractal analysis for the ULF geomagnetic data during the 1993 Guam earthquake, *Nonlin. Processes Geophys.*, 12, 157–162, doi:10.5194/npg-12-157-2005, 2005.
- Ida, Y., Yang, D., Li, Q., Sun, H., and Hayakawa, M.: Detection of ULF electromagnetic emissions as a precursor to an earthquake in China with an improved polarization analysis, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 775–777, doi:10.5194/nhess-8-775-2008, 2008.
- Johnston, M. J. S.: Review of electric and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity, *Surv. Geophys.*, 18, 441–475, 1997.
- Kopytenko, Y. A., Matiashvili, T. G., Voronov, P. M., Kopytenko, E. A., and Molchanov, O. A.: Detection of ultra-low-frequency Planet. In., 77, 85–95, 1993.
- Kotsarenko, A., Pérez Enriquez, R., López Cruz-Abeyro, J. A., Koshevaya, S., Grimalsky, V., and Zúñiga, F. R.: Analysis of the ULF electromagnetic emission related to seismic activity, Teoloyucan geomagnetic station, 1998–2001, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 4, 679–684, doi:10.5194/nhess-4-679-2004, 2004.
- Kotsarenko, A., Molchanov, O., Hayakawa, M., Koshevaya, S., Grimalsky, V., Pérez Enriquez, R., and López Cruz-Abeyro, J. A.: Investigation of ULF magnetic anomaly during Izu earthquake swarm and Miyakejima volcano eruption at summer 2000, Japan, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 63–69, doi:10.5194/nhess-5-63-2005, 2005.
- Kotsarenko, A., Pérez Enriquez, R., López Cruz-Abeyro, J. A., Koshevaya, S., Grimalsky, V., Yutsis, V., and Kremenetsky, I.: ULF geomagnetic anomalies of possible seismogenic origin observed at Teoloyucan station, México, in 1999–2001: Interme-

Con referencia al segundo artículo (Chavez et al., 2011), observamos que existen perturbaciones principalmente en la relación Z/H , por lo que se procedió a revisar la transformada de Fourier para todos los eventos analizados en los dos artículos, de lo que se derivó que existe una atenuación entre las señales analizadas, tal y como se observa en la Figura 66; en donde se observa la diferencia entre las señales durante actividad sísmica (líneas rojas) y durante calma sísmica (líneas azules).

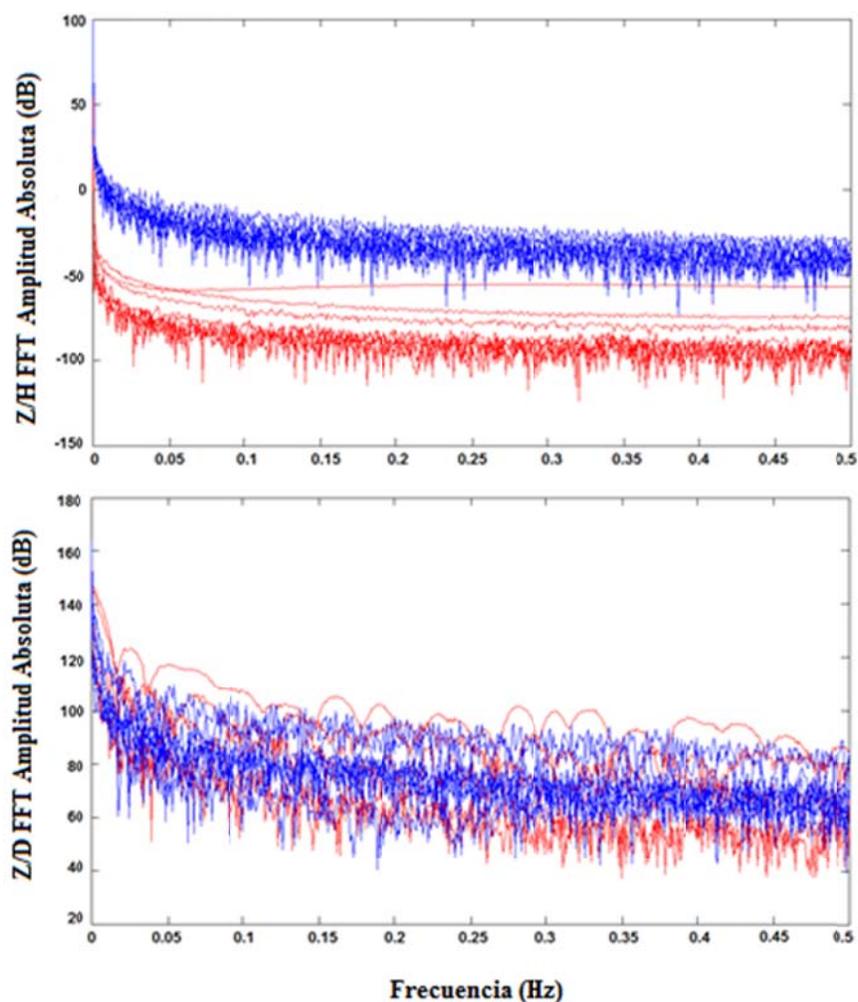


Figura 66. Transformada rápida de Fourier para 21 eventos analizados en distintos años. Las líneas rojas corresponden con los eventos sísmicos y las azules con los periodos de “calma sísmica”.

Por último, se presenta el análisis del modelo matemático para explicar lo que tiene que ocurrir para poder establecer una conexión entre el evento sísmico y la medición de la señal en el observatorio de Juriquilla, para lo cual se considera primero lo siguiente (Figura 67):

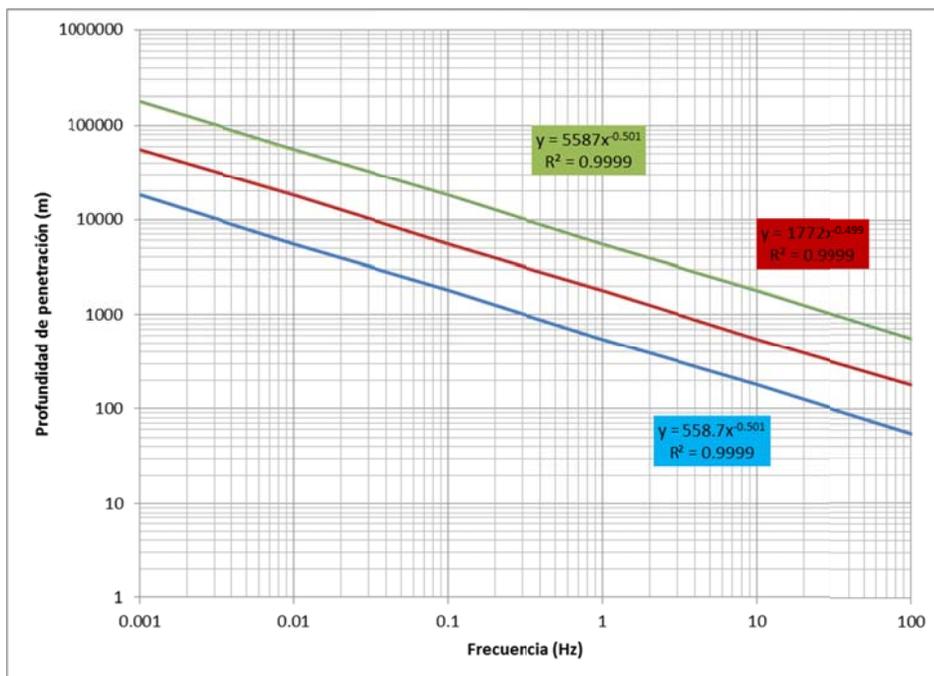


Figura 67. Representación gráfica de Schmitter (2006), considerando distintas conductividades en los medios en los que se mueve la señal electromagnética. Azul ($\sigma=0.01$ S/m), rojo ($\sigma= 0.10$ S/m) y azul ($\sigma=0.01$ S/m).

Tabla 7. Frecuencias analizadas de acuerdo al teorema de Nyquist.

Level	Approximation (An)	Detail (Dn)
1	0 to 0.25 Hz	0.25 to 0.5 Hz
2	0 to 0.125 Hz	0.125 to 0.25 Hz
3	0 to 0.0625 Hz	0.0625 to 0.125 Hz
4	0 to 0.03125 Hz	0.03125 to 0.0625 Hz
5	0 to 0.015625 Hz	0.015625 to 0.03125 Hz
6	0 to 0.0078125 Hz	0.0078125 to 0.015625 Hz

Ahora, si consideramos las frecuencias de análisis con respecto a Nyquist utilizados en las transformadas discreta de ondeletas (Tabla 7), correspondientes con las distancias de

penetración, se puede observar que existen eventos que no debería ser detectados en la superficie de ocurrencia, sin embargo el 76% de los 21 eventos analizados pueden ser detectados en la superficie (Figura 68).

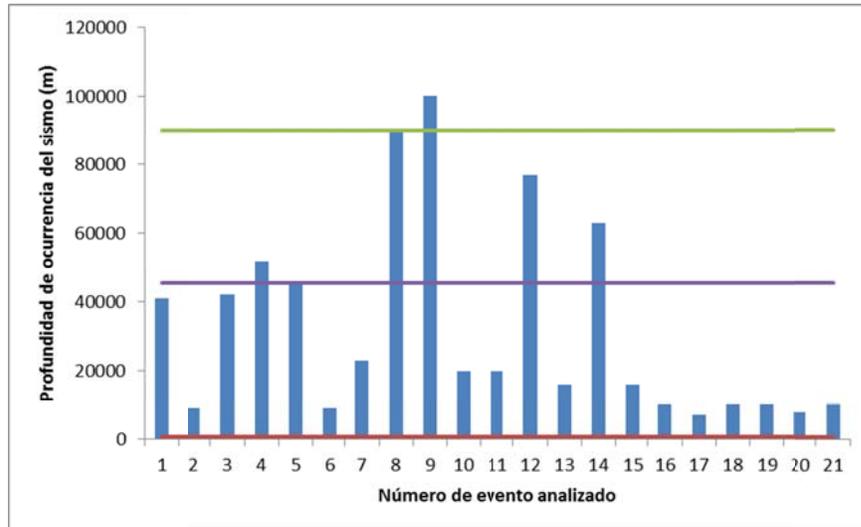


Figura 68. Representación del número de evento analizado y su profundidad de penetración en la litosfera con respecto de los límites superior e inferior dependientes de la conductividad del medio.

Y además, si se quiere saber cuál sería la conductividad del medio para poder detectarlo en el observatorio de geoelectromagnetismo sería necesario establecer que la conductividad estaría entre 1×10^{-7} y 1×10^{-8} S/m; en agua desionizada el valor es 5.5×10^{-6} S/m, y en la atmosfera depende de la altura, de la temperatura del medio y de la saturación del mismo, encontrándose valores de hasta 1×10^{-14} S/m, por lo cual podríamos entrar dentro del rango que se maneja en la Figura 69.

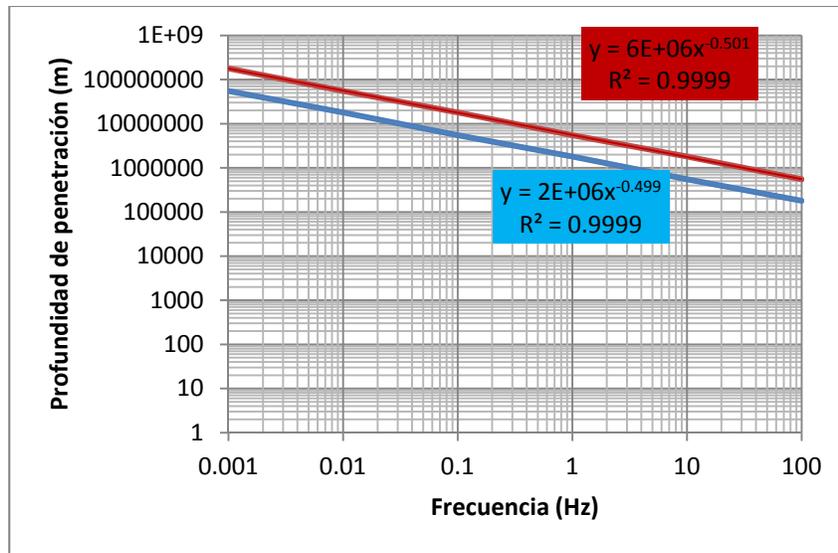


Figura 69. Distancia de movimiento de la señal de acuerdo a su frecuencia, se considera que la que la conductividad estaría entre 1×10^{-7} y 1×10^{-8} S/m. Tómese en cuenta que la distancia máxima al epicentro es de 1×10^8 metros.

Si consideramos la distancia de modificada de Dobrovolsky, encontramos la siguiente relación gráfica (Figura 70), en la que se presenta la relación entre la magnitud del sismo y la distancia en la que se podría detectar el mismo contemplando que la modificación considerada es $r=(1.8)10^{0.45M}$, la ecuación es meramente empírica y nos basamos en los resultados presentados en el presente trabajo.

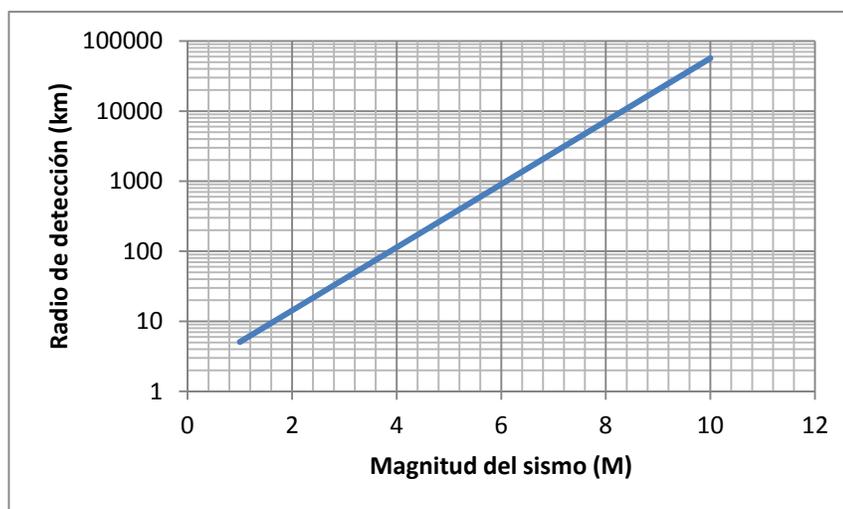


Figura 70. Gráfica que representa la magnitud del sismo y el radio de detección esperado del mismo.

6. CONCLUSIONES.

Con las metodologías presentadas es posible detectar anomalías significativas de sismos localizados en México con distancias que dependen de su magnitud.

La metodología de procesamiento de señal propuesto consiste principalmente, en la aplicación de un filtro de nivel de detalle 1DWT con un wavelet DB1 (tipo Haar) como función madre aplicándose a los datos obtenidos en el magnetómetro de Juriquilla a fin de obtener componentes de frecuencia. Aunque no se descarta el uso de la Transformada de Fourier y el de la función madre Daubechies en diferentes niveles de detalle.

Esto corresponde a asociados anomalías sísmicas de la señal dentro de la geomagnética rango predeterminado frecuencia favorable, es decir, de 0.007825 0.5 Hz (de acuerdo al teorema de Nyquist).

En las frecuencias analizadas, la varianza aumenta antes, durante y después del evento sísmico mediante el uso del coeficiente de D1 como se observa principalmente en el Bx. Estos indican un importante complemento estadístico de la metodología de $D/\rho < 1.8$; siendo D la distancia al sismo. En este caso, también indica que información relevante puede ser obtenida desde una distancia de hasta 1974 km de la estación.

Al respecto de la Transformada de Fourier pudimos observar una atenuación de las frecuencias de la señal durante el evento al analizar la relación Z/H del campo medido, lo cual quiere decir que existe una liberación de energía en el periodo analizado.

Por otra parte, anomalías en las señales EM aparecieron dentro de la DWT filtrada señales correspondientes a los eventos con las características del $D/\rho < 1.8$, y la $M > 5.5$. Esas señales pueden ser asociadas con los procesos sísmicos, como ha sido reportado por otros investigadores. Por lo general ocurren durante, pero a veces antes de la actividad sísmica, y después de la fase preparatoria de terremotos. De acuerdo con los resultados, esta metodología se puede extraer las señales anormales en el rango ULF de las anomalías

relacionadas con la EM diferentes etapas de la Preparación de EQ, en una proporción que depende de la magnitud.

Utilizando el índice de variación, se observa que la proporción de la polarización entre la vertical y las componentes horizontales del campo magnético (Z/H , Z/D) a diferentes niveles muestra grupos significativos durante el día de análisis. Un aumento en el valor del índice de variación, con el valor máximo de unas pocas horas antes y después de la EQ, se observan. la aplicación de un filtro DWT con diferentes niveles a fin de obtener componentes de frecuencia que corresponden a sismica asociada muestra anomalías que no están predeterminados favorable rangos de frecuencia al parecer dependen de la dirección, la distancia y la magnitud de cada EQ analizados.

La detección de la señal se realizó para un solo punto de medición, por lo que se tendrá que evaluar el procedimiento de análisis aquí expresado con varias estaciones o puntos de control alternos a la estación de Juriquilla. La descripción del comportamiento del movimiento de la señal electromagnética generada por un sismo hasta su medición en la estación de Juriquilla puede ser sujeta a un análisis más detallado, contemplando el uso de más estaciones de medición de eventos electromagnéticos.

Derivado de esta investigación, actualmente se está realizando el diseño y construcción de un magnetómetro tipo fluxgate, trabajando en colaboración con el Dr. José Antonio López Cruz-Abeyro del Centro de Geociencias de la Universidad Autónoma de México y el Dr. Jesús Roberto Millán Almaráz del departamento de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Sinaloa, el cual al parecer del que escribe, es uno de los más importantes logros de la investigación ya que se genera además de conocimiento, nueva tecnología hecha por manos mexicanas.

7. LITERATURA CITADA

- Akasofu, S. I., Chapman, S., 1961. The ring current, geomagnetic disturbance and the Van Allen radiation belts, *J. Geophys. Res.*, 66, 1321–1350.
- Afonin, V.V., Molchanov, O.A., Kodama, T., Hayakawa, M. and Akentieva, O.A., 1999. Statistical Study of Ionospheric Plasma Response to Seismic Activity: Search for Reliable Results from Satellite Observations, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes, 597-617.
- Bonchkovsky, V.F., 1954. Variation of the gradient of the electric potential of the atmosphere as one of possible precursors of earthquakes. *Treatises of the Geophysycal Institue of AS USSR*, 25, 192-206.
- Burrus S, Ramesh A, Guo H., 1999. *Introdution to wavelets and Wavelet Transforms*. Electrical and Computer Engineering Department, Rice University. Prentice Hall.
- Chavez, O., Millan-Almaraz, J.R., Pérez-Enríquez, R., Arzate-Flores, J.A., Kotsarenko, A., Cruz-Abeyro J.A., Rojas, E., 2010. Detection of ULF geomagnetic signals associated with seismic events in Central Mexico using Discrete Wavelet Transform. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 2557-2564, doi:10.5194/nhess-10-2557-2010.
- Chavez, O., Pérez-Enríquez, R., Cruz-Abeyro J.A., Millan-Almaraz, J.R., Kotsarenko A., Rojas, E., 2011. Detection of electromagnetic anomalies of three earthquakes in Mexico with an improved statistical method. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 2021-2027, doi:10.5194/nhess-11-2021-2011.
- Chulde, Ch. K. J., 2010. Estudio e instalación de enlaces microonda en banda libre entre Quito y Latacanga para transmisión de datos e internet para la empresa Ecuonline S.A., Proyecto previo a la obtención del título de tecnólogo en electrónica y telecomunicaciones. Escuela politécnica nacional. Escuela de formación de tecnólogos. Quito, Julio de 2010.
- Colangelo, G., Lapenna, V., Vallianatos, K. and Nomikos, C., 2000. Investigating the dynamics of geoelectrical signals measured in two seismotectonic environments in the Mediterranean region: the Southern Apennine chain (Southern Italy) and the Hellenic arc (Crete Island, Greece). *Annali di Geofísica*, 43, 2, 391-408.
- Cruz-Abeyro J.A.L., 1998. Propagación y generación de las pulsaciones Pi2 en la magnetosfera terrestre. Tesis de Doctorado (Doctor en geofísica-estudios espaciales), Universidad Autónoma de México.
- Cruz-Abeyro J.A.L., Pérez Enríquez R., Zúñiga, R., Kotsarenko, A., 2004. ¿Por qué estudiar señales electromagnéticas durante sismos? *Revista Geofísica* 60.
- De Arriba, B. J., 2008. Diseño y construcción de un magnetómetro para la obtención de las variaciones rápidas de la declinación magnética. Proyecto final de carrera. Universitat Politècnica de Catalunya, Escola Tècnica Superior d'Enginyeria de Telecomunicació de Barcelona, Departament de Teoria del Senyal I Comunicacions.

- De Santis, A., Dimauro, D., Cafarella, L., D'anna, R., Gaya-Pique, L.R., Palangio, P., Romeo, G., Tozzi, R., 2006. Deep seafloor magnetic observations under GEOSTAR project, *Annals of Geophysics*, 49 (2/3), 681-693.
- Draganov, A. B., Inan, U. S., Taranenkov, N., 1991. ULF magnetic signatures at the earth surface due to ground water flow: A possible precursor to earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1127-1130.
- Dobrovolsky, I. R., Zubkov, S. I., Myachkin, V. I., 1979. Estimation of the size of earthquake preparation zones, *Pure Appl. Geophys.*, 117, 1025-1044.
- Eftaxias K., Kaporis P., Polygiannakis J., Peratzakis A., Kopanas J., Antonopoulos G., Rigas D., 2003. Experience of short term earthquake precursors with VLF-VHF electromagnetic emissions, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3: 217-228.
- Fitterman, D. V., 1979. Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in faulted half-space. *J. Geophys. Res.*, 84, 6031-6040.
- Fraser-Smith, A. C., Bernardi, A., McGill, P. R., Ladd, M. E., Helliwell, R. A., and Villard, O. G., 1990. Low-frequency magnetic measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1465-1468.
- Freund F., 2002. Charge generation and propagation in igneous rocks, *J. of Geodynamics*, 33. 543-570.
- Frid V., Rabinovitch A., Bahat D., 2003. Fracture induced electromagnetic radiation, *J. Phys. D: Appl. Phys.* 36. 1620-1628.
- Geller, ed., 1996, *Geophys Res. Letters*, Vol. 23, No.11.
- Gokhberg, M.B., Morgounov, V. A., Yoshino, T. and Tomizawa, I., 1982. Experimental measurement of electromagnetic emissions possible related to earthquake in Japan, *J. Geophys. Res.*, 87, 7824-7828.
- Gotoh, K., Hayakawa, M., Smirnova, N., Hattori, K., 2004. Fractal analysis of seismogenic ULF emissions. *Phys. Chem. Earth* 29, 419-424.
- Gubbins, D., Jones, A.L., and Finlay, C.C., 2006. Fall in Earth's magnetic field is erratic. *Science*, 312, 900-902.
- Halley, E., 1962. An account of the cause of the change of the variation of the magnetical needle; with an hypothesis of the structure of the internal parts of the Earth, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 17, 563-578.
- Harald, B., 2011. El campo magnético y la vida. Charla de divulgación. 26 de mayo de 2011. Centro Académico y Cultural, UNAM campus Juriquilla.
- Hattori, K., Serita, A., Gotoh, K., Yoshino C., Harada, M., Isezaki, N., and Hayakawa M., 2004. ULF geomagnetic anomaly associated with 2000 Izu Islands earthquake swarm, *Japan Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(4-9), 425-435.
- Hayakawa, M., and Fujinawa, Y. (Editors), 1994. *Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*. Terra Scientific Publish. Comp., Tokyo.

- Hayakawa, M., Kawate, R., Molchanov, O.A. and Yumoto, K., 1996. Results of ultra-low-frequencies magnetic field measurements during Guam earthquake of 8 August 1993, *Geophys. Res. Lett.* 23, No. 3, 241-244.
- Hayakawa, M. (Ed.), 1999a. *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*. TERAPPUB, Tokyo.
- Hayakawa, M., Ito, T., Smirnova, N., 1999b. Fractal analysis of ULF geomagnetic data associated with the Guam earthquake on 8 August 1993. *Geophys. Res. Lett.* 26, 2797–2800.
- Hayakawa, et al., 1996. Anomalies in the sub-ionospheric VLF signals for the 1995 Hyogoken Nanbu Earthquake, *J. Phys. Earth*, 44, 413-417.
- Hayakawa, M., 2011, On the fluctuation spectra of seismo-electromagnetic phenomena. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. (NHESS)* 11, 301–308.
- Hayakawa, M., Molchanov, O.A. (Eds.), 2002. *Seismo Electromagnetics: Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling*. TERRAPUB, Tokyo.
- Hayakawa, M., Sue, Y., and Nakamura, T., 2009. The effect of earth tides as observed in seismo-electromagnetic precursory signals, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1733–1741, doi:10.5194/nhess-9-1733-2009
- Hayakawa, M., 2011. On the fluctuation spectra of seismoelectromagnetic phenomena, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 301–308, doi:10.5194/nhess-11-301-2011.
- Jacobs, J. A., 1989. *Geomagnetism*, Vol. 3. Academic Press
- Kaiser, G. A.: *Friendly Guide to Wavelets*, Birkhäuser, Boston, MA, USA, 1994.
- Kalashnikov, A.D., 1954. Potentialities of magnetometric methods for the problem of earthquake forerunners. *Tr. Geofiz. Inst., Akad. Nauk. SSSR*, 25, 180-182.
- Kisslinger, C., 1989. Portents and predictions. *Nature*, 339, 337-338.
- Kopytenko, Yu., Ismaguilov, V., Hayakawa, M., Smirnova, N., Troyan, V., Peterson, Th., 2001. Investigation of the ULF electromagnetic phenomena related to earthquakes: contemporary achievements and the perspectives. *Ann. Geofis.* 44 (2), 325–334.
- Kopytenko, Yu. A., Matishvili, T. G., Moronov, P.M., Kopytenko, E.A. and Molchanov, O.A., 1993. Detection of ultra-low-frequencies emissions connected with the Spitak earthquake and its aftershock activity, based on geomagnetic pulsations data at Dusheti and Vardzia observatories, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 77, 85-95.
- Koshevaya S. Grimalsky V. Makarets N. Kotsarenko A. Siquieros-Alatorre J. Juárez-Romero D., 2008. Electromagnetic emission from magnetite plate under seismic processes. *Adv. Geosci.*, 14, 25-28.
- Kotsarenko, A., R.Perez Enriquez, J.A. Lopez Cruz-Abeyro, S.Koshevaya, and V.Grimalsky. 2004. Analysis of the ULF electromagnetic emission related to seismic activity, Teoloyucan geomagnetic station, 1998-2001, *Natural Hazards and Earth System Sciences (NHESS)*, 4, 679–684.

- Kotsarenko, A., Grimalsky, V., Siqueiros, J., Kosheyava, S., Perez E. R., Valdez, G. C., Cruz A.J., Yutsis V., 2005a, Observation of ULF geomagnetic anomalies at Tlamacas station, volcano Popocatepetl, in 2005, IEEE journal, 07, 277-279
- Kotsarenko, A., Molchanov, O. Pérez Enríquez, R. Lopez Cruz-Abeyro, J. A. Koshevaya, S. Grimalsky, V. and Kremenetsky. I., 2005b. Possible seismogenic origin of changes in the ULF EM resonant structure observed at Teoloyucan geomagnetic station, Mexico, 1999–2001, Natural Hazards and Earth System Sciences (NHES), 5, 711–715.
- Kotsarenko, A., Grimalsky, V., Perez Enriquez, R., 2007, Mexico: ULF geomagnetic anomalies observed at Tlamacas station during March–July, 2005, Nat. Hazards EarthSyst. Sci., 7, 103–107.
- Lapenna, V., Patella, D., and Piscitelli, S. 2000. Tomographic analysis of self-potential data in a seismic area of Southern Italy. *Annali di Geofisica*, 43, 2, 361-373.
- Lighthill, Sir James, ed., 1996. *Critical Review of VAN*, 376 pp., World Scientific, Singapore.
- Lomnitz, C., 1990. Predicción de Sismos: Una ojeada al futuro. GEOS boletín informativo Vol. 10 No 2 Abril de 1990.
- Mallat, S.: *A Wavelet tour of signal processing*, 2nd edn., AcademicPress, 1999.
- Martini, D., Mursula, K., Alex, S., 2009. The new digital A(h) index of geomagnetic activity at Alibab and other stations, *Current Science*, 96, 280-283.
- Masci, F., 2010. On claimed ULF seismogenic fractal signatures in the geomagnetic field, *J. Geophys. Res.*, 115, A10236, doi:10.1029/2010JA015311
- Masci, F., 2011a. On the seismogenic increase of the ratio of the ULF geomagnetic field components, *Phys. Earth Planet*, doi:10.1016/j.pepi.2011.05.001.
- Masci, F., 2011b. “On the recent reaffirmation of ULF magnetic earthquake precursors”, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 2193–2198, doi:10.5194/nhess-11-2193-2198.
- Maus, S., Weidelt, P., 2004. Separating the magnetospheric disturbance magnetic field into external and transient internal contributions using a 1D conductivity model of the Earth, *Geophysical Research Letters*, 31, L12614, doi:10.1029/2004GL020232
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., 1996. *The Magnetic Field of the Earth*. Academic, San Diego, Calif.
- Mignan A., 2008. Non-critical Precursory Accelerating Seismic Theory (NC PAST) and limits of the power law fit methodology. *J. Tectonophysics* 452, 42-50
- Milne J., 1886. *Earthquakes and other Earth movements*, The International Scientific Series, New York, D. Appleton and Company, 286.
- Miyakoshi, J., 1985. On some problems of the variations of self-potentials observed in an active fault, the Yamaski fault. *Disaster Prev. Res. Inst. Annu.*, 28B, 127-132.

- Molchanov O. A., Hayakawa M., 1998. On the generation mechanism of ULF seismogenic electromagnetic emissions, *Physics of the earth and planetary interiors* 105 (1998) 210-210.
- Molchanov, O., Kulchitsky, A., Hayakawa, M., 2001. Inductive seismogenic effect in relation to seismogenic ULF emission, *Natural Hazards and Earth Science* 1, 61-67
- Molchanov, O.A., 2004. On the origin of low- and middle-latitude ionospheric turbulence. *Phys. Chem. Earth* 29, 559–556.
- Nieto, N., Orozco, D., 2008. El uso de la transformada wavelet discreta en la reconstrucción de señales senosoidales, *Scientia et technica*, vol. XIV, Núm. 38, junio-sin mes, 2008, pp. 381-386, Universidad Tecnológica de Pereira Colombia.
- Nishenko, and R. Buland, 1987. A generic recurrence interval distribution for earthquake forecasting, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 77, 1382-1399.
- Olson, P.L., Glatzmaier, G.A., 2011. Complex polarity reversals in a geodynamo model. *Earth Planet Sci. Lett.*, 304, 168-179. Doi:10.1016/j.epsl.2011.01.031.
- Patella, D., Tramacere, A., and Di Maio, R., 1997. Modelling earth current precursors in earthquake prediction. *annali di Geofisica*, 40, 2, 495-517.
- Pérez, E. R., 2011. Wavelets (Ondeletas). Presentación encontrada en www.geociencias.unam.mx/geociencias/desarrollo/wavelets.ppt. Última consulta: noviembre de 2011.
- Poirier Jean-Paul, Perrier F., Le Mouel Jean-Lois., 2007. On some electrical effects of the 1887 Ligurian earthquake. *C.R, J. Geoscience* 340, 203-210.
- Popov, L. N., Krakovetzky, Y.k., Gokhberg, M.B., and Pilipenko, V.A., 1989. Terrogenic effects in the ionosphere: a review. *Physics Earth Planet. Int.*, 57, 115-128.
- Pulinets, S.A., Boyarchuk, K.A., 2004. *Ionospheric Precursors of Earthquakes*. Springer, Berlin. 316 pp.
- Rikitake, T., 1987. Magnetic and electric signals precursory to earthquake: An analysis of Japanese data, *J. Geomag. Geoelectr.*, 39, 47-61.
- Roberts, P.H., Glatzmaier, G.A., Clune, T.L., 2010. Numerical simulation of a spherical dynamo excited by a flow of von Karman type. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 104, 202-220.
- Scandone R., Giancomelli L., 2007. Precursors of eruptions at Vesuvius (Italy). *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, 171, 191-200.
- Schmitter, E., 2006. Signals from the Rocks. *World Academy of Science, Engineering and Technology*, pp 26-29.
- Serway, R. A., Jewett, J. W., 2009. *Física. Electricidad y Magnetismo*. Séptima Edición. Editorial Brooks/Cole.
- Sinelnikov, V.M. and Chmyrev, V.M., 1999. The variations of Statistical Characteristics of the Amplitude and Phase Fluctuations of Radio Signals during Spitak Earthquake,

- Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes, 641-646.
- Sobolev, G.A., 1975. Application of electric method to the tentative short- term forecast of Kamchatka earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, 113, 229- 235.
- Sugiura, M. y Chapman, S., 1960. The average morphology of geomagnetic storm with sudden commencement, *Abhandl. Akad. Wiss. Gottingen. Math-Physik. K.I. Sonderh.*, pp 4, 53.
- Surkov V. and Pilipenko V., 1999. The Physics of Pre-Seismic Electromagnetic ULF signal, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes, 357- 370.
- Stacey, F.D., 1963. Seismo-magnetic effect and the possibility of forecasting earthquakes. *Nature*, 200, 1083-1085.
- Stark, H. G., 2005. *Wavelets and Signal Processing: An application-Based Introduction*, Primera Edición. Berlín: Springer.
- Stauning, P, Troshichev, O., Janzhura, A., 2008. The Polar Cap (PC) indices: Relations to solar wind parameters and global magnetic activity. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70, 2246-2261.
- Surkov V., 1999, ULF Electromagnetic Perturbations Resulting from the Fracture and Dilatancy in the Earthquake Preparation Zone, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes, 371-382.
- Surkov, V.V., Molchanov, O.A., Hayakawa, M., 2003. Preearthquake ULF electromagnetic perturbations as a result of inductiveseismomagnetic phenomena during microfracturing. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 65, 31–46.
- Thomas, J. N., Love, J. J., Johnston, M. J. S., and Yumoto, K., 2009. On the reported magnetic precursor of the 1993 Guam earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L16301, doi:10.1029/2009GL039020.
- Tronin, A.A., Hayakawa, M., Molchanov, O.A., 2004. Thermal IR satellite data application for earthquake research in Japan and China. *J. Geodyn.* 33, 519–534
- Toh, H., Hamano, Y., Ichiki, M., 2006. Long-term seafloor geomagnetic station in the northwest Pacific: A possible candidate for a seafloor geomagnetic observatory, *Earth, Planets and Space*, 58, 697-705
- Torta, M., 2010. Geomagnetismo. Tendencias actuales y retos futuros. *Publicacions de l'Observatori de l'Ebre. Miscelània no 45 ISSN 1579-8933. Edit Rpquetes (Tarragona)* pp. 1-9-
- Tramutoli, V., Di Bello, G., Pergola, N., Piscitelli, S., 2001. Robust satellite techniques for remote sensing of seismically active areas. *Ann. Geofis.* 44, 295–312.
- Tzanis, A., Vallianatos, F., 2001. A critical review of Electric Earthquake. Precursors, *Annali di Geofisica*, 44/2, 429-460.

- Varotsos, P. A., Sarlis, N.V., Skordas, E.S., 2003. Long-range correlations in the electric signals that precede rupture, *Phys. Rev. E* 66, 011902, 2002 and *Phys. Rev. E* 67, 021109.
- Vassiliadis, D., Mann, I.R., Fung, S.F., Shao, X., 2007. Ground Pc3–Pc5 wave power distribution and response to solar wind velocity variations, *Planetary and Space Science*, 55, 6, 743-754
- Warwick, J. W., Stoker, C. and Meyer, T.R., 1982. Radio emission associated with rock fracture: Possible application to the great Chilean earthquake on May 22, 1960, *J. Geophys. Es.*, 87, 2851-2859.
- Yépez E., Pineda, J.G., Peralta, J.A., Porta, A.V., Pavía-Miller, C.G. and Angulo-Zuñiga, F. R., 1999. Predicción sísmica. Instituto de Geofísica, UNAM. <http://www.ssn.unam.mx/>. (Consultado al 2011).

8. ANEXOS

ANEXO I. Programa para convertir de formato binario a ascii (MATLAB v. 10a).

```
% ATTEMPTS to load 24 flat files and merge them into 24-h file
clear all; close all

station='JU2';
YEAR=2011;

FirstDay=001;

%% THIS SHOULD BE REACTIVATED JUST FOR PROCESSING THE FULL YEAR
(365 OR 366 DAYS) DATA
%% Checking for VYSOKOSNOST' GODA
if iszero(rem(YEAR,4))
    LastDay=366; % Should be distinguished vysokosniy years
else
    LastDay=365; % Should be distinguished NON-vysokosniy years
end

LastDay=070;

yr=num2str(YEAR); yr=yr(3:4);

for NumDay=FirstDay>LastDay

    data1=NaN*zeros(86400,3);

    day=num2str(NumDay);
    DMY=datestr(datenum(YEAR-1,12,31)+NumDay); % Symbol tytyle for
the day

    FLAG=0;

    for h=1:24
        Hour=h-1;
        if Hour<10, hr=['0' num2str(Hour)];
        else hr=num2str(Hour);
        end

        if NumDay<10, filename=['S' yr '00' day hr ];
        elseif (NumDay>9)&(NumDay<100), filename=['S' yr '0' day hr
];

        elseif NumDay>99, filename=['S' yr day hr ];
        end
    end
end
```

```

fullfilename= [filename '.' station];
cd c:\Users\Usuario\Documents\MATLAB\

if FEXIST(fullfilename)
    FLAG=1;
    disp(['--- DAY ' day ', FRAGMENT ' num2str(h) ' EXISTS
---'])
    %echo off
    comand1=['small2ff.exe -flat file ' fullfilename];
    dos(comand1);
    dos(['copy file.ffd ' filename '.ffd']); dos('del
file.ffd');
    dos(['copy file.ffh ' filename '.ffh']); dos('del
file.ffh');

    [wsp_time, datacols]=loadff([filename]);
    dos(['del ' filename '.ffd']); dos(['del ' filename
'.ffh']);

    %time=datestr( (floor(wsp_time/1000)/86400) + 718068 ,
0); %
    %ERROR IN THE DESCRIPTION AND PROGRAM OF HANNESS:
    % SECONDS! NOT A MILI-SECONDS
    timestr=datestr( (wsp_time/86400) + 718068 , 0);
    time1=str2num(timestr(:,13:14))*3600 +
str2num(timestr(:,16:17))*60 + str2num(timestr(:,19:20)) + 1;
    data1(time1,:)=datacols(:,2:4);
else
    []; disp(['==== DAY ' day ', FRAGMENT ' num2str(h) '
DOES NOT EXIST! =====']) %data1(3600*(Hour-1)+1 :
3600*Hour,:)=NaN*zeros(3600,3);
end
end

if FLAG==1
    % RECALCULATION OF THE data1 VALUES ACCORDING TO UCLA
COEFFICIENTS

    switch station
    case 'JU1'
        % JURIQUILLA 1
        data1(:,1)=data1(:,1) / ( -500*10^(-7) ) +0.;
        data1(:,2)=data1(:,2) / ( -5000*10^(-7) );
        data1(:,3)=data1(:,3) / ( 5000*10^(-7) ) +0.;

    case 'JU2'
        % JURIQUILLA 2
        data1(:,1)=- (data1(:,1) / ( -5344*10^(-7) )
+28800);
        data1(:,2)=- (data1(:,2) / ( -5118*10^(-7) ));
        data1(:,3)=data1(:,3) / ( 5382*10^(-7) ) +31800;

    case 'TEO'

```

```

        % Teoloyucan
        data1(:,1)=data1(:,1) / ( 500*10^(-7) ) +0.;
        data1(:,2)=data1(:,2) / ( 5000*10^(-7) );
        data1(:,3)=data1(:,3) / ( 5000*10^(-7) ) +0.;

    case 'TLA'
        % TLAMACAS
        data1(:,1)=data1(:,1) / ( 5000*10^(-7) ) +28000;
        data1(:,2)=data1(:,2) / ( 5000*10^(-7) );
        data1(:,3)=data1(:,3) / ( 5000*10^(-7) ) +30000;

    otherwise
        disp('PLEASE SPECIFY STATION NAME!')
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% FILLING THE SHORT GAPS BY
SIMULATED DATA %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

% Making interpolation JUST FOR TREND
tempdata=data1;
t=1:size(data1,1);
METHOD='linear'; 'pchip'; 'linear'; %'v5cubic'; 'cubic' ;
'linear'; 'nearest'; 'spline'; % 'pchip'
if all(isnan(data1))
    data1=NaN*zeros(86400,3);
else
    for c=1:3
        temp=data1(:,c);
        % Generation Noise
        [meanTEMP,stdTEMP]=raven(temp,5);
        noiseAMP=mean(stdTEMP(find(~isnan(stdTEMP))));
        noise=noiseAMP*(1*randn(size(t))-1);
        % Making Linear Interpolation
        temp=interp1(t(find(~isnan(temp))),
temp(find(~isnan(temp))), t, METHOD, 'extrap');
        % Assigning Emulated values
        tempdata(find(isnan(tempdata(:,c))),c)=(
temp(find(isnan(tempdata(:,c)))) + noise(find(isnan(tempdata(:,c)))) )';
    end
end

% EXCLUDING LONG GAPS (length>10)
% All GAPS

ValVec=(isnan(data1(:,1)));
temp1=[ValVec; 0]; temp2=[0; ValVec];
Nums1=find(temp1&~temp2); Nums2=find(temp2&~temp1)-1;
NumVal=[Nums1, Nums2];
% LONG GAPS
nLong=find(Nums2-Nums1+1>10);
NumVal=NumVal(nLong,:);
% Excluding 'EM
for n=1:size(NumVal,1);
    tempdata(NumVal(n,1):NumVal(n,2),:)=NaN;
end

```

```
data1=tempdata;

% SAVING DATA
filename1=[ station filename(2:(end-2)) '.CGEO' ];
save(['c:\Users\Usuario\Documents\MATLAB\' filename1 ],
'data1', '-ASCII');
end
end
```

ANEXO II. Programa para hacer análisis de DWT y análisis de varianza de la señal (MATLAB v. 10a).

```
%% Transformada Wavelet Discreta Inversa
close all;
clear all

clc

%% Parametros de analisis
mwavelet='db1';
level=5;
lim1=40960*1;
lim2=40960*2;
%%

vsqsums=[1:1:1];
vabssums=[1:1:1];
vsqsume=[1:1:1];
vabssume=[1:1:1];

%% Modo a periodizacion %%%%%%%%%%%

dwtmode('per')

%% Carga de vector a analizar

%figure;

for i = 1:1
Nume=int2str(i);
Test=strcat('QE',Nume, '.mat');
load(Test);

%% Calculo de niveles de Wavelet en cascada

%% Wavelet decomposition

[c,l] = wavedec(QE1,level,mwavelet);

%% Wavelet filter signal output
ds= wrcoef('d',c,l,mwavelet,level);

%% ploteo del coeficiente A5
%figure;

sqsume = sum( ds(lim1:lim2) .* ds(lim1:lim2) );
abssume = sum( abs( ds(lim1:lim2) ) );
vsqsume(i) = sqsume;
vabssume(i) = abssume;

%if i>1
```

```

plot(ds,'r')
%vsqsume(i) = sqsume;
%vabssume(i) = abssume;

%else

%vsqsume(i) = 0;
%vabssume(i) = 0;

%end

%hold on;
ylim([-0.0001 0.0001])
xlim([0 86400])
%hold on;

end;

%figure;

%for i = 1:1
%Nume=int2str(i);
%Test=strcat('XS',Nume,'.mat');
%load(Test);

%% Calculo de niveles de Wavelet en cascada

%% Wavelet decomposition

%[c,l] = wavedec(XS1,level,mwavelet);

%% Wavelet filter signal output
%de= wrcoef('d',c,l,mwavelet,level);

%% ploteo del coeficiente A5
%figure;
%hold on;
%plot(de,'b')
%ylim([-0.5 0.5])
%xlim([0 65536])
%hold on;

%sqsums = sum( de(lim1:lim2) .* de(lim1:lim2) );
%abssums = sum( abs( de(lim1:lim2) ) );
%vsqsums(i) = sqsums;
%vabssums(i) = abssums;

%end;

```

```
%% Statistics

vsqsume
vabssume
meansqsume = mean(vsqsume);
sdsqsume = std(vsqsume);
meanabssume = mean(vabssume);
sdabssume = std(vabssume);

%vsqsums
%vabssums
%meansqsums = mean(vsqsums)
%sdsqsums = std(vsqsums)
%meanabssums = mean(vabssums)
%sdabssums = std(vabssums)

a=[meansqsume ; sdsqsume ; meanabssume ; sdabssume ] ;
```

ANEXO III. Programa para hacer análisis de variabilidad.

```
%% Los datos
clear all
close all
clc

for j = 1:10;
    k = 10177 + j;
    series = load(['JU2',num2str(k),'.CGEO']);

    s = sqrt((series(:,3).^2)./(series(:,2).^2));%%+ series(:,2).^2 +
);
    N = length(s);
    S = reshape(s,3600,24);
    S4 = std(S)./mean(S);
    fh1 = figure;
    subplot(2,2,1)
    plot(s)
    xlabel('Time [sec]')
    ylabel('B [nT]')
    subplot(2,2,2)
    plot(S4)
    xlabel('{\tau} [1 hr interval]')
    ylabel('S4 index')
    subplot(2,2,[3 4])
    boxplot(S)
    xlabel('{\tau} [1 hr interval]')
    ylabel('Statistics')
    t = 1:N;
    Sdias(j,:) = mean(S);
    S4dias(j,:) = S4;
end
%% Maps
figure;
subplot(121)
contourf(Sdias)
xlabel('hrs')
ylabel('< B > [nT]')
colorbar
subplot(122)
contourf(S4dias)
xlabel('hrs')
ylabel('S4')
colorbar
```

ANEXO IV.

LINKS DE PUBLICACIONES DERIVADAS DE LA INVESTIGACIÓN.

<http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/2557/2010/nhess-10-2557-2010.pdf>

<http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/11/2021/2011/nhess-11-2021-2011.pdf>