



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Tesis de grado en Geofísica
**Variación periódica en la coordenada vertical: estudio de
las causas de sus modulaciones temporales.**

Micaela Alejandra Carbonetti

Director: Dr. Mauricio Alfredo Gende
Co-directora: Geof. Romina de los Ángeles Galván

La Plata, Argentina
- Marzo de 2015 -

Prefacio

Esta Tesis es presentada como parte de los requisitos para obtener el grado de Geofísico de la Universidad Nacional de La Plata. La misma fue realizada bajo la dirección del Dr. Mauricio Alfredo Gende y la co-dirección de la Geof. Romina de los Ángeles Galván, en colaboración con el Grupo de Geodesia Espacial y Aeronomía de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata.

Resumen

En la presente tesis de grado se pretende analizar la variación periódica en la coordenada vertical de estaciones GPS en Sudamérica y estudiar las causas de sus modulaciones temporales, relacionándolas con la variación en la carga de agua sobre la región de estudio y el fenómeno climático que la produce.

Para ello, se desarrollará en primera instancia el marco teórico del trabajo que consiste en una descripción del sistema de Referencia Terrestre, su materialización y su densificación en América a través del Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas (SIRGAS). Se hará una descripción de las técnicas de observación y en particular se detallará el sistema de navegación GPS, y se explicará la necesidad de mantener el marco en el tiempo. Luego, se explicará el fenómeno de carga agua, y se mostrará como puede cuantificarse a través del parámetro Altura de Agua Equivalente, a partir de los productos dados por la Misión Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE), y se describirá el fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENSO), responsable de la mayor parte de las alteraciones en las precipitaciones en Sudamérica [GRIMM et al., 1998; Dai et al., 2000]. Dichas alteraciones se traducen en variaciones de la carga de agua en la región.

A continuación se expondrá la metodología de trabajo, que consistió en analizar series temporales de la coordenada vertical de estaciones GPS en Sudamérica entre enero del 2001 y abril de 2011. Se seleccionaron aquellas estaciones que contaran con al menos el 60% de los datos y que no presentaran saltos episódicos, y se realizó un filtrado de las series de tiempo quitándole la tendencia lineal y señales de períodos menores a un mes.

Luego se compararon las variaciones en las coordenadas verticales ya filtradas con la altura de agua equivalente, obteniendo una marcada correlación inversa de los dos parámetros en todas las estaciones, siendo más significativo en la región Amazónica. Esto determina que la variación en la carga de agua es la principal responsable de las variaciones en las coordenadas verticales y que la respuesta de la misma es inmediata.

Por último se hizo un análisis de la modulación de la coordenada vertical, calculando sus envolventes y comparándolas con las épocas en que ocurrió un evento El Niño o un evento La Niña.

En la región del norte de Brasil se puede determinar que la modulación es de menor amplitud al culminar una fase cálida de El Niño (años 2007 y 2010), debido a la disminución en las precipitaciones y que es de mayor amplitud al culminar un evento de La Niña (año 2009), que se caracteriza por un aumento en las precipitaciones.

Esta relación entre el fenómeno ENSO y la variación en la coordenada vertical no se puede determinar para las estaciones del sur de Brasil y centro-este de Argentina, debido a que la variación en la carga de agua sobre dicha región es de una menor intensidad, lo que se traduce en variaciones menos significativas en las coordenadas.

Índice General

Prefacio	ii
Resumen	iii
Índice General	iv
Índice de Figuras	vi
El Sistema de Referencia Terrestre	1
1.1 Sistema de Referencia Terrestre Ideal	1
1.2 Sistema de Referencia Terrestre Convencional	1
1.3 Marco de Referencia Terrestre	2
1.4 Marco de Referencia Terrestre Internacional.....	2
1.5 Servicio GNSS Internacional	3
1.6 IGS05 / IGS08.....	4
1.7 Contribución de GPS al ITRF (Inconsistencias en los productos del IGS)	5
1.8 Densificación en América: SIRGAS	6
Técnicas de observación	9
2.1 Interferometría de Muy Larga Base	9
2.2 Sistema de Orbitografía por Radioposicionamiento Doppler Integrado por Satélite. 10	
2.3 Mediciones de Láser por Satélite	11
2.4 Sistema de Posicionamiento Global.....	11
2.4.1 La señal GPS.....	13
2.4.2 Observables GPS.....	13
2.4.3 Errores de medición	16
2.4.4 Combinaciones lineales de observables.....	16
2.4.5 Diferencias de observables	17
2.4.6 Posicionamiento Puntual Preciso.....	19
Mantenimiento del Marco en el tiempo	21
3.1 Necesidad de un marco y estrategias para la materialización	21
3.2 El problema de los saltos episódicos.....	22
3.3 Correcciones.....	23
Carga de agua y su cuantificación	26

4.1	Movimiento No lineal.....	26
4.2	Misión Grace	27
4.3	Carga de agua.....	28
4.4	Altura de agua equivalente	28
El Niño - Oscilación del Sur.....		31
5.1	Fenómenos climáticos que producen variaciones en la carga cortical.....	31
5.2	Cuantificación del fenómeno ENSO.	34
5.3	Distribución de masa en la corteza	35
5.4	Efectos del fenómeno ENSO en América del Sur	36
Análisis de las series temporales.....		39
6.1	Procesamiento y filtrado de los datos.....	39
6.2	Comparación de la variación en las coordenadas verticales con Altura de Agua Equivalente.....	44
6.3	Análisis de la modulación	47
Conclusiones.....		49
Bibliografía.....		51

Índice de Figuras

Figura 1.1 - Red IGS08. Red central de IGS08.....	5
Figura 1.2 - Estaciones SIRGAS.....	7
Figura 2.1 - Estaciones DORIS.....	10
Figura 2.2 - Red ITRF2008.....	12
Figura 4.1 - Coordenadas de las estaciones POVE y NAUS.....	26
Figura 4.2 - Altura de agua equivalente en la estación NAUS.....	30
Figura 5.1 - Condiciones Normales del océano Pacífico.....	32
Figura 5.2 - Condiciones El Niño sobre el Océano Pacífico.....	32
Figura 5.3 - Condiciones La Niña sobre el Océano Pacífico.....	33
Figura 5.4 - Índice Oceánico El Niño.....	34
Figura 5.5 - Índice de Oscilación del Sur e Índice ENSO Multivariable.....	35
Figura 5.6 - Variaciones en las precipitaciones debido al fenómeno del Niño.....	36
Figura 5.7 - Variaciones en las precipitaciones debido al fenómeno de la Niña.....	38
Figura 6.1 - Coordenadas que presentan cantidad de datos insuficientes.....	40
Figura 6.2 - Coordenadas que presentan saltos episódicos.....	40
Figura 6.3 - Ubicación de estaciones en Sudamérica	41
Figura 6.4 - Coordenadas antes y después de remover la tendencia lineal.....	42
Figura 6.5 - Proceso de completar datos faltantes a partir del cálculo del valor promedio para cada época.....	43
Figura 6.6 - Espectro de amplitud de la señal.....	44
Figura 6.7 - Gráfico comparativo de altura de agua equivalente y Coordenada vertical para estaciones en el Norte de Brasil.....	45
Figura 6.8 - Gráfico comparativo de Altura de agua equivalente y Coordenada vertical para estaciones en el Sur de Brasil y centro Este de Argentina.....	46

Figura 6.9 - Envolventes superior e inferior de las coordenadas verticales para estaciones del Norte de Brasil..... 47

Figura 6.10 - Envolventes superior e inferior de las coordenadas verticales para estaciones del Sur de Brasil y centro Este de Argentina..... 48

Capítulo 1

El Sistema de Referencia Terrestre

1.1 Sistema de Referencia Terrestre Ideal

Se define un sistema de referencia espacial mediante el enunciado de un conjunto de propiedades que los objetos referidos a él deberán cumplir, y de la selección de una estructura física que cumpla con dichas propiedades con la mayor aproximación posible.

Un Sistema de Referencia Terrestre (TRS) está definido por un sistema espacial geométrico tridimensional, co-rotante con el planeta Tierra durante su movimiento diario. En este sistema, las coordenadas de puntos solidarios a la superficie del planeta solo presentan variaciones pequeñas, que son atribuidas al constante cambio de forma de nuestro planeta debido a numerosos procesos físicos como la tectónica de placas, las deformaciones por marea, las deformaciones por carga atmosférica y de aguas continentales, entre otros.

El Sistema de Referencia Terrestre Internacional (ITRS) es un sistema de referencia mundial definido por un sistema tridimensional, cuyo origen se encuentra en el centro de la Tierra y tiene una orientación ecuatorial, designando a su eje Z en la dirección del Polo. En este caso es posible usar tanto coordenadas cartesianas, como geográficas.

1.2 Sistema de Referencia Terrestre Convencional

El Sistema de Referencia Terrestre Convencional (CTRS) está definido por el conjunto de convenciones, algoritmos y constantes que determinan el origen, la escala y la orientación del sistema en el espacio, así como su evolución en el tiempo.

En 1991, durante la XXI Asamblea General de la Unión Astronómica Internacional (IAU), en la ciudad de Buenos Aires, se establecieron las siguientes condiciones que debe cumplir el CTRS. En primer lugar, debe ser definido a partir de un sistema geocéntrico no rotante a través de una rotación espacial resultante en un sistema cuasi cartesiano. Dicho sistema geocéntrico debía ser idéntico al Sistema de Referencia Geocéntrico (GRS).

También se requiere que el tiempo coordinado del CTRS sea el Tiempo Coordinado Geocéntrico (TCG), y que el centro de la Tierra sea definido como el centro de masas del planeta, incluyendo las componentes sólidas, la hidrósfera y la atmósfera.

Debido a que la Tierra no es rígida sino deformable y que hay movimientos relativos dentro de la corteza terrestre, se exige también que la tasa de rotación neta del sistema, integrada sobre la superficie del planeta, sea nula.

1.3 Marco de Referencia Terrestre

El objetivo de un sistema espacial es permitir vincular cada punto del espacio con un conjunto de coordenadas que definan su posición de forma unívoca. Sin embargo, un sistema de referencia está dado por un conjunto de definiciones, es una idealización, y requiere de algún elemento físico para poder referenciar un punto en el espacio. Para lograrlo es necesario materializar esa idealización mediante un marco de referencia.

Un marco de referencia consiste en la determinación de coordenadas de una serie de puntos que sean integrantes de aquella estructura física que cumpla las propiedades enunciadas por el sistema de referencia, así como su evolución con el tiempo.

Un Marco de Referencia Terrestre (TRF) puede entonces definirse como un conjunto de puntos materiales con sus posiciones y velocidades estimadas con gran precisión y expresadas en algún sistema de coordenadas asociados a un TRS. Los más utilizados son el cartesiano y el geodésico.

La realización de un TRS no es necesariamente única, sino que puede haber distintos marcos que materialicen el mismo sistema, con diferente calidad.

El conjunto de coordenadas que forman el marco geodésico terrestre diferirá de acuerdo al grupo de estaciones elegidas para materializar el sistema, sus velocidades de desplazamiento y sus desviaciones típicas, así como también por el criterio de selección de las mismas. La calidad del marco dependerá de las técnicas de medición utilizadas y del modelo de procesamiento aplicado en el centro de cómputo. El grupo de coordenadas quedará caracterizado por la época de referencia de dichas coordenadas, la época de la medición y las matrices de correlación de los parámetros estimados.

1.4 Marco de Referencia Terrestre Internacional

El Servicio Internacional de Rotación de la Tierra y Sistemas de Referencia (IERS) es la institución encargada de supervisar las realizaciones del ITRS y proveer parámetros globales a las comunidades astronómicas, geodésicas y geofísicas. Dichas realizaciones reciben el nombre de Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF) y son obtenidas a partir de combinaciones de soluciones individuales del marco de referencia utilizando distintas técnicas geodésicas, con estaciones distribuidas lo más uniformemente posible sobre toda la superficie terrestre.

Actualmente GPS, VLBI, DORIS y SLR son las técnicas de observación geodésicas principales a partir de las cuales se calculan las coordenadas de alta precisión del marco.

El ITRF es actualizado periódicamente, ya que las redes equipadas con los instrumentos de dichas técnicas están en constante evolución. A su vez, con el correr del tiempo, aumenta la longitud de las series de datos disponibles, y se mejoran las técnicas para analizar los datos correspondientes a los distintos instrumentos.

Las materializaciones producidas hasta el presente son: ITRF88, ITRF89, ITRF90, ITRF91, ITRF92, ITRF93, ITRF94, ITRF96, ITRF97, ITRF2000, ITRF2005 e ITRF2008. Se ha buscado la continuidad entre realizaciones, adoptando las convenciones del ITRS. Las relaciones que vinculan dos soluciones consecutivas son de suma importancia al trabajar con series temporales que se prolongan por largos períodos, y es el mismo ITRF quien brinda los parámetros de transformación entre las distintas materializaciones.

1.5 Servicio GNSS Internacional

El Servicio GNSS Internacional (IGS) es una federación voluntaria de organismos internacionales que aúnan recursos y datos de estaciones GNSS permanentes para generar productos GNSS de alta precisión.

Desde fines de 1980, la constelación de satélites del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) de los Estados Unidos ha obtenido un rol cada vez más importante en los estudios de la Tierra a nivel regional y global. Para continuar con el crecimiento y la diversificación de las aplicaciones de GPS, la comunidad científica internacional se ha esforzado para promover la estandarización de la adquisición de datos GPS y su análisis. Como parte de este esfuerzo, el IGS, en ese entonces llamado Servicio GPS Internacional, fue reconocido formalmente por la Asociación Internacional de Geodesia (IAG) en 1993 y comenzó a proveer órbitas GPS y datos de seguimiento global exhaustivo, junto a otros productos para apoyar la investigación en geodesia y geofísica, el 1 de enero de 1994.

Años después, la Junta de Gobierno IGS votó a favor de cambiar el nombre a Servicio GNSS Internacional, para reconocer la incorporación del Sistema de Navegación Global Satelital de Rusia (GLONASS) y la intención de incorporar futuros GNSS también.

La misión del IGS consiste en recopilar, archivar y distribuir conjuntos de datos observacionales GPS de precisión suficiente para satisfacer los objetivos de una amplia gama de aplicaciones, y ponerlos a disposición de los usuarios interesados a través de Internet.

Estos datos se utilizan para generar productos tales como: efemérides de los satélites GPS y GLONASS; parámetros de la rotación de la Tierra (EOPs); correcciones de tiempo para los satélites GPS y las estaciones de seguimiento; posiciones y velocidades para las estaciones de rastreo del IGS; mapas globales del contenido total de electrones (TEC); y estimaciones del retardo troposférico cenital.

En particular, la precisión de los productos de IGS es suficiente para la mejora y ampliación del Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF). Esta densificación se logra mediante la combinación rigurosa de soluciones de redes regionales o locales. Otras importantes aplicaciones son: el seguimiento de las deformaciones de la Tierra sólida, el seguimiento de la rotación de la Tierra, las variaciones del nivel del mar y la criósfera, las determinaciones de órbitas satelitales, el estudio de la ionosfera, y la recuperación de las mediciones de vapor de agua precipitable. [IGS, 2015]

Para cumplir su misión, el IGS hace uso de una red internacional de más de 350 estaciones permanentes de GPS de doble frecuencia, más de una docena de centros de datos regionales, tres centros de datos globales y siete centros de análisis, además de contar con la colaboración de numerosos centros de análisis asociados.

1.6 IGS05 / IGS08

Desde el año 2000, el IGS ha utilizado sus propias realizaciones de los sucesivos ITRF como referencia para sus productos, constituidas por soluciones de posición y velocidad basadas solo en observaciones GPS. Dichas realizaciones son: IGS97, IGS00, IGS05, IGS08 e IGS08.

En general, los participantes del IGS, así como los usuarios externos, no acceden directamente al ITRF, debido a que los vectores entre estaciones ITRF (y sus variaciones temporales) no son consistentes, al nivel de precisión actual, con el marco de referencia IGS basado solamente en la técnica GPS. La utilización directa de coordenadas ITRF en la generación de los productos del IGS introduciría distorsiones e inhomogeneidades que no podrían ser fácilmente aisladas y controladas [Ray et al., 2004]. Esto indica que el marco IGS es auto consistente.

Las últimas realizaciones del IGS fueron IGS05 e IGS08. Para la elaboración de IGS05, las velocidades fueron adoptadas exactamente del ITRF2005. Mientras que las primeras realizaciones (IGS00, IGS00) implicaron la utilización de modelos relativos de variación del centro de fase de las antenas receptoras, IGS05 es consistente con modelos absolutos [Gendt, 2005b, c] tanto para las antenas receptoras como para las emisoras a bordo de los satélites. A consecuencia de dichos ajustes, la escala del marco de referencia IGS05 se diferencia notoriamente de la de los demás marcos de referencia mencionados.

El IGS08, basado en ITRF2008, fue adoptado como nuevo marco de referencia del IGS a partir de la semana GPS 1632, con el fin de incorporar un nuevo marco en consonancia con una nueva serie de calibraciones de antena.

Para su elaboración se realizó una selección de un subconjunto de las estaciones GNSS de ITRF2008, que contaran con lapsos de datos mayores a 5 años, con un bajo número de discontinuidades (< 5) y que estas estuvieran separadas al menos 3 años, que no presentaran discontinuidades de velocidad, y que la desviación estándar de la velocidad se mantuviera por debajo de los $0,3 \text{ mm / año}$. Cuando fue posible, se dio preferencia a las estaciones con equipos especiales que tuvieran antenas calibradas automáticamente, reloj atómico externo y co-locación con otras técnicas.

Al apilar soluciones globales alineadas con un marco de referencia no homogéneo, partes de las señales geofísicas o locales son absorbidas por los parámetros de transformación de Helmert. Señales anuales dependientes de la estación pueden reducirse, amplificarse y/o desplazarse. Este efecto se puede reducir mediante el uso de un marco bien distribuido [Collilieux et al., 2011]. Por este motivo el IGS08 cuenta con una red central, que es una sub-red de IGS08 compuesta por 91 estaciones primarias distribuidas de la manera más homogénea posible. Es utilizada para alinear las soluciones semanales combinadas del IGS, y es recomendada para cualquier alineación de una solución global a IGS08. La distribución de las mismas se puede ver en la figura 1.1.

Desde las últimas entradas de datos de IGS en ITRF2008 (época 2009.5), muchas estaciones IGS08 han sido afectadas por discontinuidades en su posición. Debido a que IGS08 aún no contiene más actualizaciones, la geometría de la red IGS08 está degradándose gradualmente. Es por eso que serán necesarias actualizaciones de IGS08, aún antes de la próxima versión ITRF.

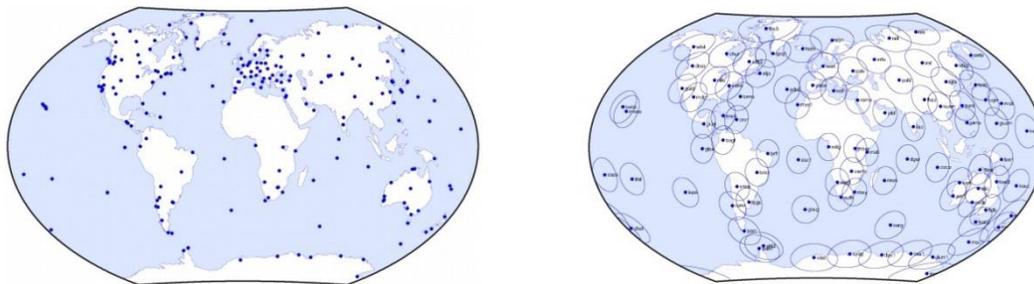


Figura 1.1 - Red IGS08 compuesta por 262 estaciones (izquierda). Red central de IGS08 compuesta por 91 estaciones (derecha). Fuente: [Rebischung et al.,2012]

1.7 Contribución de GPS al ITRF (Inconsistencias en los productos del IGS)

Los métodos de procesamiento y modelado de soluciones GPS globales son actualizados continuamente por los centros de análisis, desde los comienzos del IGS hasta el presente. Aunque estos cambios mejoran la calidad de los productos, al haber sido implementados a lo largo de los años, la serie temporal de parámetros publicados presenta inconsistencia e inhomogeneidades. Estas dificultades en cuanto a la realización del marco de referencia, afectan a las soluciones individuales de cada centro de procesamiento, y por lo tanto, a los productos finales del IGS generados por sus combinaciones.

Para mitigar el efecto del ajuste a distintos marcos de referencia se recomienda en las orbitas finales del IGS aplicar una transformación a partir de los parámetros publicados y ajustar offsets de rotación y traslación [Ray et al., 2004]. Sin embargo, en el caso de las inhomogeneidades presentes en la serie temporal de modelos de retardo troposférico, los autores reconocen la no disponibilidad de una solución óptima. En general, el efecto producido por cambios en las estrategias de parametrización, o en el modelado de las observaciones, solo puede ser atacado por medio del reprocesamiento al nivel de las observaciones.

Ante la necesidad de trabajar con una serie temporal extensa de datos observacionales, podemos encontrar inconvenientes al utilizar los productos publicados por el IGS, ya que existen sistematismos presentes en los datos que no pueden separarse adecuadamente de las señales de interés.

La utilización de productos homogéneos y consistentes a lo largo del tiempo es imprescindible para todo estudio que involucre el análisis de observaciones geodésicas que se extiendan por largos períodos.

Se ha puesto en marcha por el IGS un proyecto de reprocesamiento, y que, llevado a cabo por el centro de análisis *Potsdam–Dresden Reprocessing* (PDR), ya ha generado y publicado la primera serie temporal de productos de reprocesamiento, dentro de los que se encuentran órbitas, mapas ionosféricos globales y EOP. Dichos productos son homogéneos y consistentes ya que a nivel de las observaciones utilizaron para su elaboración un conjunto de estrategias, modelos y marcos de referencia comunes.

1.8 Densificación en América: SIRGAS

En 1993 en la ciudad de Asunción, Paraguay, fue celebrada la Conferencia Internacional para la Definición de un Sistema de Referencia Geocéntrico para América del Sur, convocada por la Asociación Internacional de Geodesia, el Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) y la *US National Imagery and Mapping Agency*, actualmente *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA). En dicha conferencia se decidió la creación del primer sistema de referencia geocéntrico que facilitara el acceso al sistema ITRS en América. En ese entonces fue llamado Sistema de Referencia Geocéntrico para América del Sur (SIRGAS). Debido a la extensión que tuvo el marco de referencia SIRGAS2000, incorporando América Central y el Caribe, el nombre fue cambiado en febrero de 2001 a Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas.

La definición de SIRGAS es idéntica a la del Sistema Internacional de Referencia Terrestre y su realización es una densificación regional del Marco Internacional de Referencia Terrestre, en América Latina y El Caribe. Además del sistema de referencia geométrico, SIRGAS se ocupa de la definición y realización de un sistema vertical de referencia basado en alturas elipsoidales como componente geométrica y en números geopotenciales (referidos a un valor W_0 global convencional, que determina al geoides como la superficie de referencia) como componente física [SIRGAS, 2015].

Hasta el momento se efectuaron 3 realizaciones de SIRGAS. La primera de ellas, SIRGAS95, es una densificación del marco ITRF94 en América del Sur, en la época 1995.4. Contaba con una red de 58 estaciones GPS de alta precisión. La segunda realización, llamada SIRGAS2000, es una densificación de ITRF2000, época 2000.4. Para llevarla a cabo, en el año 2000, se volvieron a ocupar los mismos puntos y se incorporaron otros nuevos en países del Caribe y, de Centro y Norte América, ampliando la red hasta incluir 184 estaciones.

En la actualidad SIRGAS es materializado por una red de más de 300 estaciones GNSS de funcionamiento continuo con coordenadas de alta precisión, y sus variaciones a través del tiempo dados por las velocidades de las estaciones. A su vez, 59 de dichas estaciones pertenecen a la red global del IGS. Esta tercera realización recibe el nombre SIRGAS de Operación Continua (SIRGAS-CON) y es calculada semanalmente por los centros de procesamiento y combinación de SIRGAS. Las coordenadas semanales de las estaciones SIRGAS-CON se refieren a la época de observación y al mismo marco de referencia utilizado por el IGS para el cálculo de las órbitas finales de los satélites GNSS. Las coordenadas de las soluciones multianuales se refieren al ITRF vigente y a una época específica. La ubicación de todas las estaciones que comprenden la red SIRGAS se puede observar en la figura 1.2.

La red SIRGAS-CON comprende una red de cobertura continental (SIRGAS-C), densificación primaria del ITRF en Latinoamérica, con estaciones estables, de funcionamiento óptimo, que garantizan consistencia, perdurabilidad y precisión del marco de referencia a través del tiempo.

Durante los últimos años, los países de Latinoamérica han mejorado sus marcos geodésicos de referencia, gracias a la instalación de un número mayor de estaciones GNSS de operación continua. Para que estas incorporaciones se integren de manera consistente en el marco de referencia vigente, se establecen redes nacionales de referencia (SIRGAS-N), que densifican la red continental y proveen acceso al marco de referencia a nivel nacional y local. Tanto la red continental como las nacionales tienen las mismas características y calidad. Las estaciones se distribuyen de forma tal que cada una es procesada por tres centros de análisis diferentes.

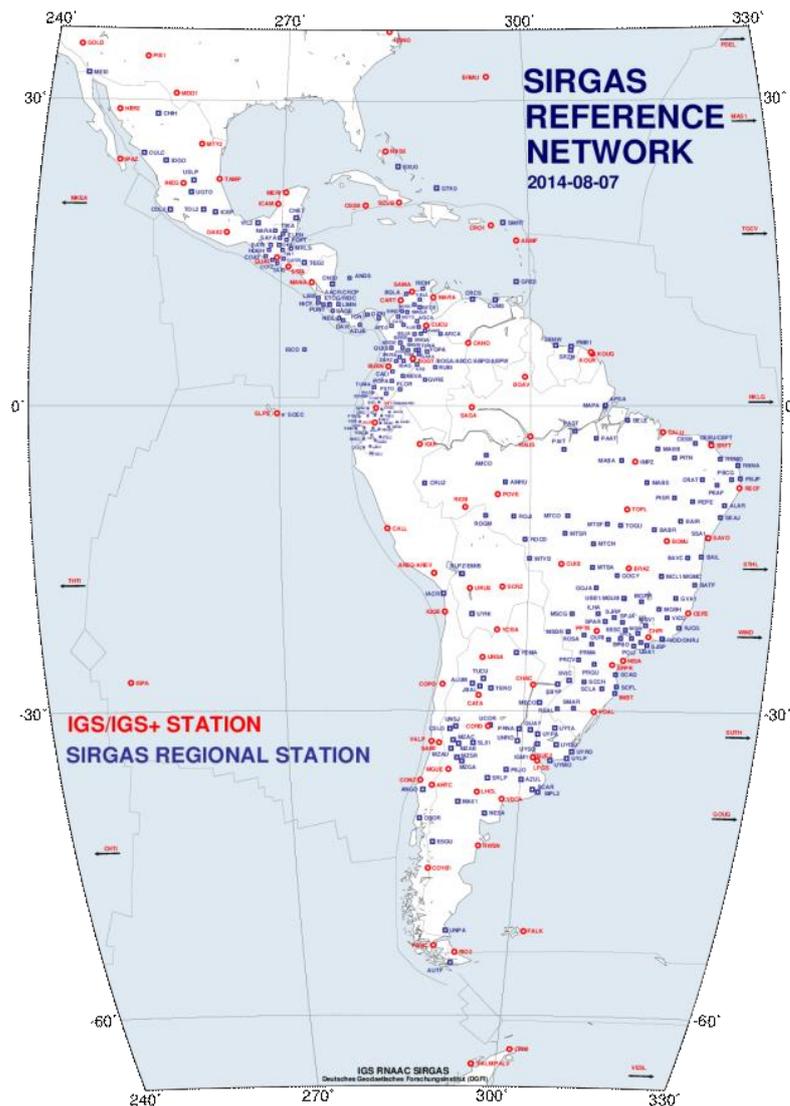


Figura 1.2 - Estaciones SIRGAS. Fuente: [SIRGAS, 2015]

La relación entre las diferentes realizaciones de SIRGAS está dada por los parámetros de transformación entre los ITRF correspondientes y la reducción de las coordenadas a la misma época de referencia. Dicha reducción puede aplicarse de dos maneras: las estaciones de funcionamiento continuo con más de dos años de observación, utilizan las velocidades calculadas en la solución multianual más

reciente; Para aquellas estaciones cuyas velocidades no están incluidas en dichas soluciones, se utiliza el Modelo de Velocidades SIRGAS (VEMOS). Las distintas densificaciones de SIRGAS asociadas a diferentes épocas y referidas a diferentes soluciones del ITRF materializan el mismo sistema de referencia y sus coordenadas, reducidas a la misma época y al mismo marco de referencia (ITRF), son compatibles en el nivel milimétrico.

Los productos finales SIRGAS incluyen: **soluciones semanales semilibres** para la integración de SIRGAS-CON en el políedro global del IGS y el cálculo de soluciones multianuales, **coordenadas semanales ajustadas al ITRF** (referidas a la época de observación) para aplicaciones en América Latina y **soluciones multianuales** (acumuladas) con coordenadas y velocidades para aplicaciones prácticas y científicas que requieran de la variabilidad de las posiciones geodésicas con el tiempo.

SIRGAS es la base para el desarrollo de proyectos comprometidos con la generación y utilización de información georreferenciada en el continente, tanto a nivel nacional como internacional. Además de proveer las coordenadas de referencia para aplicaciones prácticas, es la plataforma para una variedad amplia de aplicaciones científicas como observación de deformaciones de la corteza terrestre, movimientos verticales, variación del nivel del mar y estudios atmosféricos.

Capítulo 2

Técnicas de observación

2.1 Interferometría de Muy Larga Base

La interferometría de muy larga base (VLBI, Very Long Base Interferometry) es una técnica que mide la diferencia de tiempo entre la llegada de ondas de radio en diferentes antenas distribuidas sobre la superficie de la Tierra. Estas ondas de radio son normalmente emitidas por cuásares muy distantes, que proporcionan la mejor realización práctica de un marco de referencia inercial. Las estaciones VLBI que contribuyen a la realización del Sistema de Referencia Terrestre Internacional y a su mantenimiento en el tiempo, se encuentran organizadas en el Servicio Internacional de VLBI (IVS).

Las observaciones se realizan mediante dos radio-telescopios que reciben ondas provenientes del mismo objeto celeste en forma simultánea y en las mismas bandas de frecuencia. Las antenas deben estar separadas una distancia del orden de cientos a miles de kilómetros. La señal de cada antena se muestrea con un reloj atómico muy preciso y estable, que está acoplado al tiempo GPS estándar. Los registros de ambos observatorios son posteriormente correlacionados en un centro de procesamiento. Allí se obtienen como observables el retardo diferencial de la señal de radio entre las dos antenas y la diferencia de fase de la señal para las bandas de recepción elegidas.

Usando un gran número de mediciones de retardo de tiempo y de tasas de retardo para un gran número de cuásares, VLBI determina la posición exacta de las antenas y la manera en la que el planeta Tierra gira con respecto a la referencia externa proporcionada por los cuásares. Medidas de la posición de una antena repetidas durante un largo período de tiempo (años o décadas), nos permiten hacer un seguimiento del movimiento de las placas tectónicas y de la deformación local en el área es que se encuentra la misma.

La precisión de VLBI en la medición de retardos de tiempo, junto con la aplicación de modelos físicos de la rotación de la Tierra y la propagación de señales en la atmósfera, proporcionan mediciones precisas de posicionamiento relativo (componentes de los vectores entre estaciones) de unos pocos milímetros, para las líneas de base inter-continenciales. La ubicación sobre la esfera celeste de fuentes de

radio compactas se puede determinar con una precisión mejor a un milisegundo de arco.

2.2 Sistema de Orbitografía por Radioposicionamiento Doppler Integrado por Satélite

El Sistema de Orbitografía por Radioposicionamiento Doppler Integrado por Satélite (DORIS) es un sistema de seguimiento de satélites desarrollado tanto para la determinación precisa de las órbitas como para la localización del geocentro, con una precisión de alrededor de 1-2 cm.

El sistema Doris fue diseñado por la agencia espacial francesa, *Centre National d'Etudes Spatiales* (CNES), en colaboración con el Grupo de Investigación de Geodesia Espacial (GRGS). Desde 2003, el Servicio Internacional DORIS (IDS) proporciona datos y productos de Doris.

La capacidad para determinar con precisión la posición de un satélite en órbita es un factor clave en la calidad de los datos de altimetría. El sistema Doris, basado en el efecto Doppler, contribuye calculando órbitas al nivel del centímetro. El sistema comprende entre 50 y 60 radiobalizas ubicadas en la superficie terrestre que emiten una señal que es captada por receptores ubicados en satélites. Esta configuración es opuesta a otros GNSS, ya que los transmisores se encuentran en el espacio y los receptores están sobre la superficie de la Tierra. La instalación de las radiobalizas solo requiere de una fuente continua de electricidad, debido a que la estación solo emite una señal pero no recibe ninguna información. Es por este motivo que el segmento de tierra posee estaciones distribuidas de una forma homogénea sobre la tierra, lo que asegura una buena cobertura para la determinación de las órbitas de los satélites, como se puede ver en la figura 2.1. Esto proporciona una ventaja frente a los otros instrumentos geodésicos.



Figura 2.1 - Estaciones DORIS. Fuente: [<http://ids-doris.org/network/sitelogs.html>]

El principio de funcionamiento consiste en medir el cambio en la frecuencia de la señal causada por el movimiento del satélite, debido al efecto Doppler. Cuando el satélite se mueve acercándose a las balizas emisoras, la frecuencia de la señal

recibida por los instrumentos a bordo del satélite es mayor que la de la señal emitida, y es menor cuando se aleja de ellas. Si las frecuencias de transmisión y recepción son iguales, la línea que une al emisor con el satélite es perpendicular a la órbita del satélite. En un gráfico de la frecuencia recibida por el satélite como una función del tiempo, la pendiente de la curva en el punto máximo (punto de TCA: Tiempo de máxima aproximación) permite calcular la distancia entre el emisor en el suelo y el receptor en el satélite.

De estas observaciones se pueden derivar las posiciones en tierra de las balizas con una precisión de 1-2 centímetros, así como otros parámetros geofísicos, como la posición del centro de la Tierra. Las órbitas de los satélites se calculan mediante el ajuste de un modelo, reduciendo al mínimo las diferencias entre las velocidades medidas obtenidas por Doris y las predichas por el modelo. La exactitud de este cálculo aumenta con la acumulación de mediciones. Utilizando datos de hasta 30 días se obtienen las órbitas con errores de hasta 2,5 cm, y se busca minimizar las diferencias hasta el orden de 1 cm, con períodos más largos.

2.3 Mediciones de Láser por Satélite

La Medición de Láser por Satélite (SLR) es una técnica geodésica de gran relevancia, ya que permite la definición de la posición del centro de masa de la Tierra con una exactitud centimétrica. Para su funcionamiento cuenta con una red mundial de estaciones de observación que miden el tiempo de ida y vuelta (y por tanto la distancia) de pulsos ultracortos de luz desde los emisores en tierra hasta satélites equipados con retrorreflectores.

El Servicio Internacional de Distancimetría Láser (ILRS) es la institución encargada de coordinar las actividades llevadas a cabo en las estaciones SLR, y desarrolla las normas o especificaciones globales necesarias para las mismas. El ILRS recoge, archiva y distribuye las mediciones, y las utiliza para generar una serie de productos de datos científicos y operativos, que incluyen: parámetros de orientación de la Tierra (movimiento del polo y longitud del día), coordenadas de la estación y velocidades de los sistemas de seguimiento ILRS, coordenadas del geocentro y sus variaciones en el tiempo, coeficientes del campo de gravedad de la Tierra estáticos y variables en el tiempo, y efemérides satelitales con precisión centimétrica.

En la actualidad, es la técnica más precisa disponible para determinar la posición geocéntrica de un satélite con un error menor de un centímetro, lo que hace que sus productos se vuelvan fundamentales para la realización del ITRF.

2.4 Sistema de Posicionamiento Global

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS) es un sistema de navegación por satélite cuyo objetivo es brindar al usuario su posición, navegación y un patrón preciso de tiempo, en cualquier punto de la superficie terrestre.

Como todo GNSS, el sistema GPS está conformado por tres segmentos: el segmento espacial, el segmento de control y el segmento de los usuarios. En cuanto al primero, la red GPS cuenta con una constelación de más de 24 satélites, que vuelan

en órbitas casi circulares de aproximadamente 20200 km. de altura. El período orbital es la mitad de un día sidéreo, es decir, 11 horas y 58 minutos, de modo que los satélites rodean al planeta dos veces al día. Los satélites se mueven en 6 planos orbitales equiespaciados, de inclinación 55° respecto al plano Ecuatorial, de manera que al menos 4 satélites estén visibles simultáneamente en cualquier momento, desde cualquier punto de la superficie terrestre.

El segmento de control consiste en una red global de instalaciones en tierra que realizan un seguimiento de los satélites GPS, monitorean sus emisiones, realizan el análisis para la determinación y predicción de parámetros orbitales y de los relojes, y envían mensajes de datos a la constelación. Para su operación, el segmento está conformado por una estación de control principal, una estación de control suplente, 12 estaciones de mando y control de antenas, y 16 sitios de monitoreo. La Fuerza Aérea de los Estados Unidos desarrolla, mantiene y opera los segmentos espacial y de control.

El segmento del usuario consiste en el equipo receptor GPS que recibe las señales de los satélites del GPS y las procesa para calcular la posición tridimensional y la hora precisa. Las categorías del usuario están subdivididas en usuarios militares y civiles, así como usuarios autorizados y no autorizados. En cuanto a los receptores, se los clasifica de acuerdo al tipo de observables que pueden utilizar y a la habilidad de recibir una o más frecuencias.

GPS es una las técnicas geodésicas que se utilizan para la determinación del Marco de Referencia Terrestre Internacional, junto con VLBI, SLR y DORIS. De todas las técnicas, GPS es fundamental en la determinación del ITRF, ya que presenta la mayor cantidad de estaciones permanentes y la mejor distribución espacial.

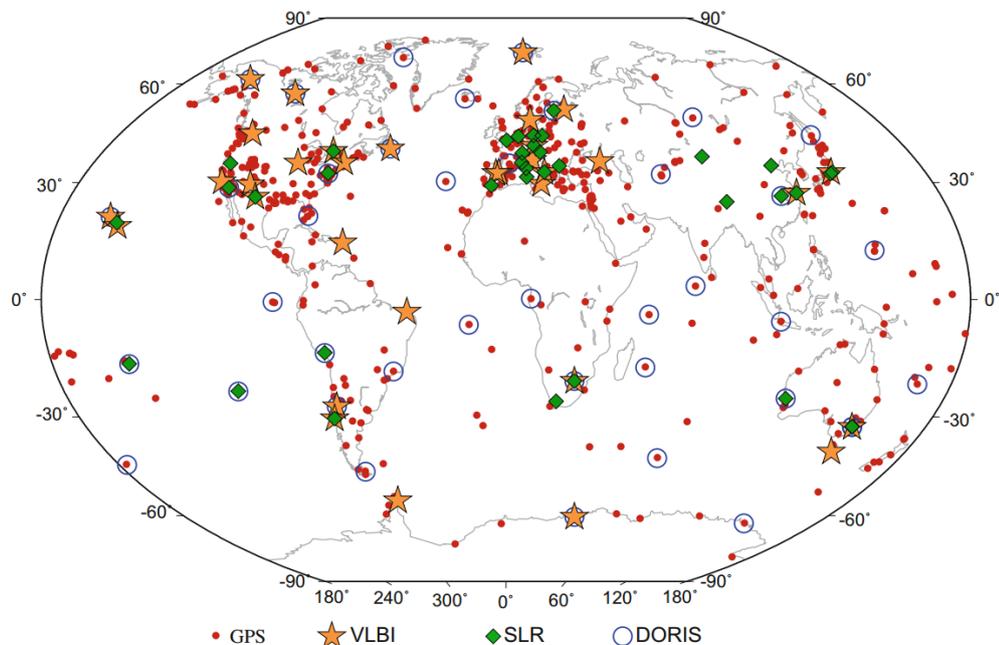


Figura 2.2 - Red ITRF2008. Estaciones de VLBI, SLR y DORIS en co-locación con receptores GPS. Fuente: [Altamini et al., 2011]

En la figura 2.2, podemos ver la distribución global de las estaciones de GPS que conforman los puntos materiales de ITRF08, y que se encuentran en co-locación con alguna de las otras técnicas descritas anteriormente.

2.4.1 La señal GPS

La señal GPS está compuesta por portadoras sinusoidales sobre la banda L, polarizadas en forma circular derecha. En la actualidad, los satélites emiten señales en cinco frecuencias dentro de esta banda, comprendidas entre los 1.5 y 2.7GHz. Las portadoras L1, L2 Y L5 son de uso civil, mientras que las portadoras L3 y L4 son de uso militar.

En este trabajo se describirán las características de las señales clásicas (portadoras L1 y L2) que son las que se utilizaron durante el procesamiento de las coordenadas. Cada una de ellas, se obtiene coherentemente como un múltiplo de la frecuencia fundamental $f_0 = 10,23$ MHz, que se deriva de estándares de frecuencias atómicas.

- $L_1 = 154 \cdot f_0 = 1575,42$ MHz $\lambda_1 = 19,05$ cm
- $L_2 = 120 \cdot f_0 = 1227,60$ MHz $\lambda_2 = 24,45$ cm

Las portadoras son moduladas por códigos binarios pseudoaleatorios y mensajes de navegación. Hay dos tipos de códigos para GPS: el primero, llamado código C/A (*Coarse Acquisition*), es el que está disponible para uso civil, designado como el Servicio de Posicionamiento Estándar (SPS). Tiene una longitud de onda efectiva de aproximadamente 300 m. y se repite cada 1023 bits. El código C/A está modulando solamente en L1 (a razón de $1.023\text{MHz} = 0.1 \cdot f_0$) y se omite a propósito en L2. Esta omisión permite negar la precisión completa del sistema para los usuarios no militares.

El segundo es el código P (*Precise*), que se ha reservado para usuarios autorizados. El código P, designado como el Servicio de Posicionamiento Preciso (PPS), tiene una longitud de onda efectiva de aproximadamente 30 m, su frecuencia es la fundamental, f_0 , y se haya modulado en ambas portadoras L1 y L2.

Cada satélite tiene un código pseudoaleatorio único, para garantizar la identificación del mismo, de forma tal que el receptor no tome la señal de otro satélite por accidente. Esto a su vez permite que todos los satélites de la constelación usen la misma frecuencia sin interferirse entre sí.

Además de los códigos, las portadoras son moduladas por una señal de baja frecuencia llamada *Mensaje de Navegación*. Los datos que lleva son generados por el sistema de control que los actualiza a intervalos regulares. El mensaje contiene las correcciones del reloj, los coeficientes para la corrección ionosférica para usuarios de una sola frecuencia, el almanaque de toda la constelación, las efemérides del satélite y el estado de salud del mismo.

2.4.2 Observables GPS

El receptor tiene en su memoria la estructura del código y puede generar una réplica exacta. Al comparar la modulación de la señal recibida con la réplica, encuentra una desincronización que busca salvar aplicando un retardo. Cuando la diferencia se

anula, el retardo informa el tiempo de viaje de la señal desde el satélite hasta el receptor, y esto permite calcular la distancia geométrica entre ellos.

En el proceso de comparación de ambas señales intervienen el reloj del satélite y el reloj del receptor, y las distancias medidas estarán afectadas por los errores que ellos presenten. Es por esta razón que a los observables se los denomina pseudo-distancias.

➤ **Pseudo-distancias con códigos.**

La información del reloj del satélite es transmitida mediante un código de números pseudo aleatorios en el mensaje de navegación. Se denotará con $T^s(\text{sat})$ a la lectura del tiempo de emisión de la señal en el reloj del satélite y con $T_r(\text{rec})$ al tiempo de recepción de la señal referido al reloj del receptor. Se llamará a su vez, δ^s y δ_r a los errores o sesgos de los relojes del satélite y del receptor, respecto a un sistema de tiempo común. El sesgo del reloj puede ser removido si en el mensaje de navegación se han transmitido los coeficientes de un polinomio de bajo grado para modelarlo.

La diferencia entre las lecturas de los relojes es equivalente al desfase en tiempo Δt , que se obtiene, como ya se mencionó, correlacionando la señal que llega al receptor y la que este mismo genera. [Hofmann-Wellenhof et al., 2008] Llamando $\Delta\delta = \delta_r - \delta^s$, se puede expresar:

$$T_r(\text{rec}) - T^s(\text{sat}) = [T_r - \delta_r] - [T^s - \delta^s] = \Delta t + \Delta\delta . \quad (2.1)$$

En el primer miembro hay dos sistemas involucrados: el del receptor y el del satélite, mientras que los otros miembros están referidos al mismo sistema de tiempo.

Multiplicando la ecuación anterior por la velocidad de la luz (c), obtenemos la pseudo-distancia:

$$R = C. [T_r(\text{rec}) - T^s(\text{sat})] = C. \Delta t + C. \Delta\delta = \rho + C. \Delta\delta . \quad (2.2)$$

La variable ρ corresponde a la distancia entre la posición del satélite en la época T^s y la posición de la antena del receptor en la época T_r , es decir, el tiempo verdadero de viaje de la señal.

El error de observación utilizando pseudo-distancias es del orden de 3 m. si se utiliza solamente un código de adquisición rápida (C/A), y del orden de 30 cm, si se utiliza además un código preciso.

➤ **Pseudo-distancias con fases.**

Se considerará a la variable tiempo, t , como una época en un sistema de tiempo común contado a partir de una época inicial $t_0 = 0$. Denotando $\varphi^s(t)$ a la fase de la portadora que es recibida y reconstruida con una frecuencia f^s , y $\varphi_r(t)$ a la fase de la portadora generada en el receptor con una frecuencia f_r , se pueden obtener las siguientes ecuaciones [Hofmann-Wellenhof et al., 2008], en las que las fases están expresadas en ciclos:

$$\varphi^s(t) = f^s \cdot t - f^s \cdot \frac{\rho}{c} - \varphi_0^s , \quad (2.3)$$

$$\varphi_r(t) = f_r \cdot t - \varphi_0^r . \quad (2.4)$$

Las fases iniciales φ_0^s y φ_0^r son causadas por errores en los relojes y son iguales a:

$$\varphi_0^r = -f_r \cdot \delta_r , \quad (2.5)$$

$$\varphi_0^s = -f^s \cdot \delta^s . \quad (2.6)$$

Por lo tanto, la fase de la portadora $\varphi_r^s(t)$ está dada por:

$$\varphi_r^s(t) = \varphi^s(t) - \varphi_r(t) = -f^s \cdot \frac{\rho}{c} + f^s \cdot \delta^s - f_r \cdot \delta_r + (f^s - f_r) \cdot t . \quad (2.7)$$

La desviación de f^s y f_r de la frecuencia nominal f es despreciable por ser del orden de solo algunas partes fraccionarias de Hz y quedar por debajo del nivel del ruido. Los errores de los relojes están en el orden de los milisegundos. Por lo tanto, la ecuación previa puede ser escrita de la siguiente manera:

$$\varphi_r^s(t) = -f \cdot \frac{\rho}{c} - f \cdot \Delta\delta . \quad (2.8)$$

Cuando el receptor se enciende, a una época t_0 , el instrumento mide la fracción de fase instantánea, pero no se puede determinar la cantidad de ciclos enteros entre el satélite y el receptor. Este valor es llamado *Ambigüedad* y se lo denota con la letra N . Si durante el período de medición el receptor no pierde la señal del satélite, N permanece constante.

Se puede expresar a $\varphi_r^s(t)$ como la suma de la cantidad de ciclos enteros desde la época t_0 y la fracción de fase medible en la época t :

$$\varphi_r^s(t) = N + \Delta\varphi_r^s|_{t_0}^t . \quad (2.9)$$

Sustituyendo la ecuación (2.9) en (2.8), y renombrando $\phi = -\Delta\varphi_r^s$, podemos escribir la pseudo-distancia obtenida con la fase de la portadora, expresada en ciclos:

$$\phi = \frac{1}{\lambda} \cdot \rho + \frac{c}{\lambda} \cdot \Delta\delta + N . \quad (2.10)$$

Multiplicando la ecuación anterior por la longitud de onda λ , podemos encontrar la pseudo-distancia expresada en metros, que difiere de la pseudo-distancia con códigos en un múltiplo de λ :

$$\lambda \cdot \phi = \rho + c \cdot \Delta\delta + \lambda \cdot N . \quad (2.11)$$

Igual que en el caso previo, ρ representa la distancia entre el satélite en la época de transmisión t y el receptor en la época de recepción $t+\Delta t$, en un sistema común de tiempo.

Como la fase de la señal puede ser medida hasta el orden de 0.01 ciclos, para frecuencias en el rango de los GHz, el error al medir pseudo-distancias con fase tendrá una magnitud aproximada de 5 mm.

2.4.3 Errores de medición

Al trabajar con observaciones de código y de fase se debe tener en cuenta que existen errores aleatorios y sesgamientos en las mediciones. En primer lugar hay que considerar el sesgo en los relojes del receptor y del satélite, el cual fue ya introducido y explicitado en las ecuaciones.

Otro sesgo referido al satélite es la determinación de las órbitas satelitales. Si se utilizan las efemérides transmitidas, se está trabajando con una precisión del orden del metro. Este error puede ser mitigado trabajando a posteriori con efemérides precisas, que son calculadas por centros de cálculo, como por ejemplo el IGS. Su error se encuentra en el orden del centímetro: las órbitas ultra rápidas: ± 15 cm, disponibles cada 2 horas; las órbitas rápidas: ± 5 cm, disponibles al día siguiente; las órbitas finales: ± 2 cm, disponibles en 13 días.

También existen errores producto de los retardos generados por el medio en que se propagan las señales. Este efecto de refracción es equivalente a un retardo (positivo o negativo) en la señal, el cual tiene dos componentes, una producida en la troposfera y la otra en la ionosfera. La refracción troposférica es el efecto de la parte neutra de la atmósfera. Es independiente de la frecuencia por ser un medio no dispersivo y su efecto es igual sobre los observables código y fase. Alrededor del 90% del retardo se debe a la componente hidrostática de la atmósfera, que puede ser modelada por ser una función de la presión. El 10% restante depende del vapor de agua y por su alta variabilidad es difícil de modelar.

Por otra parte, la refracción ionosférica es el efecto de la parte de la alta atmósfera que tiene una cantidad significativa de iones y electrones libres, sobre la señal que la atraviesa. Es una función de la frecuencia (medio dispersivo) y su efecto es opuesto sobre los observables código y fase: produce un retardo en el código y un adelantamiento en la fase. En una primera aproximación, la refracción ionosférica es inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia de la portadora. Estos errores producidos por el medio, que pueden ser modelados, dan lugar a términos adicionales en las ecuaciones de observación

En cuanto a los errores relativos al receptor se deben mencionar las variaciones del centro de fase de las antenas emisoras y receptoras, y el error de multicamino, que es producido por múltiples reflexiones de la señal.

2.4.4 Combinaciones lineales de observables

Para mitigar algunos de los errores sistemáticos, existen métodos matemáticos que consisten en combinaciones lineales de observables de una o varias estaciones en una misma época. Estas combinaciones tienen la forma general:

$$\phi = n_1 \cdot \phi_1 + n_2 \cdot \phi_2 , \quad (2.12)$$

en la que n_1 y n_2 son convenientemente elegidos para dar a la combinación resultante las propiedades deseadas. En particular, nos ocuparemos de las combinaciones *libres de ionosfera*, que elimina los efectos de la ionosfera en vectores largos, y la combinación *widelane* que aumenta la longitud de onda y facilita la resolución de ambigüedades.

➤ **Combinación Libre de Ionósfera.**

La presencia de la ionósfera provoca un retardo en la señal GPS que produce errores apreciables en el posicionamiento. Dicho retardo es directamente proporcional al contenido de electrones del espacio atravesado por la señal e inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia de la onda portadora. Los errores relacionados con la ionósfera pueden ser virtualmente eliminados mediante la siguiente combinación de datos de doble frecuencia:

$$\Phi_{1,2}^k = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \cdot \Phi_1^k - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \cdot \Phi_2^k , \quad (2.13)$$

donde Φ_1^k y Φ_2^k son las observaciones de fase al satélite k en L_1 y L_2 respectivamente, siendo f_1 y f_2 las frecuencias de las portadoras. [Moirano et al., 1998]

➤ **Combinación Wide-lane**

La longitud de onda es inversamente proporcional a la frecuencia. Como se ha discutido anteriormente las longitudes de las portadoras L_1 y L_2 son 19.05 cm y 24.45cm, respectivamente. Si se dispone de ambas frecuencias, se puede construir una combinación lineal llamada *wide-lane*, [Moirano et al., 1998] de la siguiente manera:

$$\Phi_w = \frac{f_1}{f_1 - f_2} \cdot \Phi_1^k - \frac{f_2}{f_1 - f_2} \cdot \Phi_2^k . \quad (2.14)$$

La combinación lineal *wide-lane* así definida para las fases nos da una ampliación de la longitud de onda formal (λ_w), definiendo una nueva ambigüedad de fase.

$$\lambda_w = \frac{C}{f_1 - f_2} \approx 86 \text{ cm} . \quad (2.15)$$

La ventaja que tiene este método de combinar observables, es que permite llegar con mayor rapidez a resolver las ambigüedades.

2.4.5 Diferencias de observables

En el presente trabajo se utilizaron coordenadas procesadas con el software Bernese, que realizó diferencias de observaciones para el cálculo de las coordenadas.

El posicionamiento relativo es un método de cálculo que intenta determinar el vector que une a dos estaciones de medición, siendo conocida la posición de una de ellas. Dicho vector es llamado línea de base. El método diferencial consiste en el procesamiento de las diferencias de observaciones simultáneas realizadas por, al menos, dos estaciones a los mismos satélites.

Hacer simples diferencias con fases permite cancelar o minimizar aquellos errores que son comunes a ambos receptores. Los errores orbitales de un satélite tienen efectos similares para receptores que estén separados una corta distancia; los errores del reloj del satélite tienen igual efecto para receptores que lo observen en simultáneo; los efectos ionosféricos y troposféricos son casi idénticos si las estaciones están separadas menos de 30 km. Como desventaja se debe considerar que el multicamino

y el ruido de observación no están correlacionados y que se combina el sesgo de los relojes de las dos estaciones.

En las **Simple Diferencias** se cuenta con dos receptores recibiendo señal del mismo satélite. Llamando A y B a los receptores, y j al satélite, obtenemos [Hofmann-Wellenhof et al., 2008]:

$$\Phi_A^j(t) + f^j \cdot \delta^j(t) = \frac{1}{\lambda^j} \cdot \rho_A^j(t) + N_A^j + f^j \cdot \delta_A(t) , \quad (2.16)$$

$$\Phi_B^j(t) + f^j \cdot \delta^j(t) = \frac{1}{\lambda^j} \cdot \rho_B^j(t) + N_B^j + f^j \cdot \delta_B(t) . \quad (2.17)$$

Al calcular la diferencia entre estas dos ecuaciones nos queda:

$$\Phi_B^j(t) - \Phi_A^j(t) = \frac{1}{\lambda^j} \cdot [\rho_B^j(t) - \rho_A^j(t)] + N_B^j - N_A^j + f^j \cdot [\delta_B(t) - \delta_A(t)]. \quad (2.18)$$

Esta misma ecuación se puede escribir de manera más compacta de la forma:

$$\Phi_{AB}^j(t) = \frac{1}{\lambda^j} \cdot \rho_{AB}^j(t) + N_{AB}^j + f^j \cdot \delta_{AB}(t) . \quad (2.19)$$

Las **Dobles Diferencias** se utilizan para solucionar los errores de relojes en los receptores y poder capitalizar la buena precisión de las fases. El proceso consiste en restar pares de simples diferencias realizadas simultáneamente desde dos estaciones, A y B, hasta dos satélites distintos, j y k.

Si asumimos igual frecuencia para las señales de los dos satélites $f^j = f^k$, las dobles diferencias se calculan como [Hofmann-Wellenhof et al., 2008]:

$$\Phi_{AB}^k(t) - \Phi_{AB}^j(t) = \frac{1}{\lambda} \cdot [\rho_{AB}^k(t) - \rho_{AB}^j(t)] + N_{AB}^k - N_{AB}^j . \quad (2.20)$$

Nuevamente, si simplificamos la notación:

$$\Phi_{AB}^{jk}(t) = \frac{1}{\lambda} \cdot \rho_{AB}^{jk}(t) + N_{AB}^{jk} . \quad (2.21)$$

Como consecuencia, las pseudo-distancias provenientes de dobles diferencias son libres de errores sistemáticos originados tanto en el satélite como en el receptor.

Las **Triples Diferencias** se utilizan para eliminar las ambigüedades. Una de sus desventajas es que agregan correlación entre las observaciones, por lo cual no se pueden usar para posicionamiento preciso, pero sí para determinar la época en que ocurren saltos de ciclos.

Si restamos la ecuación (2.21) para dos épocas de observación que designamos con t_1 y t_2 , la ecuación de las triples diferencias que obtenemos es [Hofmann-Wellenhof et al., 2008]:

$$\Phi_{AB}^{jk}(t_2) - \Phi_{AB}^{jk}(t_1) = \frac{1}{\lambda} \cdot [\rho_{AB}^{jk}(t_2) - \rho_{AB}^{jk}(t_1)]. \quad (2.22)$$

Como las ambigüedades son una incógnita de origen, al restar dos épocas distintas vemos que estas se cancelan. En el caso que haya ocurrido una pérdida de la

señal del satélite durante la medición, al recuperar la señal la ambigüedad habrá cambiado. Analizando las discontinuidades en las curvas de las triples diferencias se detecta la época en que ocurrió el salto de ciclo.

2.4.6 Posicionamiento Puntual Preciso

El Posicionamiento Puntual Preciso (PPP) es un método de procesamiento que busca obtener coordenadas precisas de puntos sobre la superficie terrestre utilizando observaciones no diferenciadas de pseudo-distancias y fases portadoras de doble frecuencia de un único receptor GNSS. Es una medición de tipo absoluta ya que no tiene la necesidad de ser vinculada a una estación permanente. En el procesamiento emplea datos de corrección de los errores en los relojes de los satélites y órbitas precisas (productos del IGS) con la finalidad de obtener una solución con una exactitud al nivel del centímetro o decímetro.

Las observaciones GPS de doble frecuencia (combinaciones ionosfera-libre) de pseudo-distancias (ρ) y de fase portadora (φ) están relacionadas a la posición del usuario, y a los parámetros error del reloj del receptor, retardo troposférico, ambigüedad y ruido de la medición de acuerdo a las siguientes ecuaciones de observación simplificadas [Kouba y Héroux, 2001]:

$$l\rho = \rho + c.(dt^s - dt_r) + T + \varepsilon_\rho, \quad (2.23)$$

$$l\varphi = \rho - c.(dt^s - dt_r) + T + N.\lambda + \varepsilon_\varphi, \quad (2.24)$$

donde:

$l\rho$: es la combinación ionosfera-libre de las frecuencias L1 y L2 para mediciones de pseudo-distancias

$l\varphi$: es la combinación ionosfera-libre de las frecuencias L1 y L2 para mediciones de fase portadora

dt_r : es el desplazamiento del reloj del receptor de la estación respecto al tiempo GPS,

dt^s : es el desplazamiento del reloj del satélite respecto al tiempo GPS,

c : es la velocidad de la luz,

T : es el retardo de la señal en dirección al camino de propagación debido a la atmósfera neutra,

N : es la ambigüedad no-entera de la combinación ionosfera-libre de fase portadora,

λ : es la longitud de onda de la combinación ionosfera libre (10.7 cm),

$\varepsilon_\rho, \varepsilon_\varphi$: son componentes relevantes del ruido de las mediciones.

Como PPP utiliza productos orbitales precisos del IGS, la corrección al estado del reloj del satélite GPS, dt^s , puede fijarse (considerarse conocida) y así, removerse. Además, el retardo troposférico en dirección al camino de propagación de la señal puede expresarse como un producto del retardo cenital troposférico y una función de mapeo. Después de fijar los relojes y posiciones de satélites, estas ecuaciones solo

contienen observaciones e incógnitas pertinentes a la estación de recepción. Las ecuaciones del PPP permiten estimar soluciones para las coordenadas de posición del receptor, el error de su reloj y el retardo troposférico en el sitio de observación, las cuales son consistentes con el marco global de referencia que implica la fijación de los productos orbitales del IGS.

La ventaja más significativa de este método radica en el uso de un solo receptor para obtener una solución de posicionamiento de calidad, sin la necesidad de observaciones simultáneas que los vinculen a una estación de referencia terrestre con coordenadas conocidas, reduciendo el costo de la operación y simplificando la logística. Esto se hace posible gracias a la red de estaciones GNSS permanentes y centros de análisis, que generan las efemérides precisas y las correcciones a los relojes de los satélites necesarias para que este método funcione. A su vez, estas permiten el acceso directo al marco ITRF, ya que las coordenadas resultantes estarán expresadas en el mismo marco de referencia que el de las órbitas de los satélites y estarán referidas a la época en que se realizan las mediciones.

La principal desventaja del PPP es que para lograr un posicionamiento a nivel centimétrico, se requieren de tiempos de convergencia largos para que la solución de las ambigüedades de la fase converjan [Rizos et al., 2012]. Sin embargo, en levantamientos cinemáticos, este problema del tiempo de convergencia puede solucionarse realizando una observación estática suficientemente larga antes del relevamiento. Por otra parte, como el procesamiento requiere utilizar las efemérides y correcciones de los relojes de mayor calidad brindados por el IGS, el resultado del relevamiento solo podrá ser calculado luego de dos semanas de la medición.

Capítulo 3

Mantenimiento del Marco en el tiempo

3.1 Necesidad de un marco y estrategias para la materialización

El posicionamiento preciso GNSS permite determinar coordenadas con exactitudes cercanas al milímetro. Para que esta exactitud tenga sentido, el marco de referencia debe conservar su consistencia en el tiempo también a ese nivel. Por lo tanto, todos los fenómenos geofísicos que afectan a la corteza deben ser conocidos, modelados y reducidos con el mayor grado de precisión posible.

El estudio del efecto temporal de las coordenadas GPS se traduce en una mejora en la consistencia con el marco de referencia adoptado. Esto es fundamental, particularmente en trabajos científicos en los que intervienen datos de estaciones en diferentes placas tectónicas o en aquellas que cuenten con otro tipo de desplazamientos, como ejemplo los producidos por vulcanismo, sismicidad o subsidencia.

Distintas disciplinas del campo de la geofísica utilizan misiones satelitales para obtener una magnitud física que varía tanto con la posición como con el tiempo. En estos estudios, la necesidad de un marco de referencia consistente se hace evidente para que las observaciones realizadas estén asociadas unívocamente a un lugar y una época, lo cual es imprescindible si se desea hacer un estudio de su estado a nivel global y su evolución en el tiempo.

Para ejemplificar esta situación, se pueden citar dos ejemplos de misiones satelitales de gran importancia a nivel global. En primer lugar debemos considerar las misiones encargadas de estudiar las variaciones espacio-temporales del campo de gravedad de la Tierra. La misión GRACE (*Gravity Recovery And Climate Experiment*) consiste en dos satélites que miden permanentemente y con gran precisión la separación entre ellos. Utilizando esta información así como las órbitas que describen las dos naves, se puede construir un mapa detallado de las anomalías de la gravedad de la Tierra y calcular variaciones del geode. Se hablará en mayor detalle de esta misión en el capítulo 4.

En segundo lugar, podemos considerar a aquellas misiones que estudian el estado y variación del nivel de mar. Los altímetros de radar satelitales, como Seasat y TOPEX/Poseidon han demostrado ser herramientas excelentes para el mapeo de la topografía del océano. Estos instrumentos envían un pulso de microondas a la superficie del océano y registran el tiempo que el pulso tarda en volver. La combinación de estos datos con la ubicación precisa del satélite hace que sea posible determinar la altura de la superficie del mar hasta unos pocos centímetros. Estos datos se utilizan en los modelos oceánicos para calcular la velocidad y dirección de las corrientes oceánicas y la cantidad y ubicación de calor almacenado en el océano, que a su vez revela variaciones climáticas globales como El Niño, La Niña, y la Oscilación Decadal del Pacífico. Para que las interpretaciones de las variaciones del nivel del mar sean correctas, las posiciones de los satélites se deben referir al mismo marco de referencia, el cual debe mantenerse en el tiempo.

En este tipo de misiones se hace evidente la necesidad de contar con la posición precisa del satélite en el momento de la medición y sus variaciones en el tiempo, dentro de un marco de referencia estable.

Por otra parte, un marco consistente y estable es fundamental para la estimación de las deformaciones corticales, a través de la estimación del desplazamiento para las diferentes placas tectónicas. Esto es posible gracias a las redes geodésicas que vinculan observaciones de largos períodos de tiempo, ubicados en las distintas placas de la corteza terrestre. Como los puntos que materializan el sistema se encuentran sobre estas placas en constante movimiento, el marco debe ser permanente actualizado.

Luego, es posible determinar el movimiento producido por movimientos de placas, vulcanismo, sismicidad o subsidencia, analizando un número significativo de estaciones, con sus coordenadas y variaciones, para modelar los cambios espaciales que se producen en el área de observación.

3.2 El problema de los saltos episódicos

Las estaciones que materializan el marco se ven afectadas por movimientos relacionados con la actividad tectónica de la región en la que se encuentran. En particular, los saltos episódicos se deben a eventos sísmicos que generan un desplazamiento abrupto en una o varias de sus coordenadas. A su vez, tanto el módulo de la velocidad como sus componentes varían rápidamente, y puede suceder que aparezca una etapa de transición en donde el modelo de velocidad constante deje de funcionar.

En el caso de estaciones de rastreo GNSS continuo, se pueden identificar y cuantificar estos desplazamientos mediante el análisis de las series de tiempo de los receptores afectados por uno de estos eventos. Dicha cuantificación es necesaria para llevar con precisión las coordenadas de la estación a diferentes épocas dentro del marco, discriminando en el cálculo de las velocidades el desplazamiento episódico detectado

El modelado de estos saltos puede realizarse a partir de información geofísica de distintas fuentes, y analizando una cantidad suficiente de observaciones geodésicas, antes y después del episodio. En cuanto al problema del uso de estas estaciones para la materialización del sistema se puede encarar con distintas estrategias como: utilizar un modelo lineal de velocidades aun sabiendo que estamos introduciendo errores, se pueden quitar los datos en el intervalo de tiempo en el cual el modelo es no lineal, o se le puede agregar un término más al modelo de velocidad pensando que es un movimiento acelerado.

3.3 Correcciones

La Tierra es un planeta dinámico, cuya superficie es permanentemente modificada. A su vez, las señales que se observan y luego procesan para obtener los puntos que materializan el marco son afectadas por distorsiones al atravesar la atmósfera. Es por lo tanto imperativo el modelado de todos los efectos geofísicos al momento de materializar un sistema de referencia que sea consistente en el tiempo. Asimismo, se deben implementar estrategias de procesamiento que permitan minimizar, y si es posible eliminar, la contribución de aquellos errores que afectan a la señal que queremos utilizar.

➤ Correcciones por velocidades.

Las materializaciones de un sistema de referencia consisten en una lista de coordenadas para un conjunto de estaciones distribuidas sobre toda la Tierra, en una época determinada, llamada época de referencia. Al desear utilizar estos datos en una época posterior, debemos conocer cuál fue el desplazamiento que tuvieron dichas estaciones desde la época de referencia hasta la época en la que se desea llevar a cabo el estudio. Es decir que debemos conocer el vector velocidad de cada estación, para que el marco se mantenga en el tiempo.

Para calcular las componentes del vector velocidad para cada una de las estaciones de referencia es necesario contar con una serie temporal de posicionamiento GNSS de al menos dos años de duración. Esto sólo es posible en aquellas estaciones que tengan instrumental geodésico en funcionamiento y perfecta calibración de forma permanente durante ese período de tiempo.

En caso de no contar con estos requisitos, se pueden utilizar modelos regionales. En particular, el Modelo de Velocidades para América del Sur y El Caribe (VEMOS2009) ha sido calculado a partir de las coordenadas SIRGAS95 y SIRGAS2000, de las velocidades de las estaciones SIRGAS-CON y de diferentes proyectos geodinámicos desarrollados en la región [Drewes et al.,2009].

El orden de magnitud de las velocidades con las que se corrigen a las coordenadas es de unos pocos centímetros por año.

➤ Correcciones por el efecto de mareas.

Los cuerpos celestes cercanos a la Tierra, principalmente el Sol y la Luna, ejercen una fuerza de atracción gravitatoria sobre nuestro planeta. La Tierra, al comportarse

como un cuerpo elástico se deforma de forma periódica dependiendo de su posición relativa a estos cuerpos celestes.

Este comportamiento, denominado “efecto de marea” afectará a cualquier medida geodésica efectuada sobre la superficie terrestre, ya que las mareas terrestres provocan que los observables geodésicos de precisión sean dependientes del tiempo.

Si la Tierra fuera perfectamente rígida no se deformaría y el efecto de las mareas terrestres podría ser perfectamente parametrizado. Al ser elástica, se deforma en la dirección del astro perturbador produciendo variaciones sobre su superficie. Este efecto indirecto también deberá ser adecuadamente corregido en las medidas geodésicas de precisión, ya que al cambiar la forma de la Tierra, se producirán variaciones en la aceleración de la gravedad y la dirección de la vertical. Es debido a esto que la materialización del sistema de referencia terrestre debe incluir un modelo de mareas terrestres.

➤ **Correcciones por la carga oceánica.**

La marea oceánica origina una serie de efectos sobre la superficie terrestre que se engloban en lo que se conoce como Efecto Oceánico Indirecto (EOI), cuya amplitud es mayor en las cercanías de las costas. La magnitud del desplazamiento vertical alcanza un valor de 5cm en zonas costeras, 4cm zonas continentales a 500km de la costa y 1cm en zonas continentales a 1000km de la costa.

Este efecto posee tres contribuciones principales: en primer lugar, la deformación elástica de la Tierra bajo el peso de las masas de agua oceánica; en segundo lugar, la atracción gravitatoria directa que ejercen estas masas de agua; finalmente, como consecuencia de las dos anteriores, se produce una redistribución de masas en el interior de la Tierra que origina, a su vez, variaciones de gravedad.

Sobre la superficie terrestre, el EOI se observa periódicamente en forma de deformaciones y variaciones de gravedad y afecta, por tanto, a observaciones geodésicas y geofísicas como puedan ser las realizadas con gravímetros, GPS, etc. Aunque no se lo puede remover en su totalidad, se utilizan modelos matemáticos para minimizar su influencia en el posicionamiento de las estaciones que materializan el sistema.

➤ **Correcciones por precesión y nutación.**

El eje de rotación terrestre no se encuentra fijo en el espacio sino que presenta gran variabilidad, causado por el par gravitacional ejercido por la Luna, el Sol, los desplazamientos de masa en diferentes partes del planeta y otros mecanismos de excitación.

La precesión y la nutación son los dos efectos más importantes que cambian la orientación del eje terrestre en el tiempo. La precesión es el cambio gradual en la orientación del eje de rotación de la Tierra, que hace que la posición que indica el eje de la Tierra en la esfera celeste se desplace alrededor del polo de la eclíptica, trazando un cono y recorriendo una circunferencia completa cada 25.776 años. La nutación es la oscilación periódica del eje de rotación terrestre alrededor de su

posición media en la esfera celeste, debido a las fuerzas externas de atracción gravitatoria de la Luna y el Sol con la Tierra.

En principio, la orientación de la Tierra puede ser descrita a través de tres ángulos independientes. Sin embargo, para la determinación rutinaria de la orientación de la Tierra, cinco parámetros de orientación de la Tierra (EOP) son generalmente evaluados. Técnicamente, son los parámetros que proporcionan la rotación del Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF) respecto al Marco Internacional de Referencia Celeste (ICRF) como una función del tiempo. Su movimiento en el espacio está dado por la precesión y nutación, es por ello que estos efectos deben ser modelados para poder transformar la posición del eje de rotación de la Tierra instantánea a su posición media. En 2006, la UAI decidió adoptar un modelo de precesión más consistente para complementar el de nutación, y recibió el nombre IAU 2000A.

Capítulo 4

Carga de agua y su cuantificación

4.1 Movimiento No lineal

Como se ha desarrollado en el capítulo anterior, el modelo de velocidades para mantener el marco en el tiempo asume una velocidad constante para cada estación. Esta velocidad se debe principalmente al movimiento de las placas tectónicas en las que están situadas las estaciones, y sus componentes se modelan utilizando series temporales de observaciones GNSS de al menos dos años.

Sin embargo, en algunos casos, al analizar gráficos de series de tiempo de varios años se observa periodicidad en los mismos. Por ejemplo, este comportamiento se puede apreciar en las coordenadas de las estaciones de Porto Velho (POVE) y de Manaus (NAUS) en Brasil, que se ilustran en la siguiente figura 4.1. Dichas series demuestran que utilizar el modelo de variación lineal para los desplazamientos verticales sufridos por los puntos materiales de la red geodésica, no resulta adecuado para representar las variaciones que experimentan.

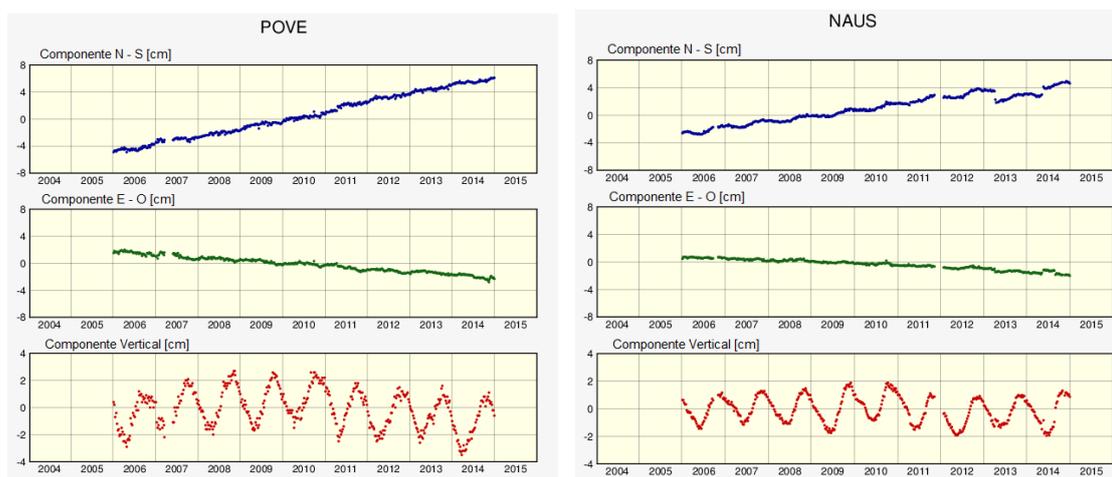


Figura 4.1 - Coordenadas de las estaciones POVE y NAUS.

Los fenómenos asociados a procesos tectónicos y las mareas han sido estudiados exhaustivamente. Los efectos de carga de agua y de carga por presión han comenzado a estudiarse en profundidad y generan creciente interés en la comunidad científica, ya que modelar cada efecto con mayor grado de detalle nos permitirá

capitalizar las mejoras en los niveles de exactitud de las señales GPS que se han obtenido en los últimos años.

4.2 Misión Grace

GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) es la primera misión satelital de monitoreo en la historia cuyo observable no se deriva de ondas electromagnéticas reflejadas, emitidas o transmitidas por la superficie de la Tierra, sino que utiliza un sistema de microondas y receptores GPS para medir con precisión los cambios en la velocidad y la distancia entre las dos naves idénticas que componen la misión.

Estas naves se mueven en una órbita polar, separadas unos 220 kilómetros en promedio, a 500 kilómetros sobre la superficie terrestre. A medida que los satélites giran alrededor del planeta, con un período de 95 minutos, sienten variaciones en la atracción gravitacional de la Tierra. Cuando el primer satélite pasa sobre una región de gravedad ligeramente más fuerte, se acelera. Esto hace que la distancia entre los satélites aumente. Cuando la primera nave pasa la anomalía, se retrasa de nuevo. A su vez, la siguiente nave se acelera y desacelera al pasar sobre el mismo punto. El sistema es lo suficientemente sensible para detectar cambios de separación tan pequeños como 10 micrómetros. [GRACE, 2015]

Midiendo con precisión el constante cambio de la distancia entre los dos satélites, así como las órbitas que describen las dos naves, se construyen mapas de anomalías de la gravedad de la Tierra, respecto al valor medio de la gravedad durante todo el período de observación. Los datos de GRACE permiten calcular variaciones del geoide que pueden ser atribuidas principalmente a variaciones en la distribución global de masas de agua. [Tapley,2004]

La misión GRACE brinda diferentes productos que son procesados y archivados en un Sistema Científico de Datos (SDS). Estos productos son calculados por diferentes centros científicos: JPL (Jet Propulsion Laboratory), UTCSR (University of Texas Center for Space Research) y el GFZ (German Research Centre for Geosciences), y se los clasifica en 3 niveles.

Los productos de nivel 0 son el resultado de la recepción y deconmutación de los datos crudos de los satélites. El Sistema Operativo de la Misión recibe datos dos veces al día, que son extraídos y reformateados, y se encuentran disponibles al público 24 horas después. Los productos de nivel 1 son datos instrumentales pre-procesados. En ellos se generan las órbitas preliminares de los satélites. Durante su procesamiento se agrega la calibración de los sensores, se eliminan las ambigüedades de la lectura de ciclos y se agregan parámetros de control de calidad. Estos datos están disponibles 5 días después. Los productos nivel 2 brindan la estimación de los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos del potencial gravitacional, las órbitas precisas de ambos satélites y datos adicionales de presión, temperatura y datos hidrológicos. Se puede acceder a ellos a los 60 días de tomada la medición. Estos datos tienen removidos los efectos de masa no deseados para el cálculo de la altura de agua equivalente correspondientes a la influencia gravitacional de la presión atmosférica en las orbitas de los satélites y la respuesta oceánica a la presión atmosférica.

4.3 Carga de agua

La redistribución del agua en la superficie de la Tierra genera un cambio en la carga, o presión, sobre la corteza de la Tierra. La corteza, apoyada sobre el manto subyacente, responderá deformándose elásticamente en escalas de tiempo anuales. Esto significa que las mediciones GPS, que son una determinación del movimiento de la corteza terrestre en un lugar específico, deben ser afectadas por los cambios en la carga de agua en superficie.

La carga de agua comprende a todas las manifestaciones de agua en la superficie que no han sido modeladas previamente. Sobre el continente ocurren redistribuciones de agua de importante magnitud por la variación de los caudales de ríos, lagos y del agua subterránea almacenada en los acuíferos, por el movimiento de la nieve y los hielos, por la esorrentía, y por la variación de la humedad del suelo.

También se deben considerar las variaciones de masas atmosféricas, y las variaciones oceánicas que no fueron modeladas por el efecto de mareas (variaciones no mareales).

4.4 Altura de agua equivalente

La altura equivalente de agua es una representación idealizada de la medida del grosor de una capa de agua que se deberá remover o agregar a la superficie de la Tierra, para que las variaciones totales de la gravedad observada se debieran al cambio de agua almacenada [Wahr, et al., 1998]. En el presente trabajo se utilizará este parámetro para cuantificar la carga de agua sobre la región de Sudamérica.

Puede demostrarse que el potencial gravitacional de un cuerpo que presenta una distribución continua de masas cumple la ecuación de Laplace en el exterior de dichas masas [Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2005]. Por esta razón el potencial en el exterior puede ser representado mediante un desarrollo en armónicos esféricos:

$$V(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \cdot \left(1 + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n P_{nm}(\cos \theta) \cdot (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) \right), \quad (4.1)$$

donde G es la constante de gravitación universal, a es el radio medio de la Tierra, θ es la latitud geocéntrica, λ es la longitud geocéntrica y r es la distancia geocéntrica, (C_{nm}, S_{nm}) son los coeficientes normalizados del desarrollo en armónicos esféricos y P_{nm} las funciones de Legendre normalizadas.

Al utilizar datos adquiridos a partir de las mediciones satelitales para calcular el potencial, como la cantidad de datos es finita se hace un desarrollo donde los índices dependerán de la resolución de los mismos.

Los movimientos de masas de la parte sólida del planeta son de gran lentitud. El único proceso que tiene una velocidad suficiente para ser detectado son las mareas terrestres. Como estas pueden modelarse con alta precisión, se las filtra de los datos obtenidos por los satélites. Entonces, puede considerarse que las variaciones de corto período observadas por la misión GRACE en el campo de gravedad son debidas a una combinación de procesos en la atmósfera, los océanos y el agua almacenada en la

superficie, que poseen tiempos de respuesta mucho menores que los de la Tierra sólida.

Los coeficientes del desarrollo brindan información sobre la variación del campo de gravedad con el tiempo, debido a que dependen de las distribuciones de masas en la Tierra. Llamando (C_{nm}^0, S_{nm}^0) a los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos del geode estático medio, podemos escribir su variación como:

$$\Delta C_{nm}(t) = C_{nm}(t) - C_{nm}^0, \quad (4.2)$$

$$\Delta S_{nm}(t) = S_{nm}(t) - S_{nm}^0. \quad (4.3)$$

Esta variación en el tiempo es atribuida a una redistribución en la densidad dada por $\Delta\rho(r, \varphi, \lambda, t)$, se los puede expresar como:

$$\Delta C_{nm}(t) = \frac{3}{4\pi a \rho_m (2n+1)} \iiint \Delta\rho(r, \varphi, \lambda, t) \left(\frac{r}{a}\right)^{n+2} P_{nm}(\cos \varphi) \cos m\lambda \sin \varphi \, d\varphi d\lambda dr, \quad (4.4)$$

$$\Delta S_{nm}(t) = \frac{3}{4\pi a \rho_m (2n+1)} \iiint \Delta\rho(r, \varphi, \lambda, t) \left(\frac{r}{a}\right)^{n+2} P_{nm}(\cos \varphi) \sin m\lambda \sin \varphi \, d\varphi d\lambda dr. \quad (4.5)$$

Admitiendo que las variaciones de los coeficientes se deben a variaciones de masas concentradas en una delgada capa de espesor h cercana a la superficie de la Tierra, es posible definir la densidad superficial $\Delta\sigma$ como la integral radial de $\Delta\rho$ en la capa superficial de espesor h :

$$\Delta\sigma = \int_{\text{Capa Sup}} \Delta\rho(r, \varphi, \lambda, t) dr$$

Expandiendo $\Delta\sigma(\varphi, \lambda, t)$ como una suma de funciones de Legendre y aplicando propiedades de ortogonalidad se obtiene:

$$\Delta\sigma(\varphi, \lambda, t) = \frac{a \cdot \rho_m}{3} \sum_{n=0}^{N_{max}} \sum_{m=0}^n \frac{(2n+1)}{(1+k_n)} P_{nm}(\cos \varphi) \cdot (\Delta C_{nm}(t) \cos m\lambda + \Delta S_{nm}(t) \sin m\lambda), \quad (4.6)$$

que nos permite calcular la distribución de la densidad superficial a partir de los coeficientes del desarrollo del potencial de gravedad.

A partir de la definición, se puede expresar la altura equivalente de agua como:

$$\Delta h(\varphi, \lambda, t) = \frac{\Delta\sigma(\varphi, \lambda, t)}{\rho_w}. \quad (4.7)$$

Reemplazando por la expresión (4.6) de la densidad superficial obtenemos:

$$\Delta h(\varphi, \lambda, t) = \frac{a \rho_m}{3 \rho_w} \sum_{n=0}^{N_{max}} \sum_{m=0}^n \frac{(2n+1)}{(1+k_n)} P_{nm}(\cos \varphi) \cdot (\Delta C_{nm}(t) \cos m\lambda + \Delta S_{nm}(t) \sin m\lambda), \quad (4.8)$$

siendo ρ_w la densidad del agua, ρ_m la densidad media de la Tierra, k_n el número de Love que da la relación de proporcionalidad entre la variación de los coeficientes en el tiempo debido a la tierra sólida respecto a la variación de los coeficientes en las masas superficiales. [Wahr, et al., 1998].

Se puede concluir entonces que a partir de las variaciones de los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos del potencial gravitacional de la Tierra dado por los productos nivel 2 de GRACE, es posible obtener mapas mensuales de las variaciones del almacenamiento de agua, expresado en altura de agua equivalente. Al llevar a cabo este procedimiento se observa que los valores del agua equivalente se ven afectados por un ruido de alta frecuencia en forma de bandas longitudinales llamadas *stripes*, asociadas a la geometría Norte-Sur de la órbita de GRACE. Por lo tanto es necesario aplicar un filtro a las mediciones que quite el ruido que enmascara la señal de interés.

A modo de ejemplo, en la figura 4.2 se puede ver la altura de agua equivalente calculadas para la ciudad de Manaus (NAUS), ubicada en las costas del río Negro, afluente del río Amazonas, en la década comprendida entre 2002 y 2012. Esta imagen fue calculada a partir de datos provistos por GRACE de la variación coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos luego del proceso de filtrado.

Se observa que existe una periodicidad anual de la altura de agua equivalente, cuya amplitud tuvo que un comportamiento variable en el período estudiado, alcanzando un mínimo de -88 cm a finales del 2010, y un máximo de 113 cm a mediados del 2009, respecto al valor medio obtenido a partir del promedio de los datos en el período considerado.

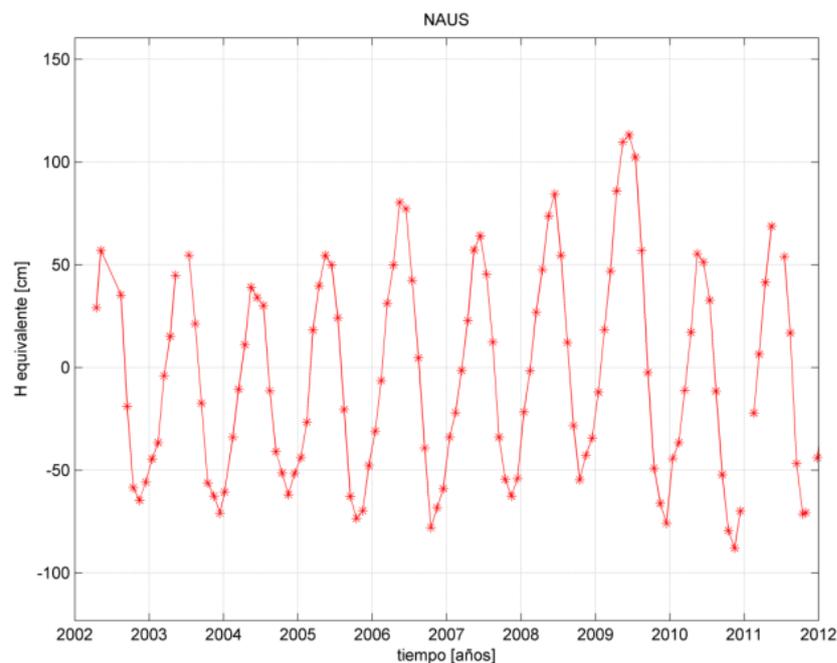


Figura 4.2 - Altura de agua equivalente en la estación NAUS.

Las variaciones en las amplitudes de altura de agua equivalente pueden ser atribuidas a variaciones significativas en el volumen de las precipitaciones, que están fuertemente ligadas al fenómeno de El Niño – Oscilación del Sur, que explicaremos en el capítulo siguiente.

Capítulo 5

El Niño - Oscilación del Sur

5.1 Fenómenos climáticos que producen variaciones en la carga cortical

En las últimas décadas se ha encontrado que la variabilidad interanual en el clima está relacionada en gran medida con el fenómeno de El Niño - Oscilación del Sur (ENOS). Este nombre provino de pescadores que identificaron la aparición de agua inusualmente cálida en las costas del Perú, alrededor de la festividad de la Navidad, y decidieron referirse al fenómeno como "Corriente de El Niño". Variaciones en las corrientes oceánicas traen aparejados distintos regímenes pluviales, que modifican la distribución de lluvias en el planeta y consecuentemente de la carga de agua.

El ciclo ENOS consiste en una oscilación entre una fase cálida (El Niño) y una fase fría (La Niña), que se manifiesta principalmente a través de un calentamiento o enfriamiento anormal de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el océano Pacífico ecuatorial central y oriental. Estas variaciones alcanzan las costas norte y sur de América y traen consigo alteraciones significativas en los patrones climáticos, que se desarrollan incluso en algunas regiones muy apartadas del globo. [Ropelewski et al., 1987]. Por su parte, el ciclo ENOS se desarrolla en forma aperiódica, ya que su aparición se presenta a intervalos irregulares que oscilan aproximadamente entre los 2 y 7 años. [Grimm et al., 2000]

En **condiciones normales**, en el océano Pacífico predominan cerca de la superficie los vientos alisios. Estos se dirigen desde las altas presiones subtropicales, hacia las bajas presiones ecuatoriales. El movimiento de rotación de la Tierra desvía a los alisios hacia el Oeste, y por ello soplan del Noreste al Suroeste, en el hemisferio norte, y del Sureste hacia el Noroeste, en el hemisferio sur. Tales vientos empujan las aguas a su paso, creando corrientes superficiales de Este a Oeste.

En consecuencia, las aguas oceánicas se apilan hacia el Oeste, y aparece una diferencia de altura del nivel del mar entre el Pacífico oriental y occidental superior a 50 centímetros en la costa de Australia e Indonesia en comparación con las costas de Perú y Ecuador. Este apilamiento en la zona oeste causa una corriente descendente que arrastra las aguas cálidas de la superficie hacia las profundidades, haciendo bajar la **termoclina**, definida como la capa delgada en la cual la temperatura del agua del mar tiene una rápida disminución en sentido vertical, con poco aumento de la profundidad. Este descenso crea una corriente que lleva el agua fría y rica en

nutrientes al margen continental de Perú y Ecuador (corriente "upwelling"), haciendo que la termoclina se eleve en esa región, como se puede ver en la figura 5.1.

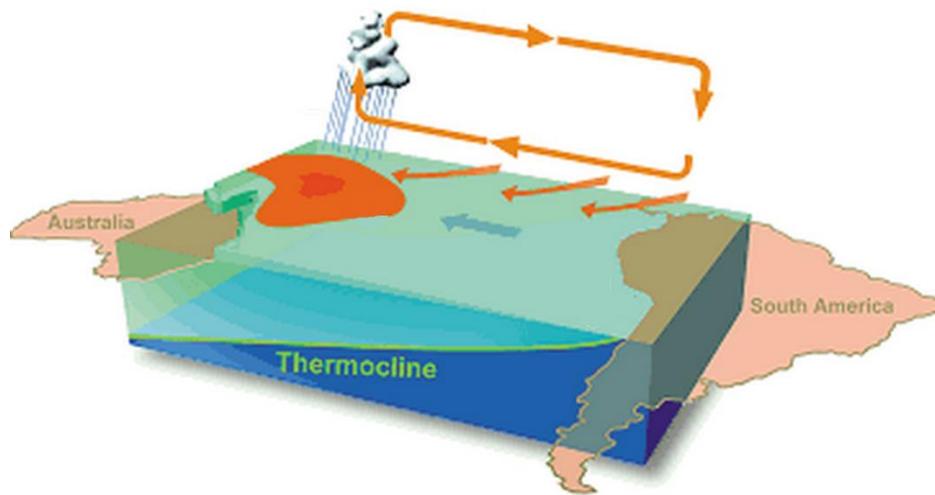


Figura 5.1 - Condiciones Normales del océano Pacífico. Fuente: [<http://www.cnes.fr/>]

Por ser elevada la temperatura de la superficie del mar en la costa oeste ($>28^{\circ}\text{C}$), se generan condiciones de inestabilidad atmosférica, con gran cantidad de formación de nubes y lluvias intensas. Por otro lado, el este del Pacífico es en general más frío, lo que inhibe la formación de nubes.

Cuando ocurre el fenómeno de **El Niño**, los vientos alisios en el Pacífico se debilitan, e incluso llegan a frenarse o soplar en sentido contrario. En consecuencia, las aguas superficiales más calientes del Pacífico tropical, se esparcen a lo largo del Ecuador y por tanto, las temperaturas de la superficie del mar en el Pacífico Central y del Este son elevadas en uno o dos grados centígrados.

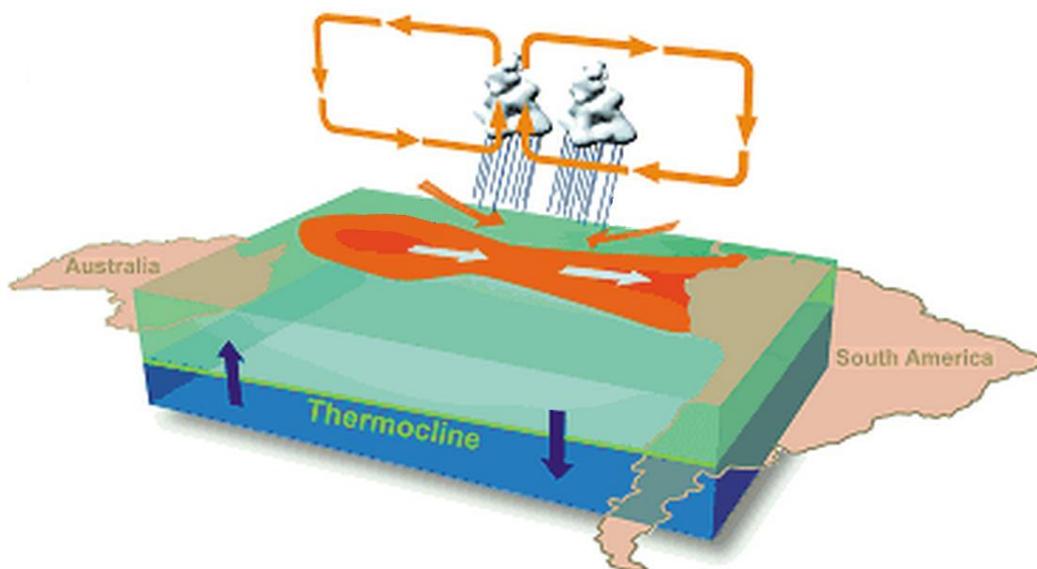


Figura 5.2 - Condiciones El Niño sobre el Océano Pacífico. Fuente: [<http://www.cnes.fr/>]

Como se puede observar en la figura 5.2, ya no hay un apilamiento de agua en las costas de Australia e Indonesia, donde se produce una elevación de la termoclina. La corriente fría y profunda desaparece y ya no hay afloramientos ricos en nutrientes en el margen continental de Perú y Ecuador.

La reducción o eliminación de los vientos alisios de Este a Oeste causa un aumento en la presión del aire en la masa de tierra del lado Este, lo que favorece el ascenso de aire húmedo y la condensación en la atmósfera superior, es decir, la transformación de un clima seco en un clima húmedo en el Pacífico Central. La zona más lluviosa no se debe a mayor evaporación, sino a la convergencia de humedad. Del lado occidental cambia el régimen de precipitaciones y el clima se vuelve más seco.

La influencia del Niño se siente también en regiones alejadas del Pacífico tropical. Por ejemplo, en el nordeste de Brasil, se producen sequías intensas con un consecuente impacto en la agricultura.

Cuando existe un régimen de vientos alisios fuertes desde el Este, las temperaturas ecuatoriales se enfrían y comienza la fase fría o **La Niña**.

El fenómeno La Niña se caracteriza por un aumento de la convección en el océano pacífico, al oeste del meridiano de 180°, donde la temperatura del agua superficial del océano sube de su valor habitual (hasta 28 y 29 °C). Esto intensifica la cantidad de lluvias en la zona de Australia e Indonesia.

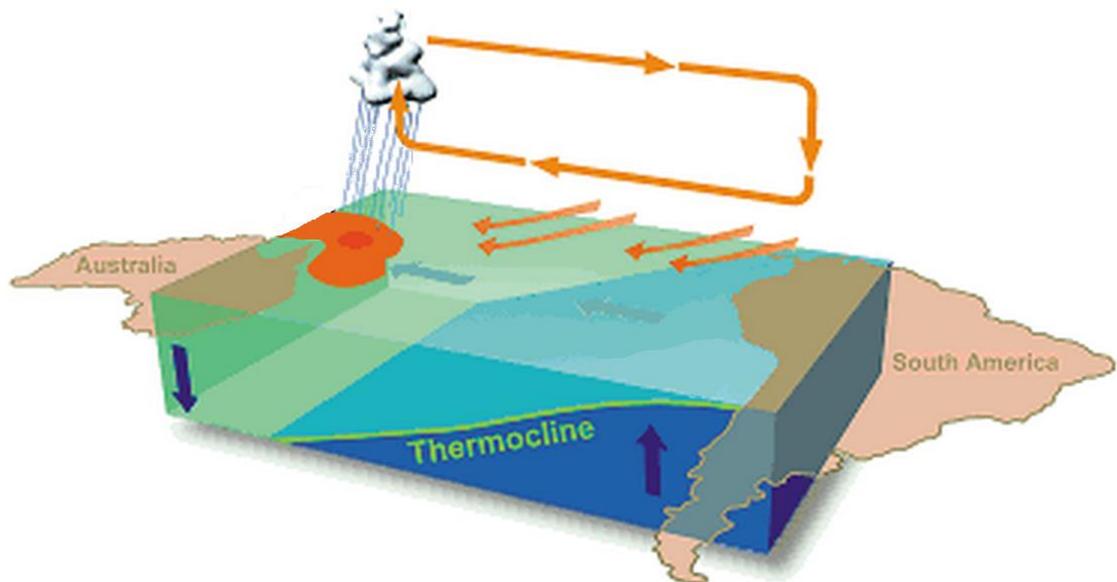


Figura 5.3 - Condiciones La Niña sobre el Océano Pacífico. Fuente: [<http://www.cnes.fr/>]

La termoclina se profundiza en el oeste del océano Pacífico, mientras que en el este se acerca a superficie, como se muestra en la figura 5.3. Aparece un debilitamiento de la corriente contra ecuatorial, lo que ocasiona que la influencia de las aguas cálidas proveniente de las costas asiáticas afecten poco las aguas del Pacífico Este. Como consecuencia la corriente ecuatorial del sur (corriente "upwelling") rica en

nutrientes se incrementa, arrastrando aguas frías que disminuyen las temperaturas en la costa Sudamericana.

Si bien los efectos son conocidos en las costas orientales y occidentales del océano Pacífico, no se puede afirmar que los efectos en el clima en distintas regiones del planeta sean simétricos durante El Niño y La Niña, debido a la gran variabilidad del sistema océano - atmósfera. Por otra parte, a un evento El Niño, no siempre lo sucede uno de La Niña, mostrando la no periodicidad del sistema climático.

5.2 Cuantificación del fenómeno ENSO.

El Índice Oceánico El Niño (ONI), es el índice estándar que usa la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) para identificar los fenómenos de calentamiento (El Niño) y enfriamiento (La Niña) en el Pacífico tropical. Se calcula tomando la media de tres meses consecutivos de la anomalía de la temperatura de la superficie del océano en el sector comprendido entre los paralelos 5°N y 5°S y los meridianos 120°O y 170°O. Cuando este índice es superior a 0,5°C respecto de la media durante cinco meses consecutivos el período se denomina El Niño, y cuando es inferior a 0,5°C, La Niña.

En la tabla de la figura 5.4 se puede observar, su variación desde 1997 hasta el 2012. Cada elemento de la tabla señala el promedio de tres meses consecutivos de la anomalía de la temperatura y es medido en grados Celsius. Los meses correspondientes a El Niño están representados en color rojo, mientras que los correspondientes a La Niña se representan en color celeste.

	DEF	EFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDE
1997	-0.5	-0.4	-0.1	0.2	0.7	1.2	1.5	1.8	2.1	2.3	2.4	2.3
1998	2.2	1.8	1.4	0.9	0.4	-0.2	-0.7	-1.0	-1.2	-1.3	-1.4	-1.5
1999	-1.5	-1.3	-1.0	-0.9	-0.9	-1.0	-1.0	-1.1	-1.1	-1.3	-1.5	-1.7
2000	-1.7	-1.5	-1.2	-0.9	-0.8	-0.7	-0.6	-0.5	-0.6	-0.6	-0.8	-0.8
2001	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0.0	0.0	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
2002	-0.2	0.0	0.1	0.3	0.5	0.7	0.8	0.8	0.9	1.2	1.3	1.3
2003	1.1	0.8	0.4	0.0	-0.2	-0.1	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
2004	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	-0.2	-0.5	-0.8
2006	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	0.0	0.1	0.2	0.3	0.5	0.8	1.0	1.0
2007	0.7	0.3	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.6	-0.8	-1.1	-1.2	-1.4
2008	-1.5	-1.5	-1.2	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.5	-0.7
2009	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.2	0.4	0.5	0.6	0.8	1.1	1.4	1.6
2010	1.6	1.3	1.0	0.6	0.1	-0.4	-0.9	-1.2	-1.4	-1.5	-1.5	-1.5
2011	-1.4	-1.2	-0.9	-0.6	-0.3	-0.2	-0.2	-0.4	-0.6	-0.8	-1.0	-1.0
2012	-0.9	-0.6	-0.5	-0.3	-0.2	0.0	0.1	0.4	0.5	0.6	0.2	-0.3

Figura 5.4 - Índice Oceánico El Niño (ONI) Fuente: [<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>]

Una anomalía de 0,5 a 0,9 °C es considerada como débil. Si la anomalía está entre 1,0 y 1,4 °C se considera como moderada, y si es o superior a 1,5 °C se considera como fuerte.

El ONI no es el único índice que se utiliza para medir el fenómeno. Por un lado está el Índice de Oscilación del Sur (SOI), que mide la diferencia de presión atmosférica entre Tahití y Darwin, en Australia, como se observa en la figura 5.5 (izquierda). Por otra parte el Índice ENSO Multivariable (MEI), graficada en la figura 5.5 (derecha), realiza sus cálculos en base a seis variables: la presión atmosférica al nivel del mar, la temperatura del aire al nivel del mar, las componentes zonal y meridional del viento, la temperatura de la superficie del mar y la fracción total de nubes que cubren el cielo.

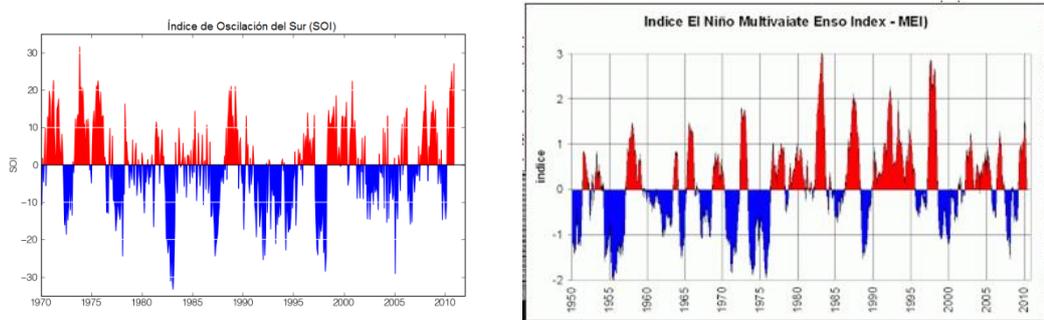


Figura 5.5 – índice de Oscilación del Sur (izquierda). Índice ENSO Multivariable (derecha).

Fuente: [<http://www.bom.gov.au/climate/>]

Se puede observar que los distintos índices obtienen resultados similares, aunque no iguales, identificando un evento de Niño o Niña solo en algunas épocas coincidentes.

5.3 Distribución de masa en la corteza

El agua que participa en el ciclo hidrológico se conserva a lo largo del tiempo, pero no así su distribución espacial. A partir de datos provenientes de la misión GRACE, se puede determinar que existe un patrón estacional, de período anual, en las variaciones de las reservas de agua en cada hemisferio. Durante el mes de abril el hemisferio sur alcanza su máximo y el hemisferio norte su mínimo. De la misma manera, entre los meses de septiembre y octubre el hemisferio norte alcanza su máximo, y el hemisferio sur su mínimo. Los volúmenes de agua transportados varían año a año, pero están en el orden de $2 \times 10^{12} \text{ m}^3$. [Pérez, 2010]

La corteza también responderá a las variaciones de carga de agua muy localizadas. En regiones selváticas de climas húmedos, la abundancia de agua en superficie hace que el fenómeno de carga posea una mayor amplitud, en comparación con regiones en las que predomina un clima seco y un terreno desértico.

Dentro de Sudamérica, por ejemplo, la carencia de agua es significativa en la Patagonia así como en el desierto de Atacama y en otros sectores de la costa del océano Pacífico. Por otra parte, la región de la cuenca del Río Amazonas y toda su área de influencia cuenta con la mayor variabilidad de carga hidrológica anual.

Si los fenómenos de carga solo estuvieran producidos por el movimiento estacional de agua en invierno y verano entre los dos hemisferios, sería relativamente sencillo modelarla para cada estación como una función analítica que tuviera una forma

sinusoidal, en la que la amplitud, la frecuencia y la fase podrían calcularse mediante un ajuste de Mínimos Cuadrados. La frecuencia sería tal que se correspondería con un período cuasi anual.

Sin embargo, el efecto sinusoidal causado por los movimientos de agua entre invierno y verano está superpuesto a una modulación aperiódica, que dificulta el cálculo de un modelo que la represente. Para mantener el marco en el tiempo también se deben modelar estas modulaciones.

5.4 Efectos del fenómeno ENSO en América del Sur

Los efectos que genera el fenómeno ENSO presentan una gran variabilidad en el continente Sudamericano. Esto se debe a que las mismas condiciones de temperatura o vientos sobre el océano Pacífico generan distintos tipos de clima sobre el continente de acuerdo a la topografía de la zona (montañosa o de llanura) así como de su clima local y su bioma (zona selvática o desierto).

Las variaciones principales detectadas en el clima son los cambios en la periodicidad y volumen de precipitaciones [Barros y Silvestri, 2002; Grimm, 2000]. En consecuencia durante un mismo período de Niño o de Niña es posible encontrar sectores del continente que reciben un exceso de precipitación mientras que en otras regiones hay sequías. [Andreoli et al., 2005]

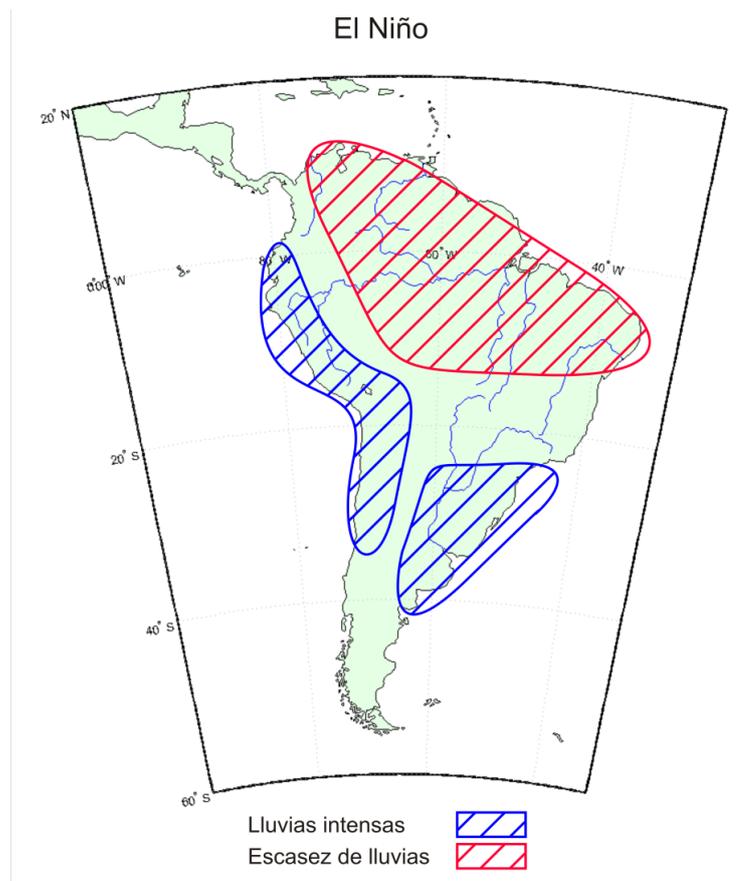


Figura 5.6 - Variaciones en las precipitaciones debido al fenómeno del Niño en Sudamérica.

Como se puede ver en la figura 5.6, durante el período de El Niño se han definido tres áreas separadas de América del Sur de acuerdo a los patrones de anomalías de precipitaciones relacionadas con el la fase cálida del fenómeno ENSO:

- (1) La región del Sudeste, que se extiende sobre el sur de Brasil, Uruguay, este de Paraguay y partes del norte y este de Argentina;
- (2) La región costera Oeste, incluyendo Ecuador, Perú, oeste de Bolivia y hasta las áreas subtropicales de Chile;
- (3) El sector Noreste, incluyendo Colombia, Venezuela, Guyana, Surinam, y las regiones ecuatoriales de Brasil.

En el sudeste de Sudamérica las señales del evento Niño se manifiestan con incrementos de las temperaturas invernales y aumento de las precipitaciones entre noviembre y febrero. Particularmente, en Argentina, Uruguay, este de Paraguay y sur de Brasil el efecto generado por El Niño consiste en una anomalía positiva de las precipitaciones durante el invierno, acompañada por una acentuación de los extremos de temperatura, y un aumento de lluvias en verano [Barros y Silvestre, 2002].

En la región pampeana el clima está influido, además, por la interacción de dos corrientes marinas: la fría de Malvinas y la cálida del Brasil, que actúan en forma opuesta. Cuando la de Malvinas avanza hacia el Norte genera un enfriamiento similar a la Niña, mientras que cuando la de Brasil se dirige hacia el Sur, equivale a un Niño. Por lo tanto el Niño y la Niña se hacen sentir en forma plena en el sudeste de América si coinciden con un proceso de igual signo sobre el Atlántico. Cuando lo hacen con un proceso de signo contrario quedan parcialmente neutralizados [Brescia et al., 1998].

En cuanto a la zona oeste del continente, se registran lluvias intensas en las regiones del norte y centro del Perú, así como en la zona costera de Ecuador, donde se han determinado fuertes incrementos sobre los totales pluviométricos anuales [Rossel F., 2009] especialmente en los meses de otoño e invierno. En Chile, al norte de los 35°S, la acumulación de nieve durante el invierno tiende a ser superior a la media cuando la magnitud de la anomalía TSM durante el invierno supera 1°C [Escobar et al., 1998]. También se presentan temporales de nieve intensos, en la provincia de Mendoza, Argentina. Estas caídas de nieve provocan un aumento de los caudales de los ríos en la primavera siguiente, durante el deshielo.

En el norte y en el noreste de Brasil, que incluye la cuenca del río Amazonas, el Niño provoca generalmente una disminución de las precipitaciones, que ocasiona sequía e incremento de los incendios forestales [Marengo, 2011]. A su vez, el fenómeno El Niño se manifiesta en la costa Pacífica colombiana con aumentos del nivel medio del mar y un incremento en su temperatura superficial. Esto genera una reducción importante en la cantidad de precipitaciones tanto en Colombia como en Venezuela, en los meses de mayo a octubre.

En la figura 5.7 es posible observar los efectos de la fase fría de ENSO en Sudamérica. En la región sudeste que comprende la región pampeana y noreste de Argentina, Uruguay, el este de Paraguay y el sur de Brasil, La Niña es asociada con anomalías negativas de las temperaturas invernales y valores de precipitación inferiores a lo normal en la estación junio-diciembre. Las anomalías negativas más

significativas durante la primavera son mayores en magnitud que las mayores anomalías positivas para los eventos El Niño [Pisciottano et al., 1993].

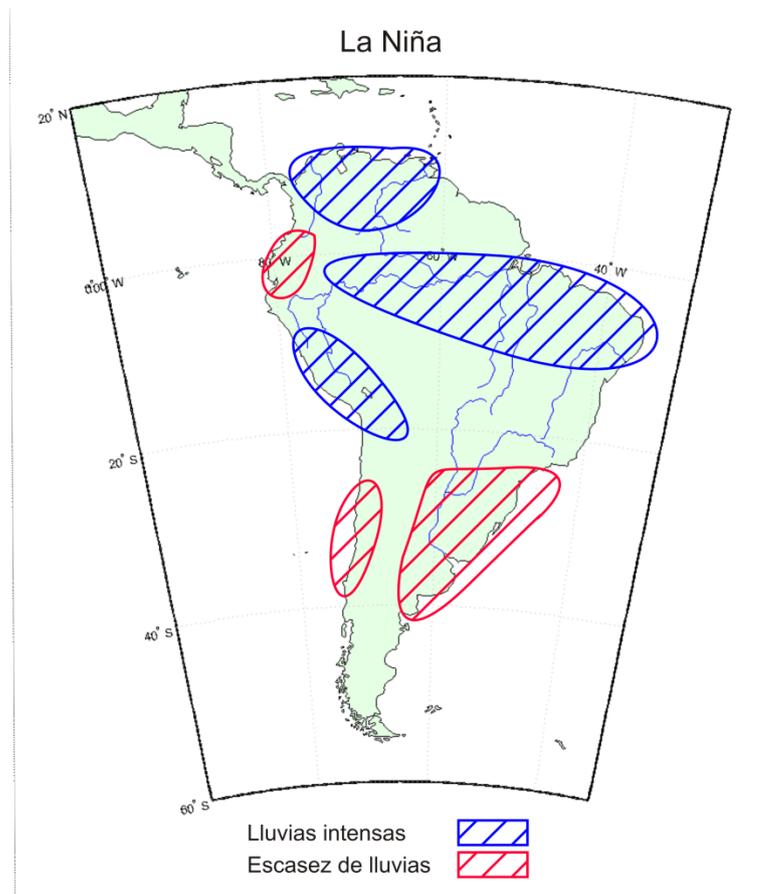


Figura 5.7 - Variaciones en las precipitaciones debido al fenómeno de la Niña en Sudamérica.

Asimismo, durante los años de La Niña hay mínimos en las precipitaciones en la zona central de Chile, generando severas sequías, en los meses de mayo a octubre, y un mínimo en las precipitaciones, pero de menor magnitud en la costa de Ecuador.

Por el contrario, las lluvias son abundantes sobre la cuenca amazónica y la región semiárida del nordeste de Brasil, aumentando el caudal del río Amazonas y sus afluentes. En el norte de Venezuela, y en la región norte y central de Colombia, se han registrado entre 20 y 40% de excedente en las precipitaciones respecto a los valores normales para las épocas de lluvia.

La Niña también ocasiona intensas lluvias en Bolivia y la costa peruana. En particular durante el período frío del ENSO 2007-2008 ambos países sufrieron un gran número de inundaciones.

Capítulo 6

Análisis de las series temporales.

6.1 Procesamiento y filtrado de los datos

Durante el desarrollo de esta tesis de grado se contó con coordenadas de 260 estaciones SIRGAS-CON, que comprendían un período de 10 años y 4 meses, comenzando desde el 07 de enero de 2001 (correspondiente a la semana GPS 1096) hasta el 10 de abril del 2011 (correspondiente a la semana GPS 1631).

Las coordenadas semanales de las estaciones SIRGAS-CON fueron obtenidas de la combinación de las soluciones individuales que provienen de red continental (SIRGAS-C) y de las redes nacionales de referencia (SIRGAS-N), y fueron proporcionadas por los Centros de Procesamiento SIRGAS. Estas coordenadas fueron ajustadas al mismo marco de referencia utilizado por el IGS en el cálculo de las órbitas de los satélites GNSS.

Las soluciones semanales calculadas antes de la semana GPS 1400 (4 de noviembre de 2006) han sido reprocesadas por los centros de procesamiento, incluyendo correcciones absolutas a las variaciones de los centros de fase de las antenas GNSS y utilizando el IGS05 como marco de referencia. Las coordenadas calculadas para las semanas comprendidas entre el 5 de noviembre de 2006 y el 16 de abril de 2011 (semana GPS 1631) se refieren directamente al IGS05.

Este trabajo tiene como objetivo estudiar la variación en la coordenada vertical de las estaciones y busca inferir una relación entre los fenómenos climáticos del Niño y la Niña con la modulación de dicha componente. Como el fenómeno ENSO tiene una variación aperiódica, presentándose a intervalos irregulares de dos años o más, y como tuvo manifestaciones significativas en la región Sudamericana durante los años 2007, 2009 y 2010, se filtraron las estaciones para que contaran con al menos el 60 % de los datos por estación a partir del 2004 y hasta el 2011, de forma que los efectos de ENSO pudieran ser apreciados.

A modo de ejemplo, en la figura 6.1 se ilustran estaciones que fueron removidas por no tener la cantidad suficiente de datos durante el período de interés. Este filtrado redujo considerablemente la cantidad de estaciones a utilizar, dejando solo 68 estaciones disponibles.

Posteriormente, a partir de los gráficos de las series temporales se identificaron y se descartaron aquellas estaciones que tuvieran fuertes saltos episódicos, producidos por sismos de gran magnitud. Los terremotos provocan que tanto la coordenada como la velocidad de la estación varíen de forma abrupta, especialmente

en las estaciones cercanas al epicentro, y puede ocurrir que la coordenada sea afectada por una aceleración después del evento.

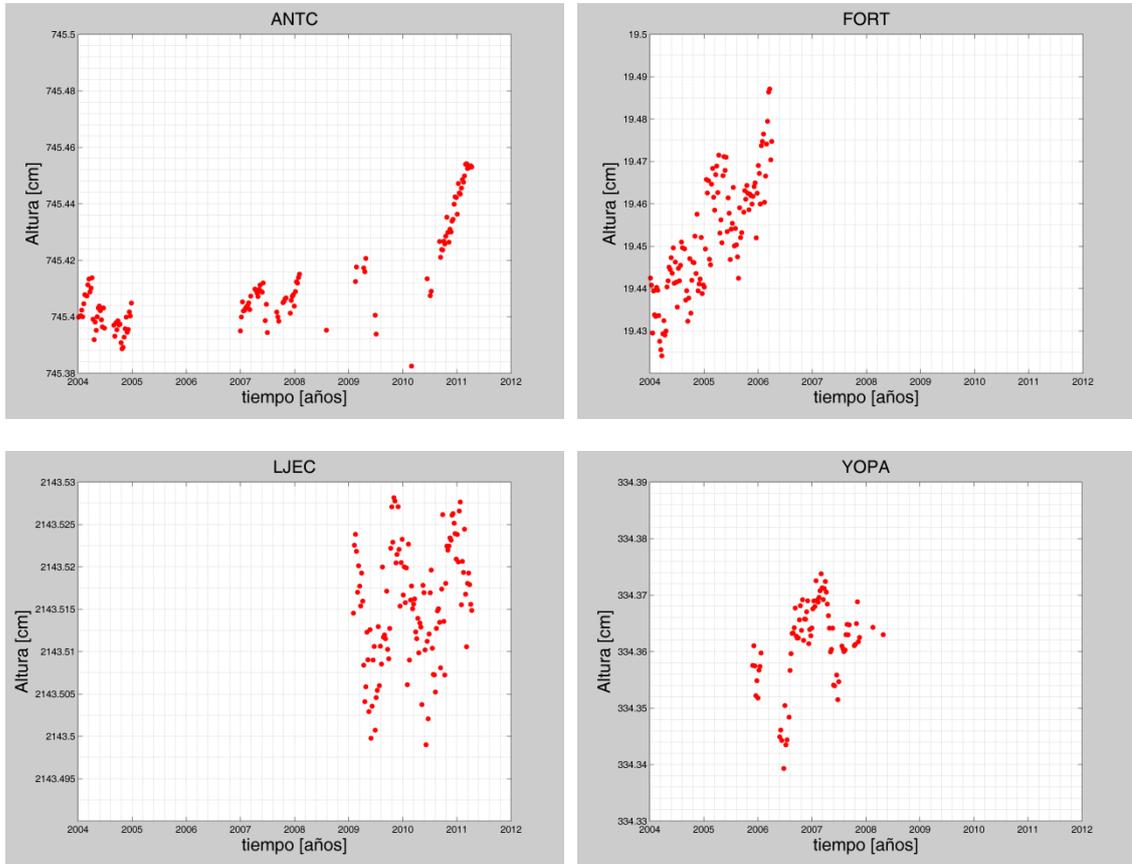


Figura 6.1 - Coordenadas que presentan cantidad de datos insuficientes.

Las estaciones chilenas de Concepción (CONZ) y Santiago de Chile (SANT) evidencian el salto producido por el terremoto ocurrido el 27 de febrero de 2010 en las cercanías de la ciudad de Concepción. (Ver figura 6.2)

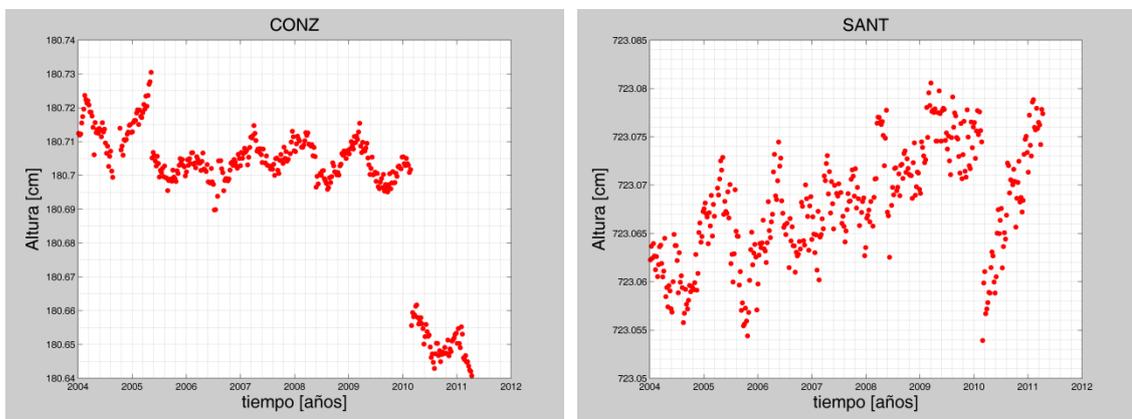


Figura 6.2 - Coordenadas que presentan saltos episódicos.

En el siguiente mapa (Figura 6.3) se ilustra la ubicación geográfica de las estaciones GNSS en Sudamérica, con el fin de observar la distribución espacial de las mismas.

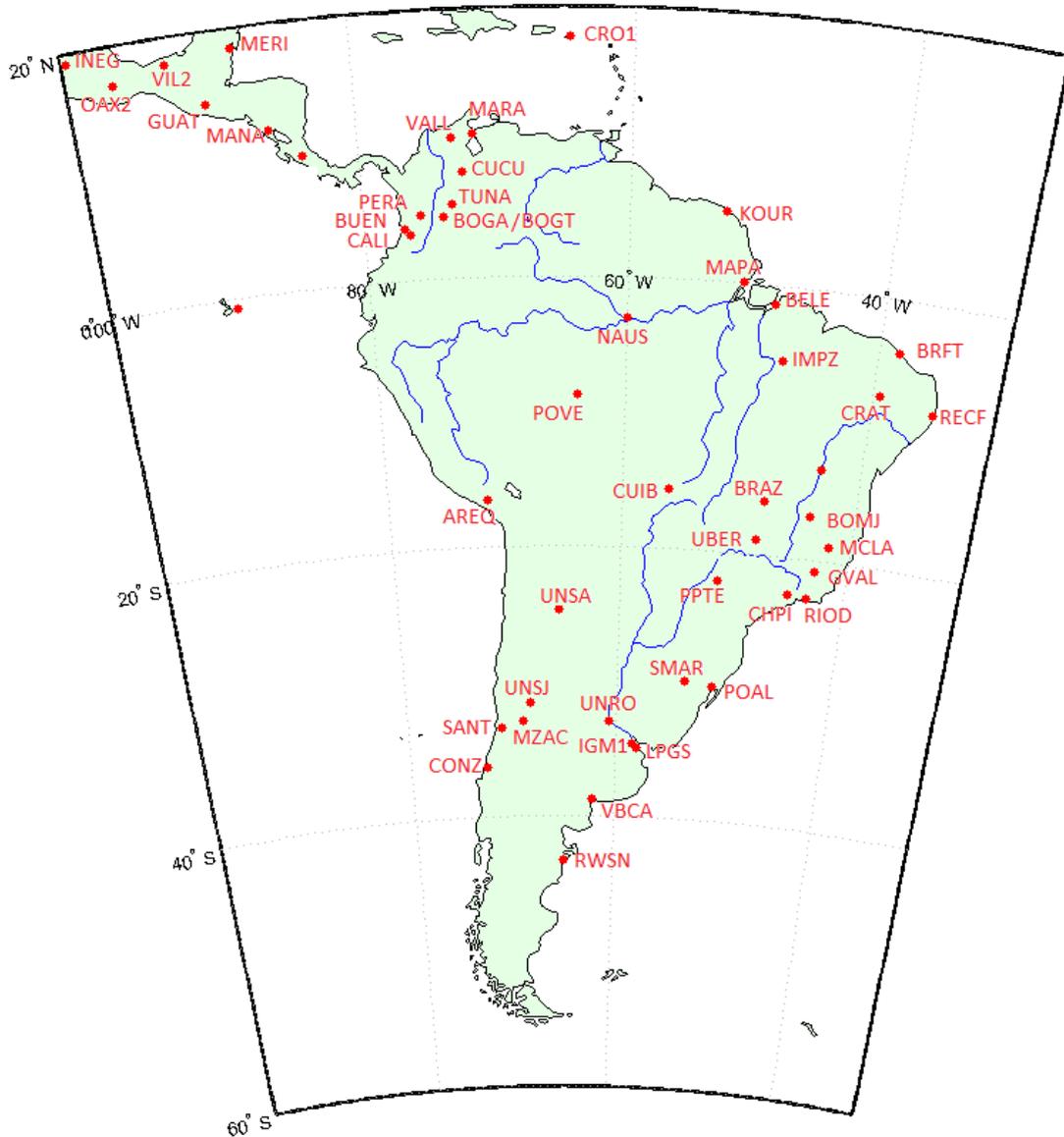


Figura 6.3 – Ubicación de estaciones en Sudamérica

Posteriormente se calcularon y removieron las tendencias lineales de todas las estaciones, debido a que las mismas tienen origen en las velocidades de las estaciones causadas por efectos tectónicos. En la figura 6.4, se ilustran las estaciones Aguas Calientes, México (INEG) y Presidente Prudente, Brasil (PPTÉ), antes y después de quitarles la tendencia lineal.

En ambos casos se puede apreciar que la mayor parte de la variación en la componente vertical de la coordenada se debe a efectos tectónicos, quedando el residuo con el que vamos a trabajar por encima del orden del ruido de la técnica GNSS, cercana al milímetro.

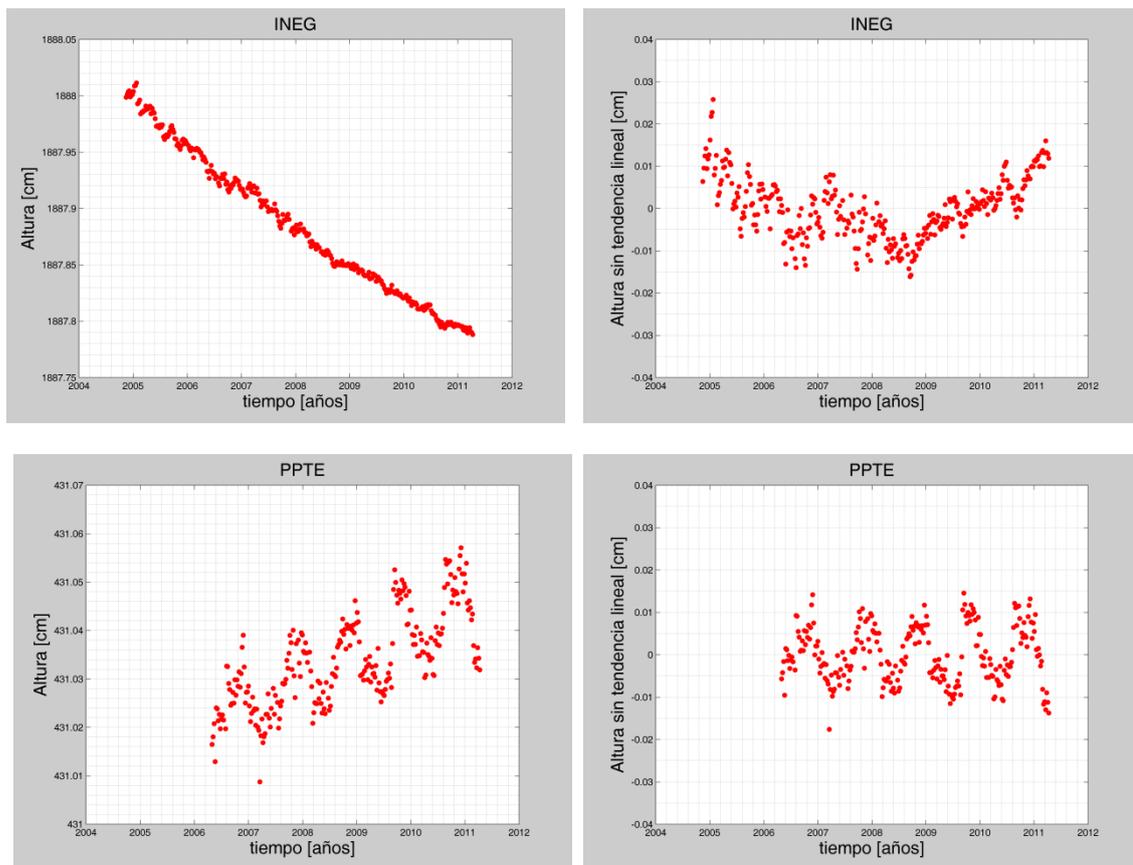
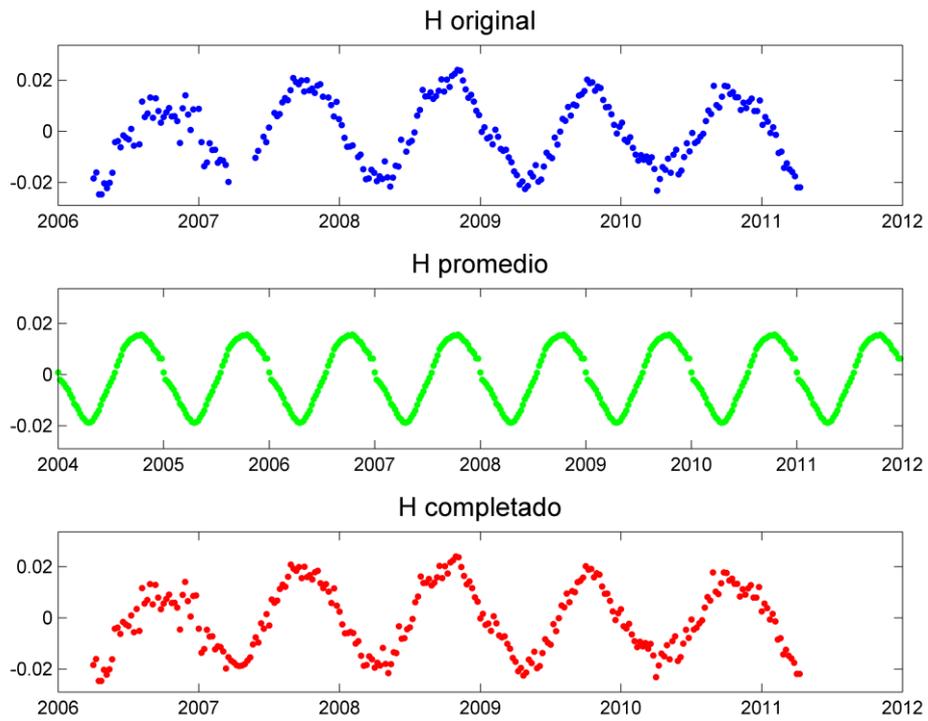


Figura 6.4 - Coordenadas antes y después de remover la tendencia lineal.

Posteriormente se buscó llevar los datos al dominio de la frecuencia para realizar un filtrado de los mismos. Para poder aplicar la transformada de Fourier a las coordenadas, es requisito contar con una serie temporal equiespaciada y completa. Las coordenadas de las estaciones con las que se trabajó poseen una frecuencia de un dato por semana, pero en la mayoría de los casos tienen algunas semanas faltantes. Con el objetivo de suplir esta falta, en primer lugar se intentó realizar una interpolación para completar los valores faltantes. Este método resultó ineficaz en estaciones en las que había muchos datos ausentes consecutivos ya que la interpolación no se ajustaba al comportamiento de la señal.

En segundo lugar se propuso, para cada estación, agrupar las coordenadas verticales en 52 grupos, siendo cada grupo determinado por la semana del año. Luego se obtuvo un valor promedio correspondiente a cada semana del año para cada estación. Finalmente, se buscó la ubicación temporal de los datos faltantes en cada estación y se los completó con el valor de la coordenada media correspondiente a dicha semana. Para ilustrar este proceso, en la figura 6.5 se muestran las series temporales de las estaciones de Imperatriz (IMPZ) y de Porto Velho (POVE). En color azul, se observan las coordenadas verticales originales; en verde las coordenadas promedio calculadas semana a semana; y en rojo, las coordenadas una vez completadas las semanas ausentes.

IMPZ



POVE

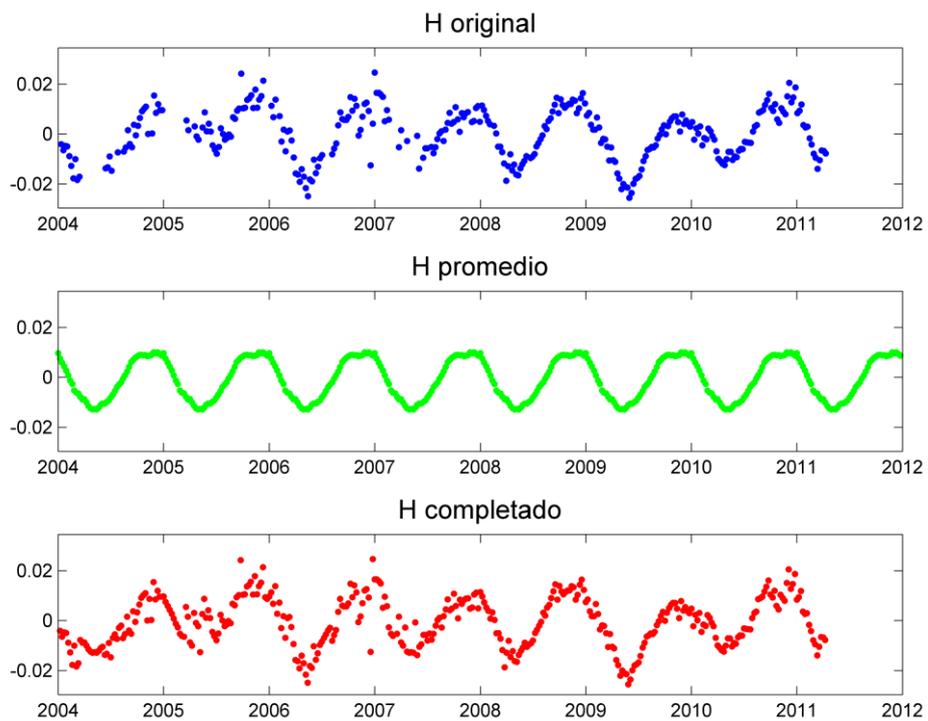


Figura 6.5 - Proceso de completar datos faltantes a partir del cálculo del valor promedio para cada época. Estaciones IMPZ(superior) y POVE (inferior).

A continuación se llevaron los datos al dominio de la frecuencia mediante la transformada rápida de Fourier y se filtraron los datos para quitar de ellos las señales que tuvieran un período que fuera menor a un mes, mediante un filtro pasa bajos. [Karl, 1989]

En las siguientes imágenes, figura 6.6, se puede observar el espectro de amplitud de la señal. Entre las primeras líneas de puntos se señaló la frecuencia correspondiente al período anual, y con la siguiente línea punteada, la frecuencia de corte del filtrado realizado.

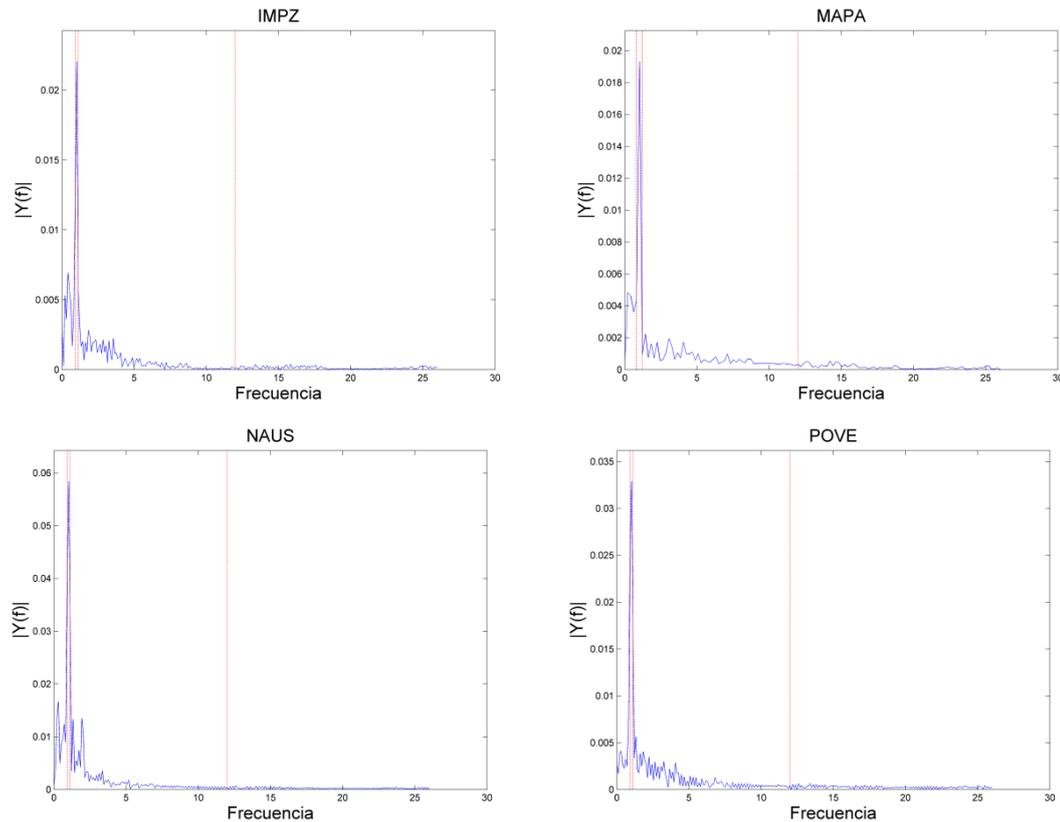


Figura 6.6 - Espectros de amplitud de la señal.

Comparando las figuras, se puede observar que en todas las estaciones hay un máximo en la frecuencia anual, que se corresponde con el ciclo de las estaciones. En la mayoría de estaciones de Brasil, la frecuencia anual posee una amplitud que es notoriamente mayor a la debida a las demás frecuencias.

Una vez aplicado el filtro, se calculó la antitransformada de Fourier para volver al dominio del tiempo con los datos ya filtrados.

6.2 Comparación de la variación en las coordenadas verticales con Altura de Agua Equivalente

Por otra parte se trabajó con grillas mensuales de Altura de Agua Equivalente (EWH) obtenidas a partir de los productos nivel 2 de la Misión GRACE. Estos datos fueron procesados por la Geof. Romina de los Ángeles Galván como parte de su tesis

doctoral, a partir de la variación en los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos del potencial de gravedad brindados por el centro de datos GRACE CSR, release RL05, hasta el grado y orden 60. Como estos coeficientes no cuentan con la componente oceánica no mareal ni con la atmosférica, ésta fue incorporada mediante el modelo AOD1B. Además realizó un preprocesamiento de los coeficientes antes del cálculo de la Altura de Agua Equivalente para eliminar los ruidos originados por la geometría de la órbita de los satélites (*stripes*). Para ello, aplicó un filtro que removiera las correlaciones entre los coeficientes pares e impares de grados altos, utilizando un filtro gaussiano de 300km. Este procesamiento escapa al objetivo del presente trabajo. En esta tesis se utilizaron como datos de entrada dichas grillas de altura de agua equivalente y se las correlacionó con las alturas filtradas de las estaciones de GPS, siendo su marco IGS05.

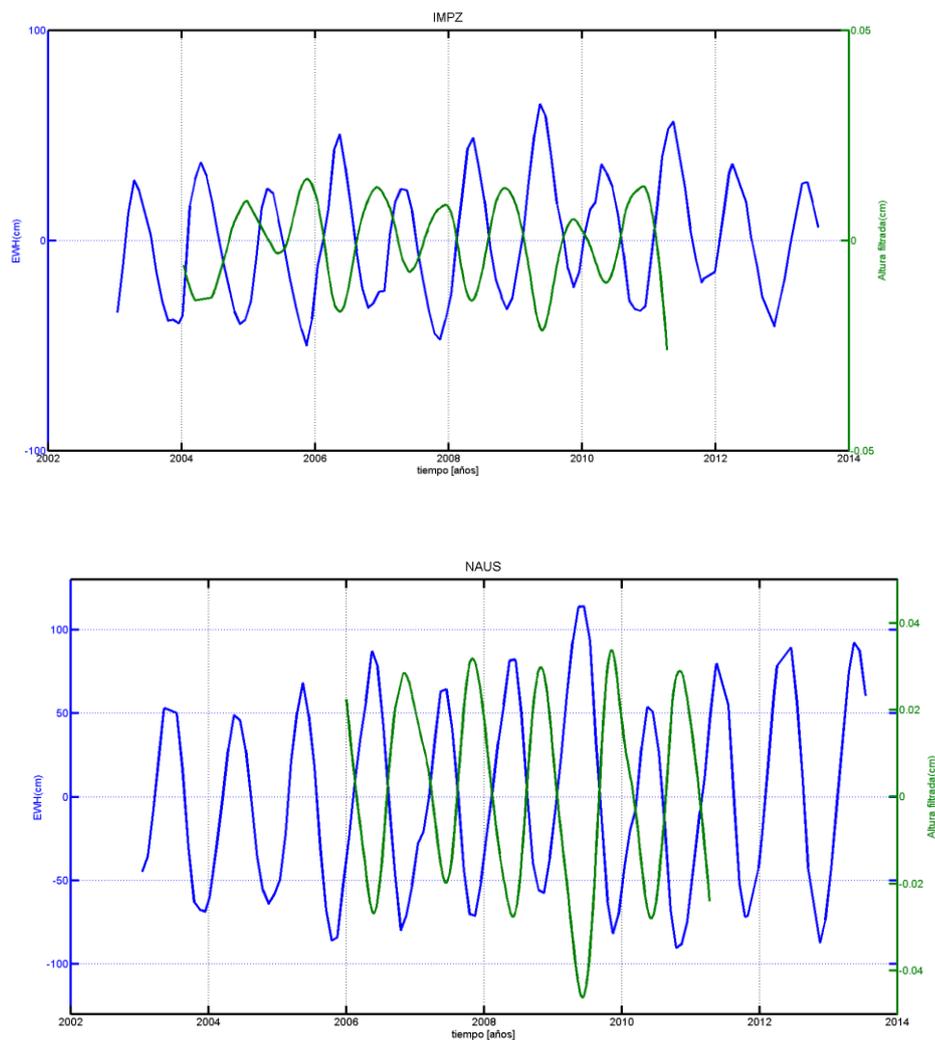


Figura 6.7 - Gráfico comparativo de Altura de agua equivalente y Coordenada Vertical para estaciones en el norte de Brasil.

Las tablas de Altura de Agua Equivalente se encuentran grillas cada 0.5° en latitud y 0.5° en longitud, y se cuenta con una tabla por cada mes comprendido entre los años 2003 y 2013. A partir de las coordenadas GPS de cada estación se graficaron

las variaciones de la Altura de Agua Equivalente en el nodo más cercano a cada estación para el período de medición con el que se trabajó. Esto fue realizado para determinar si las variaciones en la coordenada vertical de las estaciones, una vez realizados los filtrados, responden o no a la variación en la carga de agua sobre la región de estudio.

Como se puede observar en las figuras 6.7, en las estaciones del norte de Brasil hay una correlación inversa entre el cambio en la coordenada vertical y la altura de agua equivalente. Esta relación era la esperada puesto que al aumentar la carga de agua, aumenta la presión sobre la corteza y esto hace que disminuya la coordenada vertical. También se puede notar en estos gráficos que en el ciclo del año 2009, las estaciones del norte de Brasil tuvieron un máximo en la altura de agua equivalente de una amplitud considerable, mientras que en los ciclos de 2007 y de 2010, la amplitud máxima alcanzó un valor menor.

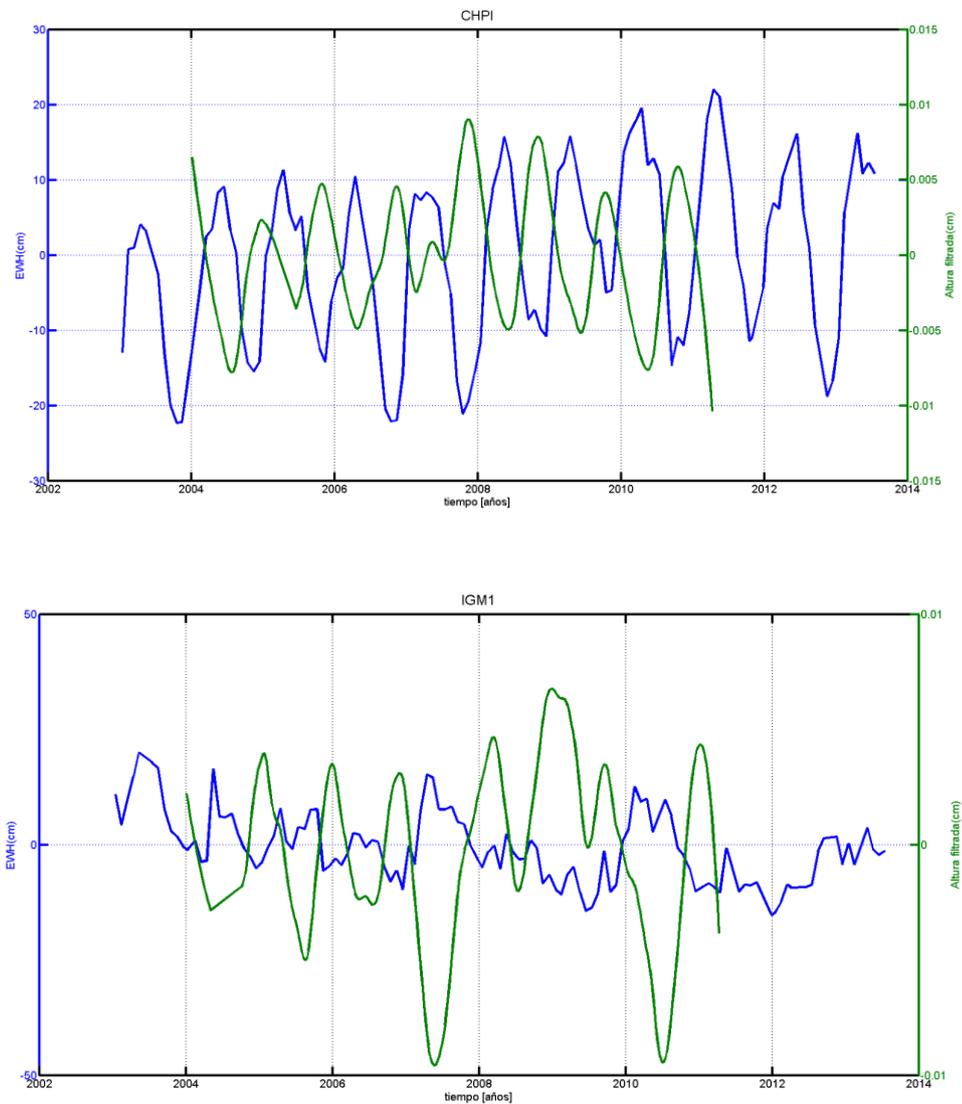


Figura 6.8 - Gráfico comparativo de Altura de agua equivalente y Coordenada Vertical para estaciones en el sur de Brasil y centro este de Argentina.

Por otra parte, en las estaciones del sur de Brasil y en Argentina también se puede observar la correlación inversa entre la variación en la coordenada vertical de las estaciones y la altura de agua equivalente. Sin embargo, tanto una como la otra tienen amplitudes mucho menores que en el norte de Brasil (ver figura 6.8).

6.3 Análisis de la modulación

Por otra parte, con el fin de comparar el efecto de El Niño y de La Niña en la variación de las coordenadas verticales para las distintas regiones de Sudamérica, se calcularon y graficaron las envolventes de las series temporales una vez removidas la media, la tendencia lineal y las altas frecuencias.

En la figura 6.9, están representados los resultados para las estaciones de las ciudades brasileras de Belem (BELE), Imperatriz (IMPZ), Manaus (NAUS) y Porto Velho (POVE), superpuestos a una serie de funciones cajones que muestran los períodos de El Niño, en color rojo, y La Niña, en color azul, dados por el índice Oceánico El Niño, cuyos valores estaban tabulados en la Figura 5.4. En color verde se representan las envolventes superiores, y en amarillo las inferiores.

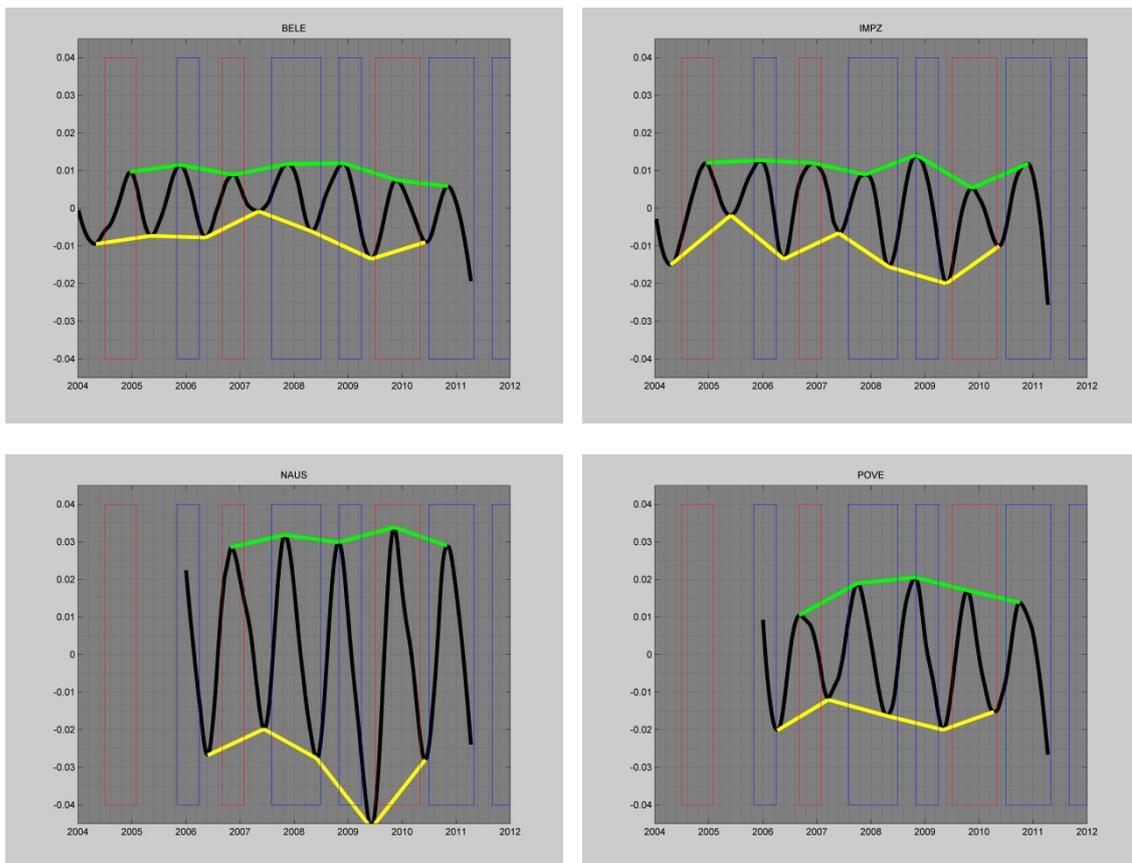


Figura 6.9 - Envolventes superior e inferior de las coordenadas verticales para estaciones del norte de Brasil.

Estas estaciones pertenecen al norte de Brasil en las cercanías de la cuenca Amazónica, y en sus coordenadas se observa que el efecto sinusoidal causado por los movimientos de agua entre invierno y verano está superpuesto a una modulación aperiódica.

Particularmente, el norte de Brasil se vio afectado por fuertes inundaciones durante La Niña de 2009, y esto produjo que la modulación adquiera un máximo de amplitud al culminar el período. Por otra parte períodos El Niño ocurridos en 2007 y 2010, en los que disminuyeron las precipitaciones, generaron una disminución en la amplitud de la modulación.

Se puede notar que los extremos se producen un tiempo después de que ocurra un dado episodio del ENSO. El índice ONI está basado en una medición de la temperatura superficial del agua en una región del océano Pacífico y, por otra parte, la coordenada está vinculada con la variación en la carga de agua. Si bien, ambos fenómenos están estrechamente vinculados, existe un tiempo de respuesta entre la variación en las condiciones del océano Pacífico y el cambio en el clima sobre Sudamérica, por lo que la época donde aumentan o disminuyen las precipitaciones en el continente se registra en un tiempo posterior a la fase Niño o Niña que lo genera.

Si analizamos en cambio las estaciones del sur de Brasil y de Argentina (ver figura 6.10) se observa que las amplitudes de la coordenada vertical son de menor magnitud, y que la modulación es mucho menos significativa. En estas estaciones no es posible determinar una relación directa entre la modulación y el fenómeno de ENSO.

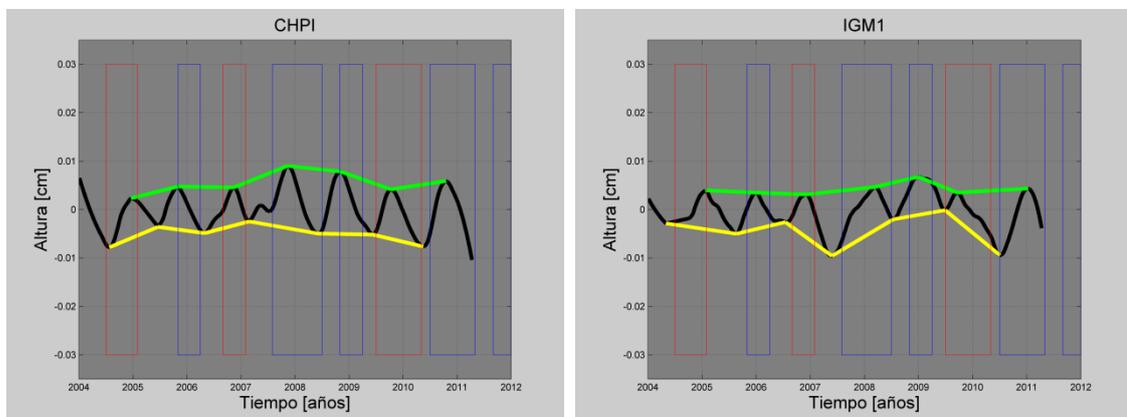


Figura 6.10 - Envoltentes superior e inferior de las coordenadas verticales para estaciones del sur de Brasil y centro-este de Argentina.

Capítulo 7

Conclusiones.

Este trabajo tiene como objetivo analizar la variación periódica de la coordenada vertical en estaciones totales de GPS en Sudamérica y relacionar su modulación con efectos en las variaciones en la carga de agua sobre su superficie.

Para llevarlo a cabo se analizaron 260 series de tiempo de estaciones en Sudamérica pertenecientes a la red continua SIRGAS-CON, que contaban con datos semanales de las coordenadas desde el 7 de enero de 2001 hasta el 10 de abril del 2011. De estas estaciones se seleccionaron aquellas que contaran con más del 60% de los datos en el período de observación, de forma que se pudiera analizar en ellas la modulación interanual, y se descartaron aquellas que contaran con saltos episódicos producidos por sismos de gran magnitud. A continuación a las coordenadas se les removieron las tendencias lineales generadas por efectos tectónicos sobre la estación.

En aquellos casos en que las series temporales tuvieran una o más semanas faltantes, se completó con el valor promedio para esa dada época y se llevaron los datos al dominio de la frecuencia para quitarle a las señales el contenido de frecuencia con períodos menores a un mes.

Una vez concluido el filtrado de los datos, se compararon las variaciones de las coordenadas verticales con las variaciones de la carga de agua sobre la región de estudio. Se usó como parámetro representativo de la carga de agua a la altura de agua equivalente, calculadas semanalmente en los nodos más cercanos a cada estación a partir de productos de GRACE. De este análisis se pudo concluir que hay una fuerte correlación inversa entre ambas cantidades. Al aumentar la carga de agua en una región, aumenta la presión sobre ella y la coordenada vertical responde elásticamente, disminuyendo su valor. De igual forma, al disminuir la carga de agua, la coordenada vertical responde elásticamente, aumentando su valor.

Es importante destacar que, si bien este fenómeno se observa en la totalidad de las estaciones de Sudamérica analizadas, es mucho más significativo en la región de la cuenca del río Amazonas donde la variabilidad de la altura equivalente es de gran magnitud. Esto se traduce en una variación de mayor amplitud en la coordenada vertical.

Una vez establecida la relación entre la carga de agua y la variación en las coordenadas se analizaron las causas de sus modulaciones temporales, que muestran un carácter aperiódico. Se buscó inferir una relación entre dicha modulación y el fenómeno ENSO, que se presenta a intervalos irregulares entre dos años o más y es el principal fenómeno climático que afecta a Sudamérica, habiendo tenido manifestaciones significativas durante el 2007, 2009 y 2010,

Se calcularon las envolventes superiores e inferiores de las variaciones de las coordenadas verticales y se las compararon con los períodos clasificados como eventos El Niño y La Niña, dados por el índice Oceánico El Niño (ONI).

Se analizaron por separado el conjunto de estaciones que estuvieran en la región del río Amazonas, al norte de Brasil, y aquellas que se encontraran al sur de Brasil y al centro-este de Argentina, debido a que el comportamiento de las precipitaciones frente al fenómeno ENSO cambia considerablemente de una región a otra.

Las estaciones cercanas a la cuenca del Amazonas, poseen una mayor amplitud en las variaciones de sus coordenadas verticales. Esto se debe a que la variación de carga de agua es muy significativa en esa región de Sudamérica.

En los gráficos se puede apreciar que la modulación tiene una amplitud menor en los años 2007 y 2010, que se puede atribuir a la disminución de las precipitaciones causada por la fase cálida del fenómeno ENSO (El niño). A su vez la modulación presenta un máximo hacia mediados del 2009, época en la que culminaba una fase fría del fenómeno (La niña) que afectó al norte de Brasil con fuertes inundaciones.

Se debe destacar que debido a que el índice ONI está basado en parámetro de temperatura del agua en el océano Pacífico, mientras que la coordenada está vinculada con la variación en la carga de agua. Si bien ambos fenómenos están estrechamente vinculados, existe un tiempo de respuesta entre la variación en las condiciones del océano Pacífico y el cambio en el clima sobre Sudamérica, por lo que la época donde aumentan las precipitaciones en el continente se aprecia en un tiempo posterior.

Por otro lado al analizar las estaciones del sur de Brasil y centro-este de Argentina, no es posible detectar una relación directa entre la modulación de la variación en la coordenada vertical y los cambios en las precipitaciones debidas al fenómeno ENSO, debido a que la variación en la carga de agua sobre la región es de una menor intensidad, lo que se traduce en variaciones menos significativas en las coordenadas.

Bibliografía

- [Altamini et al., 2011] Altamini, Z., Collilieux, X., Metivier, L. (2011) *ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame*. Geod. 2011 pages 457–473. Springer.
- [Andreoli et al., 2005] Andreoli, R., Kayano, T. (2005) *ENSO-Related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes*. International Journal of Climatology 25: 2017–2030.
- [Barros y Silvestre, 2002]. Barros V. y Silvestre G. (2002) *On the relation between sea surface temperature at the subtropical south-central Pacific and precipitation in southeastern South America*. J. Climate 15, 251-267.
- [Brescia et al., 1998] Brescia, V., Lema, D., Parellada, G., (1998) *El fenómeno ENSO y la agricultura pampeana*. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria.
- [Collilieux et al., 2011] Collilieux, X., Métivier, L., Altamini, Z., van Dam, T., and Ray, J. (2011). *Quality assessment of gps reprocessed terrestrial reference frame*. GPS solutions, 15(3):219–231.
- [Dai et al., 2000] Dai, A., Wigley, T. (2000) *Global Patterns of ENSO-induced Precipitation*. Geophysical Research Letters. Vol 27, Nº 9.
- [Drewes et al., 2009] Drewes, H. and Heidbach, O. (2009): *The 2009 horizontal velocity field for South America and the Caribbean*. Geodesy for Planet Earth: Proceedings of the 2009 IAG Symposium, Buenos Aires, Argentina.
- [Gendt et al., 2005] Gendt, G., Ge, M., Dick, G., Zhang, F., Reigber, Ch. (2005) *Impact of GPS satellite antenna offsets on scale changes in global network solutions*. Geophysical Research Letters, Vol 32(6), L06310.
- [GRACE, 2015] GRACE (2015). NASA in the United States and Deutsche Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt (DLR) in Germany. "<http://www.gfz-potsdam.de/grace>", "<http://science.nasa.gov/missions/grace/>".
- [GRIMM et al., 1998] Grimm, A., Ferraz, S., Gomes, J. (1998) *Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events*. Journal of Climate. Vol 11.
- [GRIMM et al., 2000] Grimm, A., Barros, V., Doyle, M. (2000) *Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events*. Journal of Climate. Vol 13.
- [Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2005]. Hofmann-Wellenhof, Bernhard, and Helmut Moritz. *Physical geodesy*. Springer Science & Business Media, 2006.
- [Hofmann-Wellenhof et al., 2008] Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., and Wasle, E. (2008). *GNSS - Global Navigation Satellite Systems*. Springer.

- [IERS, 2015] IERS (2015). International Earth Rotation and Reference System Service. "[http://http://www.iers.org/](http://www.iers.org/)".
- [IGS, 2015] IGS (2015). Central Bureau Information System. "<http://www.igs.org/>".
- [ITRF, 2015] ITRF (2015). International Terrestrial Reference Frame. "<http://itrf.ensg.ign.fr>".
- [Karl, 1989] Karl, John H. (1989) *An introduction to digital signal processing*, Academic Press, 1989
- [Kouba et al., 2001] Kouba, J., Héroux, P (2001). *GPS Precise Point Positioning Using IGS Orbit Products*, GPS Solutions, Vol.5, No.2, pp. 12-28.
- [Marengo et al., 2011] Marengo, J., Tomasella, J., Alves, L., Soares, W., Rodriguez, D. (2011). *The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region*. Geophysical research letters, Vol. 38, L12703.
- [Moirano et al., 1998] Moirano, J., Gende, M. Seminario GPS 1998. Geo Posicionamiento en el ordenamiento territorial, el manejo de recursos naturales y el medio ambiente. Módulo 2. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
- [Pérez, 2010] Pérez, D. (2010). *Estimación de las variaciones del almacenamiento de agua a partir de datos gravimétricos satelitales*. Tesis de grado, Universidad Nacional de La Plata.
- [Pisciottano et al., 1993]. Pisciottano, G., Díaz, a., Cazess, G., Mechoso, C. 1993: El Niño-Southern Oscillation Impact on Rainfall in Uruguay. *J. Climate*, 7, 1286–1302.
- [Ray et al., 2004] Ray, J., Dong, D., and Altamimi, Z. (2004). *Igs reference frames: status and future improvements*. *GPS solutions*, 8(4):251–266.
- [Rebischung et al.,2012] Rebischung, P., Griffiths, j., Ray, J., Schmid, R., Collilieux, X., Garayt, B., *IGS08: the IGS realization of ITRF2008*. *GPS Solut* (2012) 16:483–494
- [Ropelewski et al., 1987] Ropelewski C., Halpert S. (1987) Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606–1626.
- [Rossel F., 2009] Rossel F., Cadler, E. (2009) *El Niño and prediction of anomalous monthly rainfalls in Ecuador*. *Hydrological Processes*. Vol. 23, No. 22, pág 3253–3260
- [SIRGAS, 2015] SIRGAS (2014). Sistema de Referencia para las Américas. "<http://www.sirgas.org/>",
- [Tapley,2004] Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J.C., Thompson, P.F., Watkins, M. *GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System*. *Science*, Vol 305, Issue 5683, 503-505 , 23 July 2004
- [Wahr et al., 1998] Wahr, J., Molenaar, M., Bryan, F.,(1998) *Time variability of Earth`s gravity field: Hidrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE*. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 103, No.B12, pág:30,205-20,229.