



FACULTAD DE CIENCIAS ASTRONÓMICAS Y GEOFÍSICAS UNLP

LABORATORIO MAGGIA

TESIS DOCTORAL:

**DETERMINACIÓN DEL VAPOR DE AGUA CON
INFORMACIÓN GEODÉSICA E IMPLEMENTACIÓN EN EL
ANÁLISIS CLIMATOLÓGICO.
APLICACIONES EN GEODESIA Y METEOROLOGÍA.**

TESIS PRESENTADA POR **CLARA BIANCHI** PARA OBTENER EL TÍTULO DE
DOCTOR EN ASTRONOMÍA EN LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA
PLATA.

Dirigida por:

DRA. AMALIA MEZA

Codirigida por:

DR. LUCIANO MENDOZA

Resumen

El vapor de agua atmosférico es una variable esencial en la climatología y en la meteorología. Sabiendo que prácticamente no existen determinaciones en América del sur, cada 30 minutos se ha calculado su valor integrado con la técnica GNSS. Para tal fin, previamente se determina el retardo cenital troposférico con la misma frecuencia. Se lo computa efectuando un procesamiento geodésico automatizado, de acuerdo con las últimas recomendaciones del IERS. Se trabaja con 136 estaciones GNSS, localizadas en una amplia región del continente americano, que abarca desde el sur de California hasta la Antártida. Temporalmente se considera un periodo completo de siete años, entre 2007 y 2013. Los retardos calculados fueron intercomparados con productos: los operacionales del IGS y los determinados por diferentes centros de análisis para el segundo reprocesamiento del IGS. El valor medio de la diferencia entre las estimaciones en cualquier estación resultó siempre inferior a 5 mm. Se encuentra una completa compatibilidad entre nuestros productos y los calculados por los distintos centros de análisis para el segundo reprocesamiento del IGS. La mayor discrepancia (5 mm) surge al comparar nuestros productos con los operacionales del IGS en estaciones con alta latitud. En 15 sitios, las estimaciones GNSS del contenido total de vapor de agua, fueron intercomparadas con los valores integrados obtenidos mediante la técnica clásica de radiosondeos. En la mayoría de los casos, el valor absoluto de la media de las diferencias entre las estimaciones de ambas técnicas resultó menor a 0,7 mm, siendo su desviación estándar inferior a 3 mm. Los resultados obtenidos son similares a los de otros autores, registrándose un leve desvío seco en las radiosondas Vaisala respecto a las determinaciones GNSS. Se desarrollaron algunas aplicaciones con las estimaciones obtenidas para el retardo y el vapor de agua integrado. El retardo cenital calculado, permitió analizar el comportamiento de dicha variable en el modelo ciego GPT2w. La media de la diferencia entre nuestras estimaciones y los valores modelados, en valor absoluto resulta menor a 3 cm para cualquier sitio. Este modelo representa correctamente el valor medio, las variaciones anual y semianual; pero no resulta exacto para cualquier valor del retardo, detectándose patrones de comportamiento caracte-

rísticos en función del clima de la estación. Se analizó la variación lineal del valor medio del retardo en función de la altura de la estación, para cada tipo de clima. El valor medio se modifica más por la tasa de cambio que genera el efecto de la altura que por la variación en el tipo de clima. La aplicación más interesante, permite calcular las tendencias del vapor de agua en las estaciones GNSS. Para obtener estimaciones realistas en los errores de las tendencias, se contempla la función de autocovarianza. En la región analizada, durante el periodo 2007-2013, se detecta una fuerte correlación entre las tendencias y los grupos climáticos. En promedio, se concluye que la región tropical tiende a humedecerse, mientras que la zona templada tiende a secarse.

Lista de abreviaturas

- BPE 'Bernese Processing Engine' del inglés Dispositivo de Procesamiento Bernese
- CODE 'Center for Orbit Determination in Europe' del inglés Centro para la Determinación de Órbitas en Europa
- 3DDA 'Three-Dimensional Data Assimilation' del inglés modelo en 3 Dimensiones de Asimilación de Datos
- 4DDA 'Four-Dimensional Data Assimilation' del inglés Modelo en 4 Dimensiones de Asimilación de Datos
- DIAL 'Differential Absorption LIDAR' del inglés Absorción Diferencial LIDAR
- DORIS 'Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite', del francés, Orbitografía y Radio posicionamiento Integrado por Satélite
- ECMWF 'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts' del inglés Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Mediano Plazo
- EGM2008 'Earth Gravitational Model 2008' del inglés Modelo Gravitacional Terrestre 2008
- EOP 'Earth Orientation Parameters' del inglés Parámetros de Orientación Terrestre
- GLONASS Del ruso Sistema de Navegación GLObal por Satélite
- GMF 'Global Mapping Function' del inglés Función de Mapeo Global
- GNSS 'Global Navigation Satellite System' del inglés Sistemas de de Navegación Global Satelital
- GPS 'Global Position System' del inglés Sistema de Posicionamiento Global
- GPT 'Global Pressure and Temperature model' del inglés modelo Global de Presión y Temperatura

- GPT2 'Global Pressure and Temperature model 2' del inglés modelo Global de Presión y Temperatura 2
- GPT2w 'Global Pressure and Temperature 2 wet' del inglés modelo Global de Presión y Temperatura 2 w
- ICRF 'International Celestial Reference Frame' del inglés Marco de Referencia Celeste Internacional
- IERS 'International Earth Rotation and Reference Systems Service' del inglés Servicio Internacional de Rotación Terrestre y de Sistemas de Referencia
- IGN Instituto Geográfico Nacional
- IGS 'International GNSS Service' del inglés Servicio Internacional del GNSS
- ISD 'The Integrated Surface Database' del inglés la base Integrada de Datos Superficiales
- ITRF 'International Terrestrial Reference Frame' del inglés Marco de Referencia Terrestre Internacional
- IWV 'Integrated Water Vapor' del inglés Vapor de Agua Integrado
- JPL 'Jet Propulsion Laboratory' del inglés Laboratorio de Propulsión
- LEO 'Low Earth Orbit' del inglés Órbita Terrestre Baja
- LIDAR 'Light Detection and Ranging' del inglés Detección de Luz para Determinar Distancias
- NOAA 'The National Oceanic and Atmospheric Administration' del inglés, la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica
- NWM 'Numerical Weather Model' del inglés Modelo Numérico de Clima
- PW 'Precipitable Water' del inglés Agua Precipitable
- RAOB 'Radiosonde Observations' del inglés Observaciones de Radiosondeos
- RBMC 'Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas' del portugués, Red Brasileira de Monitoreo Contínuo de los Sistemas GNSS
- RTM 'Radiative Transference Model' del inglés Modelo de Transferencia Radiativa

- SONEL 'Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales' del francés, Sistema de Observación de Niveles de Aguas litorales
- STD 'Slant Total Delay', del inglés, Retardo Total Inclinado
- TD 'Tropospheric Delay' del inglés Retardo Troposférico
- USNO 'United States Naval Observatory' del inglés Observatorio Naval de Estados Unidos
- VLBI 'Very Long Baseline Interferometry', del inglés Interferometría para Líneas de Base Muy Larga
- VMF1 'Vienna Mapping Function1' del inglés Función de Mapeo Viena1
- ZHD 'Zenithal Hydrostatic Delay' del inglés Retardo Hidrostático Zenital
- ZTD 'Zenithal Total Delay' del inglés Retardo Zenital Total
- ZWD 'Zenital Wet Delay' del inglés Retardo Húmedo Zenital

Prefacio

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para conseguir el grado académico de Doctor en Astronomía de la Universidad Nacional de la Plata, y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta u otra Universidad. Contiene los resultados obtenidos en las tareas de investigación que he llevado a cabo en los últimos cinco años, bajo la dirección de la Dra. Amalia Meza y la codirección del Dr. Luciano Mendoza. La Dra. Meza es investigadora independiente del CONICET, es docente de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la UNLP, y es una especialista destacada del área de investigación 'space weather'. El Dr. Luciano Mendoza, es investigador asistente del CONICET, es docente de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la UNLP, y es especialista en geodesia espacial aplicada a fenómenos físicos, como los movimientos tectónicos y la deformación de la corteza. Les agradezco a mis directores por la confianza que depositaron en mí al aceptarme como becario y al confiarme una labor de investigación. Les agradezco todo el preciado tiempo que me han dedicado para formarme y para lograr que este doctorado sea una realidad. Les agradezco a todos los integrantes del laboratorio MAGGIA, por todo lo que he aprendido, y por todos los gratos momentos que hemos compartido durante estos cinco años. Agradezco el financiamiento económico que me brindó el CONICET, y los distintos proyectos de investigación de los cuales he sido miembro. Le agradezco a todos mis seres queridos y a mis amigos, por acompañarme y ayudarme a recorrer el camino de mi último nivel educativo.

Índice general

1. Introducción	17
1.1. Objetivo general	18
1.2. Objetivos específicos	18
2. Generalidades	19
2.1. Atmósfera terrestre	19
2.1.1. La molécula de agua en la atmósfera neutra	23
2.1.2. Modelos numéricos de clima	25
2.1.2.1. ERA-INTERIM	27
2.2. Técnicas de observación del vapor de agua	27
2.2.1. Radiosondeos	28
2.2.2. LIDAR	29
2.2.3. Radiómetro de vapor de agua	30
2.2.4. Técnicas de geodesia espacial en radiofrecuencias	31
2.2.4.1. VLBI	32
2.2.4.2. DORIS	33
2.2.5. Introducción a la técnica GNSS	34
2.2.5.1. Generalidades	34
2.2.5.2. Estructura de la señal GNSS	36
2.2.5.3. Fundamentos de las mediciones GNSS	38
2.2.5.4. Determinación del retardo troposférico	42
2.2.5.5. Determinación del PW_{GNSS}	48
2.2.5.6. Revisión breve de PW_{GNSS}	50
2.3. Tomografía de la atmósfera	51

2.3.0.7. Radio ocultación	51
3. Metodología	57
3.1. Introducción	57
3.1.1. Modelos y convenciones	58
3.1.1.1. Productos	58
3.1.1.2. Calibración de las antenas	59
3.1.1.3. Verticalización, asimetrías y correlaciones del ZTD	60
3.2. Cálculo del ZTD _{GNSS}	61
3.2.1. Preprocesamiento	61
3.2.1.1. Preprocesamiento de las observaciones	61
3.2.1.2. Sincronización de los relojes del receptor	62
3.2.1.3. Generación de las líneas de base	63
3.2.1.4. Preprocesamiento de simples diferencias de fase	63
3.2.1.5. Determinación de las coordenadas a priori	64
3.2.2. Procesamiento	64
3.2.2.1. Introducción	64
3.2.2.2. Tratamiento de órbitas	65
3.2.2.3. Estimación de parámetros	65
3.2.2.4. Resolución de ambigüedades	69
3.2.2.5. Paralelización de los procesos	70
3.2.2.6. Diagrama del procesamiento geodésico	73
3.2.3. Evaluación regional de productos GNSS	74
3.3. Cálculo del PW _{GNSS}	76
3.3.1. Manejo de la información meteorológica	77
3.3.2. Estimación de la desviación estándar para el PW	78
3.3.3. Comparación entre los valores PW _{GNSS} y PW _{RS}	79
4. Resultados	81
4.1. Datos y escenario de trabajo	81
4.2. Resultados relativos a los ZTD estimados	88
4.2.1. Evaluación regional de productos GNSS	88
4.3. Resultados relativos a los PW estimados	96

<i>ÍNDICE GENERAL</i>	15
4.3.1. Comparación entre los valores PW_{GNSS} y PW_{RS}	96
4.3.1.1. Estadística multianual	96
4.3.1.2. Estadística multimensual	97
4.4. Aplicaciones de los productos obtenidos	108
4.4.1. Evaluación regional del modelo empírico GPT2w	108
4.4.2. Variabilidad climática y espacial para los valores medios de ZTD y de PW . . .	120
4.4.2.1. Variabilidad del valor medio del ZTD	120
4.4.2.2. Variabilidad del valor medio del PW	124
4.4.3. Tendencias en el comportamiento del PW_{GNSS}	126
4.5. Disponibilidad de los productos calculados	131
5. Discusiones	137
5.1. ZTD	137
5.1.1. Evaluación regional de productos GNSS	137
5.2. PW	140
5.2.1. Comparación entre los valores PW_{GNSS} y PW_{RS}	140
5.3. Aplicaciones	142
5.3.1. Evaluación regional del modelo empírico GPT2w	142
5.3.2. Variabilidad climática y espacial para los valores medios de ZTD y de PW . . .	144
5.3.3. Tendencias en el comportamiento del PW_{GNSS}	146
6. Conclusiones	149
A. Material adicional	153
A.1. Órbitas satelitales	153
A.2. Parámetros de orientación terrestre	155
A.3. Metodología utilizada para generar las líneas de base	157
A.4. Preprocesamiento de las observaciones	158
A.5. Generación y resolución del sistema de ecuaciones de observación	159
A.6. Transformación de Helmert	164
A.7. Preliminación de parámetros	165
A.8. Resolución de ambigüedades	166
A.9. Reducción de las mediciones de presión	171
A.10. Coeficientes para calcular la desviación estándar de PW	173

A.11.Tablas	174
Bibliografía	191

Capítulo 1

Introducción

Los Sistemas de Navegación Global Satelital, Global Navigation Satellite System GNSS , se utilizaron principalmente para el posicionamiento, no obstante con el correr del tiempo, han surgido múltiples aplicaciones fruto de la ilimitada imaginación humana. Es posible estudiar la atmósfera terrestre analizando cómo varían las radio señales cuando la atraviesan. El sensoramiento remoto de la atmósfera utilizando plataformas satelitales, así como también estaciones permanentes GNSS instaladas en la superficie terrestre, dio origen a la meteorología GNSS. Existen dos técnicas de observación meteorológica según el lugar en dónde se realice la recepción de señales GNSS: la primera, que se utilizará en esta Tesis, emplea una red de estaciones GNSS sobre la superficie terrestre, y la segunda emplea un receptor GNSS a bordo de un satélite de órbita baja.

Hoy en día la meteorología GNSS se distingue por ser una técnica confiable y económica, que permite medir de manera ininterrumpida, todo el vapor de agua presente sobre el lugar donde está situada la estación GNSS, a esta magnitud se la conoce como agua precipitable. Existen centros de procesamiento que calculan valores de agua precipitable para vastas regiones, como sucede en Estados Unidos o en Europa. Sin embargo, en nuestras latitudes no hay bases de datos para el agua precipitable obtenida con GNSS. El objetivo principal de mi trabajo doctoral, fue desarrollar un moderno procesamiento geodésico automatizado para estimar el agua precipitable sobre todas las estaciones GNSS de América del sur y América Central donde fuese posible. Esta labor consolidará la existencia de un centro de procesamiento para la meteorología geodésica en Argentina, cuyos productos estarán a disposición de la comunidad científica para investigadores en las áreas de la meteorología, la climatología y la geodesia.

Es muy importante haber logrado un centro nacional con la capacidad de generar automática-

mente valores GNSS de agua precipitable, ya que en nuestras latitudes no existe ningún otro centro que obtenga de manera regular vapor agua. Más aún, en lo que se refiere a la representación de este parámetro, en nuestro país actualmente contamos con muy pocos sitios de lanzamiento de radiosondadores que operen de manera continua a lo largo del año.

Como el vapor de agua es una magnitud clave dentro del ciclo hidrológico, condiciona las precipitaciones y los fenómenos extremos. Generar estimaciones continuas de agua precipitable será provechoso para climatológicos y meteorólogos.

1.1. Objetivo general

Determinar el contenido de vapor de agua en la troposfera a partir de observaciones de señales GNSS.

1.2. Objetivos específicos

- Establecer un procedimiento automático para el procesamiento continuo de las observaciones de estaciones permanentes de GNSS.
- Obtener información del contenido de vapor de agua usando el retardo troposférico.
- Intercomparar los resultados mediante observaciones de otras técnicas.
- Aplicar los resultados en investigaciones climatológicas, meteorológicas y geodésicas.

Capítulo 2

Generalidades

En esta Tesis, se desarrollará una propuesta nacional para obtener valores de agua precipitable en América Latina, y de esta manera generar las bases de la meteorología GNSS en Argentina. Se comenzará describiendo brevemente las características físicas básicas de la atmósfera, focalizando nuestro interés en su parte neutra, que es donde se concentra el vapor de agua atmosférico.

Luego describiremos brevemente los fundamentos de las principales técnicas que permiten conocer la distribución atmosférica del vapor de agua. En la mayoría de los casos se estima el valor integrado del vapor de agua, aunque algunas técnicas permiten calcular perfiles de su distribución vertical.

2.1. Atmósfera terrestre

La atmósfera terrestre es la masa gaseosa que nos circunda y se encuentra en contacto directo con la superficie. Por ser un fluido, en su interior se generan transportes de masa a distintas escalas, que determinan los procesos de transferencia de energía y cantidad de movimiento. La atmósfera se vincula con todos los medios que la circundan, la superficie terrestre, los océanos, e interactúa principalmente con el sol. Los fotones solares de distintas frecuencias, inciden sobre las moléculas atmosféricas, generando fenómenos de absorción, dispersión, reflexión, ionización, y remisión de radiación. En estos fenómenos, también intervienen las nubes, los aerosoles, y la superficie terrestre, por lo cual se generan procesos de transferencia radiativa. Los fotones solares pueden tener energía suficiente para romper los enlaces de las moléculas que están en la parte superior de la atmósfera, dando lugar a reacciones fotoquímicas [84].

La presencia del campo gravitatorio central condiciona la distribución de masa atmosférica, produciendo una estructura estratificada que supedita su dinámica [1]. Circulaciones mayores a unas decenas de kilómetros son casi horizontales; los movimientos verticales sólo son comparables a los desplazamientos horizontales en frentes de tormenta o en pequeñas celdas convectivas. El vapor de agua y el ozono pueden desplazarse solo en dirección vertical cuando se producen procesos convectivos, atravesando las distintas estratificaciones. En ellos la molécula de agua sufre cambios de fase, se condensa y se originan precipitaciones. Tanto la molécula de agua como el ozono, son especies minoritarias que se generan en regiones particulares de la atmósfera, ligadas a fenómenos de circulación con transporte de masa. Es por eso que estas constituyentes son tratadas de manera independiente formando el 'aire húmedo', mientras que las componentes primarias se conocen como el 'aire seco'.

Muchas variables físicas que caracterizan el estado atmosférico, presentan como dirección de máxima variación a la altura. Existen clasificaciones estratificadas de la atmósfera, en función de la variabilidad vertical de la temperatura, de la composición química, y de las propiedades electromagnéticas del medio. Comenzamos considerando la temperatura:

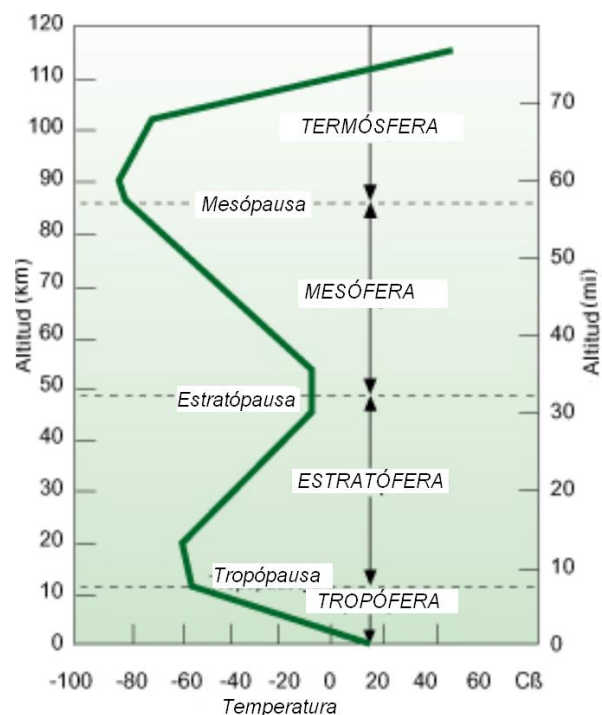


Figura 2.1: Se observa la variación de la temperatura con la altura y su correspondiente clasificación estratificada.

La tropósfera es la primera capa, y se extiende desde la superficie hasta unos 7 km en la región polar, alcanzando unos 18 km en la región ecuatorial (figura 2.1). Contiene el 90% de la masa de la

atmósfera y el 99 % del vapor de agua. Los gases que dominan la región son el oxígeno y el nitrógeno molecular. Es la zona donde se desarrolla nuestra vida: aquí se producen la mayoría de los fenómenos meteorológicos, como los frentes de tormenta, los ciclones y los huracanes. La temperatura disminuye linealmente desde la superficie, con un gradiente promedio de 6,5 K/km, hasta llegar a la tropopausa, que tiene una temperatura constante y un espesor de unos 10 km [84]. Si se incrementa aún más la altura, el comportamiento térmico vuelve a cambiar. En la estratosfera se produce un aumento lineal de la temperatura, hasta llegar a unos 50 km de altura: en esta región se encuentra la capa de ozono, que absorbe la radiación peligrosa para la vida humana. A partir de los 50 km, la temperatura permanece constante en una pequeña capa conocida como la estrato pausa. Para mayores alturas, en la mesósfera, la temperatura vuelve a disminuir linealmente hasta alcanzar su menor valor, que es de aproximadamente 180 K, a unos 80 km de altura. En la parte superior de la región de pausa, se encuentra la termosfera que se extiende hasta unos 500 km. La temperatura se incrementa linealmente alcanzando unos 1000 K; el aire tiene baja densidad por lo cual la radiación solar es capaz de generar foto disociación de las moléculas dominantes.

Considerando la estructura de la atmósfera en función de la composición química se distinguen tres capas: la homosfera, la heterosfera y la exosfera (ver figura 2.2).

La homosfera, que se eleva hasta unos 100 km de altura, está formada por nitrógeno molecular en un 78 %, por oxígeno molecular en un 20 %, y contiene proporciones pequeñas de agua, argón, dióxido de carbono, hidrógeno y metano. La molécula de vapor de agua, presenta fuertes fluctuaciones espaciales; en las regiones secas está prácticamente ausente, pero en zonas con importantes formaciones verticales de nubes puede llegar al 4 %. La homosfera coincide aproximadamente con las tres primeras capas térmicas de la atmósfera, la troposfera, la estratosfera, y la mesósfera. El camino libre medio está determinado por la frecuencia de colisión entre dos moléculas. Varía de manera inversamente proporcional a la densidad del aire y en el límite superior de la homosfera es de un metro, mientras que en la superficie terrestre es de unos 10^{-7} m. Como en esta capa el camino libre medio es pequeño, la mezcla de las cPW componentes gaseosas se efectúa mediante procesos turbulentos, mientras que en las dos capas superiores domina la difusión. La transición entre estos dos fenómenos se produce en la homopausa. La heterosfera se extiende hasta los 500 km, está formada por un fluido laminar estratificado. Las distintas componentes se ubican comenzando con los elementos más pesados, debido principalmente a la separación difusiva, y se encuentran presente el nitrógeno molecular y el oxígeno molecular. En esta región también es importante el oxígeno atómico generado por foto disociación. A más de 500 km, en la exosfera, la densidad disminuye tanto que las componentes del

medio prácticamente no colisionan entre sí; esto permite que muchas moléculas escapen de la atmósfera a la región espacial, volviendo a ser mayoritariamente atraídas por la gravedad terrestre. Si se

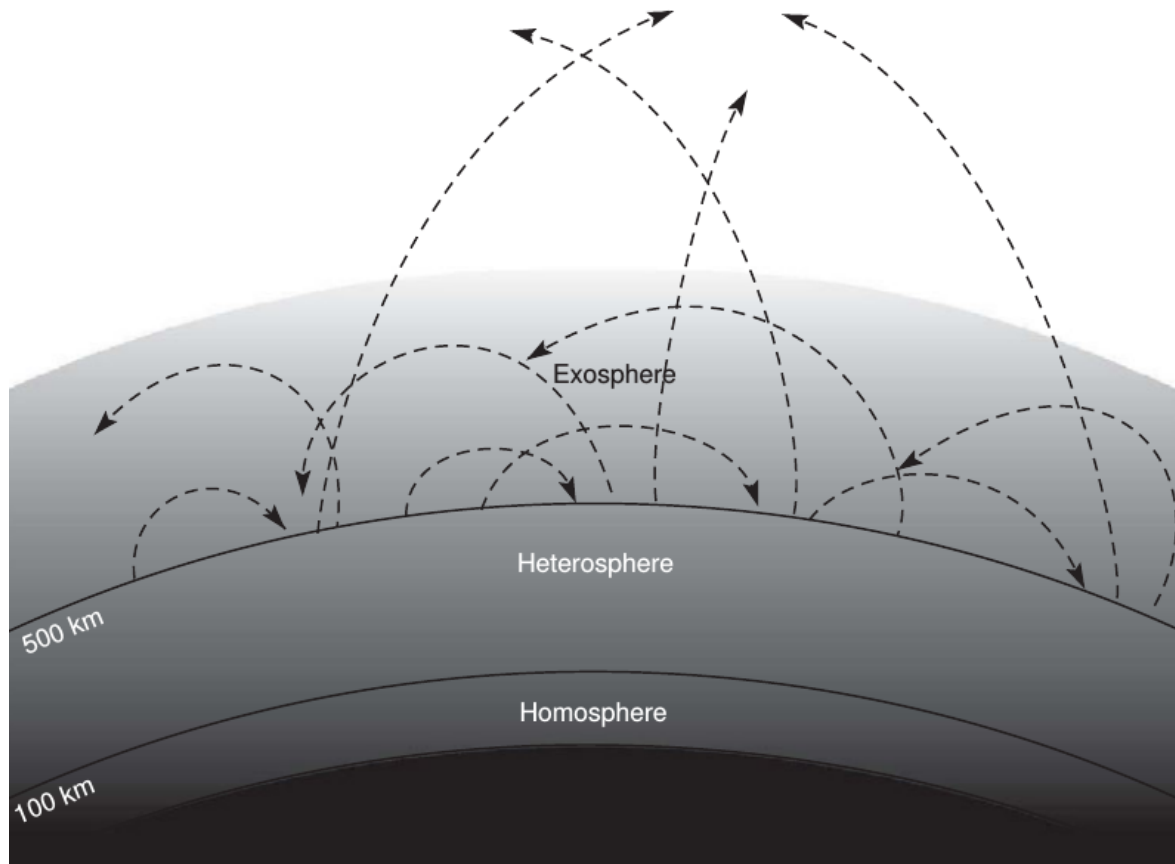


Figura 2.2: Corte transversal mostrando la clasificación atmosférica en función de la composición química

Fuente[69].

consideran las propiedades electromagnéticas surgen tres capas homogéneas: la atmósfera neutra, la ionosfera y la magnetosfera. La atmósfera neutra llega hasta unos 80 km de altura, prácticamente donde termina la homosfera. El medio es eléctricamente neutro, cada una de las moléculas tiene la misma cantidad de carga positiva que de carga negativa. La velocidad de propagación de las ondas de radio, depende de las características físicas del medio y no de la frecuencia de la radiación. La ionosfera, que se extiende desde el límite de la atmósfera neutra hasta unos 700 km, coincide aproximadamente con la heterosfera. Esta capa está formada por un plasma neutro de electrones libres e iones, que interactúan con el campo electromagnético de la tierra. La radiación ionizante proviene del sol, y las capas superiores se ven influenciadas por la variación en la actividad solar. En la parte exterior se sitúa la magnetosfera, que regula el comportamiento de las partículas cargadas y nos

protege del viento solar.

2.1.1. La molécula de agua en la atmósfera neutra

La composición uniforme del aire seco en la homósfera, generada por movimientos atmosféricos que logran un medio homogéneo, no debe ser confundida con la distribución de la traza de especies minoritarias como el vapor de agua y el ozono. En particular, vamos a analizar la molécula de agua, por ser el objeto de este trabajo. La generación y la destrucción del vapor de agua se produce en sitios específicos, está relacionada con procesos físicos, y su dinámica atmosférica está determinada por la circulación. Analizaremos brevemente dos fenómenos físicos donde se evidencia el importante papel que posee la molécula de agua en los procesos atmosféricos. El ciclo hidrológico, contempla sus cambios de estado; y el efecto invernadero considera su capacidad de regular la temperatura de nuestro planeta.

El ciclo hidrológico explica cómo se producen los cambios de fase de la molécula de agua y cómo es su dinámica dentro de nuestro planeta. El agua ingresa en la atmósfera por evaporación, se forman las nubes por condensación, y finalmente vuelve a la tierra mediante las precipitaciones. Este proceso es importante para lograr redistribuir la energía dentro de la atmósfera y sobre la superficie de nuestro planeta [8].

El efecto invernadero permite regular la temperatura terrestre. La radiación solar de corta frecuencia es absorbida por la superficie terrestre y se convierte en calor, que eventualmente puede remitirse al espacio como radiación infrarroja. Algunos gases presentes en la atmósfera, son transparentes a la radiación solar de alta frecuencia, pero absorben la radiación infrarroja emitida por la superficie, manteniendo la temperatura de nuestro planeta. Estos gases se conocen como ' gases de efecto invernadero ', y el vapor de agua es uno ellos. Está presente de manera natural en la atmósfera, siendo despreciable la cantidad introducida por la actividad humana[75]. No obstante, la actividad industrial aumenta compuestos atmosféricos como el óxido de nitrógeno o el dióxido de carbono, que incrementan el efecto invernadero.

Dentro de la atmósfera neutra u homósfera, el vapor de agua se encuentra confinado casi exclusivamente en la tropósfera. En la figura 2.3 se muestra la distribución media zonal del vapor de agua en función de la latitud y de la presión atmosférica. Se presentan curvas de nivel para el valor medio zonal de la relación de mezcla, que indica el promedio de la relación entre la masa de vapor de agua y la masa total expresada en g/kg, para todas las longitudes. Con la intensidad del sombreado, se representan los porcentajes de vapor de agua en los distintos niveles, correspondientes a un 20%, a un

40 % y a un 60 % del valor total. Se observa un decaimiento exponencial con la altitud, concentrándose prácticamente todo el contenido en los dos primeros kilómetros. También se detecta que el valor medio zonal de la relación de mezcla, decrece a medida que nos alejamos del ecuador. Esto se debe a que el vapor de agua se genera principalmente en las aguas cálidas de los océanos ecuatoriales, llegando a mayores latitudes mediante circulación atmosférica.

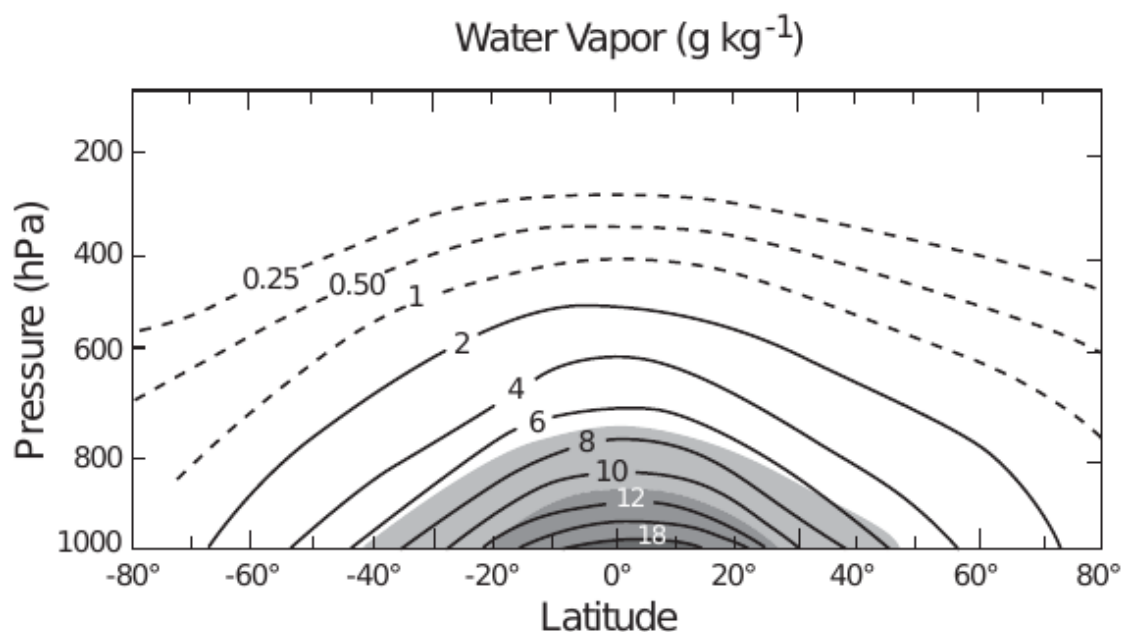


Figura 2.3: Distribución porcentual media del vapor de agua 20 % 40 % 60 % (sombreado), curvas de nivel para la relación de mezcla.

Fuente[69]

Su distribución vertical es importante para determinar la estabilidad atmosférica y para conocer cómo evolucionan los sistemas de tormenta[10]. Limitaciones en el conocimiento de la distribución del vapor de agua, generan limitaciones en los pronósticos y en los modelos climáticos.

Existen varias maneras de cuantificar el valor integrado del vapor de agua presente en la vertical del lugar. Se puede determinar el Vapor de Agua Integrado, Integrated Water Vapor IWV , que es la masa de vapor de agua presente en un tubo cenital de sección unitaria, o el Agua Precipitable, Precipitable Water PW , que es la altura de una columna equivalente obtenida al condensar todo el vapor de agua presente en el tubo cenital de sección unitaria [10]. Mediciones precisas e ininterrumpidas de este parámetro, son fundamentales para los sistemas climáticos de la tierra.

De aquí en más se va a trabajar con PW , teniendo en cuenta que se vincula con IWV mediante la densidad de agua líquida. Como la densidad de agua líquida es de 1 gr/cm^3 , valores de PW expresados en mm son numéricamente iguales a valores de IWV expresados en kg/m^2 .

En la figura 2.4 se muestra la distribución global del agua precipitable para el cuatro de marzo de 1984, se observa correlación entre la cantidad de agua precipitable y la temperatura, o la cantidad de agua precipitable y la latitud, ya que durante el equinoccio se espera un máximo de temperatura cercano al ecuador y mínimos hacia ambos polos, debido a la posición relativa del Sol. (figura 2.4).

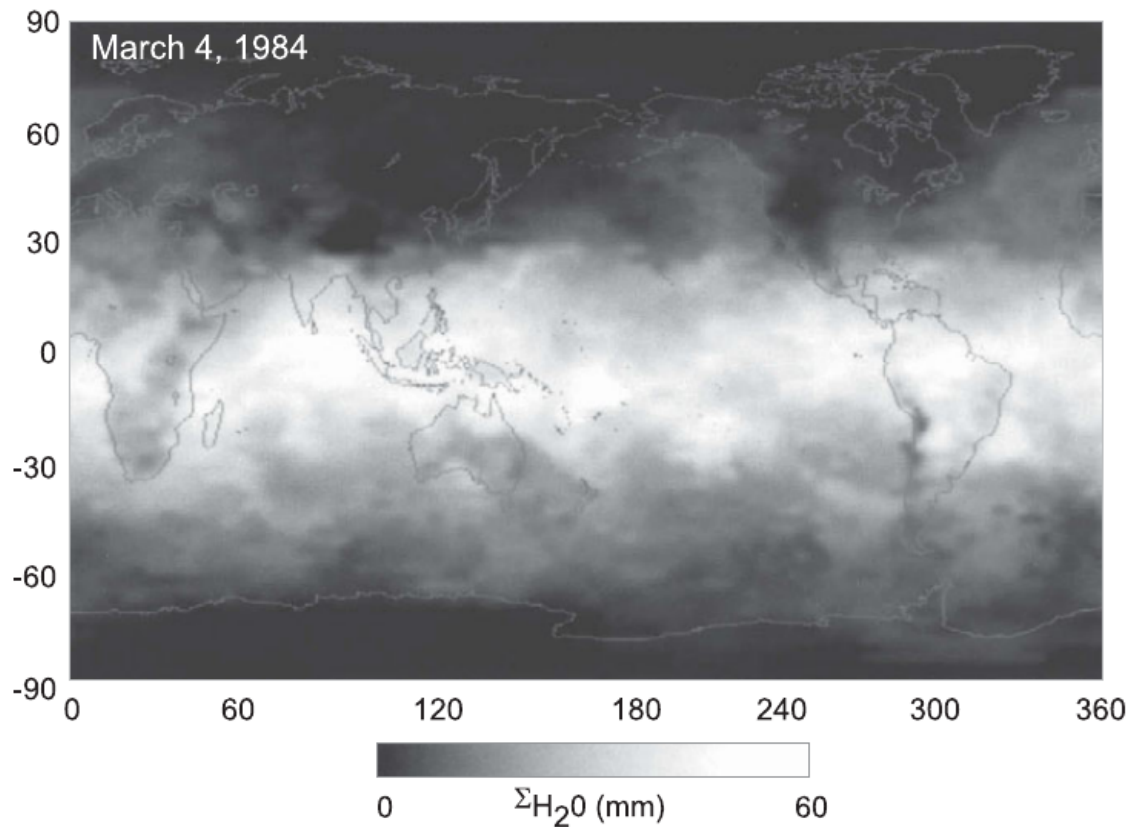


Figura 2.4: Distribución PW para el día 4/3/84 obtenida con TIROS.
Fuente[69]

2.1.2. Modelos numéricos de clima

A continuación veremos cómo es posible estimar el comportamiento atmosférico, empleando gran cantidad de observaciones, y modelos para los diversos procesos físicos y químicos que se desarrollan en la atmósfera.

La representación de los fenómenos, conduce matemáticamente a sistemas de ecuaciones diferenciales, que se resuelven numéricamente empleando ordenadores, una vez definidas las condiciones iniciales y de contorno. Como no es posible conocer el valor de todas las variables para el instante inicial, se recurre a la asimilación de datos, que permite ir incorporando tanto observaciones como

valores de predicciones hechas a corto periodo. Regularmente se incorporan al sistema mediciones terrestres, registradas en aeronaves, satélites, barcos, boyas, y dispositivos de sondeo atmosférico. Para el instante inicial $t(1)$ se resuelve numéricamente el modelo, y se obtiene una predicción del estado atmosférico a corto periodo. Para un instante posterior $t(2)$, el modelo utiliza como condiciones iniciales, las observaciones disponibles en $t(2)$ y los valores de predicción para $t(2)$ obtenidos al resolver el sistema con condiciones iniciales en $t(1)$. Con esta nueva solución, se predice el estado de la atmósfera en un tiempo posterior $t(3)$. De manera iterativa, en cada ciclo de asimilación se resuelve el sistema, y a medida que crece la cantidad de pasos, mayor información incorporó el sistema y más fidedigno es el modelo.

Generalmente los procesos de asimilación son secuenciales en el tiempo y se los conoce como procesos de Asimilación de Datos Tridimensionales, Three-Dimensional Data Assimilation 3DDA. El modelo organiza y propaga los datos de las observaciones previas. Las nuevas observaciones poco modifican el estado del modelo, que almacena toda la información asimilada en las iteraciones previas. El cambio climático generó la necesidad de tener una representación precisa del estado atmosférico en largos periodos, así surgieron los procesos de reanálisis, que comienzan resolviendo el modelo en el pasado hasta evolucionar al día de la fecha. Muchos son no secuenciales, con Asimilación de Datos en cuatro Dimensiones, Four-Dimensional Data Assimilation 4DDA, definen el sistema para $t(1)$, introduciendo todas las observaciones disponibles dentro de una ventana de tiempo centrada en $t(1)$, por lo cual no siempre es posible la solución en tiempo cuasireal.

Históricamente los modelos globales eran espectrales porque los armónicos esféricos y sus funciones de onda, se adaptan muy bien a la superficie terrestre. En sistemas lineales, las condiciones iniciales o sus derivadas, se obtienen con la resolución espectral. No obstante, en los otros sistemas la resolución es sólo numérica. A medida que las herramientas informáticas fueron cobrando relevancia, se aceleraron los tiempos de cálculo. Los modelos espectrales sufren errores de truncamiento porque trabajan con un conjunto discreto de puntos, y se resuelven íntegramente empleando ordenadores. La informática dio origen a otros modelos conocidos como modelos grillados, donde los datos solamente se representan mediante grillas. El espaciado de la grilla determina la resolución del modelo y generalmente se utiliza el truncamiento triangular, que permite tener la misma resolución en la dirección meridional y en la dirección zonal.

Los procesos de reanálisis han ido variando en el tiempo, se perfeccionaron las metodologías y se incluyeron nuevos tipos de observaciones. Los primeros procesos se los conoce como reanálisis de primera generación. Emplean asimilaciones 3DDA, y se diferencian con los procesos de segun-

da generación, porque no incluyen observaciones satelitales de radiancia. Actualmente, la mayoría de los reanálisis son de tercera generación puesto que asimilan información empleando el método 4DDA, no obstante, los cambios en los sistemas de observación siguen siendo frecuentes, y pueden introducir errores sistemáticos.

De los modelos globales de reanálisis más prestigiosos, sólo vamos a describir el empleado en este trabajo de Tesis, que es el último modelo desarrollado por el Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Mediano Plazo, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ECMWF, llamado ERA-INTERIM.

2.1.2.1. ERA-INTERIM

Los reanálisis son creados empleando modelos y procesos de asimilación invariantes en el tiempo. Por lo tanto, mejorar un modelo de reanálisis requiere generar un nuevo modelo. ERA-INTERIM fue desarrollado para reemplazar al modelo de segunda generación ERA-40, que debía perfeccionar la representación del ciclo hidrológico, de la circulación estratosférica, y el uso de los datos satelitales.

El reanálisis ERA-INTERIM se desarrolló a partir de enero de 1979, emplea un método de asimilación de tercera generación 4DDA, y brinda datos a tiempo casi real. La frecuencia con que se obtienen las estimaciones, puede ser subdiaria, diaria, o mensual. Para datos en tres dimensiones la frecuencia diaria es de seis horas, pero en datos bidimensionales sobre la superficie terrestre, la frecuencia es cada tres horas. La resolución superficial corresponde a un grillado de $0,75^\circ \times 0,75^\circ$, con truncamiento triangular a 255, mientras que en altura otorga datos en 60 niveles que llegan hasta 0,1 hPa, equivalentes a unos 80 km de altitud [26]. Con la implementación de la asimilación 4DDA se mejoró el pronóstico a corto periodo, especialmente en la región del hemisferio sur [74].

Más adelante describiremos como se utilizan los datos ERA-INTERIM, incluidos en el procesamiento geodésico, para modelar la variabilidad climática. Este modelo también es usado en la meteorología GNSS, para obtener simulaciones de las variables meteorológicas en superficie [34], o como una herramienta de comparación en las estimaciones de agua precipitable[13].

2.2. Técnicas de observación del vapor de agua

La forma más directa de conocer la variación espacio temporal de una variable física es mediante mediciones. En esta sección describiremos los conceptos básicos empleados por las técnicas de observación que permiten medir el vapor de agua. Se enfatizarán los principios de la técnica GNSS, ya

que será la empleada en esta Tesis.

2.2.1. Radiosondeos

Los radiosondeos comenzaron a efectuarse a partir de 1920 y son el método clásico de explorar las condiciones atmosféricas. Se diseñaron diferentes modelos y marcas comerciales, que con el correr del tiempo, han ido mejorando la calidad de sus sensores en los distintos rangos de medición.

Esta será la técnica empleada para comparar nuestras estimaciones GNSS de PW. La radiosonda es un dispositivo que registra perfiles verticales de distintas variables meteorológicas desde la superficie hasta alturas que pueden alcanzar los treinta kilómetros. Está formada por una estación meteorológica móvil, unida a un globo aerostático, que le permite medir los parámetros al ascender en la troposfera. Cada registro es enviado a través de un radioenlace a una estación de procesamiento que almacena todas las medidas. Comúnmente a estos registros se los llama OBServaciones de RADiosondeo, RADiosonde OBServations RAOB. Existe una red permanente de estaciones terrestres que miden por convención dos RAOB por día: a las 0 UTC y 12 UTC [86]. Radiosondas con diseños más modernos cuentan con dispositivos que permiten registrar la posición del dispositivo y la velocidad de los vientos[7].

El vapor de agua integrado puede calcularse aplicando su definición:

$$PW = \frac{\int \rho_v dh}{\rho} \quad (2.1)$$

Dónde ρ_v representa la densidad de vapor de agua, mientras que ρ representa la densidad de agua líquida [10].

De acuerdo con la ecuación de estado del gas ideal, la densidad de vapor de agua se puede expresar como

$$\rho_v = \frac{e_v}{R_v T} \quad (2.2)$$

Dónde R_v es la constante específica de los gases, e_v es la presión parcial de vapor de agua y T representa la temperatura.

Existen varios modelos que vinculan la presión parcial de vapor de agua con la temperatura registrada por los sensores de la radiosonda. Wagner et al. proponen [83]

$$\ln \left(\frac{e_v}{e_{vc}} \right) = \left(a_1 \tau + a_2 \tau^{1,5} + a_3 \tau^3 + a_4 \tau^{3,5} + a_5 \tau^4 + a_6 \tau^{7,5} \right) \frac{T_c}{T} \quad (2.3)$$

siendo

$$\tau = 1 - \frac{T}{T_c} \quad (2.4)$$

El subíndice c indica que la variable se está evaluando en el punto crítico, dónde la densidad de vapor de agua iguala a la densidad de agua líquida.

Los valores de los coeficientes que acompañan a τ son:

$$a_1 = -7,85951783$$

$$a_2 = 1,84408259$$

$$a_3 = -11,7866497$$

$$a_4 = 22,6807411$$

$$a_5 = -15,9618719$$

$$a_6 = 1,80122502$$

De esta manera es posible estimar con cada RAOB, un conjunto discreto de valores de ρ_v para las distintas alturas. Con ellos se resuelve numéricamente la ecuación 2.1, que estará mejor definida cuanto mayor sea la frecuencia de los registros de presión, temperatura y humedad. Así se estiman los valores de PW con RAOB, que se designarán PW_{RS} .

2.2.2. LIDAR

Esta técnica resulta ser activa puesto que se excita al material mediante la emisión de un pulso LASER. Cuando el pulso interactúa con un blanco se produce una retro reflexión que es detectada en el receptor. A medida que el pulso atraviesa un medio de baja densidad, interactúa con varios blancos a distintas alturas. Se producirán múltiples retro reflexiones generándose un complejo 'pulso' recibido, que tendrá un máximo relativo por cada retro reflexión. La distancia a un blanco se determina midiendo el tiempo entre el pulso emitido y la recepción del correspondiente máximo relativo.

Para estudiar la composición de la atmósfera se desarrollaron los equipos LIDAR de Absorción Diferencial, Differential Absorption LIDAR DIAL, que permiten estimar la cantidad de vapor de agua u ozono atmosférico, empleando las frecuencias de absorción asociadas a cada molécula. Los equipos DIAL de vapor de agua transmiten dos pulsos, uno en una frecuencia correspondiente a

una línea de absorción f_1 y otro en una frecuencia muy próxima f_2 . De esta manera la dispersión será igual en ambas frecuencias, pero los pulsos recibidos serán diferentes porque el fenómeno de absorción sólo afecta a f_1 . El cociente de las intensidades retro reflejadas $I(f_2)/I(f_1)$ en función de la distancia al blanco, que en este caso son las moléculas de vapor de agua, puede ser usado para determinar cómo varía su concentración con la altura. De esta manera, se pueden obtener perfiles verticales de la distribución espacial del vapor de agua [16].

2.2.3. Radiómetro de vapor de agua

La intensidad de radiación se define como la cantidad de energía monocromática que en una dirección definida, atraviesa una unidad de área, por unidad de tiempo y por unidad de ángulo sólido. El radiómetro mide la intensidad de radiación en función de la temperatura de brillo $T_B(\nu)$, que se define como la temperatura de un cuerpo negro emitiendo la misma intensidad de radiación que detecta el radiómetro. Empleando la ley de Planck, es posible expresar a la temperatura de brillo como

$$T_B(\nu) = \frac{h\nu}{k \ln \left(1 + \frac{2h\nu^3}{c^2 I_\nu} \right)} \quad (2.5)$$

En la práctica, la intensidad recibida en la antena del radiómetro no es monocromática, es proporcional al ancho de banda y a la temperatura física, que tiene en cuenta que la emisión no proviene de un cuerpo negro, sino de una sustancia con coeficiente de emisión ϵ . Con la temperatura física se obtiene la temperatura de brillo a través de $T_B = \epsilon T_{física}$.

La intensidad detectada no sólo corresponde al objeto en estudio, sino que tiene en cuenta la presencia de radiación proveniente de otros cuerpos. Los Modelos de Transferencia Radiativa, Radiative Transference Model RTM, son modelos físicos que simulan la interacción de la radiación emitida por el objeto en estudio con el medio, formado por la superficie del mar, de la tierra, de las nubes, del fondo, etc. Resultan modelos complejos, porque intervienen muchos conceptos, la emisividad, la absorción, la transmisión, etc. Además es difícil identificar y separar las emisiones de los distintos cuerpos que intervienen en el proceso. Los modelos RTM son importantes porque por un lado, predicen el comportamiento de los radiómetros, y por otra parte, permiten analizar la información observada. Para convertir las temperaturas de brillo en PW se requieren modelos flexibles de RTM, que dependan de parámetros atmosféricos locales. Invertiendo los RTM es posible obtener PW, habiendo medido T_B . Muchas veces no es posible obtener RTM aceptables que nos permitan conocer

PW, ya que los modelos de emisividad terrestre son una limitante. Otra opción es emplear modelos basados en ajustes matemáticos empíricos que vinculen las mediciones con la variable de interés.

Conociendo el espectro de emisión del vapor de agua se pueden escoger las frecuencias para diseñar el radiómetro; su máximo está en 22,235 GHz. Esta técnica presenta limitaciones climáticas, ya que no es posible emplearla con mal tiempo. Es muy utilizada, se han efectuado gran variedad de estudios en diversas regiones del planeta [44].

2.2.4. Técnicas de geodesia espacial en radiofrecuencias

Friedrich Robert Helmert (1843-1917) definió a la geodesia como ' la ciencia de medición y mapeamiento de la superficie de la tierra '. Con el correr del tiempo el concepto de geodesia ha variado mucho, las innovaciones tecnológicas aplicadas al desarrollo satelital, permitieron observar la tierra en escalas globales y con mayores precisiones[61]. Hoy día se la utiliza como herramienta para el estudio de la geodinámica, de la rotación terrestre, de la gravedad, de la atmósfera terrestre, entre otros temas; en particular vamos a analizar la meteorología geodésica en las radiofrecuencias.

Las geodesia espacial trabaja con un conjunto de estaciones terrestres que se vincula con satélites u objetos astronómicos, mediante la recepción de señales. Las estaciones pueden ser pasivas, si reciben señales pero no las emiten (GNSS, VLBI), o activas si pueden enviar información a los satélites (DORIS). En breve describiremos los fundamentos para las distintas técnicas geodesias que trabajan con radio frecuencias, pero primero analizaremos cómo las radio señales son afectadas por la presencia atmosférica.

Un medio afecta la propagación de ondas electromagnéticas, por un lado, la refracción modifica la dirección generando una trayectoria curva; por otra parte, disminuye la velocidad respecto al vacío, produciéndose un retardo en la recepción de la señal. El efecto de la curvatura en la atmósfera terrestre es despreciable siempre que la elevación supere los 5 grados[46]. Dependiendo del estrato considerado, existen diferentes comportamientos atmosféricos. En la región neutra el medio es no dispersivo y los retardos no dependen de la frecuencia, mientras que en la ionosfera sucede lo contrario, pudiendo combinarse dos señales de frecuencias diferentes para eliminar el efecto a primer orden en dicha región. Como esta estrategia no es aplicable para la componente neutra, su retardo ha sido una fuente importante de error en todas las técnicas geodésicas de radiofrecuencias. Puesto que la troposfera es la principal responsable del retardo neutro, generalmente se lo llama Retardo Troposférico, Tropospheric Delay TD . Matemáticamente se lo obtiene haciendo la diferencia entre el tiempo que tarda en llegar la señal y el tiempo que tardaría si se propagase en el vacío. Como se lo

medida en unidades de longitud, se emplea como factor de conversión a la velocidad de la luz.

$$TD = c \int_{atmosfera} dt - c \int_{vacio} dt \quad (2.6)$$

Se describirán brevemente las principales características de las técnicas geodésicas en radiofrecuencias para comprender cómo es posible estimar el TD.

2.2.4.1. VLBI

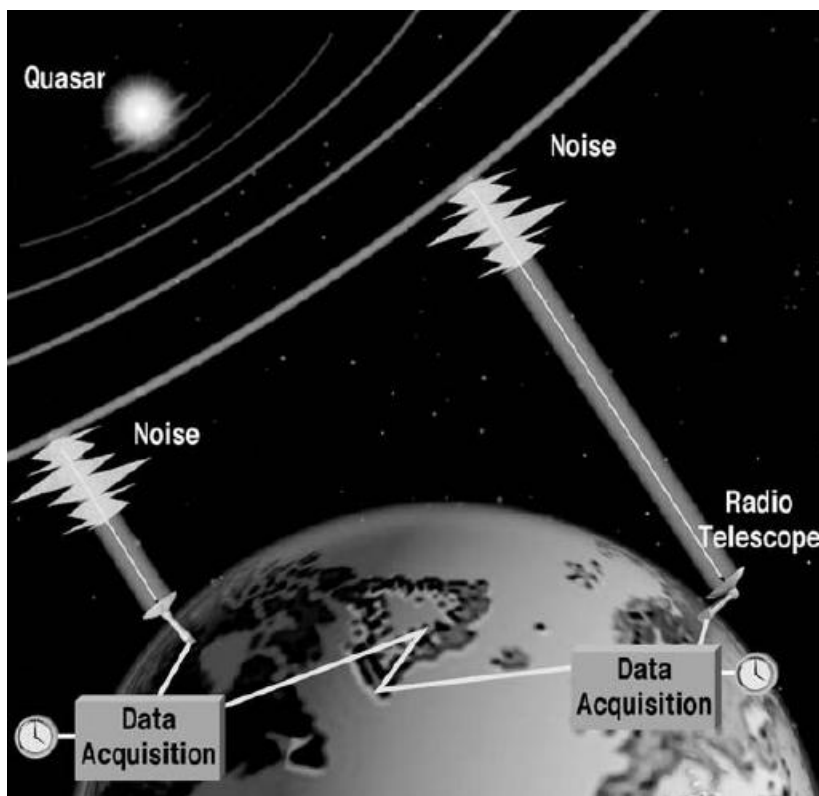


Figura 2.5: Configuración geométrica para aplicar la técnica VLBI
Fuente [61]

Es una técnica de la geodesia espacial basada en radio astronomía. Un radio interferómetro está formado por un par de antenas direccionadas que reciben radio señales de fuentes en una banda específica de frecuencias. Las antenas VLBI típicamente tienen varios metros de diámetro, lo cual permite observar señales de objetos extra galácticos como los quásares, que por la distancia a la que se encuentran se comportan como puntos fijos en el cielo, emitiendo frentes de ondas planas en las cercanías de nuestro planeta. La distancia entre las dos estaciones y la configuración geométrica dada

por las posiciones relativas, determinan la diferencia entre las distancias recorridas por la señal para llegar a cada una de las estaciones, (figura 2.5) [61].

La primer estación recibirá la señal en $t(1)$, τ segundos después llegará la señal a la segunda estación, y la diferencia entre las distancias recorridas será $c\tau$, siendo c la velocidad de la luz. La red mundial cuenta con unas 40 estaciones terrestres; las sesiones de observación de VLBI son de 24 horas, y generalmente participan ocho estaciones que observan cerca de 60 cuásares. Con los retardos temporales registrados para cada línea de base de la red se determinan las posiciones relativas de las estaciones VLBI con una precisión menor a 1 cm.

La ecuación básica de observación viene dada por:

$$-c\tau = \vec{b} \cdot \vec{k} + \Delta\Gamma_{clo} + \Delta\Gamma_{trop} + \Delta\Gamma_{ion} + \Delta\Gamma_{rel} \quad (2.7)$$

Dónde

\vec{k} es el vector unitario que indica la posición del cuásar en el sistema celeste ecuatorial baricéntrico.

\vec{b} es el vector de línea de base para las antenas VLBI en un sistema geocéntrico fijo a la tierra.

$\Delta\Gamma_{clo}$ es la corrección de retardo debido a las diferencias de sincronización y a las variaciones en las frecuencias de los relojes atómicos.

$\Delta\Gamma_{trop}$ es el retardo troposférico.

$\Delta\Gamma_{ion}$ es el retardo ionosférico.

$\Delta\Gamma_{rel}$ son correcciones debido a efectos relativistas.

Podemos observar que está presente el retardo troposférico; para conocer los detalles teóricos del procesamiento con VLBI y analizar los distintos términos de la ecuación de observación, se puede consultar[79].

2.2.4.2. DORIS

Es una técnica activa de la geodesia satelital que emplea radio señales. El segmento terrestre está formado por balizas que emiten señales en 2036,25 MHz y 401,25 MHz, y el segmento espacial está formado por los satélites de los usuarios. Las balizas envían a los satélites las señales en las dos frecuencias y los receptores miden el corrimiento por efecto Doppler. Los datos se almacenan en instrumentos satelitales, hasta que en cierto instante preestablecido para cada satélite, algunas estaciones terrestres denominadas estaciones de control, reciben la información. En esta técnica el objeti-

vo principal es determinar órbitas precisas; se empleó para los satélites TOPEX/Poseidon, Jason-1 y ENVISAT. A diferencia de las otras técnicas geodésicas, cuenta con una distribución homogénea de estaciones en ambos hemisferios que ha sufrido muy pocas modificaciones con el correr del tiempo. Tres estaciones terrestres se encargan de ajustar el sistema de tiempo satelital con el tiempo atómico internacional. En tierra cuenta con 60 estaciones; las balizas tienen un 80 % de cobertura cuando la altitud orbital es de 800 km, y un 95 % de cobertura cuando la altitud orbital es de 1335 km.

La ecuación básica de observación se basa en el efecto Doppler. La estación emite una frecuencia f_s , al llegar al satélite el receptor recibe una frecuencia f_g , que será diferente siempre que exista una componente de la velocidad satelital en la dirección radial (estación-satélite). La ecuación básica de efecto Doppler vincula la variación de la frecuencia con la componente radial de la velocidad v_r :

$$f_g - f_s = \frac{f_s}{c} v_r \quad (2.8)$$

La cantidad de longitudes de onda acumuladas por efecto Doppler entre un tiempo i y un tiempo j , será medida en el satélite con una frecuencia f_o generada, igual a la frecuencia emitida por las estaciones :

$$N_{ij} = \int (f_g - f_o) dt \quad (2.9)$$

Empleando la relación fundamental de efecto Doppler 2.8 y resolviendo la integral previa, se obtiene la ecuación básica de observación. Vincula el observable N_{ij} con la diferencia de las distancias estación-satélite para un tiempo i y un tiempo j , que se representa como $s_j - s_i$ [72].

$$N_{ij} = (f_g - f_o)(t_j - t_i) + \frac{f_o}{c}(s_j - s_i) \quad (2.10)$$

A esta ecuación de observación hay que agregarle los retardos introducidos por la atmósfera y por la desincronización de los relojes. Para profundizar los conceptos de esta técnica puede consultarse [72].

2.2.5. Introducción a la técnica GNSS

2.2.5.1. Generalidades

El sistema global de navegación por satélite GNSS, trabaja las veinticuatro horas del día, bajo cualquier condición climática. Todos los satélites emiten dos o más señales de radio en la banda L

(entre 1 y 2 GHz), que atravesando la atmósfera, son utilizadas en tierra para navegación, posicionamiento y transferencia del tiempo. Los sistemas globales que componen GNSS son, el Sistema de Posicionamiento Global, Global Position System GPS, el Sistema de Navegación Global por Satélite GLONASS, el sistema en desarrollo de la agencia espacial europea GALILEO, y el sistema chino Beidou. También existen sistemas regionales desarrollados por países como Japón o India.

El sistema GPS fue desarrollado por el gobierno de Estados Unidos con fines principalmente militares. A partir de 1983 fue habilitado de manera parcial para los civiles y en 1994 quedó completamente operativo. Originalmente se transmitía el código de adquisición rápida C/A para los civiles y códigos de posicionamiento preciso, cifrados para uso militar. En el año 2000 se eliminó la señal de disponibilidad selectiva, Selective Availability SA, que intencionalmente degradaba la recepción de los usuarios civiles. Los satélites GPS de última generación, envían una señal civil en la banda L5. [39]

El sistema GLONASS comenzó a operar en 1995, pero fue parcialmente suspendido con el colapso de la Unión Soviética, para ser restablecido en el año 2010. Está formado por 20 satélites operacionales, y emite dos señales en las bandas L1 y L2. [39]

El sistema GALILEO debe su nombre al astrónomo Galileo Galilei. Este proyecto europeo surge por la necesidad de tener un sistema de posicionamiento sin injerencia militar. Se ha diseñado especialmente para aplicaciones civiles y comerciales, se espera finalizarlo en el año 2020 y tendrá una constelación de 30 satélites disponibles emitiendo diez señales en las bandas L1, E5 y E6. [39]

El sistema Beidou desarrollado por China, tiene fecha de finalización en el año 2020. Constará de 35 satélites, cinco de ellos geoestacionarios y los restantes describiendo una órbita terrestre media. Las señales emitidas estarán en las bandas E2, E5 y E6, posiblemente solapándose con las frecuencias del sistema Galileo.

Cuando todos estos sistemas se encuentren plenamente operacionales y sean interoperables, se incrementará cuatro veces la cantidad de satélites disponibles respecto al sistema GPS. Habrá nuevas frecuencias y nuevas señales, lo cual aumentará la cantidad de aplicaciones y la calidad de los resultados obtenibles [39].

Cada sistema de GNSS se divide en tres segmentos: el segmento espacial, el segmento de control, y el segmento de los usuarios.

El segmento espacial está formado por la constelación satelital, equipada con sistemas y antenas de radionavegación. La distribución espacial se diseña de manera tal que siempre existan al menos cuatro satélites disponibles para cualquier observador en tierra. Son órbitas terrestres medias, con

una altitud que oscila entre 20000 y 30000 kilómetros, muy poco afectadas por el frenado atmosférico. La presión de radiación solar es la principal fuerza perturbadora para el movimiento central. La tabla 2.1 indica la cantidad de satélites activos y los de reposición NS , la cantidad de planos orbitales NP , la inclinación orbital i , y el radio orbital R , para los diferentes segmentos espaciales.

	NS	NP	i	R
GPS	21 - 3 R	6	55 °	26560 km
GLONASS	21 - 3 R	3	64,8°	25510 km

Tabla 2.1: Se muestra por columnas: el sistema de navegación, la cantidad de satélites y de planos orbitales, la inclinación y el radio orbital

El segmento de control está formado por un conjunto de estaciones terrestres y de antenas de telecomando, que determinan las posiciones satelitales y monitorean sus señales. También envían información al espacio, para que los satélites puedan generar el mensaje de navegación. Por lo tanto las estaciones terrestres que componen este segmento, están habilitadas para recibir y enviar señales regulando el comportamiento del sistema.

El segmento de los usuarios está formado por todas las estaciones que reciben información del sistema. La antena receptora detecta las señales y las envía al receptor, que habiendo identificado el satélite, las transforma en magnitudes observables.

Los principales errores de las mediciones GNSS se producen en el segmento de los usuarios. Están vinculados con los retardos atmosféricos, el ruido del receptor, los retardos electrónicos, los efectos de multicamino, las obstrucciones en el camino de las señales, los errores en los relojes del receptor, etc. En el segmento espacial las fuentes de error radican en la inestabilidad de los relojes o en las perturbaciones satelitales, mientras que el segmento de control puede introducir errores en la predicción de las efemérides. [39]

2.2.5.2. Estructura de la señal GNSS

La estructura de una señal GNSS está determinada por la portadora, por los códigos de pseudo distancia, y por el mensaje de navegación. La portadora es una señal sinusoidal en radio frecuencia. Los códigos de pseudo distancias son ruidos pseudoaleatorios que la modulan, permitiendo determinar el tiempo de viaje de la señal. El mensaje de navegación informa la posición del satélite y las correcciones para sus relojes mediante códigos binarios. En las próximas ecuaciones se muestran las estructuras de las señales emitidas sobre las portadoras $L1$ y $L2$ en el sistema GPS:

$$s_{L1}(t) = \sqrt{2C_{c/A}}D(t)X(t) \sin(\pi 2f_1 + \theta_1) + \sqrt{2C_{p1}}D(t)P(t) \cos(\pi 2f_1 + \theta_1) \quad (2.11)$$

$$s_{L2}(t) = \sqrt{2C_{p2}}D(t)P(t) \cos(\pi 2f_2 + \theta_2) \quad (2.12)$$

Dónde:

$f_1 - f_2$ representan las frecuencias de las señales armónicas asociadas a las respectivas bandas $L1 - L2$.

$C_{c/A} C_{p2} C_{p1}$ representan las amplitudes de las señales.

$D(t)$ representa la modulación del mensaje de navegación.

$X(t)$ representa la modulación del código C/A de acceso libre para cualquier usuario.

$P(t)$ representa la modulación del código P, cifrado para usuarios civiles, y brinda mayor precisión que el código C/A.

Todos los satélites GPS transmiten las mismas dos portadoras $L1 - L2$, y las modulan con los códigos de pseudo distancia $X(t) P(t)$ que son específicos del satélite en cuestión. Cada señal puede ser rastreada por un sólo canal del receptor GPS, porque es el único que conoce el código de modulación. Los otros canales rechazan esta información, ya que cada uno tiene asociado un satélite. Este proceso de separación para las señales entrantes es conocido como División De Código de Múltiple Acceso, Code Division Multiple Access (CDMA). El sistema GPS tiene dos señales experimentales, L2C y L5, que se incorporaron en los satélites de última generación y se encuentran en la tabla 2.2, donde se indican las características de las portadoras[70].

Las señales GLONASS tienen una estructura similar a las señales GPS. En la banda L están las portadoras $L1 - L2$, cada satélite tiene asociado un par de frecuencias que difiere levemente con cualquier otro par asignado a un satélite visible. Los códigos de distancia son iguales para todos los satélites: el código de Alta Precisión, High Precision HP, es análogo al código P, mientras que el código de Simple Precisión, Simple Precision SP, es análogo al código C/A (tabla 2.3). El receptor separa las señales GLONASS, asignándoles diferentes frecuencias a los distintos canales de rastreo. Este procedimiento se llama Acceso Múltiple por División de Frecuencia, Frequency Division Multiple Access FDMA. GLONASS emplea doce frecuencias para veinticuatro satélites, ya que cualquier observador detecta a lo sumo la mitad de la constelación, porque en cada plano orbital hay siempre

dos satélites con una separación angular de 180° [70].

Señal	ν	Modulación	Disponibilidad
GPS-L1	1575,42 MHz	C/A - P	Libre
GPS-L2	1227,60 MHz	P	Cifrada
GPS-L1C	1575,42 MHz	CM CL	Libre
GPS-L2C	1227,60 MHz	CM CL	Libre
GPS-L5	1176,45 MHz	C/A	Cifrada
GLONAS-L1	1598,065-1609,3125 MHz	I5 Q5	Libre
GLONAS-L2	1242,9375-1251,685 MHz	HP - SP	Cifrada

Tabla 2.2: Características de las portadoras GNSS

Código	ν	λ	σ
GPS-P	10,23 MHz	29,31 m	$\sim 0,3$ m
GPS-C/A	1,023 MHz	293,1 m	~ 3 m
GLONASS-SP	0,511 Mcps	586,7 m	~ 6 m
GLONASS-HP	5,11 Mcps	58,67 m	$\sim 0,6$ m

Tabla 2.3: Características de los principales códigos para el sistema GNSS, se indica la frecuencia ν , la longitud de onda λ , y sus respectivas precisiones σ .

2.2.5.3. Fundamentos de las mediciones GNSS

El observable básico de GNSS es la época de propagación de la señal desde el centro de fase de la antena satelital hasta el centro de fase de la antena receptora, $\Delta\Gamma$, que escalado por la velocidad de la luz en el vacío, nos da una pseudodistancia. Esta medición difiere principalmente de la distancia real, por la desincronización entre los relojes del satélite y del receptor [72].

El valor de $\Delta\Gamma$, se determina correlacionando el código de distancia satelital recibido, con una réplica de la emisión generada en el receptor, de modo que si se la desplaza $\Delta\Gamma$ se obtiene el máximo de correlación (figura 2.6) [70]. Para determinar la posición del usuario, se necesitan utilizar al menos cuatro pseudodistancias y conocer las posiciones de los satélites.

En cierto instante, la ecuación básica de observación GNSS viene dada por:

$$\rho_i^j = D_i^j + c\delta_i^j + \epsilon_i^j \quad j = 1, 2, 3, 4 \quad (2.13)$$

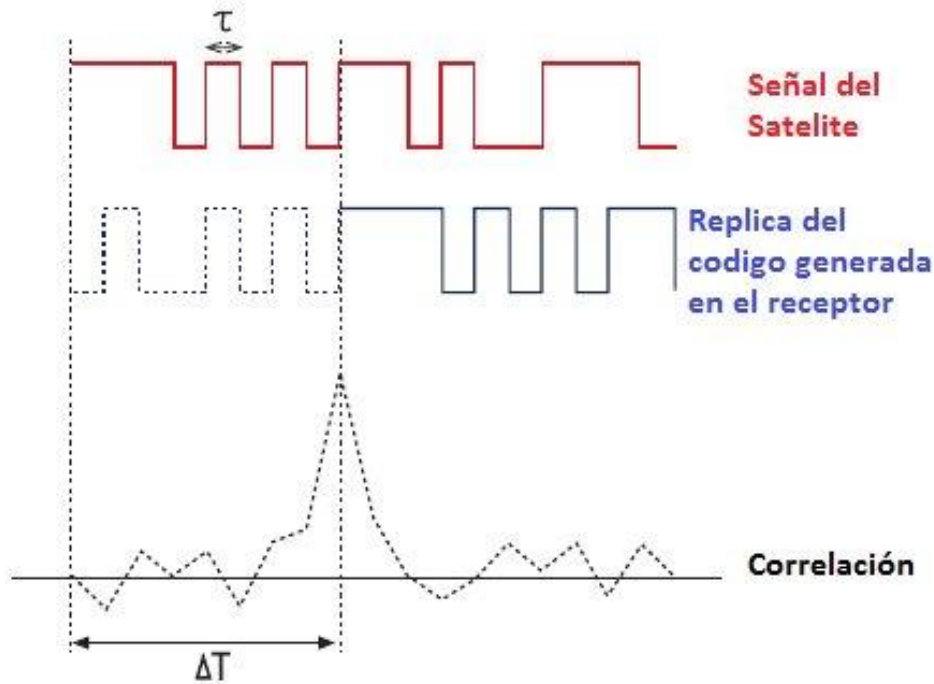


Figura 2.6: Se muestra cómo determinar la pseudodistancia con correlación

Dónde:

D_i^j representa la distancia geométrica entre el centro de fase de la antena de la estación i y el centro de fase de la antena del satélite j . La posición del centro de fase depende de la frecuencia considerada.

$\rho_i^j = c\Delta\Gamma_i^j$ representa la pseudodistancia entre la estación i y el satélite j , determinada con cualquier código de distancia del sistema GNSS.

δ_i^j representa la sincronización de los relojes. Tanto el reloj del receptor como los relojes satelitales presentan desvíos respecto a la escala de tiempo GNSS. El mayor efecto se detecta siempre en el receptor, debido a que su relojería es de inferior calidad.

ϵ_i^j tiene en cuenta principalmente los retardos atmosféricos.

Se puede expresar como la suma del retardo troposférico, del retardo ionosférico y de otros efectos remanentes como retardos instrumentales o efectos de multicamino.

$$\epsilon_i^j = \Delta\Gamma_{trop-i}^j + \Delta\Gamma_{ion-i}^j + \Delta\delta_i^j \quad (2.14)$$

Además de emplear los códigos, es posible determinar distancias utilizando las fases de las portadoras. A primer orden la distancia entre la estación y el satélite será $D_i^j = N_i^j\lambda + \frac{\lambda\phi_i^j}{2\pi}$, donde $N_i^j\lambda$

representa la parte entera de las longitudes de onda que caben en D_i^j , y $\frac{\lambda\phi_i^j}{2\pi}$ es la parte fraccionaria de longitud de onda contenida en D_i^j .

La ecuación básica de observación para las portadoras de fase será diferente a la ecuación 2.13 :

$$\phi_i^j = \frac{2\pi}{\lambda}(D_i^j + c\delta_i^j + \epsilon_i^j + N_i^j\lambda + \lambda w) \quad j = 1, 2, 3, 4 \quad (2.15)$$

Se observa la presencia de dos nuevos términos: λw se debe a la polarización circular de las ondas electromagnéticas, y $N_i^j\lambda$ representa el término de la ambigüedad, que se modifica de manera arbitraria cada vez que el receptor pierde la señal generándose un salto de ciclo.

Estas mediciones son mucho más precisas que las mediciones de código, generalmente en dos ordenes de magnitud; pero presentan discontinuidades temporales en la señal.

La frecuencia del código C/A o SP, es diez veces menor que la frecuencia del código P o HP; cuanto mayor es la frecuencia mejor es la determinación de la distancia. Las frecuencias de código del sistema GLONASS son prácticamente la mitad que las correspondientes frecuencias GPS, alcanzándose menor exactitud. [70]

A primer orden, el retardo producido por la ionósfera resulta ser inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia. En la ecuación 2.15 el término ϵ_i^j sufre una modificación respecto a la ecuación 2.13, ya que la ionosfera produce un avance en las mediciones de fase, numéricamente igual al retardo introducido en las mediciones de código, por lo cual el retardo ionosférico será $-\Delta\Gamma_{ion-i}^j$.

Como GLONASS y GPS emiten más de una frecuencia, es posible eliminar a primer orden el retardo ionosférico, usando una combinación lineal adecuada de las señales emitidas:

$$\begin{aligned} \rho_i^j(3) &= \frac{f_1^2\rho_i^j(1) - f_2^2\rho_i^j(2)}{f_1^2 - f_2^2} \\ \phi_i^j(3) &= \frac{f_1^2\phi_i^j(1) - f_2^2\phi_i^j(2)}{f_1^2 - f_2^2} \end{aligned} \quad (2.16)$$

Para identificar las bandas de las portadoras L1 – L2 se utilizaron los símbolos (1) – (2); la señal libre de ionosfera se denomina L3 por lo cual se utilizó el símbolo (3) en los observables de código y fase. L3 reduce el 99,9% del efecto ionosférico, y hoy día los programas científicos incluso implementan correcciones de orden superior.

Otras formas de combinar las señales permiten generar nuevos observables, que disminuyen algún efecto presente en las ecuaciones de observación. Dadas dos estaciones $i - k$ que detectan de

manera simultánea el mismo satélite j , las simples diferencias se definen como:

$$\begin{aligned}\rho_{ik}^j &= \rho_i^j - \rho_k^j \\ \phi_{ik}^j &= \phi_i^j - \phi_k^j\end{aligned}\tag{2.17}$$

Cuanto menor sea la distancia entre las estaciones $i - k$, menor será el efecto de los retardos atmosféricos en las simples diferencias, y menor será el error en la posición satelital al usar órbitas no precisas. Por otra parte, puede observarse que no se hace presente la desincronización en los relojes de los satélites.

Para estaciones $i - k$, que observan de manera simultánea los satélites $j - l$, las dobles diferencias se definen como la resta entre dos simples diferencias calculadas en el mismo instante:

$$\begin{aligned}\rho_{ik}^{jl} &= \rho_{ik}^j - \rho_{ik}^l \\ \phi_{ik}^{jl} &= \phi_{ik}^j - \phi_{ik}^l\end{aligned}\tag{2.18}$$

En las dobles diferencias los efectos atmosféricos se reducen aún más que en las simples diferencias. Se eliminan los errores de desincronización, logrando que todos los relojes involucrados en las dobles diferencias estén sincronizados. Eliminar los errores de reloj, implica asumir que se los conoce con precisión suficiente para calcular correctamente las distancias[23].

Las triples diferencias se definen haciendo la substracción entre dos dobles diferencias para distintos instantes ($T1, T2$):

$$\begin{aligned}\rho_{ik(T1,T2)}^{jl} &= \rho_{ik(T1)}^{jl} - \rho_{ik(T2)}^{jl} \\ \phi_{ik(T1,T2)}^{jl} &= \phi_{ik(T1)}^{jl} - \phi_{ik(T2)}^{jl}\end{aligned}\tag{2.19}$$

Se utilizan en medidas de fase, la ambigüedad N_{ijk}^{jl} para el instante $T1$ permanece constante para el instante $T2$, siempre que no haya habido un salto de ciclo en el lapso ($T1, T2$). Las triples diferencias en fase no dependen de las ambigüedades y son una herramienta útil para detectar discontinuidades en las señales[23]. En esta Tesis se utiliza el programa geodésico de alta precisión, 'Bernese GNSS Version 5.2' [24], empleando mayoritariamente la señal $L3$ en dobles diferencias de fase.

2.2.5.4. Determinación del retardo troposférico

Dado un grupo de N estaciones GNSS, que observan simultáneamente S satélites, para cada instante se podrá construir un sistema de ecuaciones independientes. Considerando la señal $L3$ en dobles diferencias de fase, la ecuación de observación para las estaciones $i - k$ y los satélites $j - l$ será:

$$\phi_{ik}^{jl}(3) = D_{ik}^{jl}(3) + \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \lambda_1 N_{ik}^{jl}(1) - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \lambda_2 N_{ik}^{jl}(2) + \Delta\Gamma_{trop-ik}^{jl} + \Delta\delta_{ik}^{jl} \quad (2.20)$$

Dónde

$$D_{ik}^{jl}(3) = (D_i^j(3) - D_k^j(3)) - (D_i^l(3) - D_k^l(3))$$

$$N_{ik}^{jl}(m) = (N_i^j(m) - N_k^j(m)) - (N_i^l(m) - N_k^l(m))$$

para $m=1,2$.

$$\Delta\Gamma_{trop-ik}^{jl} = (\Delta\Gamma_{trop-i}^j - \Delta\Gamma_{trop-k}^j) - (\Delta\Gamma_{trop-i}^l - \Delta\Gamma_{trop-k}^l)$$

$\Delta\delta_{ik}^{jl}$ Tiene en cuenta errores de orden superior.

En la ecuación 2.20, omitiendo la identificación de la portadora, se reemplaza cada una de las distancias D_i^j en función de las coordenadas $D_i^j = [(x_i - x^j)^2 + (y_i - y^j)^2 + (z_i - z^j)^2]^{0.5}$, siendo (x_i, y_i, z_i) las coordenadas de la estación i e (x^j, y^j, z^j) las coordenadas del satélite j . Teniendo una estimación de la posición de las estaciones y conociendo la de los satelitales, se linealiza la ecuación 2.20.

Todas las dobles diferencias que se pueden formar en una red de N estaciones, observando simultáneamente S satélites, no constituyen un sistema linealmente independiente. Se explicará esta afirmación trabajando con una configuración sencilla. Consideremos dos estaciones que $i - k$ forman una línea de base, y supongamos que sólo pueden observar simultáneamente tres satélites $j - l - m$. Sin tener en cuenta los cambios de signo en las diferencias, ellas serán: $\phi_{ik}^{lj}(3) - \phi_{ik}^{jm}(3) - \phi_{ik}^{lm}(3)$. Como $\phi_{ik}^{lm} = \phi_{ik}^{lj}(3) - \phi_{ik}^{jm}(3)$, sólo dos dobles diferencias resultan independientes.

En general, para S satélites tendremos $S - 1$ dobles diferencias linealmente independientes. Dadas N estaciones, podemos escoger a una de ellas de referencia para computar las dobles diferencias. Considerando el par de satélites $j - l$ y como referencia a la estación i , el conjunto $\phi_{ik}^{lj}(3)$ $k = 1, 2, 3, \dots, (n - 1)$ resultará independiente. Para N estaciones observando simultáneamente S satélites, el sistema estará formado por $(N - 1)(S - 1)$ ecuaciones independientes. Linealizando las ecuaciones, se resuelve el sistema aplicando el método de mínimos cuadrados. Con observaciones de pseudo distancias en fase, conociendo las coordenadas a priori de los satélites, se estiman los retardos troposféricos y se mejoran las coordenadas de las estaciones.

Los retardos troposféricos se generan en la dirección estación-satélite; para cada locación tendremos diversos valores dependiendo del satélite considerado. A fin de evitar que el sistema de ecuaciones sea singular, se reparametrizan los retardos troposféricos inclinados en retardos cenitales. Para tal fin, se introduce una función de mapeo m' , que permite obtener un valor en la dirección de la vertical del lugar, (figura 2.7). A este retardo se lo denomina retardo cenital total, Zenithal Total

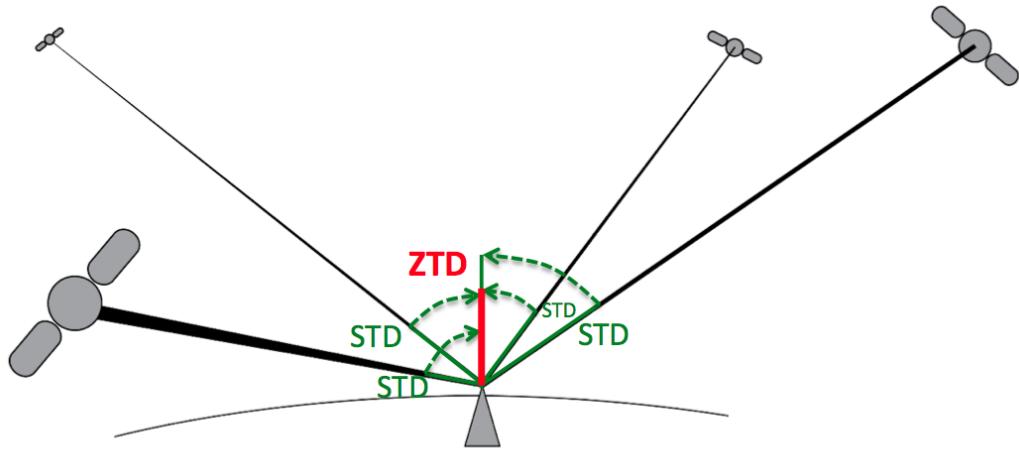


Figura 2.7: Verticalización de los retardos troposféricos

Delay ZTD , y se vincula con el retardo total en la dirección de observación, Slant Total Delay STD mediante:

$$ZTD = m STD \quad (2.21)$$

Despreciando la diferencia de longitud entre ambas trayectorias, es posible expresar el ZTD en función de una integral que sólo depende del índice de refracción n .

$$\begin{aligned} ZTD &= c \int_{\text{troposfera}} dt - c \int_{\text{vacío}} dt \\ &= \frac{c}{v} \int_{\text{troposfera}} \left(\frac{ds}{dt}\right) dt - \frac{c}{c} \int_{\text{vacío}} \left(\frac{ds'}{dt}\right) dt \\ &= \int (n - 1) ds \end{aligned} \quad (2.22)$$

Dónde

$\frac{ds}{dt}$ representa a la velocidad en el medio.

$\frac{ds'}{dt}$ representa a la velocidad en el vacío.

Como el integrando en función del índice de refracción es cercano a cero, se define la refractividad N de modo que $n - 1 = 10^{-6}N$. Se han hecho grandes esfuerzos para expresar a la refractividad de la atmósfera neutra en la banda de radio, la expresión que generalmente se emplea es: [46]

$$N = k_1 \frac{p_d}{T} z_d^{-1} + k_2 \frac{e_v}{T} z_e^{-1} + k_3 \frac{p_d}{T^2} z_e^{-1} \quad (2.23)$$

Dónde

p_d representa la presión parcial que ejerce el aire seco (hPa).

e_v representa la presión parcial que ejerce el vapor de agua, principal estado en que se encuentra en la atmósfera, incluso dentro de las nubes.

T representa la temperatura absoluta (K).

$z_d z_e$ representan los factores de compresibilidad.

$$k_1 = 7,60 \frac{K}{hPa}$$

$$k_2 = 69,5 \frac{K}{hPa}$$

$$k_3 = 370100 \frac{K}{hPa^2}$$

k_i $i = 1, 2, 3$ son constantes físicas basadas en datos experimentales[10].

El primer término de la ecuación 2.23 tiene en cuenta el momento dipolar inducido por las señales de radio en el aire seco. La molécula de agua tiene una estructura peculiar, ya que en ausencia de un campo electromagnético externo, el centro de cargas positivas no coincide con el centro de cargas negativas, generándose un momento dipolar permanente. Cuando un campo externo actúa sobre la molécula, se incrementa el momento dipolar existente; este efecto es considerado en el segundo término de la ecuación 2.23. Como la dirección del campo eléctrico asociado con las señales, no necesariamente coincide con la dirección del momento dipolar, aparecerá un momento que tenderá a alinear el dipolo de la molécula de vapor de agua con las líneas de campo; este efecto lo contempla el último término de la ecuación 2.23 [46].

Es de interés encontrar una expresión para la refractividad donde los sumandos dependan de las propiedades físicas del medio, en lugar de tener distintos términos para el aire seco y el vapor de agua. Si en el primer sumando de la ecuación 2.23 se aplica la ecuación del gas real considerando la compresibilidad, $p_d = Z_d \rho_d R_d T$ y se reemplaza la densidad del aire seco como $\rho_d = \rho - \rho_v$, se obtiene otra expresión para la refractividad:

$$N = k_1 R_d \rho + k_2' \frac{e_v}{T} z_e^{-1} + k_3 \frac{e_v}{T^2} z_e^{-1} \quad (2.24)$$

Dónde $k_2' = 22,1 \frac{K}{hPa}$ [10]; puede observarse que el primer sumando no depende de la compresibilidad, por lo cual corresponde a un gas ideal que satisface $p = \rho R_d T$ y $dp = \rho R_d dT$. En la troposfera la temperatura disminuye linealmente con la altura $T = -6,5 \frac{K}{km} h$ y $dT = -6,5 \frac{K}{km} dh$. Por lo tanto $dp = -6,5 \rho R_d dh$, es la condición de equilibrio hidrostático $dp = -\rho g dh$, que la cumple todo el aire seco y en parte la molécula de agua, porque dp depende de la densidad total. Es por eso que el retardo hidrostático no es exactamente igual al retardo seco, pero a fines prácticos se consideran equivalentes [10], y de aquí en más serán indistintos.

A la refractividad se la descompone como la suma de la parte hidrostática N_H y de la parte húmeda N_w :

$$\begin{aligned} N_H &= k_1 R_d \rho \\ N_W &= k_2' \frac{e_v}{T} z_e^{-1} + k_3 \frac{e_v}{T^2} z_e^{-1} \end{aligned} \quad (2.25)$$

Como consecuencia el ZTD puede expresarse como la suma de un retardo hidrostático cenital, Zenithal Hydrostatic Delay ZHD , con un retardo húmedo cenital, Zenital Wet Delay ZWD :

$$\begin{aligned} ZTD &= ZHD + ZWD \\ ZHD &= 10^{-6} \int_{cenital} N_H dh \\ ZWD &= 10^{-6} \int_{cenital} N_W dh \end{aligned} \quad (2.26)$$

Se ha visto que el retardo troposférico total se produce en la dirección estación satélite y que para poder estimar un retardo único para cada sitio de observación, es necesario verticalizar mediante una función de mapeo. De manera análoga, el retardo hidrostático tiene asociado una función de mapeo hidrostática m_h , mientras que el retardo húmedo tiene asociado una función de mapeo húmeda m_w :

$$STD = m_h ZHD + m_w ZWD \quad (2.27)$$

Históricamente, la función de mapeo más simple que se empleó, es la cosecante del ángulo de

elevación, que se basa en un modelo atmosférico de capas planas en un medio isótropo. En 1972 Marini demostró matemáticamente que la función de mapeo se puede expresar como una fracción continua del seno del ángulo de elevación [52].

$$m = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + \frac{c}{\ddots}}}}{\text{sen}\theta + \frac{a}{\text{sen}\theta + \frac{b}{\text{sen}\theta + \frac{c}{\ddots}}}} \quad (2.28)$$

La mayoría de las funciones de mapeo emplea fracciones continuas, variando en el grado de corte, en la estimación de los coeficientes, y en la normalización de la fracción. Los coeficientes pueden ser constantes, funciones lineales o funciones trigonométricas, que dependen de la locación, de la fecha, y de variables sinópticas en superficie. Hasta hace algunos años, los modelos se ajustaban empleando mediciones de perfiles de radiosondeos o de estaciones meteorológicas. La función más usada en GNSS, era la función de Niell [54], quien determinó sus coeficientes con perfiles de radiosondeo en el hemisferio norte, asumiendo simetría respecto al plano del Ecuador. Esta hipótesis se utilizó debido a la baja cobertura espacial de los radiosondeos en el hemisferio sur, por lo cual se generan mayores desvíos en esta región[6]. El coeficiente a para m_h , se expresa como la suma de un valor medio con una función armónica, cuya amplitud depende de la latitud y cuyo argumento depende del día del año. La variabilidad espacial de los coeficientes no logra reproducir ninguna asimetría que dependa de la longitud y tiene una resolución espacial de quince grados de latitud. Temporalmente, los coeficientes no pueden representar la variabilidad de frecuencias mayores a un año. En el último periodo se han desarrollado funciones de mapeo con mayor resolución espacio temporal. La falta de inclusión de medidas con cobertura global se supera empleando los valores de los NWM provistos por ECMWF. Dentro de estas funciones de mapeo, están la Función de Mapeo de Viena, Vienna Mapping Function VMF [5], la Función de Mapeo de Viena 1, Vienna Mapping Function1 VMF1 [4] y la Función de Mapeo Global, Global Mapping Function GMF [6].

En la función de mapeo VMF1, los coeficientes a no se obtienen evaluando una función analítica que ha sido ajustada con observaciones. Cada seis horas se computan numéricamente los valores,

utilizando trazas de rayos en los distintos niveles de presión que brinda ERA INTERIM. Para determinar los coeficientes (b, c) de la componente hidrostática, se trabajó con una grilla global de 156 puntos utilizando los datos del modelo ERA 40 durante el año 2001. En cada sitio se calcularon los coeficientes, b es un valor promedio obtenido con los cómputos en cada punto de la grilla. Los resultados mostraron que c varía con la latitud y con la estación, por lo cual se propuso una función analítica cosenoidal para la cual se ajustaron los coeficientes. Los valores (b, c) de la parte húmeda, no son significativos dado que el ZWD es unas diez veces menor que el ZHD; VMF1 sigue utilizando las estimaciones de Niell [6]. Al principio los coeficientes se daban para sitios determinados, pero luego la información se grilló globalmente ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$) a fin de ser accesible en cualquier estación. Para obtener ambos valores de a , es necesario actualizar y descargar continuamente información de la red. Para evitar esta situación se generó la función de mapeo GMF que sólo depende de la fecha y de la locación del sitio. Los coeficientes a , se obtuvieron con datos de tres años provistos por el modelo ERA 40, se produjeron funciones analíticas; que son la suma entre un coeficiente a_0 y un coseno de periodo anual. Usando un desarrollo en armónicos esféricos de grado y orden 9, se ajustaron los valores de a_0 . Los coeficientes (b, c) son idénticos a los de la función VMF1 [4].

Como la función de mapeo VMF1 estima los coeficientes a_0 utilizando directamente valores del modelo ERA INTERIM, es consistente utilizar el valor a priori de ZHD determinado por ERA INTERIM, para estimar el ZTD con el procesamiento geodésico. Si se opta por utilizar la función de mapeo GMF, comúnmente se emplea la estrategia de procesamiento GPT/GMF [42]. Especialmente, la función GMF considera una resolución superficial de 20 grados, mientras que temporalmente ajusta un periodo anual. Se desarrolló el modelo Global de Presión y Temperatura, Global Pressure and Temperature model GPT, que utiliza los mismos criterios de variación espacio temporal [42]. En la estimación a priori del ZHD, el procesamiento geodésico utiliza valores GPT para la presión superficial de las estaciones.

Posteriormente surgieron otros modelos globales, que mejoraron el modelo GPT, en grillas de veinte grados. Tanto la altura como las variables meteorológicas, sufren fluctuaciones considerables. Además, cuando la altura de la estación no coincide con el valor dado por la grilla del modelo para esa ubicación, se debe corregir este efecto, degradándose las estimaciones, puesto que las diferencias de altura pueden ser mayores a un kilómetro. Para reemplazarlo, se desarrolló el modelo Global de Presión y Temperatura 2, Global Pressure and Temperature model GPT2, que utiliza valores medios mensuales del modelo ERA INTERIM durante el periodo (2001-2010). Especialmente cuenta con una resolución de 5 grados que mejora considerablemente respecto a su predecesor [45]. Recientemente

se publicó el modelo Global de Presión y Temperatura 2 húmedo, Global Pressure and Temperature model 2 wet GPT2w, que brinda nuevos parámetros, como el gradiente vertical de temperatura, la presión parcial de vapor de agua, la temperatura media troposférica, el retardo húmedo, etc. Una característica importante que tiene el GPT2w es que amplía el espectro de las aplicaciones, mejorando la resolución espacial con grillas de un grado. Es completamente consistente con los coeficientes de la función de mapeo VMF1, por lo cual su uso se recomienda para aplicaciones científicas de alta precisión[3].

Actualmente, en la mayoría de las aplicaciones científicas se trabaja con la función de mapeo VMF1. Lo más recomendable dentro del procesamiento geodésico es utilizar medidas meteorológicas; como raramente se cuenta con esta información en toda la red, se utiliza el ZHD del modelo ERA INTERIM o se recurre a los valores de presión de algún modelo (GPT, GPT2, GPT2w) para dar una estimación inicial del ZHD a través de Saastamoinen [66].

2.2.5.5. Determinación del PW_{GNSS}

Para extraer el ZHD del ZTD, comúnmente se utiliza el modelo de Saastamoinen[66], que resuelve la integral hidrostática de la refractividad (ecuación 2.26) empleando la ecuación del gas ideal y asumiendo un modelo de variación para la temperatura. Depende de la presión en superficie P_s y de la locación a través de la latitud θ y de la altura elipsoidal h .

$$ZHD = (2,2779 \pm 0,0024)P_s(1 - 0,00266 \cos(2\theta) - 0,00028h)^{-1} \quad (2.29)$$

El retardo se obtiene en metros, empleando la altura en km y la presión en hPa.

El procesamiento geodésico estima el ZTD, mediante la ecuación 2.26 se obtiene el ZWD, que se relaciona con el PW, mediante un factor de proporcionalidad dependiente de variables meteorológicas superficiales [2].

De acuerdo con el trabajo de Bevis, podemos afirmar que el PW es proporcional al ZWD [10].

$$PW = \frac{ZWD\kappa}{\rho} \quad (2.30)$$

Dónde ρ representa la densidad de agua líquida y κ es un coeficiente expresado en función de parámetros bien calibrados:

$$\kappa = \frac{1}{10^{-6} R_v \left(\frac{k_3}{T_m} + k_2' \right)} \quad (2.31)$$

Siendo $R_v = 461,5181 \text{ kg K}^{-1}$, $k_3 = 3,776 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-2} \text{ hPa}^{-1}$ y $k_2' = 17 \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1}$.

T_m representa un promedio pesado de la temperatura, en función de la presión parcial de vapor de agua e_v , a través de la dirección vertical de la troposfera.

$$T_m = \frac{\int_0^h \frac{e_v}{T} dz}{\int_0^h \frac{e_v}{T^2} dz} \quad (2.32)$$

T_m es un parámetro importante en la meteorología GNSS; se lo representa como una función lineal de la temperatura en superficie. Bevis desarrolló un modelo global, basado en el análisis de miles de radiosondeos; que ajusta bien en latitudes medias y sólo depende de la temperatura superficial T_0 [10].

$$T_m = 70,2 + 0,72T_0 \quad (2.33)$$

En los últimos años surgieron una serie de modelos globales, que utilizan fórmulas empíricas y diferentes bases de datos, con resolución espacial acotada. El primer modelo es GWMT; utiliza el modelo GPT junto con datos de radiosondeos en más de cien estaciones durante 2005-2009, y presenta grandes desvíos en las regiones marinas. El modelo GTm_III utiliza datos grillados de T_m provistos por el sistema geodésico de observación global, considerando variaciones semianuales y diurnas para T_m . Resultados similares se obtienen con el modelo GTm_N que utiliza información proveniente del reanálisis NCEP. Tanto GTm_III como GTm_N, emplean un desarrollo en armónicos esféricos con una resolución espacial de 20 grados. El modelo más reciente GTm_X, mejora notablemente este aspecto, logrando una resolución espacial de un grado. Incluye información del reanálisis ERA INTERIM en cinco niveles de presión para el periodo 2011-2013. En cada punto de la grilla se ajustaron los ocho coeficientes que contemplan el valor medio, la variación anual, la variación semianual, y la variación diurna. Este modelo calcula T_m en función de la latitud, la longitud y la altura [21].

Debido a la dependencia funcional de T_m en el coeficiente κ , los distintos modelos no producen variaciones significativas en las estimaciones de PW, por ejemplo, en la región de América del sur, las estimaciones de PW obtenidas con el modelo de Bevis difieren respecto al modelo regional de Sapucci en menos de 0,5 mm [30].

2.2.5.6. Revisión breve de PW_{GNSS}

La precisión alcanzada en el posicionamiento geodésico a fines de la década del ochenta, permitió empezar a estimar la influencia atmosférica. En 1990, se publicó un trabajo que analiza variaciones en el contenido de vapor de agua mediante GPS [80], y dos años más tarde con el trabajo de Bevis [10] nació la meteorología GNSS. Desde entonces hasta la fecha, se desarrollaron infinidad de investigaciones y aplicaciones en esta área que se encuentra completamente cimentada. Su capacidad operativa y la expansión permanente de las estaciones de monitoreo continuo, la han transformado en una de las técnicas más elegidas para analizar el vapor de agua.

Las estimaciones GNSS de PW , PW_{GNSS} , han sido comparadas con valores obtenidos mediante otros dispositivos, como el radiosondador, el radiómetro de vapor de agua, o el LIDAR. La diferencia promedio entre GNSS y las otras técnicas es de unos dos milímetros [48] [49] [68]. Como GNSS trabaja de manera estable e ininterrumpida, bajo cualquier condición climática, se lo ha utilizado para calibrar radiómetros [15]. Diversos fenómenos climáticos como tormentas severas [22] o ciclones tropicales [12] han sido analizados empleando valores PW_{GNSS} . Las estimaciones de agua precipitable dadas por distintos modelos numéricos de reanálisis, han sido comparadas con valores GNSS [34] [14] [38]. En promedio, la diferencia media entre los valores PW_{GNSS} y los modelados numéricamente, es de unos 1,22 mm y su desviación estándar es de 0,73 mm [34]; aunque existen diferencias considerables en regiones montañosas. Los modelos modernos comúnmente asimilan valores de ZTD o de PW_{GNSS} [65]. En algunas pruebas, se ha detectado una mejor resolución en el ciclo diurno al introducir el PW_{GNSS} [33]. Hoy día existen bases de datos continuas de PW_{GNSS} con registros de más de una década, cuya frecuencia de disponibilidad es mucho mayor comparada con los radiosondeos [57], esto permite analizar la variabilidad del agua precipitable en alta frecuencia.

En otras aplicaciones, la disponibilidad de PW a tiempo casi real es de gran importancia. Algunas redes geodésicas como la SuomiNet densificada en Estados Unidos, [78] o la EUMETNET densificada en Europa, [29] proveen el valor de PW en tiempo casi-real, que puede emplearse en pronósticos y predicciones de fenómenos catastróficos. En los últimos años se ha comenzado a trabajar para obtener valores a tiempo real para PW_{GNSS} [19].

Intercomparaciones con PW_{RS}

En esta Tesis se utilizarán los valores de PW_{RS} para compararlos con los productos de PW_{GNSS} . Una serie de trabajos han realizado este tipo de intercomparaciones, entre ellos se destacan los análisis llevados a cabo por Wang. et. al [87] [85]. El primer trabajo mencionado, desarrolló un estudio

estadístico de las diferencias entre los valores PW_{GNSS} y los valores PW_{RS} , considerando los distintos modelos y marcas comerciales de radiosondadores lanzados desde diferentes sitios permanentes. Como conclusión general, se tiene que el PW derivado de radiosondeos está afectado en gran parte debido al comportamiento de los sensores, que varía con el tiempo y con la altura de ascenso. De las comparaciones de ambos PW se destacó una diferencia media global de 1,08 mm, siendo más seca la medición del radiosondador, con una desviación estándar de 2,68 mm. Es decir, una media porcentual respecto al valor absoluto de PW del 5,5 % y 10,6 %, para la diferencia media y su desviación estándar respectivamente. El segundo trabajo analiza catorce clases diferentes de radiosondadores, y asocia los desvíos sistemáticos entre los PW, a los errores presentes en los tres tipos de sensores de humedad que utilizan las radiosondas comerciales. Entre otras conclusiones se destaca que la mayoría de los modelos Vaisala, presenta una medición más seca, desvío seco, principalmente para rangos de PW comprendidos entre 5mm y 40 mm. Se verifica que este corrimiento seco es más pronunciado durante horas del día.

La red global de estaciones de radiosondeos, posee una larga cobertura temporal de más de seis décadas, y constituye la única medición in-situ de perfiles verticales para los parámetros meteorológicos. Es por ello que PW_{GNSS} debe entenderse como una medición meteorológica complementaria a la existente, que posee una serie de ventajas adicionales sobre el PW_{RS} , tales como una mejor cobertura espacial, una mayor frecuencia y menor costo en las mediciones; siendo posible obtener valores de PW_{GNSS} en cualquier condición climática.

2.3. Tomografía de la atmósfera

La tomografía es una aplicación del problema inverso, tal que con observaciones de una variable física que ya tiene un modelo propuesto, se obtienen los parámetros de dicho modelo. Es una técnica que se emplea en la medicina y en diversas áreas de la geofísica. En particular, se explicará cómo determinar la distribución vertical del vapor de agua mediante sensoramiento remoto, empleando la técnica de radio ocultación.

2.3.0.7. Radio ocultación

La técnica de radioocultación se basa en el fenómeno de curvatura que sufre una señal electromagnética provocada por los gradientes de refractividad en la atmósfera. Esta desviación puede ser utilizada para inferir el contenido total de electrones en la ionosfera, así como variables termodi-

námicas: la presión atmosférica, la temperatura, la humedad, la presión de vapor de agua desde la estratosfera hasta la capa límite superficial; con una resolución vertical cercana a 300 metros.

El principio de esta técnica se representa en la figura 2.8. Durante una radio ocultación un receptor GNSS situado en un satélite de Órbita Terrestre Baja, Low Earth Orbit LEO, ve a un satélite de la constelación GNSS por encima, o por detrás del limbo terrestre, mientras que la señal se refracta al atravesar la atmósfera. El receptor GNSS del satélite LEO compara la señal que genera con la señal recibida, detectando un retardo y una desviación en la dirección de la señal. El ángulo de curvatura α (figura 2.8) depende de la distribución del vapor de agua y de la densidad atmosférica. Conociendo α , se determina el perfil vertical de refractividad en el punto de tangencia, (figura 2.8), lo que permite determinar perfiles verticales de vapor de agua, de presión, de temperatura, o del contenido total de electrones ionosféricos, en el mismo sitio[39].

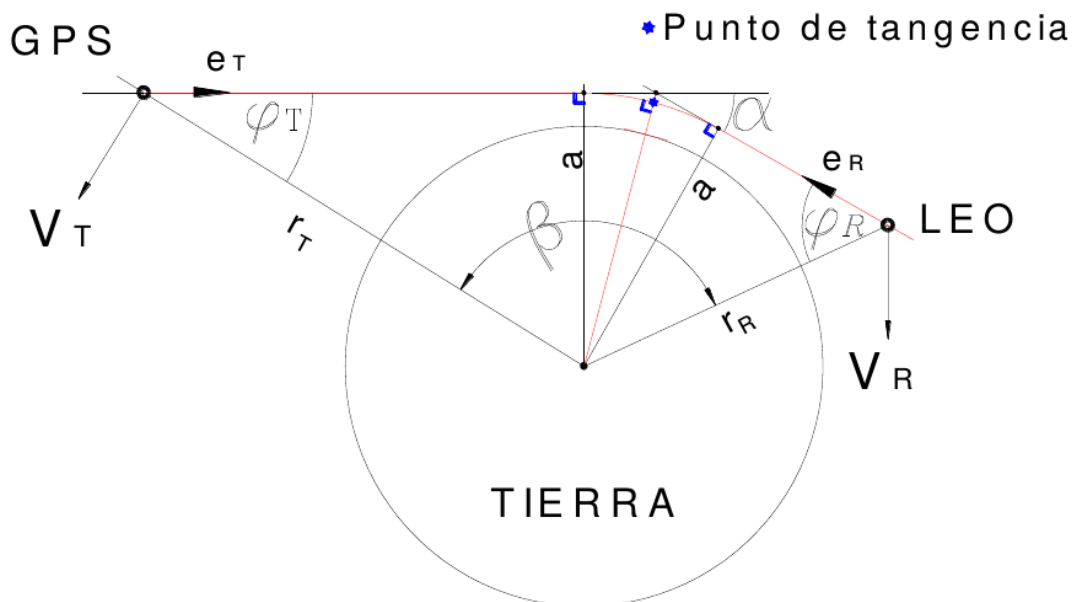


Figura 2.8: En la figura se observan todos los ángulos y las distancias que se emplean para describir el fenómeno de radio ocultación

La técnica requiere la determinación precisa de las posiciones y las velocidades para ambos satélites. La radio señal emitida en una frecuencia f_e se verá afectada por efecto Doppler; el receptor GNSS del satélite LEO recibe una frecuencia f_r . En el caso no relativista, la variación de la frecuencia depende de la velocidad relativa entre la fuente y el receptor:

$$f_r = \frac{f_t}{c} (\vec{V}_T \cdot \vec{e}_T + \vec{V}_R \cdot \vec{e}_R) \quad (2.34)$$

Dónde c representa la velocidad de la luz, \vec{V}_T representa la velocidad del transmisor, \vec{V}_R representa la velocidad del receptor, \vec{e}_T representa el versor en la dirección que partió la radio señal, y \vec{e}_R representa el versor en la dirección que se recibió la radio señal. Desarrollando el producto escalar se introducen los ángulos ϕ_T y ϕ_R (figura 2.8) como únicas incógnitas de la ecuación 2.34.

Se verifica la ley de Snell, que por la geometría esférica del problema corresponde a la ley de Bouger:

$$n(r_T)r_T \text{sen}(\phi_T) = n(r_R)r_R \text{sen}(\phi_R) = a \quad (2.35)$$

Como el transmisor y el receptor se encuentran a altitudes muy grandes, es válido considerar que $n(r_T) = n(r_R) = 1$. En cierto punto de la trayectoria de refracción se cumple que $\text{sen}(\phi) = 1$. Allí la dirección de propagación es perpendicular al radio terrestre, minimizándose el módulo del vector posición que se conoce como parámetro de impacto a . Para cada configuración de las posiciones satelitales y para cada estado físico de la atmósfera, existe un único parámetro de impacto[39].

Con las ecuaciones 2.34, 2.35, usando las posiciones y las velocidades satelitales, se obtienen los valores de ϕ_T y ϕ_R . Para el polígono definido por los vértices: centro de la tierra, satélite GNSS, satélite LEO, y punto de tangencia (figura 2.8), se consideran la suma de los ángulos interiores a fin de obtener el valor del ángulo de curvatura α . El ángulo β se computa fácilmente utilizando las posiciones de ambos satélites:

$$\alpha = \phi_T + \phi_R + \beta + \pi \quad (2.36)$$

Una vez determinado el valor de α en función del parámetro de impacto a , se puede determinar la variación del índice de refracción en función de la distancia al centro de la tierra en el punto de tangencia[39].

El ángulo de curvatura se genera como resultado de todo el proceso de refracción que se desarrolla en la trayectoria. El radio de refracción x se define como $x = rn(r)$; teniendo en cuenta la expresión de r en coordenadas polares y la ley de Bouger, se puede expresar:

$$\alpha(a) = -2a \int_a^\infty \frac{\frac{dn}{dx} dx}{n\sqrt{x^2 - a^2}} \quad (2.37)$$

Esta ecuación puede ser invertida empleando la transformación de Abel y sustituyendo $u = x^2$ y $v = a^2$:

$$n(x) = \frac{1}{\pi} \exp\left[\int_x^\infty \frac{\alpha(a) da}{n\sqrt{a^2 - x^2}}\right] \quad (2.38)$$

La inversión de Abel permite obtener una expresión de la refractividad como función del radio de refracción, que puede convertirse en la distancia al centro de la tierra aplicando $r = x/n(x)$. De acuerdo con el modelo de Kursinski [43] la refractividad atmosférica total puede expresarse como:

$$N = 77,6 \frac{P}{T} + 3,73 \times 10^5 \frac{e_v}{T^2} + 4,0310^7 \frac{n_e}{f^2} + 1,4W \quad (2.39)$$

Dónde

P es la presión en hPa

e_v es la presión parcial de vapor de agua en hPa

T es la temperatura en K

n_e es la cantidad de electrones por m^3

f es la frecuencia transmitida en Hz

W es el contenido de vapor de agua en g/m^3 .

Se explicará cuál es el significado de cada uno de los términos presentes en la ecuación previa. El primero es proporcional a la densidad molecular, dominante por debajo de los 60 kilómetros de altura. El segundo tiene en cuenta la variación del momento dipolar permanente del vapor de agua en la troposfera. El tercer término corresponde al retardo ionosférico a primer orden, mientras que el último tiene en cuenta los efectos de dispersión generados por el agua líquida troposférica[43].

Debido al efecto dispersivo de la ionosfera, dependiendo de la frecuencia considerada, se producirán diferentes ángulos de curvatura. Para las señales L_1 L_2 es posible combinar linealmente los respectivos valores de α , a fin de aislar el ángulo de curvatura generado por la atmósfera neutra $\alpha_{neutra}(a)$:

$$\alpha_{neutra}(a) = \frac{f_{L1}^2}{f_{L1}^2 - f_{L2}^2} \alpha_{L1}(a) - \frac{f_{L2}^2}{f_{L1}^2 - f_{L2}^2} \alpha_{L2}(a) \quad (2.40)$$

Para obtener la distribución vertical del vapor de agua, se utilizan las ecuaciones 2.39 y 2.40, despreciándose los dos últimos términos de la ecuación 2.39 no significativos en la troposfera. Con los perfiles de refractividad no se pueden determinar perfiles para (P, T, e_v) , puesto que el sistema no está completamente determinado. Además se debe emplear un modelo de reanálisis o medidas reales para una variable, así como también vinculaciones analíticas, basadas en principios físicos. Los

errores en la estimación del vapor de agua, superan a los de la presión y la temperatura, porque al ser una variable poco predecible, presenta pocos vínculos observacionales en los modelos. [43].

Capítulo 3

Metodología

3.1. Introducción

Para realizar el procesamiento geodésico, se utilizó el paquete de programas Bernese 5.2, desarrollado por el Instituto Astronómico de la Universidad de Berna. Está formado por casi cien programas escritos en lenguaje FORTRAN, que pueden correr durante el proceso de manera automatizada sin que el usuario interactúe. Un subconjunto de programas permite realizar el preprocesamiento: transformar los archivos de entrada al formato propio del Bernese, extraer la información necesaria para el procesamiento, y mejorar las órbitas precisas. En el procesamiento los principales programas son el GPSEST y el ADDNEQ2, que usan las observaciones para estimar los parámetros mediante la resolución y la combinación de sistemas de ecuaciones normales [23].

En esta Tesis mayoritariamente se emplearon dobles diferencias de la combinación lineal libre de ionósfera $L3$; y todos los modelos físicos involucrados en el procesamiento geodésico, fueron elegidos respetando las convenciones 2010 del Servicio Internacional de Rotación Terrestre y de Sistemas de Referencia, International Earth Rotation and Reference Systems Service IERS. Tanto el preprocesamiento como el procesamiento geodésico, se desarrollaron de manera automatizada utilizando el módulo BPE. La secuencia del procesamiento se define mediante un archivo de control de proceso PCF, en el cual se listan de manera secuencial, todas las rutinas escritas en lenguaje Perl que se deben ejecutar. En cada rutina se listan una secuencia de comandos que incluyen: el manejo de archivos, la elección de distintos modelos y parámetros de entrada para los códigos, así como también su ejecución, y el almacenamiento de los resultados de interés. El BPE permite realizar procesos en paralelo, y es capaz de correr simultáneamente varias tareas en diferentes computadoras, o incluso es capaz de

dividir la ejecución de una misma tarea en diferentes ordenadores. Uno de los desafíos de esta Tesis, fue desarrollar una secuencia de procesamiento automática, que optimice los tiempos de cómputo del ZTD_{GNSS} .

3.1.1. Modelos y convenciones

Para los fenómenos físicos predecibles que intervienen en el procesamiento geodésico se aplican modelos fiables. Se describirá brevemente, cuales son los efectos para los cuales el Bernese 5.2 permite optar por prototipos o convenciones, que pueden incorporar información externa [24] .

3.1.1.1. Productos

Carga de mareas

Las grandes masas de fluido de nuestro planeta, están afectadas por los momentos que le producen los campos gravitatorios de la luna y del sol, generando efectos de marea. Debido a la periodicidad de las órbitas, los momentos tendrán componentes periódicas. La carga de mareas representa la deformación que sufre la superficie terrestre debido al peso del fluido presente. Puesto que la corteza terrestre resulta elástica, el efecto en cualquier sitio depende la distribución global del fluido.

Durante el procesamiento, en todas las estaciones GNSS se modelan los efectos de carga de marea oceánica y atmosférica. La carga de marea oceánica se representa mediante el modelo FES2004. El cual fue desarrollado por Letellier e incorpora información altimétrica en un modelo hidrodinámico de mareas, contando con una resolución de $0,125^\circ$ [47]. Para la carga de marea atmosférica se utiliza el modelo de Van Dam. Éste predice términos de deformación diurna y semi diurna, representando la variabilidad superficial de la presión mediante datos provenientes del modelo ERA INTERIM [81].

La implementación de los modelos de carga oceánica y de carga atmosférica, requiere de un calculador externo para determinar los coeficientes en la locación de cada estación.

Mapas ionosféricos globales

El uso de la señal L_3 permite eliminar el retardo ionosférico a primer orden; no obstante los términos de orden superior pueden generar efectos de algún centímetro en la estimación de las coordenadas. Para el procesamiento se utiliza un modelo matemático, que permite representar los efectos de segundo y tercer orden, descriptos en el trabajo de Fritsche et al.[31].

En ciertos pasos del procesamiento, resulta necesario trabajar con combinaciones lineales de observables que no están exentas del efecto ionosférico a primer orden; especialmente a la hora de

resolver las ambigüedades. El Centro para la Determinación de Orbitas en Europa, Center for Orbit Determination in Europe CODE, brinda mapas ionosféricos globales, obtenidos a partir de un procesamiento GNSS en la red de estaciones IGS. La metodología utilizada para obtener este producto, consiste básicamente en aislar las señales ionosféricas de ambas portadoras del dato GNSS, lo que define el contenido total electrónico oblicuo para todas las estaciones GNSS. Luego se lo modela proponiendo una función de mapeo, que verticalice la señal, y un desarrollo en series de armónicos esféricos, que represente el valor del contenido total electrónico para diferentes tiempos y posiciones sobre la superficie terrestre, usando el concepto de capa esférica a una altura definida, en un sistema fijo al sol. Por último se computan los coeficientes del desarrollo, a fin de obtener estimaciones para el contenido total de electrones en cualquier locación. [71]

Orbitas precisas, EOP, y correcciones para los relojes satelitales

Los productos que brinda el servicio internacional GNSS, International GNSS Service IGS, se denominan productos operacionales. Desde hace algunos años, la mayoría respeta las convenciones 2010 del IERS, no obstante no constituyen bases temporales homogéneas. Actualmente se está desarrollando un segundo reanálisis que considera todas las convenciones, el marco IGB08, y calibraciones absolutas de antena; así se generarán nuevos productos para las órbitas precisas, para las correcciones de los relojes satelitales, para los parámetros de orientación terrestre, e incluso posiblemente se incluyan mapas ionosféricos y retardos troposféricos [36].

Como esta tarea no ha sido completada, para evitar que las inhomogeneidades en los productos operacionales puedan conducir a obtener señales ficticias en los parámetros estimados, se ha trabajado con la información del CODE, que ya tiene disponibles sus productos, para combinarlos con otros centros e introducirlos en el segundo reprocesamiento del IGS. Los productos utilizados son las órbitas precisas, los parámetros de orientación terrestre, y las correcciones para los relojes satelitales. Las órbitas precisas tienen una exactitud de 2,5 cm, y se brindan junto con las correcciones para los relojes satelitales respecto al tiempo GNSS. Los parámetros de orientación terrestre, Earth Orientation Parameters EOP, se utilizan para vincular los sistemas de referencia; en el preprocesamiento se analizará en detalle la transformación.

3.1.1.2. Calibración de las antenas

Para estimar cualquier parámetro, es necesario conocer con precisión la posición de emisión y de recepción de la señal. El centro eléctrico de fase de la antena, indica las coordenadas donde se

obtienen las medidas de la señal recibida. Su ubicación depende de la geometría, del azimut y de la elevación; así como también de la frecuencia e intensidad de la señal. Para cada portadora, se determina la posición media del centro de fase considerando señales en todas las direcciones. La diferencia entre la posición media y la posición real del centro de fase, se denomina variación del centro de fase de la antena. Esta magnitud depende del azimut y de la elevación de la señal recibida. Las coordenadas de la posición media del centro de fase, se miden respecto al punto de referencia de antena, que representa el punto inferior del eje de simetría de la antena. La distancia entre la posición media del centro de fase y el punto de referencia de antena, define el desvío del centro de fase. Esta magnitud está calibrada para las antenas de los satélites y las estaciones, junto con la posición media del centro de fase.

El proceso de calibración puede ser absoluto o relativo: cuando se trabaja con una antena de referencia y con líneas de base cortas, se obtiene una calibración relativa [32]; pero esta metodología en general no resulta adecuada [51]. La calibración absoluta de antenas, debe su nombre al hecho que prescinde de una antena de referencia. El procedimiento se desarrolla empleando robots, sólo se trabaja con la señal generada y con la antena a calibrar. En noviembre del 2006, el IGS adoptó correcciones absolutas para los centros de fase de las antenas en tierra y en los satélites. En el procesamiento se consideran estas opciones, empleando para las estaciones el archivo de modelo de antenas IGS08.atx, y para los satélites el archivo PHAS_COD.I08.

3.1.1.3. Verticalización, asimetrías y correlaciones del ZTD

Para verticalizar el retardo troposférico, durante todo el procesamiento se emplea la función de mapeo VMF1[3] descrita en la sección 2.2.5.4. Utiliza el modelo de fracción continua dado por la ecuación 2.28. Matemáticamente fue demostrado por Marini asumiendo la existencia de simetría acimutal. En la realidad esta condición no se verifica, y para contemplar la asimetría se introducen gradientes troposféricos en el procesamiento. De acuerdo con las convenciones 2010 del IERS [60], el STD puede expresarse como:

$$STD = m_h ZHD + m_w ZWD + m_g [G_N \cos(a) + G_E \sin(a)] \quad (3.1)$$

Dónde:

m_h es la función de mapeo hidrostática.

m_w es la función de mapeo húmeda.

m_g es la función de mapeo de los gradientes.

(G_N, G_E) representan las componentes horizontales del gradiente troposférico en dirección norte y este respectivamente.

a es el ángulo acimutal de la señal recibida, medido desde la dirección norte en sentido horario.

Los gradientes permiten tener en cuenta la presencia del abultamiento atmosférico ecuatorial, que genera un efecto sistemático en la dirección norte sur [50], y además posibilitan la representación de efectos aleatorios producidos por variaciones climáticas. En el procesamiento se utiliza el modelo propuesto por Chen [20], donde m_g depende de la distancia cenital z a través de:

$$m_g = \frac{1}{\tan(\pi - z) \sin(\pi - z) + c} \quad (3.2)$$

Esta expresión se basa en el concepto teórico del decaimiento exponencial del gradiente horizontal de la refractividad con la altura. Los valores medios de (G_N, G_E) se estiman, cada veinticuatro horas, al resolver el sistema de ecuaciones normales.

Los valores a priori para el ZHD se obtienen interpolando las estimaciones del reanálisis ERA INTERIM, dadas en una grilla global actualizada cada seis horas. El Bernese 5.2 utiliza estos valores siempre que se elija la función de mapeo VMF1.

Las observaciones con baja elevación, permiten decorrelacionar la altura de la estación con su respectivo ZTD. Pero por otra parte, están muy afectadas por los efectos de multicamino y cualquier problema que pueda surgir en la variación del centro de fase de la antena [28]. El efecto de la asimetría acimutal troposférica, es mucho más pronunciado a medida que disminuye la inclinación de la señal.

3.2. Cálculo del ZTD_{GNSS}

3.2.1. Preprocesamiento

En esta subsección se analizarán las distintas tareas que hay que desarrollar para tener disponibles los observables adecuados para el procesamiento.

3.2.1.1. Preprocesamiento de las observaciones

Las observaciones GNSS de las estaciones permanentes utilizadas, se encuentran disponibles en archivos con un formato que no depende del receptor empleado, conocido como formato RINEX [64]. Diariamente, todas las observaciones de código y fase correspondientes a una estación permanente,

se almacenan dentro de un RINEX. Como nadie efectúa ninguna revisión previa de los datos que se brindan en estos archivos, lo primero que se hace es reparar los saltos de ciclo y descartar los valores atípicos. Debido al ruido que presentan las observaciones de código se las suaviza. Estas tareas se efectúan usando el programa RNXSMT, que finalmente genera un nuevo archivo RINEX con la información deseada.

El RNXSMT primero analiza las observaciones agrupándolas por arco de órbita, con la señal *L6* determina si existen saltos de ciclos y datos atípicos; luego calcula el tamaño de los saltos para ambas frecuencias usando la señal *L4*. Sólo repara las observaciones de código; introduce nuevas ambigüedades en fase, para todas las épocas donde se detectan saltos de ciclos. Empleando la señal *L3* efectúa la diferencia entre las observaciones de fase y de código, pudiendo ver valores atípicos no detectados con la señal *L6*. Por último, se suavizan las observaciones de código para datos en arcos continuos de órbita, mayores detalles se pueden consultar en el apéndice A.4.

A los nuevos archivos RINEX, se los transforma generando cuatro archivos de salida en un formato propio del Bernese 5.2, que serán almacenados, para ser utilizados en los pasos siguientes. Un archivo posee las observaciones de código, otro las de fase, y los dos restantes tienen información de la estación considerada, para cada tipo de observación. Estas tareas se efectúan utilizando el programa RXOBV3.

3.2.1.2. Sincronización de los relojes del receptor

Una vez obtenidas las observaciones con diferencias en un formato adecuado, se estiman los desvíos temporales de los relojes del receptor respecto a los sistemas de tiempo GPS y GLONASS, empleando el programa CODSP. Para la señal *L3*, se resuelve con mínimos cuadrados el sistema formado por las ecuaciones definidas en 2.13, introduciéndose las correcciones para los relojes satelitales extraídas del archivo de órbitas precisas. El proceso de resolución es iterativo, puesto que el error de sincronización para los relojes del receptor está incluido en la medición de la distancia estación satélite, y las coordenadas a priori pueden no ser lo suficientemente precisas. Los desvíos calculados por el CODSP, se almacenan directamente en los archivos de observación. Al incluir observaciones del sistema GLONASS, es necesario incorporar una nueva incógnita para cada estación y para cada sesión, que calcule la diferencia de tiempo entre el sistema GPS y el sistema GLONASS.

3.2.1.3. Generación de las líneas de base

La estimación de los parámetros se realiza trabajando con dobles diferencias, que se calculan directamente al generar las ecuaciones normales del sistema, utilizando las líneas de base almacenadas previamente en el preprocesamiento. Con el programa SNGDIF se computa un conjunto linealmente independiente de simples diferencias, agrupando los pares de estaciones con el mayor tiempo común de observación. Se busca maximizar el periodo común tanto para las diferencias GPS como las GLONASS, por lo que las líneas de base resultan dependientes del sistema global considerado.

En la sección 2.2.5.4 se ha analizado el concepto de independencia lineal. Para cada satélite observado de manera simultánea por un total de m estaciones que constituyen la red, serán independientes m cero diferencias y $m - 1$ simples diferencias. En el apéndice A.3, se describe la metodología utilizada para generar las líneas de base independientes.

3.2.1.4. Preprocesamiento de simples diferencias de fase

Se enumeran, según su importancia, los principales objetivos de esta etapa:

- Detectar todos los saltos de ciclo presentes en las simples diferencias de fase.
- Repararlos siempre que sea posible, en caso contrario, introducir nuevas ambigüedades que serán determinadas en el proceso de estimación de parámetros.
- Eliminar todas las simples diferencias que resultan ser discordantes.

Estas tareas se realizan empleando el programa MAUPRP, que resulta más abarcativo que el RNXSMT. No requiere datos en doble frecuencia, ni necesita observaciones de código para monitorear mediciones de fase. Puede trabajar con cero o con simples diferencias, utilizando distintas combinaciones lineales de las señales GNSS.

En forma cronológica, primero se eliminan observaciones que no resultan significativas para la solución final, datos en pequeños intervalos temporales o procedentes de satélites con muy baja elevación. Luego se detectan y eliminan los valores atípicos, mediante un monitoreo no paramétrico que controla la diferencia entre lo observado y lo calculado. En el último paso, trabajando con los datos filtrados, se buscan todos los saltos de ciclo, reparándolos e introduciendo ambigüedades cuando no fue posible efectuar esta acción.

Para cada línea de base se almacenan los residuos normalizados, a fin de detectar nuevos valores atípicos en los observables simples diferencias. Con un análisis estadístico posterior, se efectúa esta tarea con el programa RESRMS.

3.2.1.5. Determinación de las coordenadas a priori

Para todas las estaciones que constituyen la red, las coordenadas a priori tienen una precisión métrica en el sistema ITRS, materializado con el marco de referencia IGB08. Debido a la presencia de sismos, que afectan la región de estudio durante el periodo de análisis, surgen cambios abruptos en las posiciones de ciertos sitios. Como consecuencia, es necesario estimar diariamente coordenadas a priori confiables. Para tal fin, se escoge un subconjunto de estaciones; cada una de ellas describe un movimiento modelado como rectilíneo uniforme. Sus velocidades son parámetros conocidos, (del orden de algunos milímetros por año), y permiten expresar matemáticamente sus movimientos. Con estas estaciones, se mejoran las coordenadas diarias a priori para toda la red, resolviendo el sistema de ecuaciones normales que contempla todos los observables dobles diferencias generados para la señal L_3 .

Esta situación incrementa la cantidad de pasos que se deben realizar en el preprocesamiento, ya que una vez obtenidas las coordenadas confiables a priori, es necesario volver a preprocesar todas las observaciones. Los errores presentes en las primitivas coordenadas a priori, pueden ocasionar falsas detecciones de observaciones discordantes, pueden afectar la corrección de saltos de ciclo, o la incorporación de ambigüedades en el sistema de ecuaciones normales.

3.2.2. Procesamiento

3.2.2.1. Introducción

Primero se verá como se genera y se resuelve el sistema de ecuaciones que permite estimar los parámetros en un procesamiento con señales GNSS. En esta Tesis se desean determinar los retardos troposféricos; para tal fin será necesario incluir otras variables en el sistema de ecuaciones, que son las coordenadas de las estaciones, los gradientes de los retardos troposféricos y las ambigüedades. Estos parámetros se desconocen o no se conocen con la exactitud requerida para determinar los valores del ZTD. La explicación a desarrollar será general, puede corresponder al sistema de ecuaciones que se ha mencionado en el preprocesamiento o al que permite encontrar solución final. En el primer caso todas las ambigüedades se estiman como números reales, mientras que en la solución final, sólo quedan por determinar unas pocas ambigüedades, que no han podido ser estimadas como valores enteros.

3.2.2.2. Tratamiento de órbitas

Cuando un observador en tierra registra posiciones satelitales, lo hace en un sistema geocéntrico fijo a la tierra, pero las leyes de la mecánica newtoneana sólo son válidas en sistemas inerciales. Por ello es necesario vincular un sistema geocéntrico fijo a la tierra con un sistema inercial. Si la tierra rotase de manera uniforme alrededor de un eje fijo respecto a la corteza terrestre y al sistema inercial, ambos sistemas podrían vincularse mediante un único parámetro: el ángulo de rotación terrestre. En la realidad, el eje de rotación terrestre no permanece fijo respecto a ninguno de los dos sistemas. El vector rotación cambia por múltiples causas, vinculadas con fenómenos astronómicos o con fenómenos geofísicos. En principio podría describirse la rotación de la tierra mediante los ángulos de Euler, pero se acostumbra a analizar de manera independiente, el movimiento que describe el eje de rotación respecto a la tierra y al sistema inercial. Para determinar la orientación de nuestro planeta se utilizan los EOP, que permiten vincular el marco de referencia terrestre internacional, International Terrestrial Reference Frame (ITRF), con el marco de referencia celeste internacional, International Celestial Reference Frame (ICRF), en función del tiempo, (detalles en el apéndice).

Las órbitas precisas almacenan cada quince minutos, las coordenadas satelitales en el sistema fijo a la tierra, con una exactitud de tres centímetros. A continuación se describirán los pasos que permiten obtener órbitas adecuadas para desarrollar el procesamiento geodésico propiamente dicho:

- Se generan órbitas tabuladas (discretas) que calculan las coordenadas satelitales respecto al sistema inercial, utilizando los EOP.
- En intervalos definidos por dos instantes dónde hay registros para las órbitas tabuladas, se ajusta un polinomio para representar la posición del satélite. Se utiliza un modelo determinista, que resuelve las ecuaciones de movimiento considerando el problema de valores iniciales, junto con sus correspondientes ecuaciones variacionales, (detalles en el apéndice A.1). Cada solución sólo estima nueve parámetros que corresponden a la presión de radiación solar, mientras que las otras magnitudes se obtienen usando modelos. Los coeficientes del polinomio se determinan pidiendo que el sistema de ecuaciones diferenciales se satisfaga en $q - 1$ puntos del intervalo; el sistema no es lineal y se debe aplicar un proceso iterativo para resolverlo.

3.2.2.3. Estimación de parámetros

El sistema de ecuaciones considera todas las observaciones diarias disponibles registradas cada ciento ochenta segundos. En cada instante de observación, para una red de N estaciones que observa

S satélites, se forman $(N - 1)(S - 1)$ dobles diferencias independientes. Asumiendo que durante todo el día hay S satélites disponibles, se tendrán $480(N - 1)(S - 1)$ ecuaciones independientes para estimar unos $101(N - 1)$ parámetros. Este valor surge al sumar la cantidad de coordenadas para las estaciones, de ambigüedades, de retardos troposféricos y de sus correspondientes gradientes. Las coordenadas de las estaciones son $3(N - 1)$, los retardos troposféricos son $48(N - 1)$ (se estiman cada treinta minutos), los gradientes troposféricos son $2(N - 1)$ y las ambigüedades generalmente no duplican N . De esta manera podemos observar que el sistema de ecuaciones siempre resulta sobredeterminado con $480(N - 1)(S - 1) > 101(N - 1)$. En el apéndice A.5, se detalla como se genera y se resuelve un sistema de ecuaciones, que permite estimar los parámetros trabajando con dobles diferencias.

Para disminuir el tiempo de procesamiento, en ciertos pasos, es posible eliminar algunas de las correlaciones existentes entre los parámetros. Se pueden formar distintos grupos de estaciones, y sólo dentro de cada grupo considerar las correlaciones entre los distintos parámetros a estimar, o simplificando aún más, se pueden considerar las correlaciones sólo dentro de la línea de base. En esta Tesis se ha calculado la solución final de manera correcta, computando todas las correlaciones existentes en las dobles diferencias.

Comúnmente el método de mínimos cuadrados trabaja con la matriz de pesos P que se define de modo que $M_d = \sigma^2 P^{-1}$, siendo σ^2 la varianza de la unidad de peso o factor de varianza. En el procesamiento se pesan las observaciones en función de la elevación $w(z) = \cos^2(z)$, dado que las más próximas al horizonte son más susceptibles al efecto del multicamino, de esta manera una observación en el cenit tiene un peso unitario. El valor de σ para la unidad de peso correspondiente a los observables de fase de L1 es de 0,001 m y representa un valor medio para todas las elevaciones.

Parametrización

Los parámetros que se estiman al resolver el sistema de ecuaciones normales pueden ser:

- Magnitudes constantes en periodos predefinidos
- Funciones lineales en periodos predefinidos
- Sólo válidos para una época de observación
- Magnitudes constantes en periodos arbitrarios

En esta Tesis, las coordenadas y los gradientes troposféricos, se modelan como valores constantes durante las sesiones diarias. Los retardos troposféricos se parametrizan como funciones lineales a

trozos en intervalos de treinta minutos. Esta parametrización se determina dando en cada intervalo, los valores de la función en los puntos nodales. La separación entre nodos o el intervalo de linealización, es definido por el usuario para cada parámetro. En nuestro caso, los valores nodales del ZTD se computan cada treinta minutos. Las ambigüedades representan los parámetros que son constantes en periodos arbitrarios, ya que duran hasta que es necesario introducir una nueva ambigüedad [23].

Condicionamientos

En general las observaciones no son sensibles a todos los parámetros de un modelo teórico, por lo cual es necesario introducir información adicional o condicionamientos, para que la solución del sistema no resulte singular. Por otra parte, los condicionamientos permiten obtener estimaciones de mayor precisión y exactitud. Para incluirlos, se los linealiza y se los introduce en el sistema de ecuaciones como pseudoobservaciones h :

$$\begin{bmatrix} l \\ h \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} v_l \\ v_h \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A \\ H \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \hat{p} \end{bmatrix} \quad (3.3)$$

Dónde:

l representan las observaciones y v_l sus correspondientes residuos.

A representa la matriz de diseño del sistema sin condicionamientos.

H representa la matriz de diseño de los condicionamientos. Tiene dimensiones rxu , siendo r el número de pseudoobservaciones, mientras que u indica la cantidad de parámetros desconocidos almacenados en \hat{p} .

La matriz de pesos a priori para este sistema, será una matriz con dos bloques no nulos en la diagonal, uno correspondiente a l , que llamaremos P , y otro correspondiente a h , que llamaremos P_h . La configuración de esta matriz, está determinada por la ausencia de correlación entre las observaciones y las pseudoobservaciones [23].

El sistema de ecuaciones normales correspondiente al método de mínimos cuadrados para el problema planteado viene dado por:

$$(A^T P A + H^T P_h H) \hat{p} = A^T P l + H^T P_h h \quad (3.4)$$

Puede observarse que los condicionamientos sólo han agregado términos matriciales, al sistema de ecuaciones normales. Existen distintas estrategias de condicionamiento, sólo se describirán las opciones utilizadas en este trabajo, que se aplican para condicionar las coordenadas, los retardos

troposféricos y sus correspondientes gradientes.

El condicionamiento absoluto permite condicionar el valor a priori del parámetro, de modo que su mejora resulte nula. Para tal fin se utilizan observaciones ficticias de la forma $h_i = 0$ con un peso dado por $P_i = \frac{\sigma_0^2}{\sigma_i^2}$; que lo fija el usuario dependiendo del condicionamiento deseado. Si es muy fuerte prácticamente equivale a fijar el parámetro, pero si es muy débil prácticamente equivale a dejarlo libre. Variando los condicionamientos entre estas dos situaciones extremas, se puede obtener el peso ideal de cada parámetro.

El condicionamiento relativo de dos parámetros, permite vincular la mejora de cada uno de ellos con respecto al otro parámetro; las pseudoobservaciones deberán cumplir la condición $h_i - h_j = 0$.

El condicionamiento mínimo se aplica a un subconjunto de coordenadas utilizadas como referencia y es la mejor opción a la hora de determinar el datum geodésico. Supone la existencia de dos sistemas de referencia, uno a priori y otro con coordenadas resultantes, que pueden vincularse mediante una transformación de Helmert, (ver apéndice A.6). El condicionamiento mínimo requiere que un subconjunto de los parámetros de Helmert se anule: se puede pedir la ausencia de traslación neta o la ausencia de rotación neta. Contemplando las dimensiones de la red, se trabaja con la condición de ausencia de traslación neta. Estos condicionamientos impuestos sobre las coordenadas estimadas, impiden que exista una traslación neta respecto a las coordenadas a priori. El baricentro original de las coordenadas de referencia coincide con el baricentro de las coordenadas de referencia luego de efectuarse la transformación de Helmert.

En el condicionamiento mínimo, la definición del datum no trabaja sobre estaciones particulares, sino que actúa sobre toda la red incidiendo en la posición del baricentro o de su orientación media. Pequeños errores en las coordenadas de las estaciones de referencia, no distorsionan la geometría de la red ni degradan significativamente la definición del datum geodésico.

En esta Tesis se generan las ecuaciones normales trabajando con el programa GPSEST mientras que su resolución se efectúa utilizando el programa ADDNEQ2. Este programa permite apilar ecuaciones normales procedentes de distintas sesiones GNSS, e incluso admite combinar ecuaciones obtenidas con distintas técnicas geodésicas. Se pueden cambiar tanto los modelos como los condicionamientos empleados al generarse las ecuaciones normales. Si bien el GPSEST está habilitado para resolver un sistema de ecuaciones normales, se utiliza el ADDNEQ2 porque permite aplicar condicionamientos mínimos para fijar el datum geodésico. Estos condicionamientos sobre las coordenadas, se aplican junto con otros que actúan sobre los diferentes parámetros, resolviéndose diariamente un único sistema de ecuaciones normales.

Para la solución final, el GPSEST genera las ecuaciones normales condicionando todas las coordenadas de las estaciones de manera absoluta. En ambos programas se toma $\sigma_i^2=0,5\text{m}$, para las componentes de las coordenadas en las direcciones este, norte y vertical se elige $\sigma_0^2=0,001\text{m}$. A los retardos troposféricos y a sus gradientes se les aplica un condicionamiento absoluto y relativo de 1m. El condicionamiento absoluto se efectúa respecto a los valores dados por el modelo a priori. Para determinar el datum geodésico, el programa ADDNEQ2 modifica los condicionamientos de la ecuación normal en todas las estaciones incluidas en el marco IGB08. Aplica condicionamientos mínimos con ausencia de traslación neta, usando para las coordenadas un $\sigma_i^2=0,003\text{ m}$ en las distintas direcciones.

En la red fueron incluidas todas las estaciones que tuviesen coordenadas en el marco IGB08 y que estuviesen presentes en la región de procesamiento. Una vez resueltas las ecuaciones normales, se estiman los parámetros de la transformación de Helmert correspondientes a una traslación, que vincula para las estaciones IGB08, las coordenadas a priori con las coordenadas estimadas. Luego se calculan los residuos de la transformación, y se marcan las estaciones IGB08 que tengan un residuo horizontal superior a 10 milímetros o vertical superior a 30 milímetros. Estas estaciones ya no serán estaciones referencia, por lo cual es necesario eliminarlas de los condicionamientos mínimos, para volver a resolver el nuevo sistema de ecuaciones normales y obtener la solución final del procesamiento, con un buen datum geodésico. Obsérvese que no siempre se efectúa este último paso, dado que muchas veces no se detectan estaciones con residuos superiores a los umbrales prefijados.

3.2.2.4. Resolución de ambigüedades

Al terminar el preprocesamiento, se obtiene una solución para el sistema de ecuaciones normales que estima a las ambigüedades como valores reales. Para recuperar su naturaleza entera, es necesario aplicar métodos de resolución que generalmente trabajan con las estimaciones reales e información estadística de este ajuste. Una vez fijadas todas las ambigüedades posibles, se las introduce en las ecuaciones normales finales como valores conocidos, y se resuelve el sistema aplicando mínimos cuadrados. La cantidad total de parámetros a estimar se habrá reducido considerablemente, por lo cual la solución final resultará más estable y tendrá mejor precisión.

En esta Tesis se consideran observaciones dobles diferencias, para cada sesión y para cada línea de base, se elige una ambigüedad N_{ik}^j como referencia, de modo que cualquier doble diferencia se pueda expresar como $N_{ik}^{lj} = N_{ik}^l - N_{ik}^j$. En principio N_{ik}^j podría ser arbitraria, pero generalmente se elige aquella que tiene asociado el mayor número de observaciones. Si N representa la cantidad de ambigüedades simples diferencias para una sesión y para una línea de base, habrá $N - 1$ ambigüeda-

des independientes desconocidas. Cuando en cierto instante se vuelven a inicializar todas, la sesión se divide en dos partes y para cada una de ellas se debe tomar una ambigüedad de referencia, quedando por estimar $N - 2$ valores. En sesiones cortas, para cada línea de base, es posible encontrar varios satélites presentes en todo el periodo de observación, lo cual permite definir sencillamente la ambigüedad de referencia. Esto no sucede en sesiones diarias, donde no habrá un satélite visible permanentemente para cada línea de base. Como consecuencia el lapso de observación definido por todas las dobles diferencias asociadas a una ambigüedad, no coincidirá con la sesión. Se elegirán como satélites de referencia, a aquellos que en general maximicen los periodos con observaciones dobles diferencias para cada ambigüedad y para cada línea de base. Comúnmente habrá más de un satélite j que cumpla con esta condición por línea de base (i, k) . Los errores cuadráticos a posteriori de las ambigüedades flotantes varían al cambiar N_{ik}^j , minimizándose cuando el tiempo común entre (N_{ik}^l, N_{ik}^j) se maximiza. Las soluciones obtenidas considerando observaciones en periodos superiores a seis horas, producen resultados que no se ven afectados por la naturaleza real o entera de las ambigüedades.

Al definir la ambigüedad de referencia, siempre quedarán algunas ambigüedades dobles diferencias, válidas en un periodo insuficiente para lograr un error cuadrático aceptable en el ajuste flotante, peligrando su resolución al condicionar los algoritmos de determinación. Este es el motivo por el cual resulta prácticamente imposible fijar todas las ambigüedades de la red.

La redundancia de satélites mejora la configuración geométrica, permitiendo estimaciones más eficientes y confiables para las ambigüedades. El multicamino afecta siempre su determinación, independientemente de la longitud que posea la línea de base. Pero con otros efectos no sucede lo mismo, la atmósfera debe ser tratada con mayor esmero a medida que se incrementa la longitud de la línea de base. También se deteriora la distribución espacial de los satélites y se reducen los periodos que acumulan las observaciones correspondientes a una ambigüedad. Por estas razones se aplicarán diferentes métodos de resolución, en función de la distancia entre el par de estaciones que constituye la línea de base, (descripción en el apéndice A.8). Por otra parte, como el sistema GPS y el sistema GLONASS, poseen frecuencias distintas, se deben fijar por separado las ambigüedades para cada sistema.

3.2.2.5. Paralelización de los procesos

Como se trabaja con una red extensa, se requiere del manejo diario de grandes volúmenes de información. Para agilizar la ejecución informática de las tareas, se utiliza el entorno de procesamiento

del Bernese BPE, que permite efectuar los procesos de manera secuencial o en paralelo. El uso del módulo BPE posibilita dos niveles de paralelización, puede correr simultáneamente varias tareas en diferentes computadoras, o se puede dividir la ejecución de una misma tarea en diferentes ordenadores. Para poder utilizar este módulo, es necesario definir el archivo de control de CPU y el archivo de control de procesos.

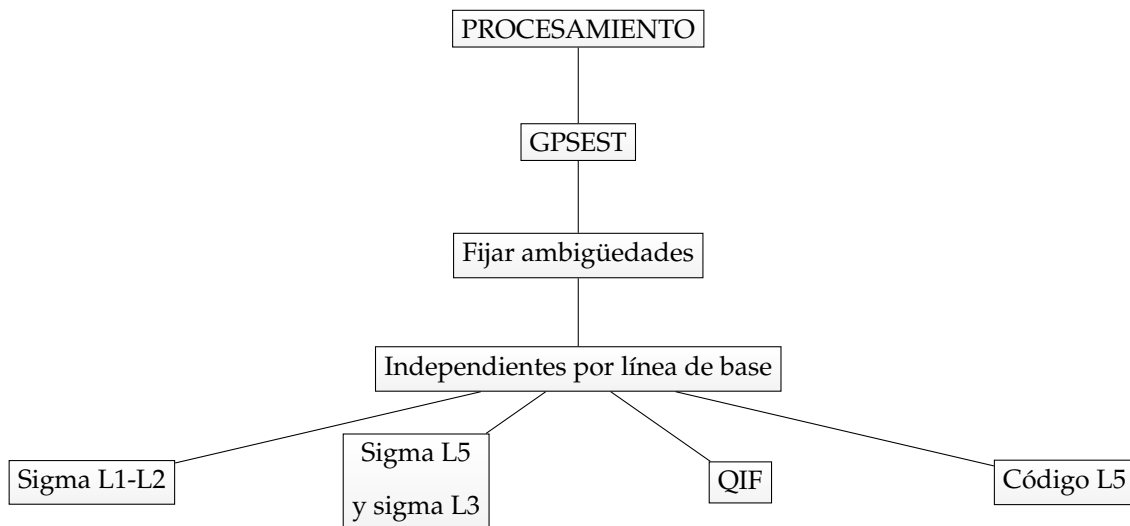
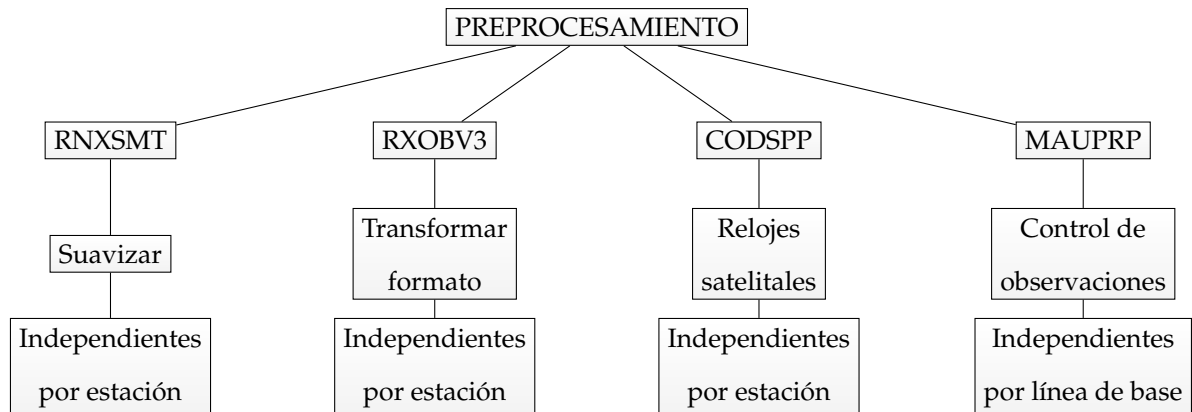
En el archivo de control de CPU, se definen las computadoras que van a ser utilizadas, en nuestro caso se emplea un "cluster" formado por dos ordenadores, que cuenta con doce núcleos, veinticuatro hilos de procesamiento y 32 Gb de RAM. Se debe especificar la máxima cantidad de tareas que el usuario permite ejecutar de manera simultánea en una CPU, que en esta Tesis coincide con la cantidad de hilos de procesamiento correspondientes a la CPU. A cada tarea se le puede asignar un determinado ordenador o utilizar el primero que se encuentre disponible para el proceso, en nuestro caso fue considerada la última opción.

En la introducción del capítulo, se ha mencionado que el archivo de control del procesamiento permite definir las rutinas que deben correr, su orden secuencial, e indicar el conjunto de tareas que se deben ejecutar de manera simultánea para agilizar el procesamiento, usando programas en paralelo. Para cada proceso que se deba paralelizar, es necesario dar dos archivos, el maestro, dónde se definen distintos grupos de estaciones u observables, para los cuales se van a ejecutar simultáneamente las tareas especificadas en el archivo esclavo.

En este trabajo de Tesis, los programas en paralelo se utilizan para desarrollar de manera simultánea, todos los procesos posibles dentro de las sesiones diarias. De esta manera, cuando se ejecutan "scripts" en paralelo y existen ordenadores disponibles, se emplean tantos hilos de procesamiento como grupos se definieron en el programa maestro. Cuando dentro de un día no haya procesos corriendo de manera simultánea, casi todos los hilos de procesamiento quedarán inactivos, lo cual representa para cualquier grupo de clusters un uso poco eficiente de los recursos informáticos. Este efecto es subsanado, empleando el otro nivel de paralelización del módulo BPE, que permite correr simultáneamente varias sesiones en diferentes computadoras. En este trabajo se corrieron veinticuatro sesiones en paralelo, se seleccionó este valor coincidente con la cantidad de hilos de procesamiento, para minimizar el tiempo inactivo de los procesadores. La resolución de los sistemas de ecuaciones normales para toda la red, considerando la correlación entre todas las observaciones, no puede ser paralelizada, empleándose un sólo hilo de procesamiento. El tiempo requerido representa alrededor del cincuenta por ciento del periodo para procesar una sesión. La corrida en simultáneo de varios días, impide que los otros procesadores estén desocupados cuando se resuelven las ecuaciones

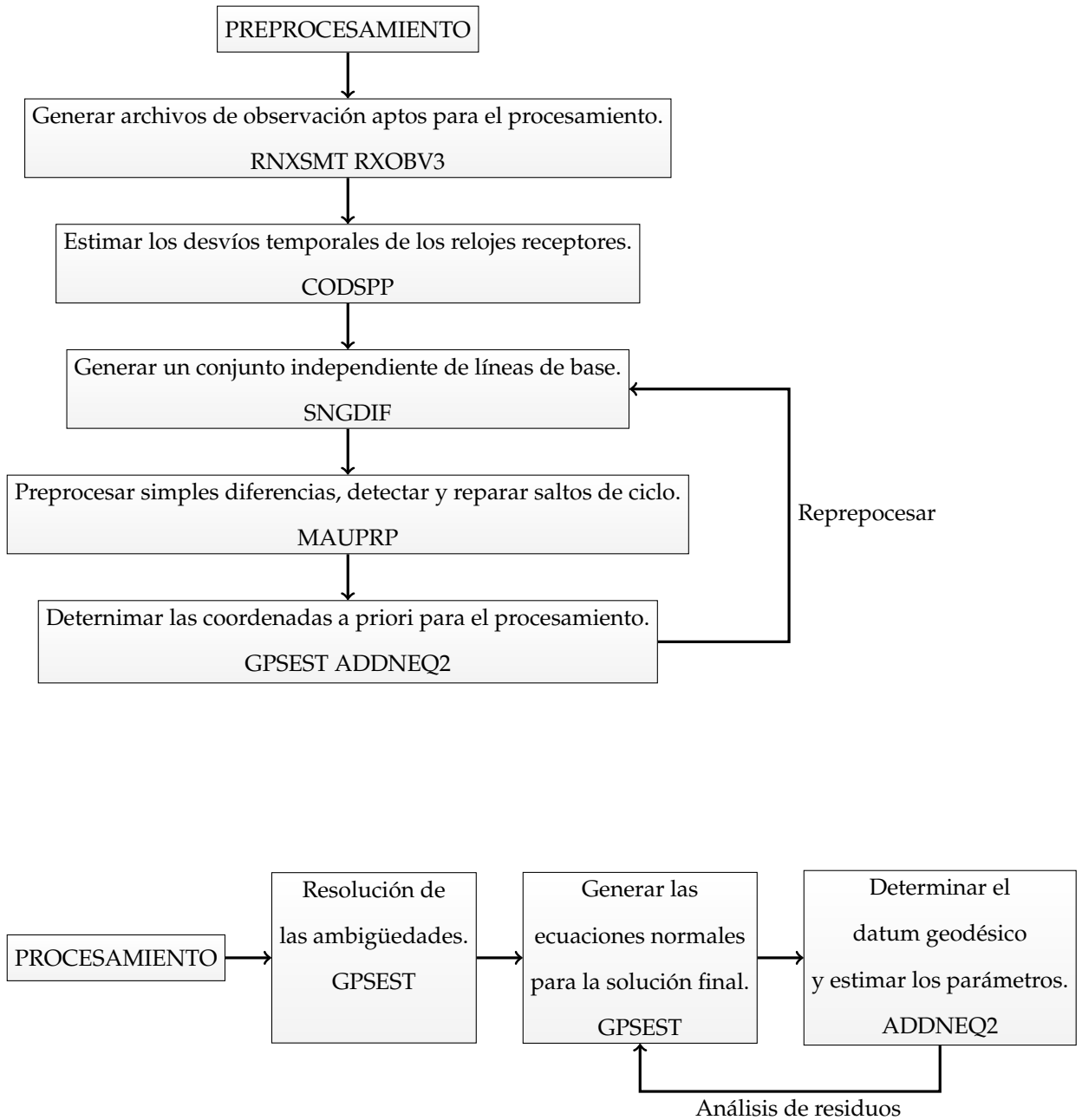
normales.

En los siguientes cuadros se muestran cuales son los programas que corren en paralelo dentro de una sesión diaria, cual es su función, y que archivos se procesan de manera independiente. Primero se considera la parte del preprocesamiento y luego el procesamiento propiamente dicho:



3.2.2.6. Diagrama del procesamiento geodésico

A modo de resumen, se indican de manera sintética las principales tareas del procesamiento geodésico, junto con los respectivos programas empleados:



3.2.3. Evaluación regional de productos GNSS

Para determinar la consistencia de nuestras estimaciones ZTD , se considerarán los productos de tres centros de análisis del IGS. Sólo a la hora de comparar nuestro procesamiento con aquellos obtenidos por otros centros, se designará a los retardos generados por el laboratorio MAGGIA como ZTD_{MAG} .

Por un lado, se tomarán los productos operacionales que brinda el IGS. Fueron determinados por el laboratorio de propulsión, Jet Propulsion Laboratory JPL, hasta octubre de 2011, cuando el observatorio naval de Estados Unidos, United States Naval Observatory USNO asumió esta responsabilidad. Este producto no es homogéneo, pero es incluido en el análisis, porque por su carácter operacional es utilizado en numerosas aplicaciones científicas. Por otra parte, se considerarán productos homogéneos, calculados por los centros de análisis CODE y JPL, para el segundo reprocesamiento del IGS.

El centro de análisis JPL ha desarrollado el paquete de programas GIPSY OASIS [27] a fin de efectuar posicionamiento puntual preciso. Lo utiliza para calcular todos sus productos; su último reprocesamiento incluye las siguientes mejoras: correcciones ionosféricas a segundo orden, modelo empírico revisado para la radiación solar GSPM13 [73], modelo de carga oceánica GOT4.8 [62], modelo troposférico y las funciones de mapeo correspondientes al GPT2; y pesos para las observaciones en función de la elevación [25]. Cada cinco minutos estima valores para el ZTD , ZTD_{JPL} , con una máscara de elevación de 7° , representando los retardos a priori con el modelo GPT2; y contemplando las asimetrías troposféricas mediante gradientes [45].

El centro de análisis CODE, obtiene sus productos procesando observables dobles diferencias con la última versión del Bernese. Combina rigurosamente observaciones GPS y GLONASS; y el efecto de carga oceánica lo representa con el modelo FES2004. Para computar cada dos horas el ZTD , ZTD_{COD} , toma los valores a priori del retardo hidrostático calculado por el modelo de reanálisis ERA-INTERIM, verticaliza con la función de mapeo VMF1 y no considera el efecto de asimetría troposférica [25].

El IGS brinda para el ZTD productos operacionales desde el año 1997, que de aquí en más llamaremos ZTD_{IGS} . Los primeros productos se calcularon cada dos horas, combinado valores provenientes de siete centros de procesamiento IGS. En octubre de 2006, empezaron a producirse nuevos productos ZTD_{IGS} , con una frecuencia temporal de cinco minutos; reprocesándose toda la red a partir del año 2000 [41]. En este caso, las estimaciones son computadas por un sólo centro de análisis. Si bien estos productos superan a sus predecesores, no constituyen una base de información homogénea,

ni libre de valores atípicos. El procesamiento se desarrolló siempre de manera puntual precisa, pero en octubre de 2011 se modificó el programa, ya que USNO emplea el Bernese [25]. Las estimaciones ZTD_{IGS}, en el periodo 2000-2011, utilizan una máscara de elevación de 7°, y consideran las asimetrías troposféricas mediante el uso de gradientes. Mayoritariamente, emplean la función de mapeo de Niell, computando el ZHD a priori con una presión estándar, constante con la posición y con el tiempo.

Para analizar la calidad de los resultados, empleando conceptos de estadística básica, se realizan comparaciones multianuales entre los valores:

- (ZTD_{COD}, ZTD_{JPL}) y (ZTD_i, ZTD_j) con $i = IGS, JPL, COD$ y $j = MAG$.

En cada estación k común a un par de centros de análisis (i, j), se calcula el coeficiente de correlación lineal entre los valores (ZTD_i^k, ZTD_j^k), y se efectúa un ajuste con mínimos cuadrados para vincular las estimaciones (ZTD_i^k, ZTD_j^k). Graficando los ajustes junto con los pares (ZTD_i^k, ZTD_j^k), se detecta la presencia de valores atípicos en las distintas estaciones. Afectan principalmente a los productos operacionales brindados por el IGS, para no utilizarlos, se excluyen los ZTD_{IGS} que difieren más de un metro respecto a nuestros correspondientes retardos. Por otra parte, para todos los centros se descartan los valores de ZTD calculados con un desvío estándar superior a 4 mm. Los parámetros estadísticos que se muestran en los resultados, han sido calculados excluyendo estos valores atípicos, que representan menos del 3% de las estimaciones del ZTD.

Para las diferencias ZTD_i^k – ZTD_j^k, se determinan los valores medios temporales, $\langle \Delta ZTD_{ij}^k \rangle$, y sus respectivas desviaciones estándar, $\sigma \Delta ZTD_{ij}^k$. Estos parámetros se computan considerando todas las estimaciones disponibles en el periodo de análisis. Para visualizar las funciones de densidad de probabilidad de ZTD_i^k – ZTD_j^k, se efectúan histogramas de frecuencia con los valores ZTD_i^k – ZTD_j^k.

Un aspecto adicional que evaluaremos, será la calidad de los dos resultados producidos por el IGS asociados al JPL y al USNO respectivamente; para ello se dividen temporalmente los productos operacionales del ZTD_{IGS} de acuerdo con el centro de análisis que los generó. Con cada grupo de productos, se analiza gráficamente la dependencia del valor medio temporal de la diferencia ZTD_i^k – ZTD_j^k con la latitud de la estación. Se desea detectar si las mejoras introducidas por USNO en el procesamiento IGS, eliminan los desvíos presentes en latitudes polares [82].

En cada sitio, el ZTD está condicionado por los valores previos dentro de un periodo τ ; y además depende del comportamiento de este parámetro dentro de un entorno espacial de radio d [77]. Asumiendo que la autocorrelación temporal en los residuos de las funciones de mapeo, representa el comportamiento de la estimación de los errores en el retardo troposférico, Stoew et al. en-

cuentran una autocorrelación significativa para un $\tau < 20$ días. Por lo tanto, se espera que los valores de $ZTD_i^k - ZTD_j^k$ no resulten aleatorios en lapsos menores a veinte días. No obstante, si se toman promedios mensuales, $\langle \Delta ZTD_{ij}^k \rangle$ con $l = 1, 2, \dots, 12$, que de manera genérica denominaremos $\langle \Delta ZTD_{ij}^k; M \rangle$; el efecto de la correlación temporal ha de desaparecer, a menos que exista algún efecto sistemático en el modelado de alguno de los dos centros de análisis.

En estos estudios estadísticos, para determinar la aleatoriedad de las diferencias de los ZTD, utilizamos el test de Kolmogorov–Smirnov. Este test se basa en el cálculo del número de rachas consecutivas, cuyos valores se encuentran por encima y por debajo de la media del conjunto de datos. Una racha se define como la sucesión de valores, en la cual todos ellos exceden a la media o todos son inferiores a la misma. Cuando hay pocas rachas, existe una tendencia que por un lado agrupa los valores grandes, y por otro, los valores pequeños. Cuanto mayor es el número de rachas más mezclados están los datos. La cantidad de rachas es la variable aleatoria que se utiliza para efectuar el test de hipótesis nula, asumir que ‘la secuencia es aleatoria’. Este test lo utilizaremos para detectar si la ausencia de variabilidad temporal en los parámetros del modelo seco de Niell, puede generar una señal periódica en los valores de $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^k \rangle$.

Se estudia el comportamiento de los valores $\langle \Delta ZTD_{ij}^k; M \rangle$ con $i = IGS, JPL, COD$ y $j = MAG$, utilizando el test de Kolmogorov–Smirnov. Si estas diferencias no son aleatorias, existe sistematismo y se las analiza; a fin de vincularlas con la correspondiente diferencia entre la presión media mensual y la presión promedio de la estación. Para comparar ambas señales se las ajusta con mínimos cuadrados. Se las define trabajando con valores medios mensuales, para que no se vean afectadas por la autocorrelación temporal de las magnitudes.

3.3. Cálculo del PW_{GNSS}

En la sección 2.2.5.5 se analizó en detalle cómo es posible obtener el PW a partir de valores geodésicos para el ZTD. En el primer paso se obtiene el retardo hidrostático ZHD mediante el modelo de Saastamoinen, [67] que depende de la presión, la latitud y la altura elipsoidal de la estación. En el segundo paso, al retardo total se le sustrae el término hidrostático, a fin de obtener el retardo húmedo. De acuerdo con el modelo de Bevis, el ZWD es proporcional al PW, y el factor de proporcionalidad depende de la temperatura media troposférica T_m [10], que se estima considerando el modelo numérico GPT2w [3].

Para obtener el PW será necesario conocer el ZTD, la presión, la latitud y la altura elipsoidal de

la estación, así como también la estimación de T_m . Algunos de estos parámetros no están vinculados con el procesamiento geodésico e involucran el manejo de datos meteorológicos, que se detalla a continuación.

3.3.1. Manejo de la información meteorológica

El procedimiento desarrollado para el manejo de la información meteorológica, se basa en el trabajo de Wang et al. [87]. Para cada estación GNSS se buscan todas las estaciones meteorológicas contenidas en un radio menor a 50 km. Sus mediciones se extraen de tres fuentes: la base de datos superficiales integrados The Integrated Surface Database ISD-lite, que brinda la NOAA, las medidas superficiales de la universidad de Wyoming, y los archivos RINEX meteorológicos. La base ISD-lite nominalmente brinda datos cada seis horas de UTC, a partir de la hora cero, filtrando valores atípicos. Las medidas han sido reducidas a la altura de la estación sobre el nivel medio del mar. La base de Wyoming brinda información con frecuencia horaria, y sus datos refieren a la altura de la estación meteorológica. Los archivos RINEX otorgan información de medidas in situ con la estación GNSS, pero presentan gran cantidad de valores atípicos, por lo cual es necesario efectuar una selección minuciosa de la información a utilizar [87].

En este trabajo sólo se necesitan conocer medidas superficiales de presión en la estación GNSS; como estos valores generan un fuerte impacto en la determinación del ZHD [87], se aplica un criterio para excluir las medidas atípicas, que elimina los registros con una tasa de cambio en la presión superior a 6 hPa/hora [56]. Luego se calcula la desviación estándar de todos los otros registros σ , eliminando aquellos que se aparten más de 4σ respecto al valor medio de la presión. De esta manera se excluye el 0,07% de los datos de Wyoming, el 0,17% de los datos ISD-lite, y el 12,5% de los registros RINEX.

De ser necesario, las presiones se interpolan cada treinta minutos; pero sólo para intervalos menores a ocho horas. Por último se reducen los datos a la altura de la estación GNSS. En el apéndice A.9, se detalla este último paso para las distintas bases de datos.

Los pasos previos permiten obtener un conjunto de registros de presión, con una frecuencia temporal de treinta minutos, libre de valores atípicos, y con respecto a la altura de la estación GNSS. Como puede haber varios sitios con información meteorológica a menos de 50 km de distancia de la estación GNSS, se calcula un promedio pesado:

$$P = \sum_{i=1}^n \frac{\frac{1}{d_i}}{\sum_{i=1}^n d_i^{-1}} P_i \quad (3.5)$$

P representa la presión en la estación GNSS, el subíndice i identifica las estaciones meteorológicas disponibles, y d_i representa la distancia entre la estación GNSS y la estación meteorológica.

3.3.2. Estimación de la desviación estándar para el PW

Aplicando el modelo hidrostático de Saastamoinen [67] y el factor de conversión de Bevis [10], se puede expresar el PW como:

$$PW = 10^6 \frac{ZTD - \frac{2,2768P}{1 - 2,8 \cdot 10^{-7}h - 0,00266 \cos(2\phi)}}{\rho_e R_e \left(\frac{k_3}{T_m} + k_2' \right)} \quad (3.6)$$

Dónde h representa la altura elipsoidal del sitio GNSS y ϕ es su correspondiente latitud.

R_v es la constante específica de los gases para el vapor de agua, ($461,5181 \text{ kgK}^{-1}$), k_3 y k_2' son las constantes de refractividad [9].

ρ_e representa la presión parcial de vapor de agua.

Con la ecuación 3.6 se obtiene el agua precipitable en milímetros, cuando la altura se introduce en metros, la presión en hectopascales, el retardo cenital en milímetros, y la temperatura media en kelvin. Efectuando las derivadas parciales, y asumiendo que no existe correlación entre las distintas variables, se obtiene una estimación formal para la varianza de PW, que puede ser aproximada por:

$$\sigma_{PW}^2 \approx \left(\frac{\partial PW}{\partial P} \right)^2 \sigma_P^2 + \left(\frac{\partial PW}{\partial ZTD} \right)^2 \sigma_{ZTD}^2 + \left(\frac{\partial PW}{\partial T_m} \right)^2 \sigma_{T_m}^2 \quad (3.7)$$

$$\sigma_{PW}^2 \approx 0,13\sigma_P^2 + 0,024\sigma_{ZTD}^2 + 0,012\sigma_{T_m}^2 \quad (3.8)$$

De esta manera se concluye que el valor típico para σ_{PW} es de 1 mm; en el apéndice A.10, se describe como se estiman las derivadas parciales de la ecuación 3.7.

3.3.3. Comparación entre los valores PW_{GNSS} y PW_{RS}

En esta sección se desarrollará un análisis estadístico para comparar los valores de agua precipitable obtenidos usando GNSS, PW_{GNSS} , con los correspondientes valores de agua precipitable extraídos con la técnica de radiosondeos, PW_{RS} . En la región de estudio, los radiosondeos se efectúan mayoritariamente a las 12 UTC, en este instante se compararán ambas técnicas.

Para cada sitio k , se desarrolla un análisis estadístico multianual, calculando con todas las observaciones comunes disponibles, el valor medio de la diferencia entre $PW_{RS}^k - PW_{GNSS}^k$, que se denomina $\langle \Delta PW_{RS\ GNSS}^k \rangle$, así como también su desviación estándar $\sigma \Delta PW_{RS\ GNSS}^k$. Se computa la correlación lineal entre los valores de PW_{GNSS}^k y de PW_{RS}^k , junto con un ajuste de regresión lineal. Mediante un histograma de frecuencias relativas se visualizan las distribuciones para los valores $PW_{RS\ GNSS}^k$ y se verifica estadísticamente que resultan normales. Para tal fin, se efectúa el test de chi cuadrado con un nivel de significación de 0.05.

La incidencia de las condiciones climáticas, se detecta desarrollando un análisis estadístico mensual multianual. Para cada estación k , se calculan los valores medios mensuales de las diferencias entre $PW_{RS\ l}^k - PW_{GNSS\ l}^k$ con $l = 1, 2, \dots, 12$, designados $\langle \Delta PW_{RS\ GNSS\ l}^k \rangle$, así como también sus respectivas desviaciones estándares $\sigma \Delta PW_{RS\ GNSS\ l}^k$. En un mes genérico, para indicar que se está trabajando con la estadística mensual, se utilizará la letra 'M'.

Como no se trabaja con puntos de colocación, definimos criterios de tolerancia para la diferencia en la posición de las estaciones: las alturas no discrepan más de 150 m y las estaciones de radiosondeo distan menos de 60 km de las estaciones GNSS. Estas convenciones están de acuerdo con los valores propuestos en el análisis global de intercomparación desarrollado por Wang et al. [85].

Capítulo 4

Resultados

4.1. Datos y escenario de trabajo

Con la técnica GNSS se computan regularmente valores de PW en Europa, América del Norte, América Central y el Caribe; no obstante, no existen prácticamente datos de libre acceso para América del Sur. Los resultados de este trabajo constituyen la primer base homogénea de datos en la región, la cual fue generada utilizando información de acceso libre, disponible en bases de datos científicas accesibles a través de Internet. A continuación se describirá la distribución espacio temporal de los parámetros calculados, junto con todos los datos y productos utilizados. Se explicitarán las fuentes de información, de manera que cualquier lector pueda reproducir, total o parcialmente nuestros resultados, los cuales serán descriptos en las próximas secciones.

Todos los procesamientos y las comparaciones, se efectuaron para un periodo de siete años, entre el primero de enero de 2007 y el treinta y uno de diciembre de 2013. En el apéndice Tablas, para cada estación se indica la extensión de las series de los dos productos producidos: el ZTD y el PW (tabla A.1). Ambas series temporales pueden presentar discontinuidades, debido a la ausencia de observaciones.

Para obtener el ZTD, se procesó una red geodésica formada por 136 estaciones, que abarcan un gran rango de latitudes sobre el continente Americano, extendiéndose desde el sur de Estados Unidos hasta la Antártida. En el apéndice, la tabla A.2 muestra la ubicación geográfica de todas las estaciones procesadas, cuya distribución espacial puede visualizarse en el mapa de la figura 4.1.

Los archivos de observación RINEX fueron obtenidos de los repositorios brindados por los siguientes organismos y agencias:

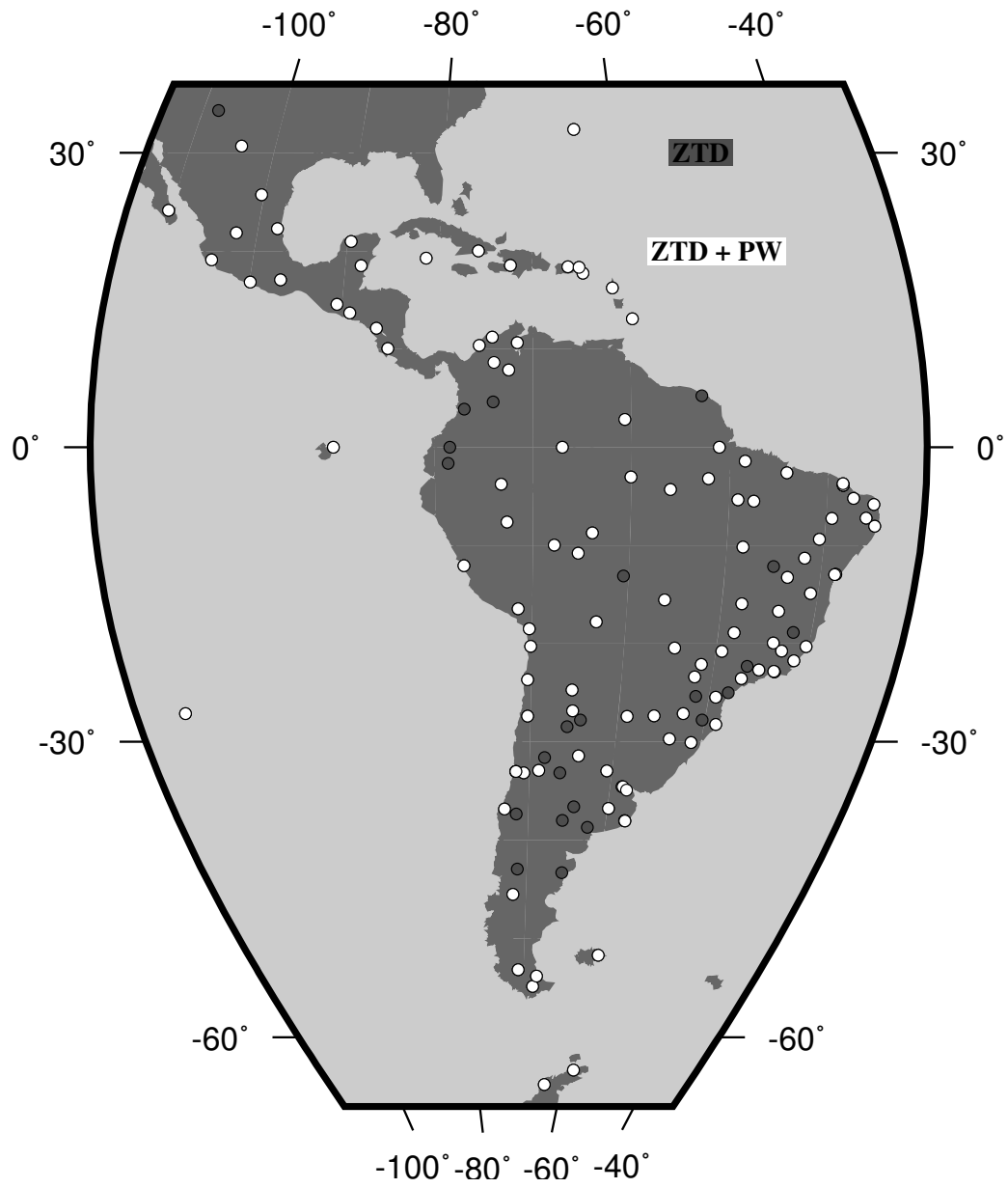


Figura 4.1: Muestra la localización de los sitios dónde se calculan los productos.

- El IGS

<http://www.igs.org/>

- Sistema de Observación De Niveles de Aguas Litorales, *Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales*, SONEL

<http://www.sonel.org/-GPS-.html>

- Instituto Brasileiro de Geografía y Estadística, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, IBGE.

<http://www.ibge.gov.br>

- El Instituto Geográfico Nacional, IGN, Argentina.

www.ign.gob.ar

Siendo que el objetivo principal de este trabajo fue el cálculo de PW, y considerando que la variabilidad espacial de esta magnitud es significativa, se incorporaron a la red geodésica tantas estaciones GNSS como fue posible, para obtener una distribución espacial lo más densa posible. Finalmente la distribución de los sitios con PW estuvo limitada por la disponibilidad de los RINEX, y de las observaciones meteorológicas cercanas, en repositorios de acceso libre. No obstante, en el mapa de la figura 4.1 puede observarse una mayor densidad de estaciones en las zonas costeras, debido a que mucha información procede del repositorio de SONEL. Se incluyeron todos los sitios IGS que fue posible, a fin de asegurar un buen alineamiento de las soluciones diarias con el marco de referencia terrestre IGB08. Se utilizaron los productos calculados por el CODE para el segundo reprocesamiento del IGS, con el fin de garantizar la homogeneidad temporal en las estimaciones del ZTD. Se encuentran disponibles todos estos productos en el repositorio:

<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/BSWUSER52/>

El modelo de carga de marea oceánica se computó utilizando el calculador:

<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>.

Para comparar nuestras estimaciones de ZTD con valores calculados por otros centros de análisis, se recurre a los siguientes repositorios:

- Productos repro2 del CODE

<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/BSWUSER52/ATM/>

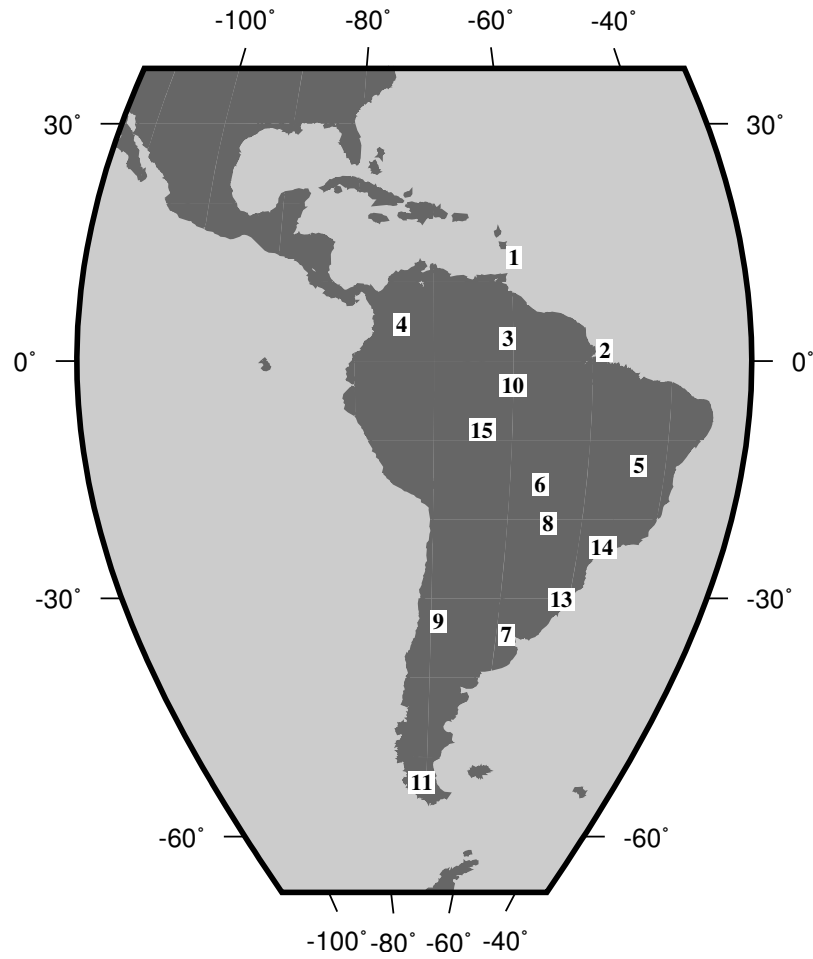


Figura 4.2: Muestra la ubicación geográfica de los sitios de comunes entre la técnica de radiosondeo y la técnica GNSS. La identificación numérica utilizada se explicita en la tabla 4.1.

GNSS ID	WMO ID	Mapa ID	RS	Distancia RS GNSS	$\Delta H_{RS GNSS}$
BDOS	78954	1	Sippican	60 km	100 m
BELE	82193	2	Sippican	12 km	18 m
BOAV	82022	3	VRS92	1 km	55 m
BOGT	80222	4	VRS92	8 km	-6 m
BOMJ	83288	5	VRS92	1 km	24 m
CUIB	83362	6	VRS80	10 km	-53 m
IGM1	87576	7	VRS92	26 km	15 m
MSCG	83612	8	VRS80	13 km	-119 m
MZAC	87418	9	VRS92	11 km	-133 m
NAUS	82332	10	Sippican	15 km	-22 m
PARC	85934	11	VRS92	14 km	25 m
PEPE	82983	12	VRS80	6 km	-7 m
POAL	83971	13	Sippican	10 km	-69 m
POLI	83779	14	VRS92	10 km	68 m
POVE	82824	15	VRS92	6 km	-20 m

Tabla 4.1: Se muestra por columnas: los nombres de las estaciones GNSS, la identificación de la WMO, el n° para localizar los sitios en el mapa de la figura 4.2, la radiosonda utilizada, la distancia respecto a la estación GNSS, y la diferencia de altura entre RS y GNSS

- Productos operacionales del IGS:

<ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/gps/products/troposphere/>

- Productos repro2 del JPL

<ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/products/repro2/>

Las tres últimas columnas de la tabla A.2 del apéndice, indican cuáles son las estaciones que han participado en las intercomparaciones de los valores ZTD_{MAG} con respecto a las estimaciones ZTD_{CODE} , ZTD_{IGS} , y ZTD_{JPL} , respectivamente. El símbolo 'x' quiere decir que efectivamente la estación participó de dicha comparación, mientras que el símbolo '-' indica que no pudo efectuarse dicho análisis, porque todos los centros no procesan la misma red. Esta nomenclatura se utilizará al analizar otras comparaciones.

Se calcularon los valores de PW en casi todas las estaciones en las que fue posible determinar el ZTD. La ausencia de datos superficiales de presión, no modifica sustancialmente la distribución espacial del PW con respecto a la correspondiente distribución para el ZTD, (figura 4.1).

Los datos que permiten computar la presión en las estaciones GNSS, proceden de tres fuentes:

- Mediciones superficiales provistas por la universidad de Wyoming:

- <http://weather.uwyo.edu/>

- Datos superficiales integrados de la NOAA, ISD-lite:

- <http://www.noaa.gov/>

- Archivos RINEX meteorológicos del IGS

- <ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/data/daily>

La temperatura media pesada (T_m), requerida para transformar las estimaciones de ZWD en PW, fueron obtenidas a partir del modelo empírico de la tropósfera GPT2w [3]. Este modelo permite computar T_m con una precisión mejor a 1,5 K en el área de estudio. El modelo puede obtenerse en el siguiente sitio de la Universidad Tecnológica de Viena cuyo código matlab se encuentra disponibles en: <http://ggsatm.hg.tuwien.ac.at/DELAY/SOURCE/GPT2w/> .

La medidas requeridas para encontrar valores de PW en cierto sitio, son las observaciones GNSS y las medidas de presión, que en nuestro caso fueron obtenidas a menos de 50 km de la estación GNSS. Bajo estas condiciones se han obtenido más de 110 series temporales de PW superiores a un año. En

la tabla A.2, se detallan todas las estaciones GNSS, para las cuales se obtuvieron series temporales de PW.

En quince estaciones se compararon los valores PW_{GNSS} con sus correspondientes estimaciones de radiosondeo. Este análisis se efectúa siempre a las 12 UTC, los sitios correspondientes a ambas técnicas, distan entre sí menos de 60 km. En el mapa de la figura 4.2, se muestran las localizaciones en dónde se efectuaron las intercomparaciones. La identificación numérica dada en la tabla 4.1, permite conocer los nombres de la estaciones GNSS, allí también se indica la posición relativa entre el sitio de lanzamiento del radiosondador y su correspondiente estación GNSS. Los valores de PW_{RS} , son un producto meteorológico que brinda a la comunidad la Universidad de Wyoming. Puede accederse a ellos a través de: <http://weather.uwyo.edu/upperair>

4.2. Resultados relativos a los ZTD estimados

4.2.1. Evaluación regional de productos GNSS

Para los distintos centros de procesamiento, las comparaciones multianuales desarrolladas a fin de cuantificar la consistencia de las estimaciones ZTD_{MAG} , muestran un buen acuerdo. Toda la notación que se va a utilizar ha sido definida en la sección 3.2.3. Los valores medios de las diferencias entre las estimaciones de ZTD, resultan siempre menores a medio milímetro, (figuras 4.3, 4.4a, 4.4b, 4.4c, y 4.4d). Considerando la información de todas las estaciones, para cada par de centros de análisis se obtiene un promedio de $\langle \Delta ZTD_{ij}^k \rangle$ y de $\sigma \Delta ZTD_{ij}^k$, dichos valores se detallan en la tabla 4.2. Los

Centros	Media de la diferencia	Media de las desviaciones
IGS-MAGGIA	0,4 mm	5,2 mm
CODE-MAGGIA	0,0 mm	5,1 mm
JPL-MAGGIA	0,1 mm	4,9 mm
JPL-CODE	0,1 mm	3,8 mm

Tabla 4.2: Se indica el promedio de $\langle \Delta ZTD_{ij}^k \rangle$ y de $\sigma \Delta ZTD_{ij}^k$ sobre todas las estaciones, para cada par de centros de análisis.

promedios de las medias son menores a un milímetro, no se encuentran diferencias significativas entre las comparaciones de los productos procedentes de dos repro2 (JPL, CODE) y aquellas que los involucran con respecto a los productos de nuestro procesamiento.

A continuación se detallan los resultados para cada intercomparación:

- CODE-MAGGIA:** La comparación con los productos generados por el CODE para el segundo reprocesamiento del IGS, se efectúa en 42 estaciones. Los valores de $\langle \Delta ZTD_{COD MAG}^k \rangle$ varían entre -1,9 mm y 1,2 mm, mientras que $\sigma \Delta ZTD_{COD MAG}^k$ es mayor a 2,9 mm y menor a 8,3 mm. La figura 4.4a muestra la distribución de frecuencias para las diferencias $\Delta ZTD_{COD MAG}^k$. La correlación entre las determinaciones ZTD_{COD} y ZTD_{MAG} resulta óptima para todas las estaciones, siendo superior a 0,97. Los ajustes lineales entre los valores de ZTD_{COD} y ZTD_{MAG} tienen una pendiente superior a 0,95, y en el 7% de los casos igualan a la unidad, pero nunca la superan, (ejemplo, figura 4.5). Este resultado nos indica que los valores de ZTD_{MAG} son levemente menores que los productos del CODE.
- JPL-MAGGIA:** En 44 estaciones, se efectúa la comparación con los productos generados por el JPL, que formarán parte del segundo reprocesamiento del IGS. Para $\langle \Delta ZTD_{JPL MAG}^k \rangle$ las

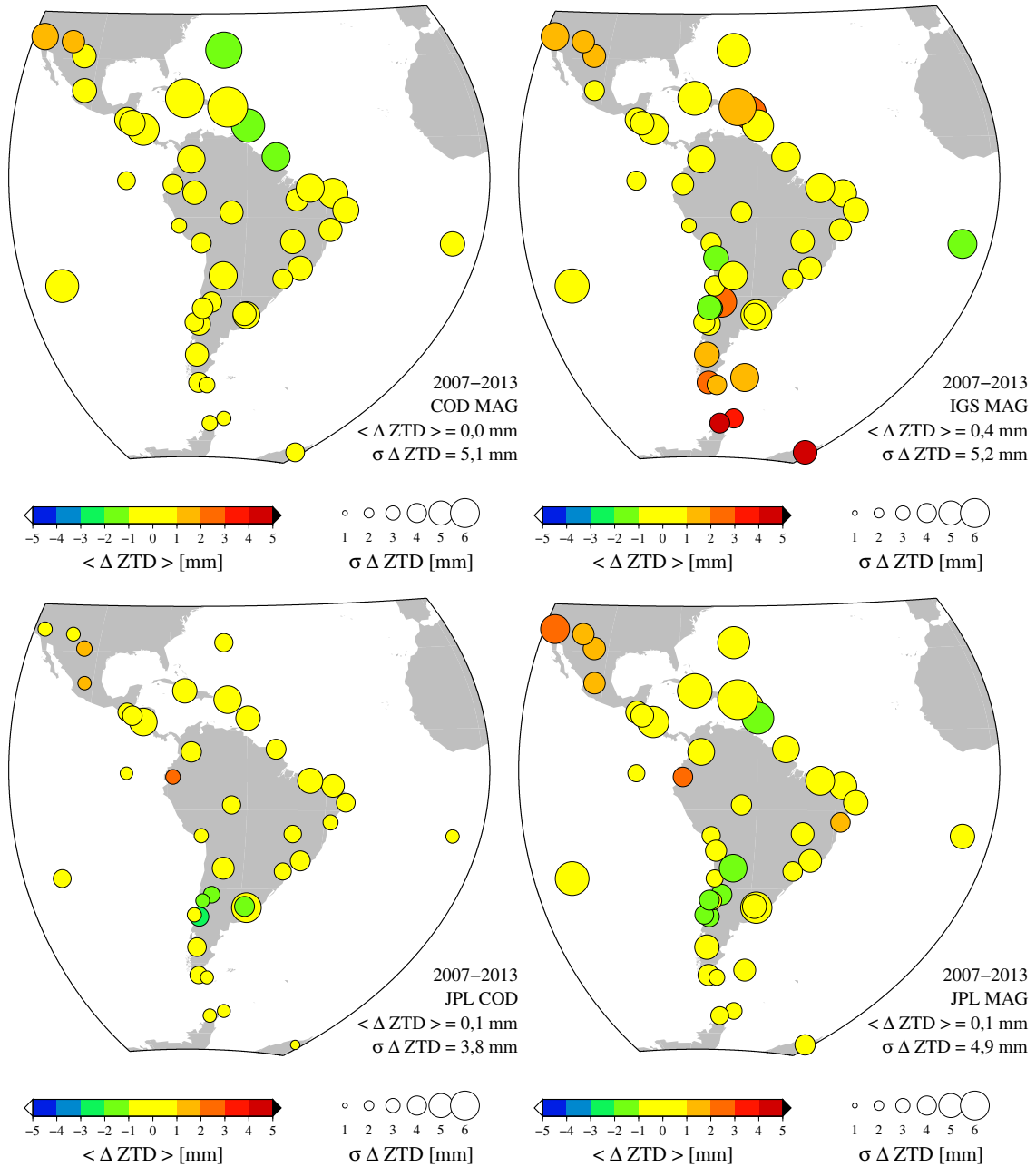


Figura 4.3: Se muestra el análisis estadístico de intercomparación entre todos los centros analizados. Se indican las medias de las diferencias y las desviaciones de las diferencias, para cada comparación, en todas las estaciones involucradas.

diferencias están entre -1,6 mm y 2,7 mm, mientras que para $\sigma \Delta ZTD_{JPL\ MAG}^k$ resultan mayor a 2,9 mm y menor a 8,3 mm. La distribución de frecuencias de $\langle \Delta ZTD_{JPL\ MAG} \rangle$ se muestra en la figura 4.4b. Las pendientes de los ajustes entre ZTD_{JPL} y ZTD_{MAG} , así como también sus

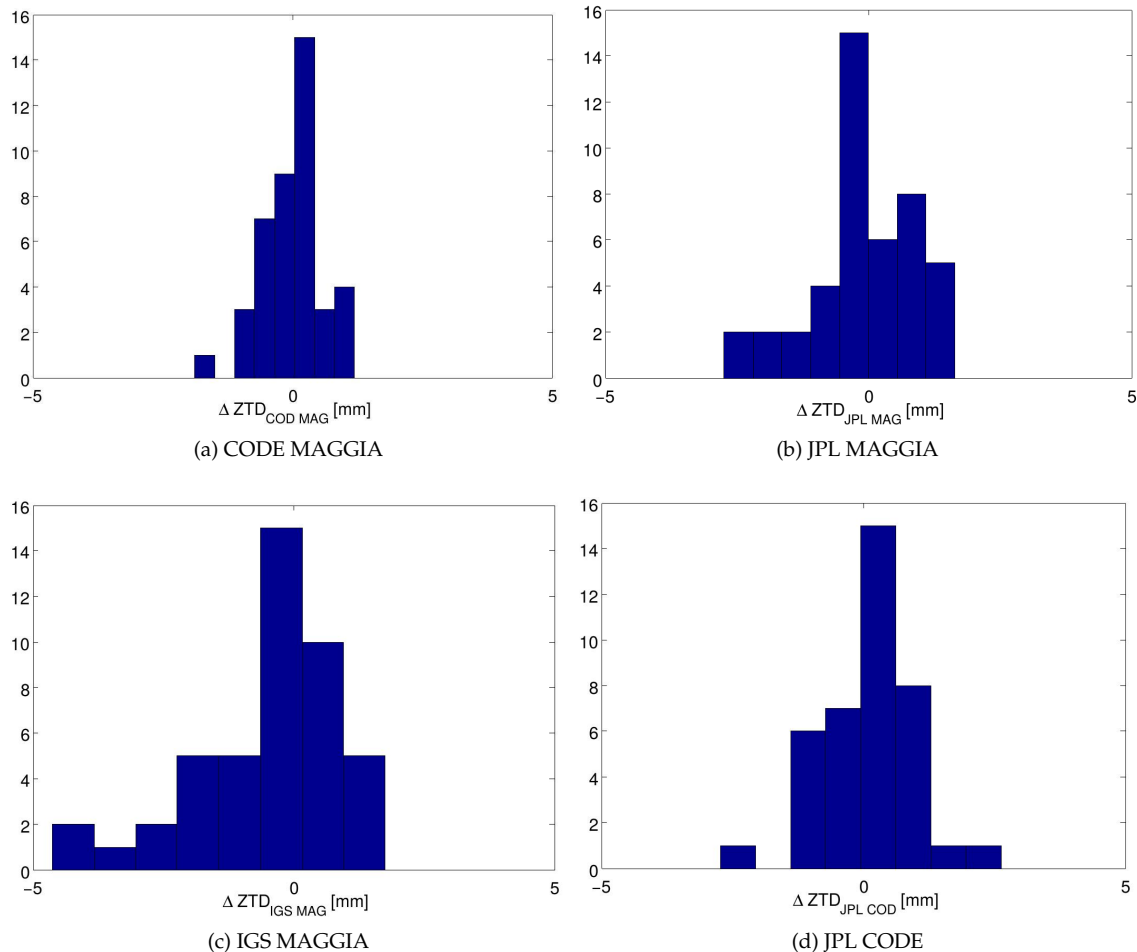


Figura 4.4: Histogramas para intercomparaciones entre centros de análisis.

correlaciones, oscilan en el mismo rango que el ítem previo, (ejemplo, figura 4.6).

- **IGS-MAGGIA:** Considerando los productos operacionales del IGS, para las 45 estaciones comunes, se calcularon los valores de $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^k \rangle$, que varían entre 2,9 mm y 7,7 mm, mientras que $\sigma \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^k$ fluctúa entre 3 mm y 7,7 mm. En la figura 4.4c se observa la distribución de frecuencias para $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG} \rangle$. La correlación entre las observaciones no se modifica, mientras que la pendiente es superior a 0,92, (ejemplo, figura 4.7).
- **JPL-CODE:** Se trabaja con las 39 estaciones que tienen productos comunes disponibles para el segundo reprocesamiento del IGS. Los valores de $\langle \Delta ZTD_{JPL\ COD}^k \rangle$ varían entre -2,7 mm y 2,6

mm mientras que $\sigma \Delta ZTD_{JPL\ COD}^k$ fluctúa entre 1,9 mm y 6,1 mm. En la figura 4.4d se encuentra la distribución de frecuencias para $\langle \Delta ZTD_{JPL\ COD}^k \rangle$. Tanto la correlación entre las observaciones como las pendientes del ajuste lineal, permanecen prácticamente constantes, entre (0,98, 0,99) y entre (0,99,1) respectivamente, (ejemplo, figura 4.8).

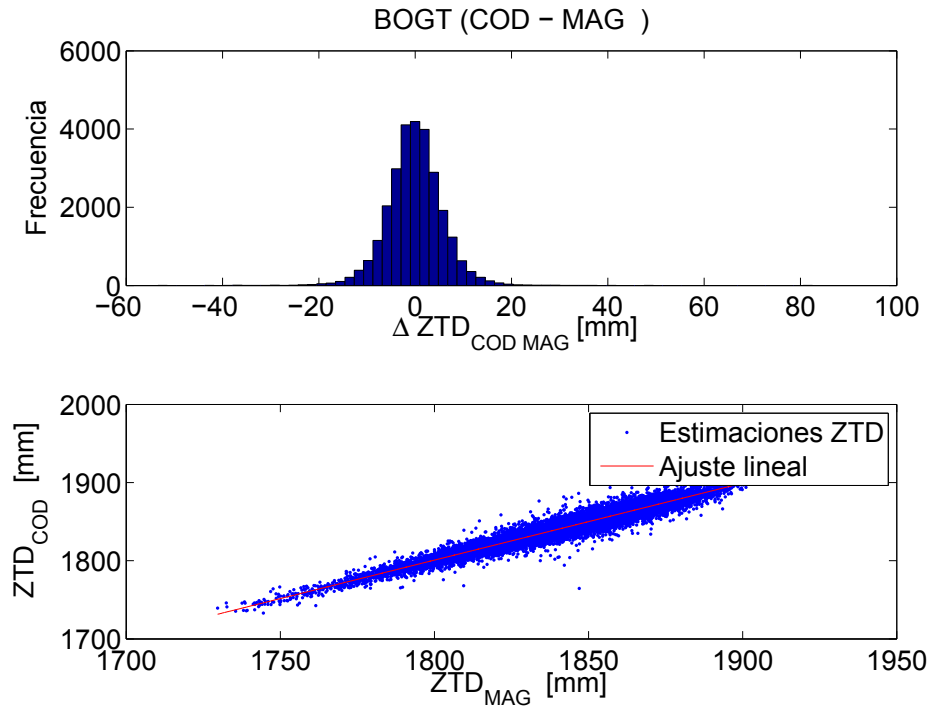


Figura 4.5: Bogotá: se muestra la distribución de frecuencias para $\Delta ZTD_{COD\ MAG}$, junto con el ajuste lineal de los valores ZTD_{COD} en función de ZTD_{MAG}

La figura 4.3 muestra para cada intercomparación entre centros, un mapa con el valor medio de $\langle \Delta ZTD_{i\ j}^k \rangle$ y de su respectiva desviación estándar. La comparación que involucra a los productos del CODE y del JPL, en general presenta menores desviaciones estándar.

Las mayores inconsistencias a largo periodo, se observan al comparar los productos operacionales del IGS con los de este trabajo (figura 4.3). Estas diferencias, que afectan principalmente a las estaciones en las regiones polares, ya han sido detectadas por el IGS, y parecen estar atribuidas al empleo de la función de mapeo de Niell[17]. Como el centro de análisis USNO utiliza la función de mapeo GMF, se esperaba que sus productos de ZTD_{IGS} , que designaremos $ZTD_{IGS-UNSO}$, presentaran un mejor acuerdo con los ZTD_{MAG} . No obstante, al graficar $\langle \Delta ZTD_{IGS-UNSO\ MAG} \rangle$ en función de la latitud de la estación GNSS, se observa que las diferencias en altas latitudes siguen siendo similares a las encontradas al graficar las diferencias $\langle \Delta ZTD_{IGS-JPL\ MAG} \rangle$ en función de la latitud de

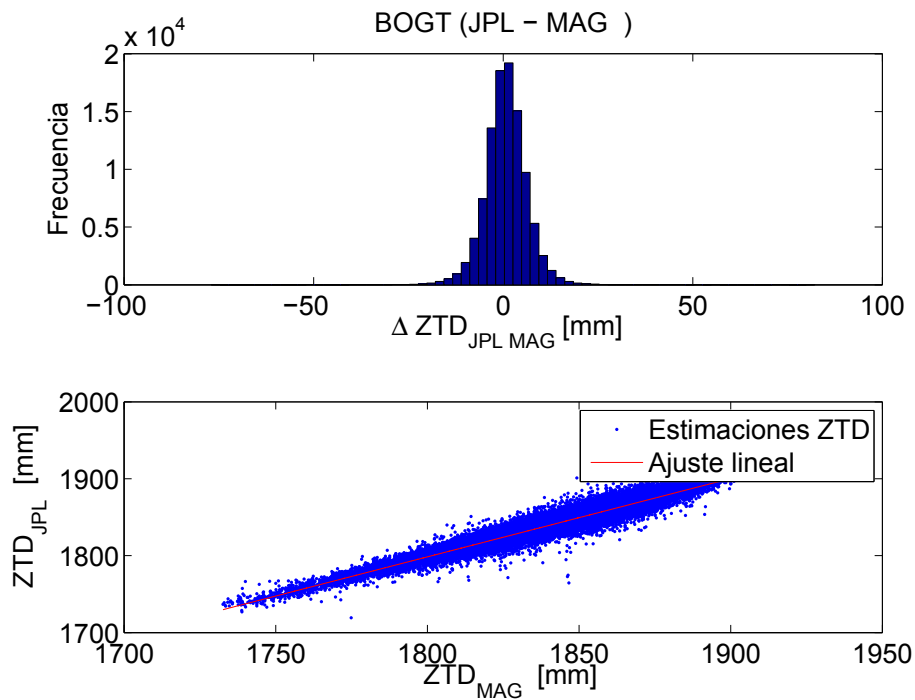


Figura 4.6: Bogotá: se muestra la distribución de frecuencias para $\Delta ZTD_{JPL\ MAG}$, junto con el ajuste lineal de los valores ZTD_{JPL} en función de ZTD_{MAG}

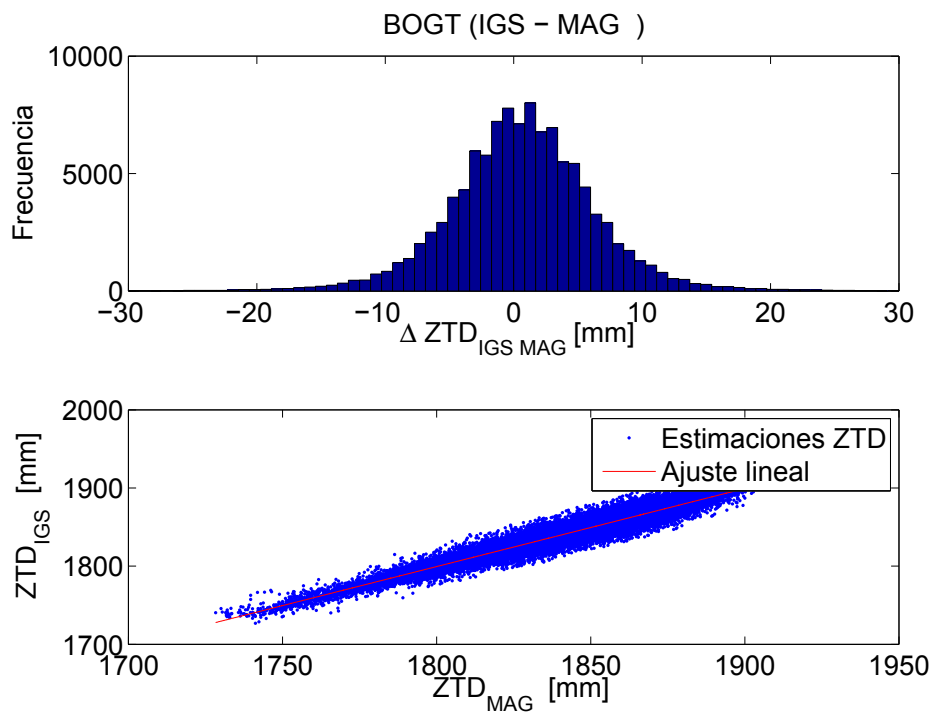


Figura 4.7: Bogotá: se muestra la distribución de frecuencias para $\Delta ZTD_{IGS\ MAG}$, junto con el ajuste lineal de los valores ZTD_{IGS} en función de ZTD_{MAG}

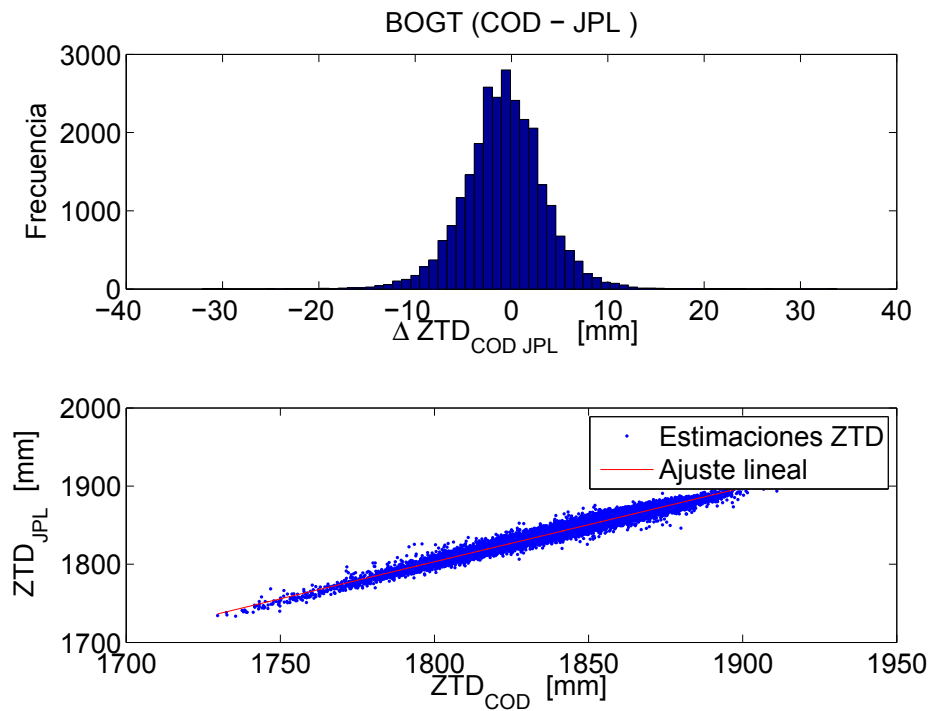


Figura 4.8: Bogotá: se muestra la distribución de frecuencias para $\Delta ZTD_{JPL\ COD}$, junto con el ajuste lineal de los valores ZTD_{JPL} en función de ZTD_{COD}

la estación GNSS. Los productos ZTD_{IGS} , calculados por el centro JPL ($ZTD_{IGS-JPL}$), o por el centro USNO ($ZTD_{IGS-USNO}$), presentan desvíos similares debido al uso incorrecto de la función de mapeo GMF [17].

Los modelos numéricos globales, permiten representar en cada locación, al menos la variación anual del retardo hidrostático a priori y de su verticalización. Como los productos operacionales del IGS no contemplan esta variación, se detecta la presencia de una señal periódica en los valores $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^k M \rangle$. La situación se ejemplifica para dos estaciones elegidas en latitudes extremas: OHI2, localizada en la Antártida, y BRFT, con una latitud de tres grados, muy próxima al ecuador. En ellas se verificó que los valores de $\langle \Delta ZTD_{i\ j}^k M \rangle$ con $i = JPL, COD$ y $j = MAG$, constituyen una serie temporal aleatoria de acuerdo con el test de Kolmogorov–Smirnov; (representación en las gráficas 1 y 3 de las figuras 4.9 y 4.10). Las series temporales no resultaron aleatorias al comparar las estimaciones ZTD_{MAG} con los correspondientes ZTD_{IGS} .

Los valores $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^{OHI2} M \rangle$ fueron ajustados con mínimos cuadrados proponiendo un desarrollo en sumas de Fourier $f(t)$, cuyo corte se determinó como el menor grado en el cual los residuos del ajuste resultaron aleatorios.

De esta manera se obtuvo

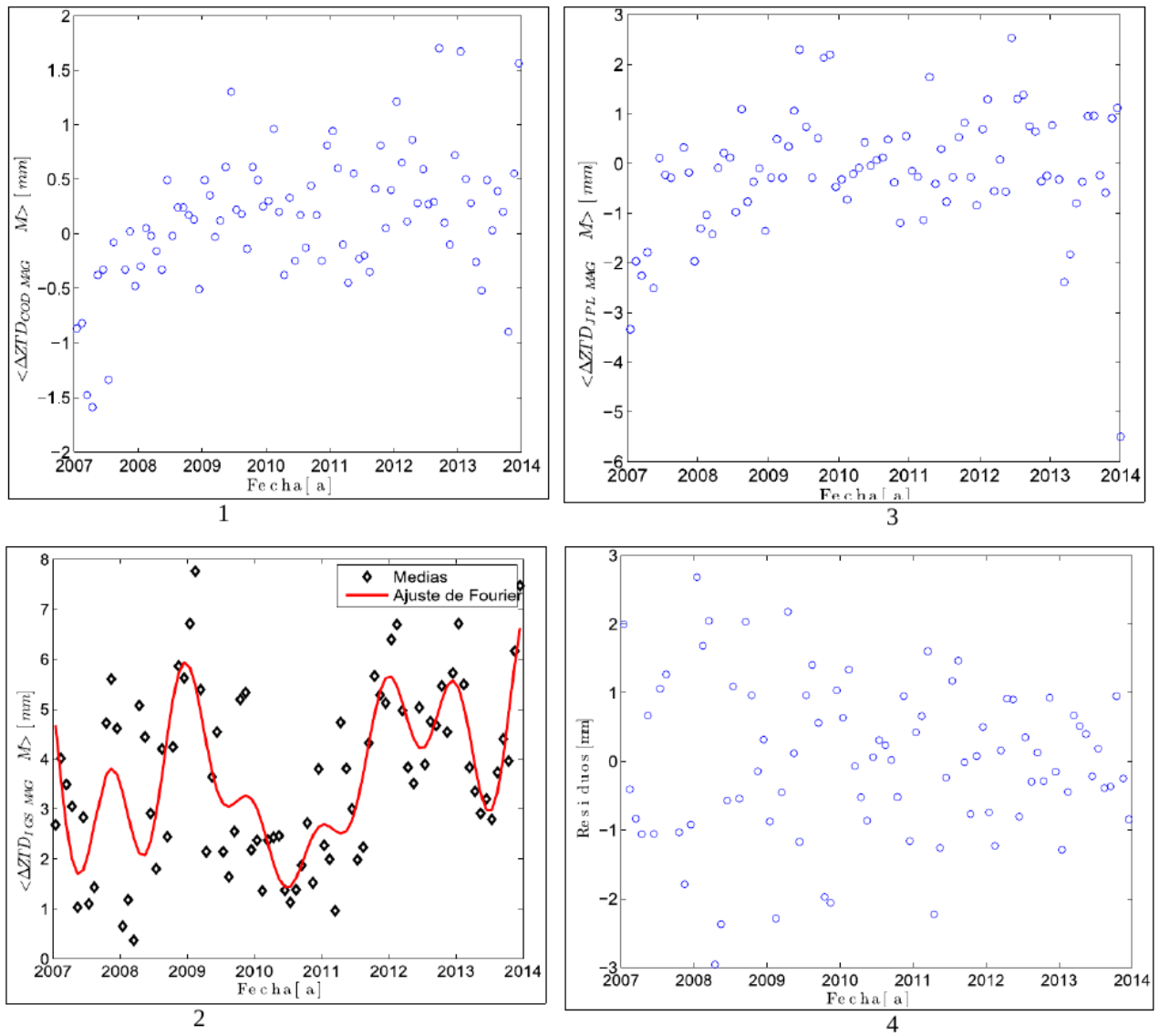


Figura 4.9: Estación OHI2: Gráficos 1,3, valor medio mensual de la diferencia entre los ZTD . Gráfico 2, ajuste de esta diferencia, pero al comparar con el IGS. Gráfico 4, residuos de este último ajuste.

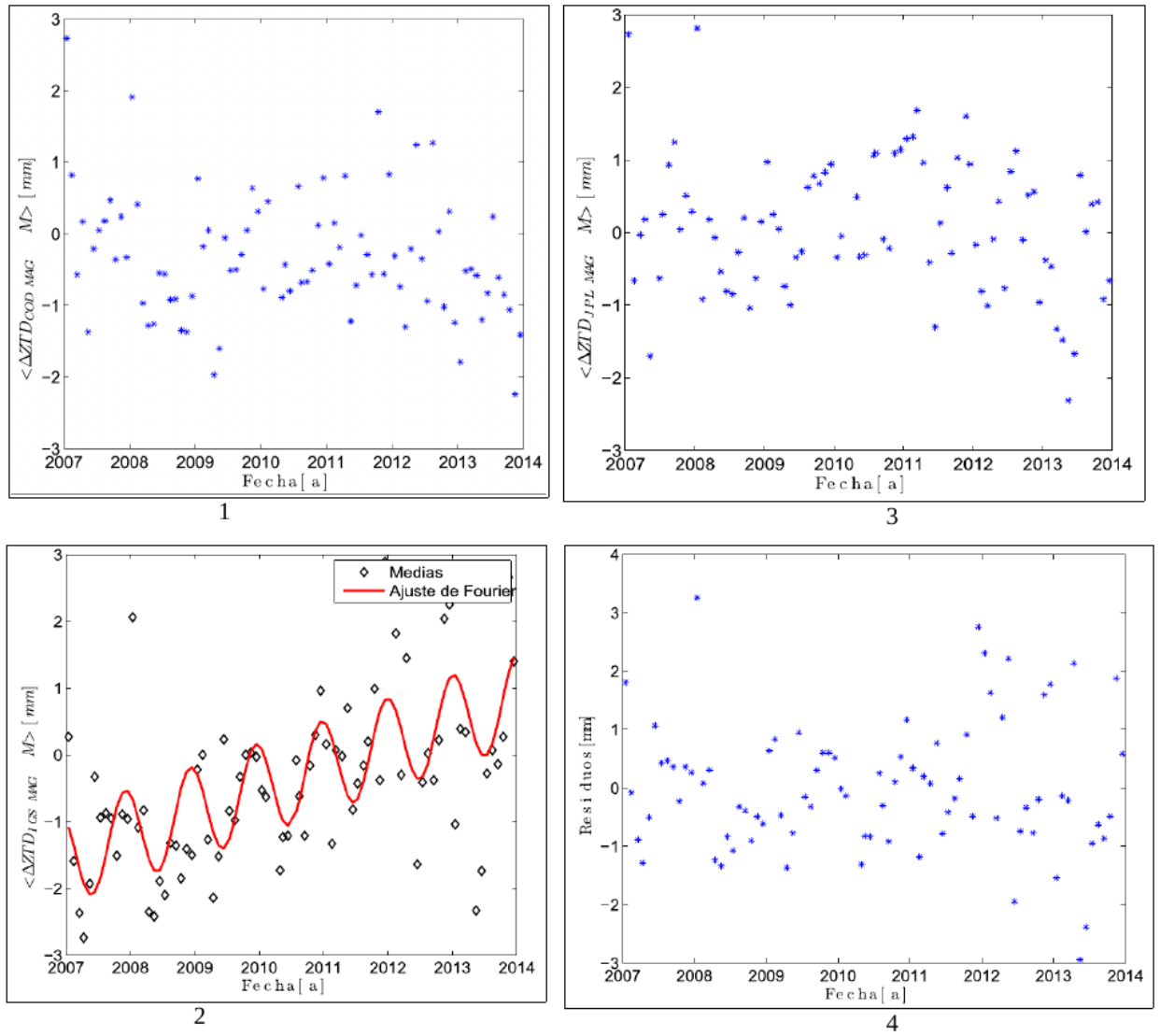


Figura 4.10: Estación BRFT : Gráficos 1,3, valor medio mensual de la diferencia entre los ZTD . Gráfico 2, ajuste de esta diferencia, pero al comparar con el IGS. Gráfico 4, residuos de este último ajuste.

$$f(t) = \sum_{i=0}^7 a_i \cos(i\omega t) + b_i \sin(i\omega t)$$

Los coeficientes más significativos para este ajuste son:

$$\omega = 0,8554 \text{ 1/años}$$

$$T = 7,35 \text{ años}$$

$$\text{y } a_0 = 3,78 \text{ mm, } b_3 = 0,75 \text{ mm, } a_2 = 0,8 \text{ mm, } a_7 = -1 \text{ mm.}$$

El término que permite obtener un comportamiento aleatorio para la serie residual es a_7 , tiene un periodo de 0,8548 años, y es uno de los más significativos del desarrollo. En el gráfico 2 de la figura 4.9 se muestra este ajuste junto con los valores de $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^{OH12} M \rangle$, mientras que en el gráfico 4 de la misma figura, se representan sus residuos aleatorios .

Los valores $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^{BRFT} M \rangle$ muestran un claro comportamiento secular (figura 4.10, gráfico 2), por lo cual se efectuó un ajuste lineal, que brindo residuos r_1 no aleatorios. Luego se ajustó r_1 con un desarrollo de Fourier a fin de obtener residuos aleatorios para los valores de $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^{BRFT} M \rangle$.

El ajuste final para $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^{BRFT} M \rangle$ viene dado por:

$$f(t) = p_1 t + p_2 + \sum_{i=0}^1 a_i \cos(i\omega t) + b_i \sin(i\omega t)$$

Dónde los coeficientes son:

$$p_1 = 0,33 \text{ mm/año}$$

$$p_2 = -682,7 \text{ mm}$$

$$a_1 = -0,28 \text{ mm}$$

$$b_1 = -0,64 \text{ mm}$$

$$\omega = 6,176 \text{ 1/año corresponde a un periodo de 1,07 años, (figura 4.10 , gráfico 3).}$$

Puede concluirse que independientemente de la latitud considerada, es necesario eliminar una señal con un periodo prácticamente anual, para lograr diferencias aleatorias en la comparación de nuestros productos con los productos operacionales del IGS. La amplitud de esta señal es del orden de un milímetro.

4.3. Resultados relativos a los PW estimados

4.3.1. Comparación entre los valores PW_{GNSS} y PW_{RS}

4.3.1.1. Estadística multianual

La comparación entre ambas técnicas, se efectúa en quince sitios de América del sur cuyas localizaciones se muestran en el mapa 4.2. Toda la notación a utilizar se ha definido en el capítulo previo,

en la sección 3.3.3. La distancia entre el sitio de lanzamiento y su correspondiente estación GNSS no supera los 60 km, mientras que en valor absoluto, las alturas difieren menos de 135 m. La mayoría de los sitios utiliza radiosondas Vaisala, ocho consideran el modelo VRS92 y tres emplean el modelo anterior VRS80; las cuatro estaciones restantes lanzan radiosondas de tipo Sippican.

Ambas técnicas presentan un buen acuerdo, en el 87% de las estaciones, el valor medio de la diferencia entre PW_{RS} y PW_{GNSS} no supera en valor absoluto los 0,7 mm, mientras que su desviación estándar es inferior a 3 mm en el 80% de los casos. La correlación lineal entre ambas técnicas resulta superior a 0,9, y el histograma de frecuencias relativas para $\Delta PW_{RS}^k_{GNSS}$ es siempre gaussiano, (figuras 4.11, 4.12, y 4.13). En la tabla 4.4 se detallan los resultados del análisis estadístico multianual, que casi siempre utiliza más del 60% de las observaciones esperadas en el periodo considerado.

Las radiosondas Vaisala presentan un valor absoluto para $\langle \Delta PW_{RS}^k_{GNSS} \rangle$ menor a 0,8 mm, excepto en la estación de BOMJ. Generalmente $\sigma \Delta PW_{RS}^k_{GNSS}$ resulta menor en los sitios que utilizan radiosondas Vaisala (tabla 4.4). El modelo VRS92 se lanza en estaciones ubicadas en todos los tipos de clima: tropicales, templados y fríos, mientras que el modelo VRS80 sólo está presente en sitios tropicales. Cuando se utilizan radiosondas Vaisala, el valor medio de la diferencia resulta nulo, o se detecta un leve desvío seco respecto a las determinaciones GNSS. Las excepciones se observan en Punta Arenas (PARC), y en Mendoza (MZAC), donde el radiosondador se lanza 133 m por debajo de la altura de la estación GNSS (tabla 4.1). De esta manera, si existiera un desvío seco en el sensor de las radiosondas, el exceso de vapor de agua presente en 133 m podría superar este efecto. La única estación ubicada en clima frío para la región donde se efectúa la intercomparación es Punta Arenas, y allí no se observa el desvío seco de las radiosondas Vaisala, (tabla 4.4).

4.3.1.2. Estadística multimensual

Radiosondas de tipo Sippican:

Las desviaciones estándar mensuales $\sigma \Delta PW_{RS}^k_{GNSS} M$ varían entre 2,3 mm y 4,1 mm, mientras que las medias mensuales $\langle \Delta PW_{RS}^k_{GNSS} M \rangle$, en valor absoluto no superan 1 mm y son mayoritariamente negativas. La estación de Manaus, (NAUS), ubicada en el Amazona no cumple con estas cotas, ya que sus $\langle \Delta PW_{RS}^k_{GNSS} M \rangle$ superan siempre los 2 mm. Las modificaciones espaciales de la estructura atmosférica, podrían generar estas discrepancias en una región donde cambia el clima de acuerdo con la clasificación de Köppen-Geiger [40]. La figura 4.14 ejemplifica este análisis estadístico en la estación de Belén. La cantidad de sitios con radiosondeos Sippican presentes en la región de estudio, no permiten arribar a conclusiones generales sobre el comportamiento de estos dispositivos.

GNSS ID	Mapa ID	RS	$\langle \Delta PW_{RS\ GNSS} \rangle$	$\sigma \Delta PW_{RS\ GNSS}$	Corr	%
BDOS	1	Sippican	0,15 mm	3,78 mm	0,91	66 %
BELE	2	Sippican	-0,13 mm	2,41 mm	0,95	81 %
BOAV	3	VRS92	-0,02 mm	2,07 mm	0,95	80 %
BOGT	4	VRS92	0,00 mm	1,03 mm	0,96	73 %
BOMJ	5	VRS92	-2,03 mm	4,16 mm	0,93	74 %
CUIB	6	VRS80	-0,03 mm	2,06 mm	0,99	74 %
IGM1	7	VRS92	-0,41 mm	2,10 mm	0,98	86 %
MSCG	8	VRS80	0,02 mm	1,76 mm	0,99	60 %
MZAC	9	VRS92	0,67 mm	1,42 mm	0,98	35 %
NAUS	10	Sippican	2,68 mm	3,15 mm	0,89	87 %
PARC	11	VRS92	0,36 mm	1,64 mm	0,93	73 %
PEPE	12	VRS80	-0,67 mm	2,08 mm	0,97	87 %
POAL	13	Sippican	-0,37 mm	2,56 mm	0,98	75 %
POLI	14	VRS92	-0,47	1,59 mm	0,99	88 %
POVE	15	VRS92	0,09	2,24 mm	0,97	88 %

Tabla 4.4: Se muestra por columnas: los nombres de las estaciones GNSS, su identificación numérica para localizar los sitios en el mapa 4.23, la radiosonda utilizada, la media y la desviación estándar para $PW_{RS} - PW_{GNSS}$, la correlación entre las medidas de ambas técnicas, y el porcentaje de datos disponibles en el periodo de observación.

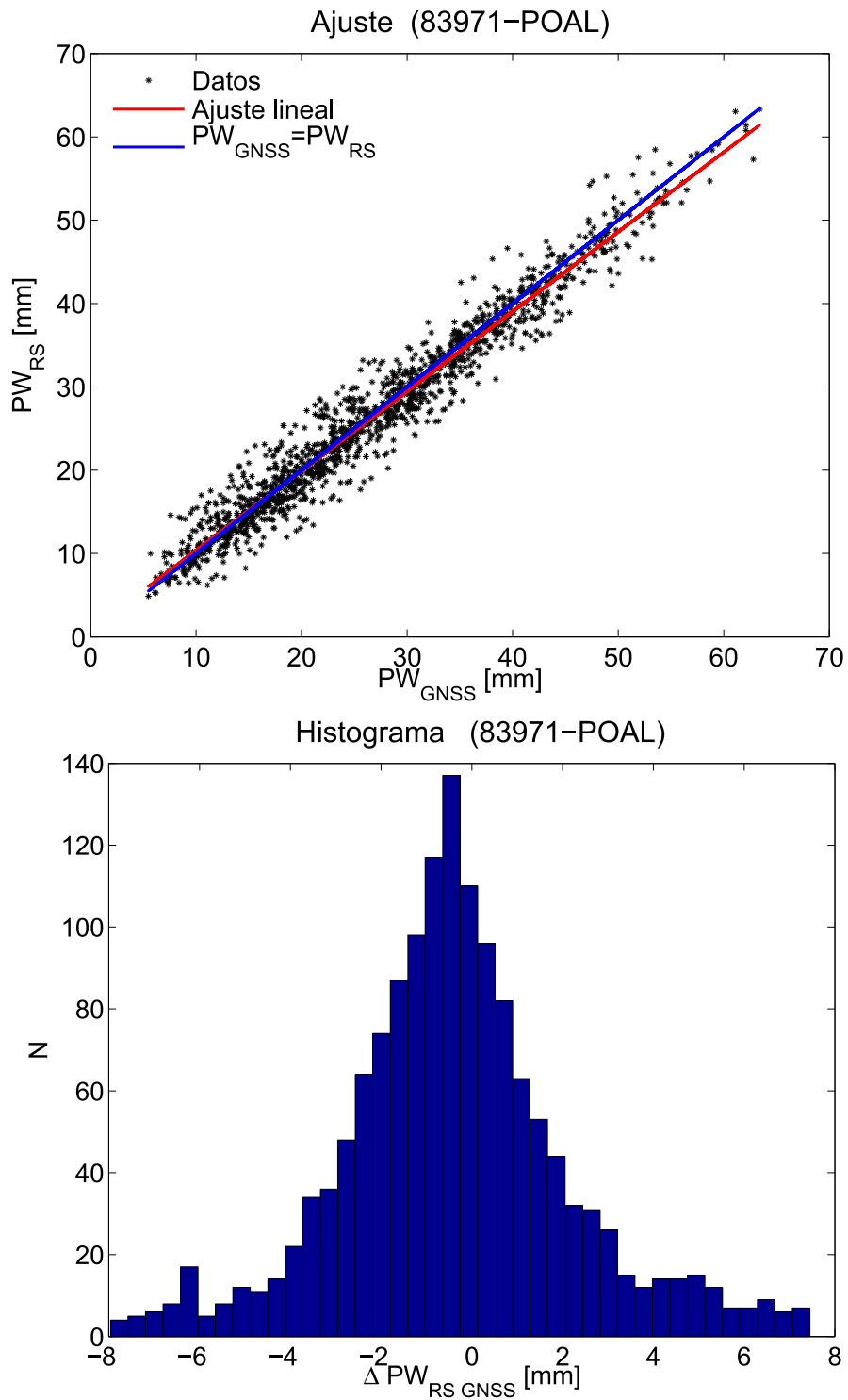


Figura 4.11: Los gráficos corresponden a la estación de Porto Alegre, que utiliza radiosondadores de tipo Sippican. La distancia entre estaciones es de 10 km y la diferencia de alturas es de -69 m.

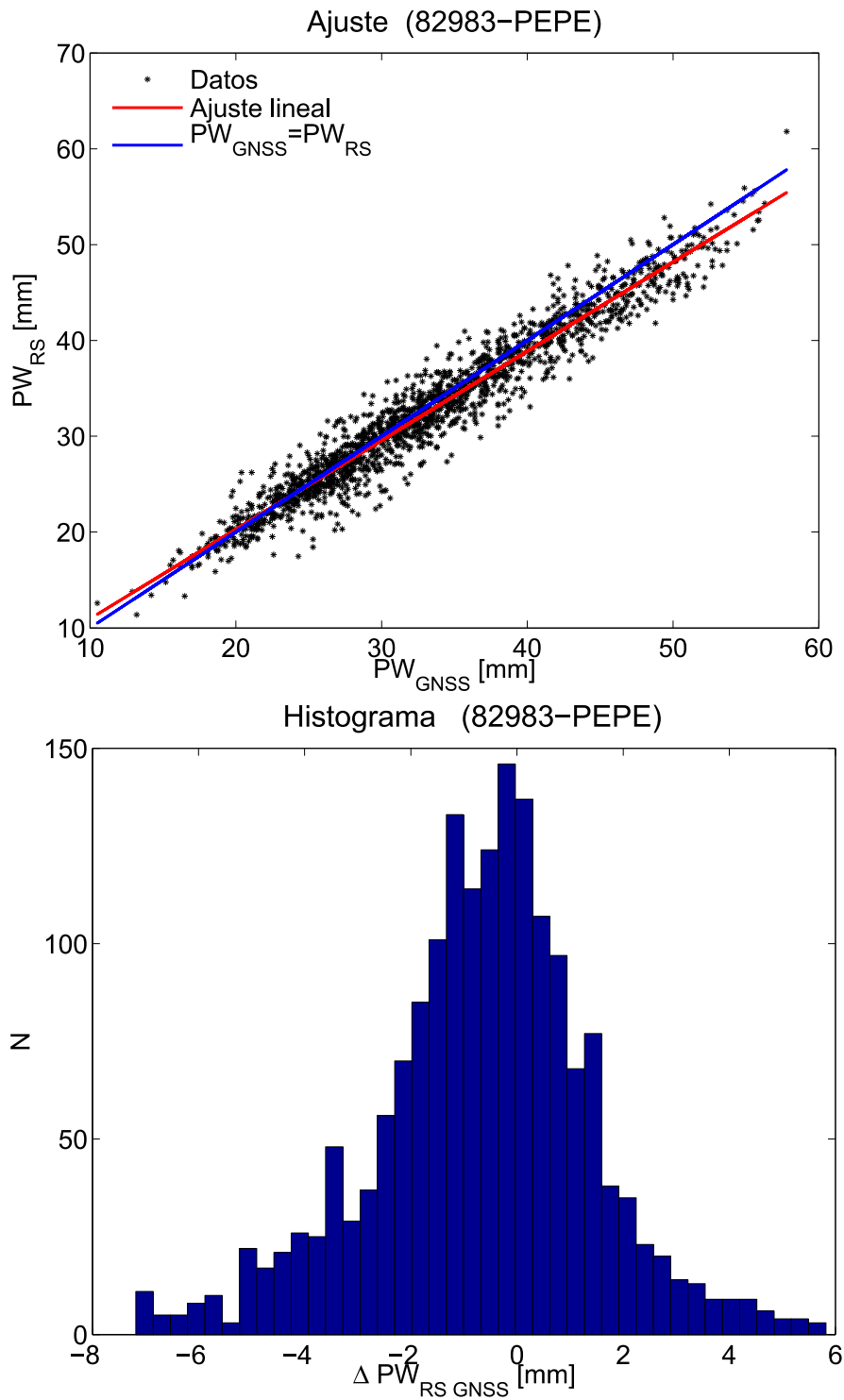


Figura 4.12: Los gráficos corresponden a la estación de Presidente Prudente, que utiliza radiosondas de tipo VRS80. La distancia entre estaciones es de 6 km y la diferencia de alturas es de -7 m.

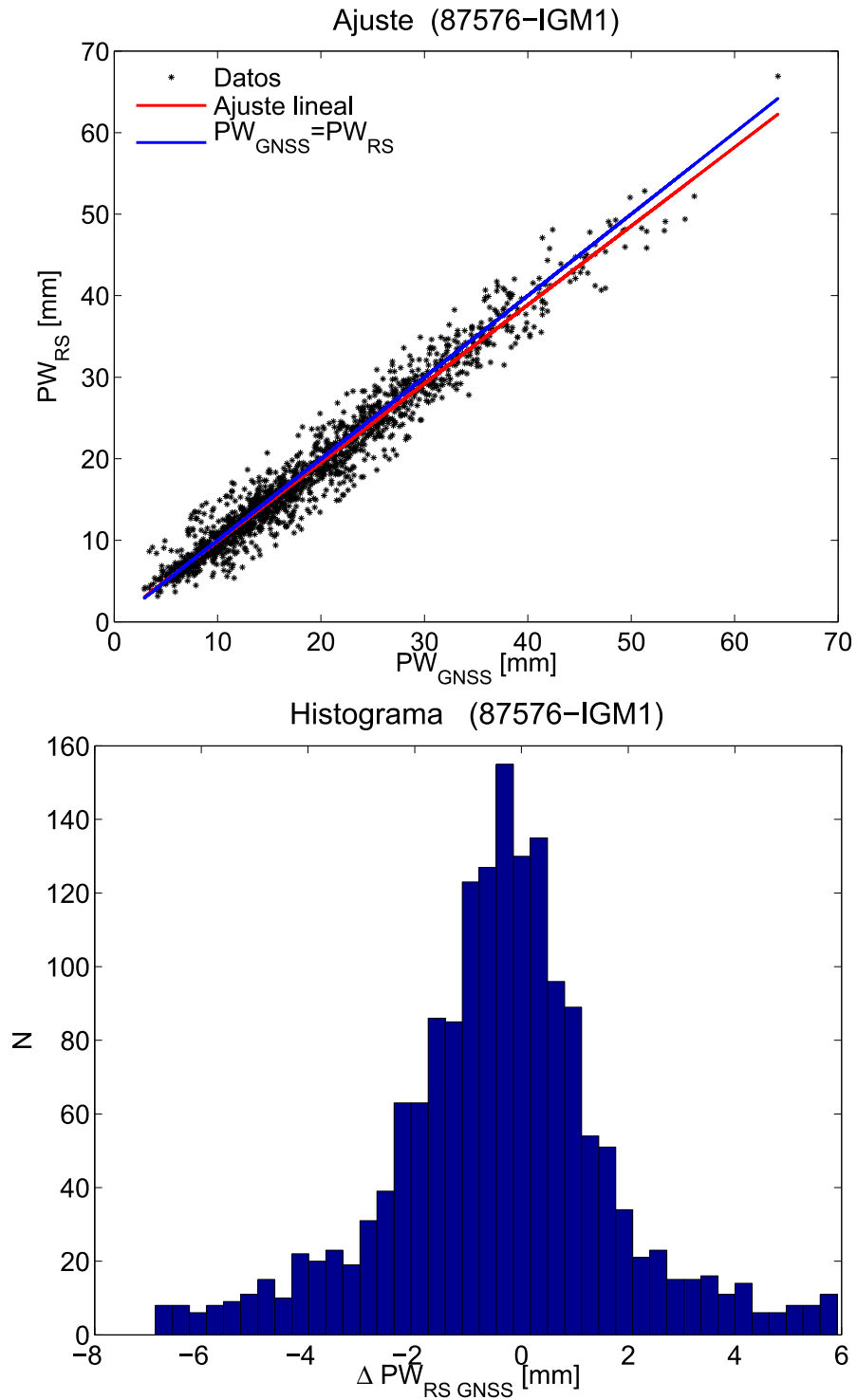


Figura 4.13: Los gráficos corresponden a la estación de Buenos Aires que utiliza radiosondadores de tipo VRS92. La distancia entre estaciones es de 26 km y la diferencia de alturas es de 15 m.

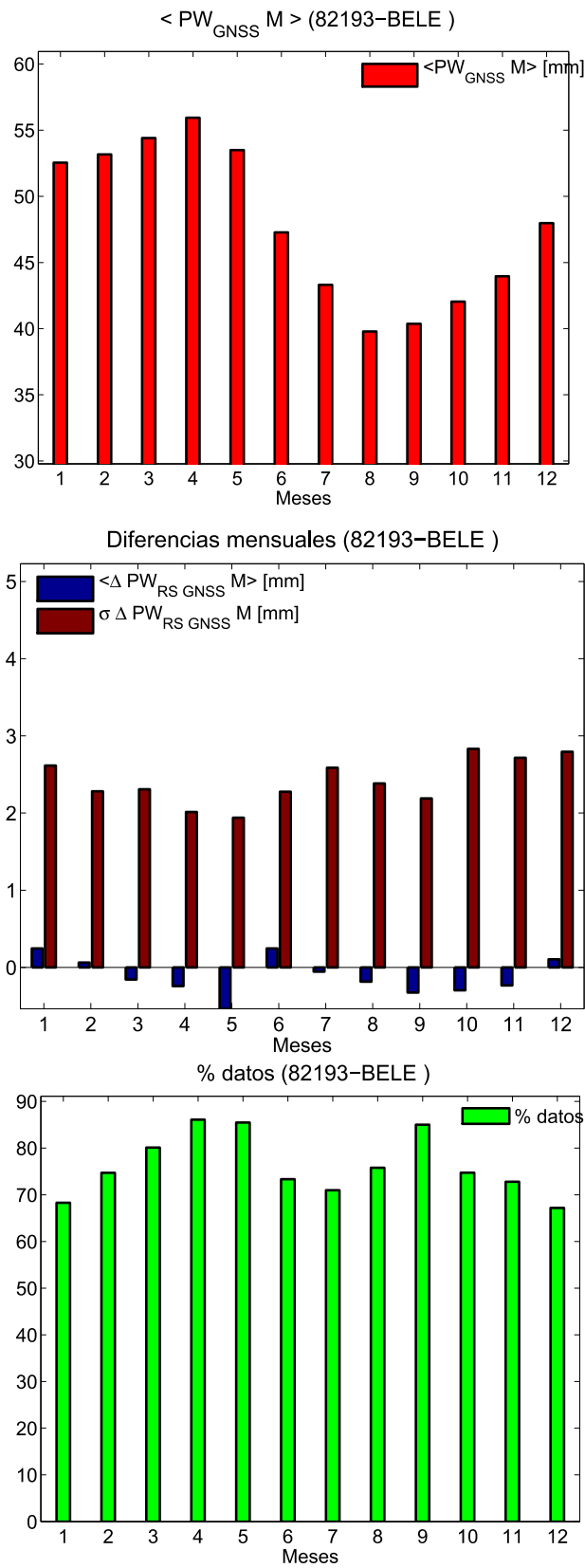


Figura 4.14: Estadística mensual para Belén, que utiliza radiosondadores de tipo Sippican. La distancia entre estaciones es de 26 km y la diferencia de alturas es de 15 m.

Radioondas de tipo Vaisala:

Los valores medios mensuales de $\langle \Delta PW_{RS\ GNSS}^k M \rangle$ generalmente presentan dos comportamientos: fluctúan teniendo un valor absoluto menor a 0,5 mm o presentan valores negativos que no superan 1 mm, excepto en dos estaciones GNSS donde este desvío resulta positivo (ejemplo figura 4.15). Podemos concluir que:

$|\langle \Delta PW_{RS\ GNSS}^k M \rangle| < 1\text{mm}$ excluyendo la estación de BOMJ, donde estos valores varían entre -2 mm y -3 mm (figura 4.16).

Los valores de $\sigma \Delta PW_{RS\ GNSS}^k M^k$ resultan mayores que 1,5 mm y menores que 3 mm (figuras 4.15, 4.17, 4.18). La desviación estándar suele aumentar o disminuir con los aumentos o las disminuciones del PW, aunque no es posible vincular ambas cantidades numéricamente (figuras 4.15 y 4.18). Los valores de $\sigma \Delta PW_{RS\ GNSS}^k M^k$ generalmente son mayores en climas tropicales (figuras 4.15 y 4.16).

En la mayoría de los sitios, la diferencia de altura entre el sitio de lanzamiento y la estación GNSS no resulta significativa. Sólo en dos sitios la estación GNSS se encuentra a más de 100 m por encima del nivel en que se lanza la radiosonda. Si ambas técnicas estuviesen exentas de errores, deberíamos detectar una mayor estimación por parte del radiosondador, que dependería del clima y de la época del año.

Las dos estaciones en las que se detecta esta situación son Campo Grande, MSCG, y Mendoza, MZAC. En la figura 4.17 puede observarse que la primer estación no presenta sistematismo en los valores de $\langle \Delta PW_{RS\ GNSS}^k M \rangle$. El exceso de vapor de agua presente entre el sitio de lanzamiento y la estación GNSS, casi todos los meses compensaría el desvío seco de las radiosondas Vaisala. Mendoza se encuentra en una zona con clima árido, en esta estación la radiosonda sobreestima el vapor de agua de manera prácticamente proporcional a su valor. El efecto del desvío seco para VRS92, no existe o resulta muy pequeño, obsérvese que Mendoza y Campo Grande tienen climas diferentes.

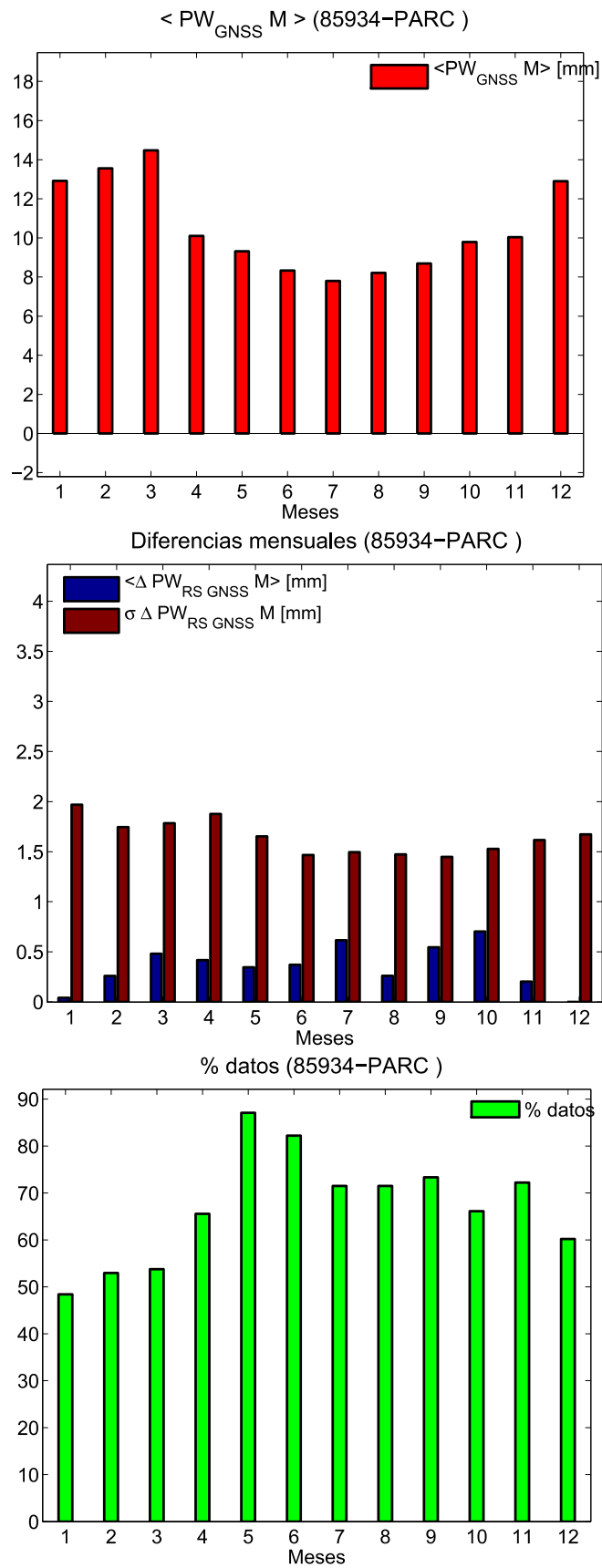


Figura 4.15: Estadística mensual para Punta Arenas, que utiliza radiosondas VRS92. La distancia entre estaciones es de 14 km y la diferencia de alturas es de 25 m.

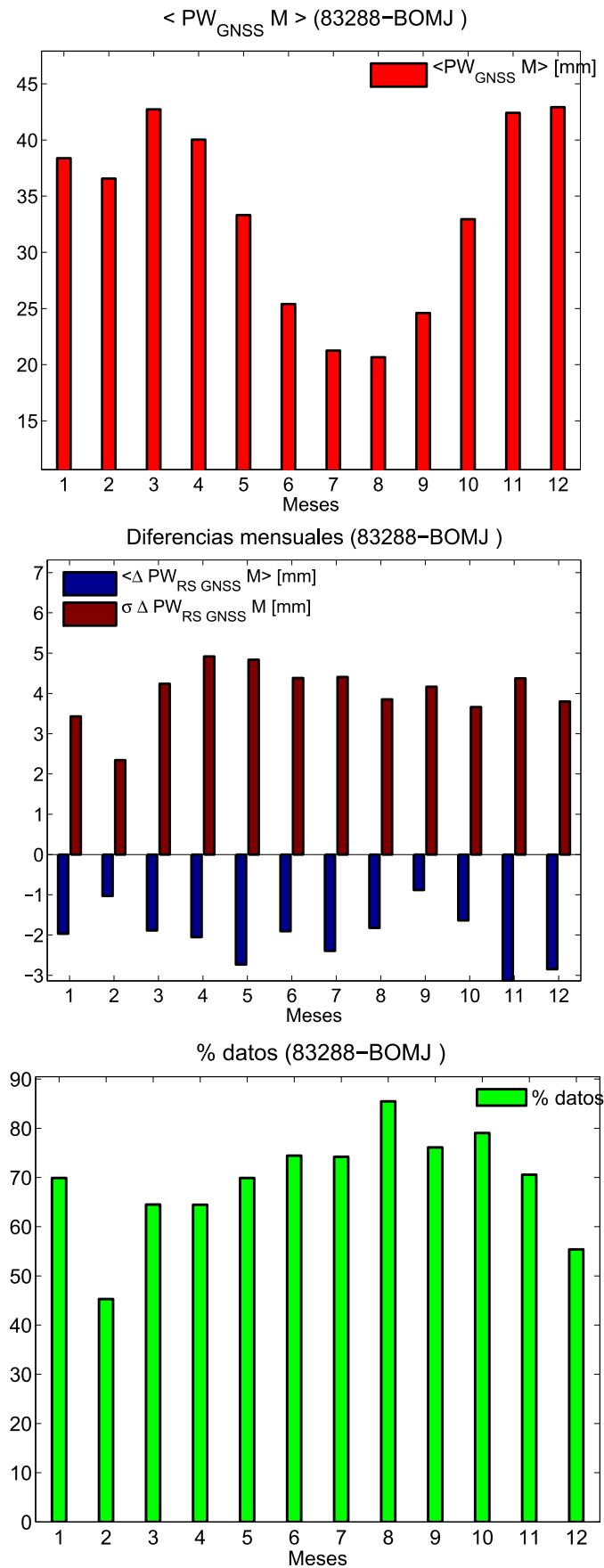


Figura 4.16: Estadística mensual para Buen Jesús, que utiliza radiosondas VRS92. La distancia entre estaciones es de 1 km y la diferencia de alturas es de 24 m.

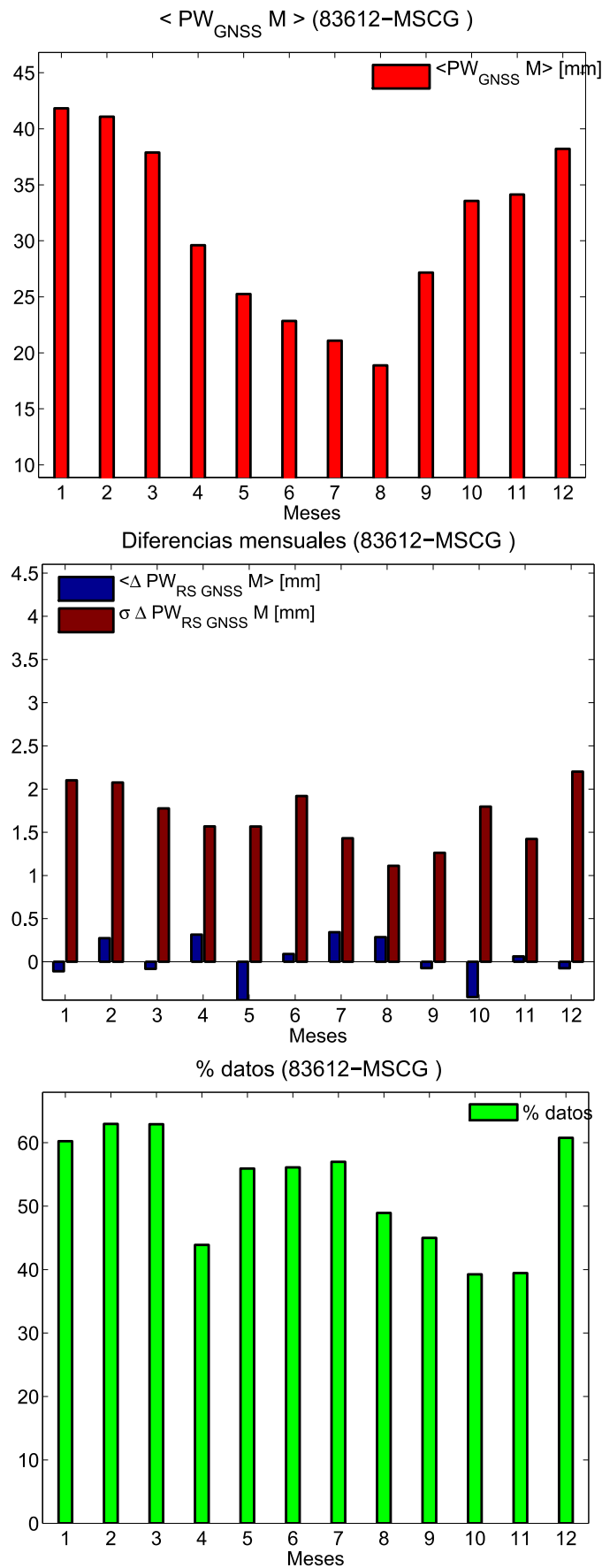


Figura 4.17: Estadística mensual para Campo Grande, que utiliza radiosondadores de tipo VRS80. La distancia entre estaciones es de 13 km y la diferencia de alturas es de -119 m.

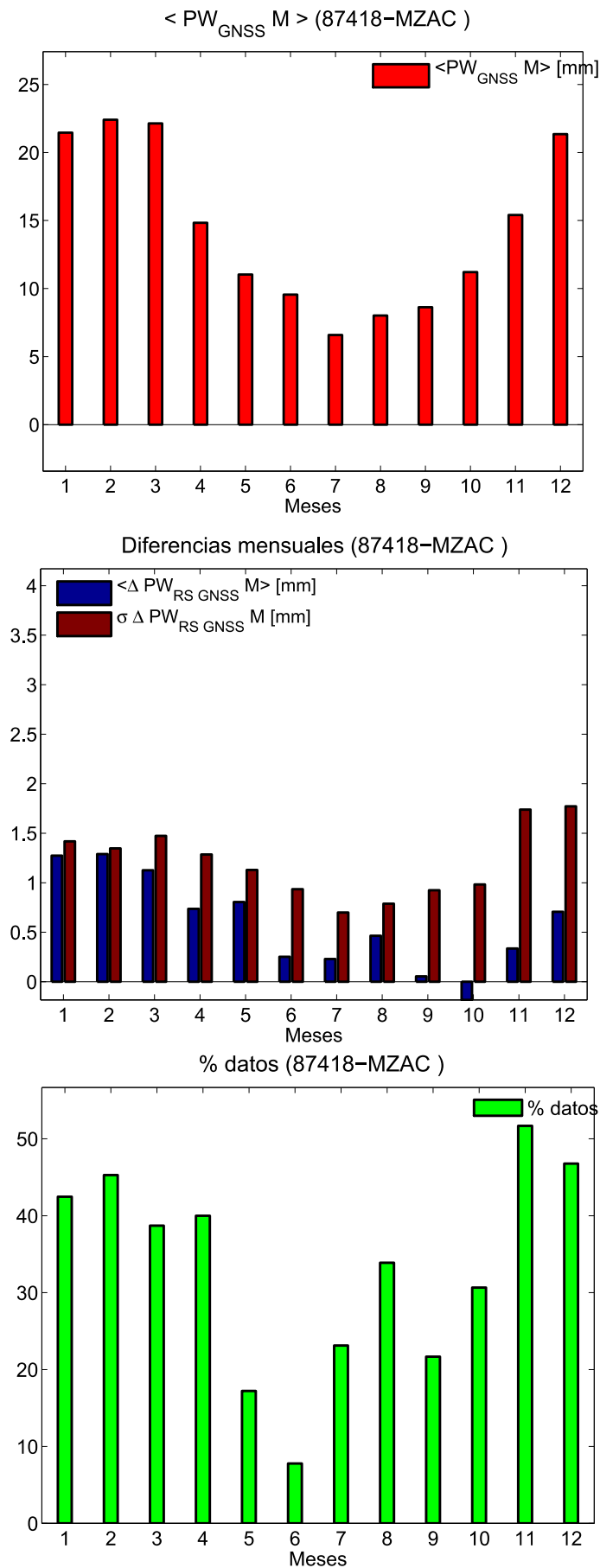


Figura 4.18: Estadística mensual para Mendoza, que utiliza radiosondadores de tipo VRS92. La distancia entre estaciones es de 11 km y la diferencia de alturas es de -133 m.

4.4. Aplicaciones de los productos obtenidos

4.4.1. Evaluación regional del modelo empírico GPT2w

El modelo GPT2w ha logrado mejorar la capacidad de los modelos 'ciegos' a la hora de determinar el ZTD [3]. El ZHD es calculado aplicando el modelo de Saastamoinen que ya ha sido analizado en la subsección 2.2.5.5, es función de la presión, de la latitud y de la altura elipsoidal. Otorga un ajuste milimétrico en todas las latitudes y en todos los tipos de clima. El valor del ZWD se calcula aplicando el modelo de Askne y Nordius [2] :

$$ZWD = \frac{10^{-6}}{T_m} \frac{C}{(\lambda + 1)g_m} e_v \quad (4.1)$$

$$e_v = e_{v0} \frac{p}{p_0} \quad (4.2)$$

T_m : la temperatura media troposférica.

e_v : la presión parcial de vapor de agua.

g_m : la aceleración media de la gravedad.

λ : el factor de disminución de la presión parcial de vapor de agua.

p : la presión total.

C : es una magnitud que depende de la constante específica de los gases secos y de las constantes de refractividad.

$_0$: este subíndice permite representar las variables en el nivel de referencia.

Dada una representación para la presión parcial de vapor de agua, se expresa el ZWD mediante el modelo de Askne y Nordius. Este retardo no puede representarse con gran precisión, puesto que resulta complicado describir el comportamiento físico de la molécula de vapor de agua. Los modelos teóricos existentes, estiman el ZWD con una exactitud de unos pocos centímetros. Generalmente tienen mejores resultados en altas latitudes y se deterioran al acercarse al Ecuador, ya que cuanto menor es la temperatura mejor es la estimación [21].

Los otros parámetros que brinda el modelo GPT2w; la presión, la temperatura, λ , T_m y los coeficientes de las funciones de mapeo VMF1; surgen de efectuar estadísticas mensuales con los valores del modelo ERA-INTERIM, durante el periodo 2001-2010. Para cada parámetro se propone un desarrollo de Fourier de segundo de orden, con un periodo de 365,25 días, ajustándoles los cinco coeficientes correspondientes al valor medio, a la variabilidad anual y a la variabilidad semianual.

Las cinco estimaciones se almacenan en los nodos de una grilla global de ($5^\circ \times 5^\circ$), tomando como altura un valor promedio definido en cada pixel del grillado. Luego se extrapolan los parámetros en dirección vertical, empleando modelos físicos adecuados, y se interpolan linealmente en el plano horizontal, para obtener una resolución espacial de un grado[3]. Este modelo presenta múltiples aplicaciones, no sólo en la navegación a tiempo real, sino también cuando se necesita estimar el retardo total, sin conocer los coeficientes de la función de mapeo VMF1.

Para todos los sitios GNSS, se calcula siguiendo la metodología propuesta por Böhm et al. [3]:

- El valor medio de la diferencia entre el retardo empírico dado por el modelo ZTD_{GPT2w} y el valor medido ZTD_{GNSS} , considerando todos los datos disponibles, $\langle \Delta ZTD_{GPT2w GNSS} \rangle$, y considerando solamente los valores diarios, $\langle \Delta ZTD_{GPT2w GNSS}^D \rangle$.
- Las desviaciones estándar de las diferencias considerando todos los datos disponibles $\sigma \Delta ZTD_{GPT2w GNSS}$ y considerando solamente los valores diarios $\sigma \Delta ZTD_{GPT2w GNSS}^D$.
- Se determina la calidad de las variaciones anuales y semianuales de ZTD_{GPT2w} , analizando los residuos de los parámetros estadísticos previamente definidos.

El análisis de comparación con el modelo GPT2w, reporta valores similares a los encontrados en el trabajo global de Böhm et al. [3] y en el trabajo regional para África de Isioye et al. [37]. En casi todos los sitios, el modelo reproduce muy bien las señales anuales y semianuales del ZTD, aunque pueden observarse algunos comportamientos sistemáticos, (figura 4.19).

En promedio, los retardos medios sintéticos no presentan desvíos respecto a los observados, puesto que el valor medio para todas las estaciones de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w GNSS} \rangle = 0,1$ mm. No obstante, para la región comprendida entre los trópicos, los valores modelados de ZTD_{GPT2w} subestiman en más de 20 mm a los productos ZTD_{GNSS} , (figura 4.19). Böhm et al. encontraron resultados similares en América central y el Caribe, pero no se los tuvo en cuenta, porque empleaban un periodo de alrededor de cuatro meses[3]. Con nuestro análisis puede concluirse que este efecto es real, y que se extiende a mayores latitudes en el continente Americano. En zonas no tropicales de sud América, el modelo sobrestima en casi 20 mm las observaciones del retardo, (figura 4.19) . Resultados similares se encuentran en Norte América, Europa y África [3][37].

Los valores de $\sigma \Delta ZTD_{GPT2w GNSS}$ también presentan un comportamiento semejante al descrito por Böhm et al. [3], con un valor promedio de unos 41 mm. Su comportamiento contrasta con el de los valores de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w GNSS} \rangle$, dado que en la mayoría de los sitios existen señales anuales o

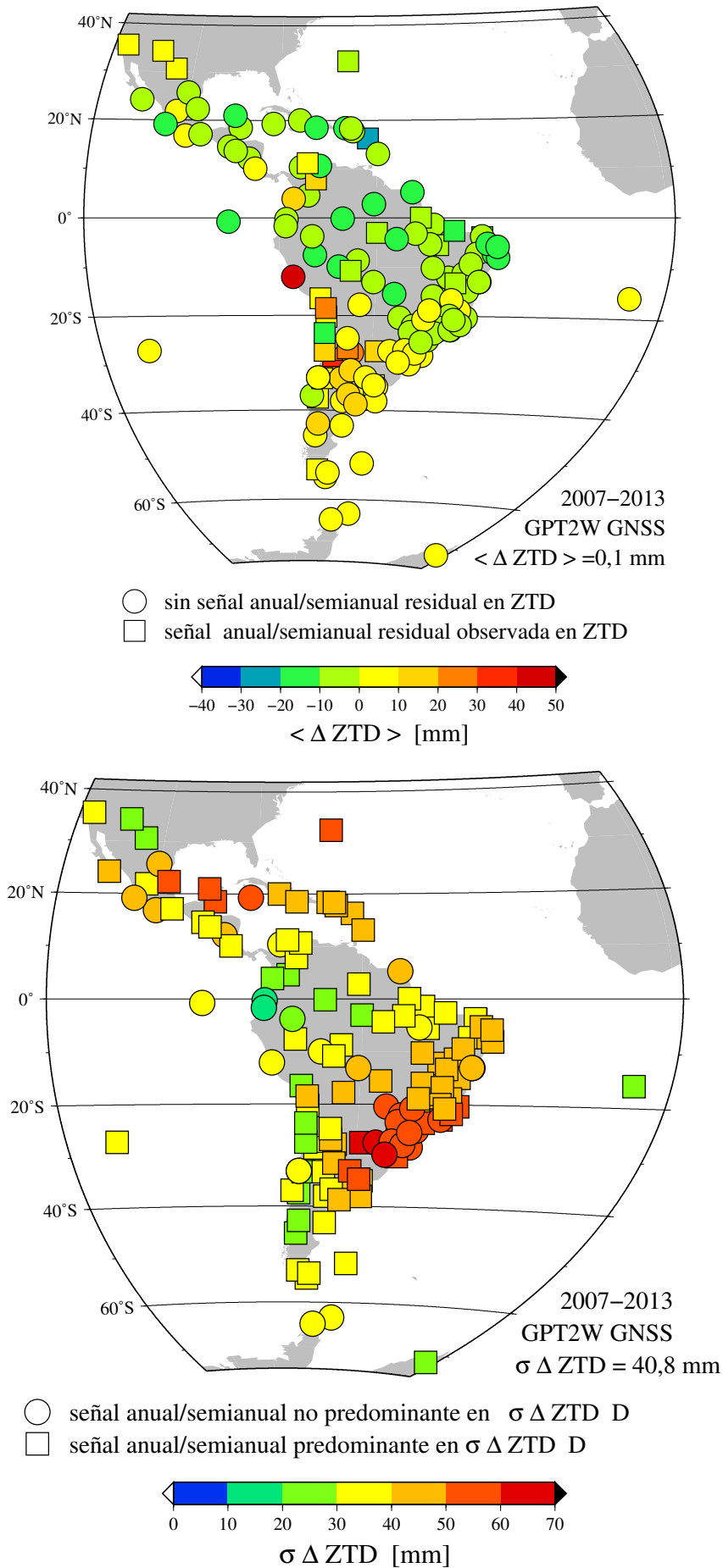


Figura 4.19: En cada estación muestra $\langle \Delta ZTD_{GPT2w} GNSS \rangle$ (superior) y $\sigma \Delta ZTD_{GPT2w} GNSS$ (inferior).

semianuales en los residuos de las desviaciones (figura 4.19). Pueden detectarse correlaciones regionales, ya que los mínimos de $\sigma\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$ se encuentran en la zona oeste de los América del sur, y sus máximos se registran en la zona sur de Brasil y en el centro este de Argentina, (figura 4.19). La futura inclusión de términos diurnos y semidiurnos, ayudará a mejorar el modelo GPT2w [3].

A fin de analizar cómo se comporta el modelo GPT2w en función de los valores del ZTD, en cada estación se determina la variabilidad de $\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$ respecto al valor de ZTD_{GNSS} , que en este análisis se tomará como el valor observado del ZTD.

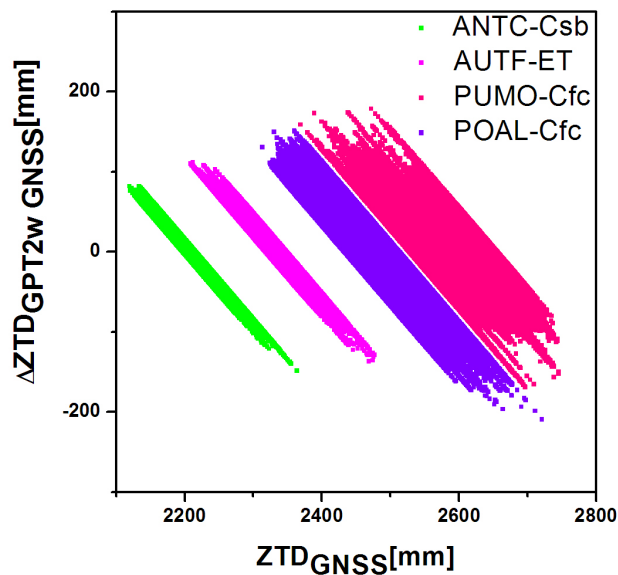


Figura 4.20: Se muestra la variación de los valores de $\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$ en función de los valores ZTD_{GNSS} , para estaciones en distintos climas.

Para determinar si la precisión y la exactitud de ZTD_{GPT2w} depende del valor del retardo, se calcula la función valor medio de $\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$ para cada valor de ZTD_{GNSS} , $\langle\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}\rangle$, y la función que corresponde a la desviación estándar de la diferencia, $\sigma\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$.

Se analizará si ambas funciones presentan comportamientos característicos que dependen del clima de la estación. Se utilizará la clasificación de Köppen-Geiger, define los climas en función de la variación de la temperatura media mensual, trabajando con sus máximos o sus mínimos, excepto en el clima árido. Excluyendo este último clima, los subgrupos se determinan usando las precipitaciones anuales y mensuales. Algunas veces resulta necesario introducir un parámetro adicional para completar la clasificación [40].

Para todas las estaciones, se computa la clasificación de Köppen-Geiger utilizando una grilla que brinda el tipo de clima con una resolución de $[0,5^\circ \times 0,5^\circ]$ en latitud-longitud. En nuestro caso se consideran las mediciones meteorológicas durante el periodo 2001-2010. Obsérvese que la clasificación no es invariante en el tiempo, pudiendo modificarse al ser calculada con datos meteorológicos de otro periodo. Para cada estación, se busca el punto más cercano definido en la grilla adoptando su tipo de clima. Se descartan algunos sitios, porque la grilla no brinda información en pequeñas islas. En la tabla 4.6, se indica la clasificación de Köppen-Geiger para todas las estaciones GNSS que se utilizarán en los sucesivos análisis. La región de estudio, América del Sur, América Central, y el Caribe, está dominada por los climas A, B y C. Impera el clima tropical A (60%), seguido por el clima templado C (24%) y por el clima árido B (15%). El clima polar E (0,8%) se presenta sólo en zonas andinas muy elevadas o en regiones australes [59]. En este procesamiento geodésico, el 46,5% de las estaciones es de tipo A; en particular más del 28% se encuentra en estepas con un periodo lluvioso en el invierno Aw. El 28,6% de las estaciones se localiza en climas C, el 15,5% en climas B, y el 6% en climas E.

Comenzaremos viendo como varía $\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$ en función del retardo total, para estaciones ubicadas en distintos climas y con diferentes alturas, (figura 4.20).

Puede observarse que en ningún sitio los valores $\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$ oscilan siempre alrededor de cero como sucede en un modelo exacto. Para cada estación, se ajustaron las ecuaciones de las rectas que limitan la posición de $\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$, (figura 4.20), obteniéndose pares de rectas paralelas con pendientes de unos -45° . Siempre existe un pequeño intervalo $\delta_{Z_1 Z_2} = (Z_1, Z_2)$ dónde se anula $\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$, y allí se encuentra el valor medio del ZTD; que varía en cada clima al modificarse la altura de la estación. El tamaño del intervalo $\delta_{Z_1 Z_2}$ depende del tipo de clima:

- En estaciones Csb, $10mm < \delta_{Z_1 Z_2} < 18mm$
- En estaciones ET, EF, $23mm < \delta_{Z_1 Z_2} < 36mm$
- En estaciones Cfa, Cfb, $28mm < \delta_{Z_1 Z_2} < 106mm$
- En estaciones A (excepto Aw), $47mm < \delta_{Z_1 Z_2} < 75mm$
- En estaciones Aw, $90mm < \delta_{Z_1 Z_2} < 136mm$
- En estaciones BWk, BSh, BSk, $70mm < \delta_{Z_1 Z_2} < 190mm$

Para cada ZTD observado, el rango de valores donde se encuentra $\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$, es constante y viene dado por $Z_2 - Z_1$. Puede observarse que GPT2w sobreestima el ZTD cuando $ZTD < Z_1$

Af	ABMF BELE BUEN BYSP CRUZ IQUI PAIT SAGA
Aw	ACYA BABR BOAV BOMJ BRAZ BRFT CART CEEU CEFE CEFT CRAT CRO1 CUCU CUIB GUAT GVAL IMPZ MABA MANA MCLA MERI MGBH MSCG ONRJ PPTE RIOB RIOD RJCG ROCD ROGM SCRZ SCUB SJRP SSIA TOPL UBER VOIL
Am	KOUR MAPA NAUS PAAT POVE RECF SAMA SAVO SSA1
As	PBCG RNNA SALU UCOM
BSh	BAIR BAVC CATA GLPS INEG MARA MTY2 PEPE RNMO
BSk	CIC1 LHCL MDO1 MZAC PIE1 SANT
BWh	CFAG LPAZ
BWk	CALL COPO IQQE RWSN UCNF UTAR
Cfa	BUE2 CHAC EBYP IGM1 IMBT LPGS NEIA POAL POLI PRMA SCCH SMAR SRLP UNRO VBCA
Cfb	AZUL BOGT MPL2 MPLA PRGU PUMO RIOP SCLA UFPR
Cfc	FALK RIO2 ANTC CONZ VALN
CSb	ANTC CONZ VALN VALP COYQ
Cwa	SL01 TERO TUCU UCOR VICO
Cwb	CHPI MGIN OAX2 UNSA
EF	PALM VESL
ET	AREQ AUTF ESQU PARC QUII

Tabla 4.6: En la siguiente tabla se indica la clasificación de Köppen-Geiger para las estaciones GNSS

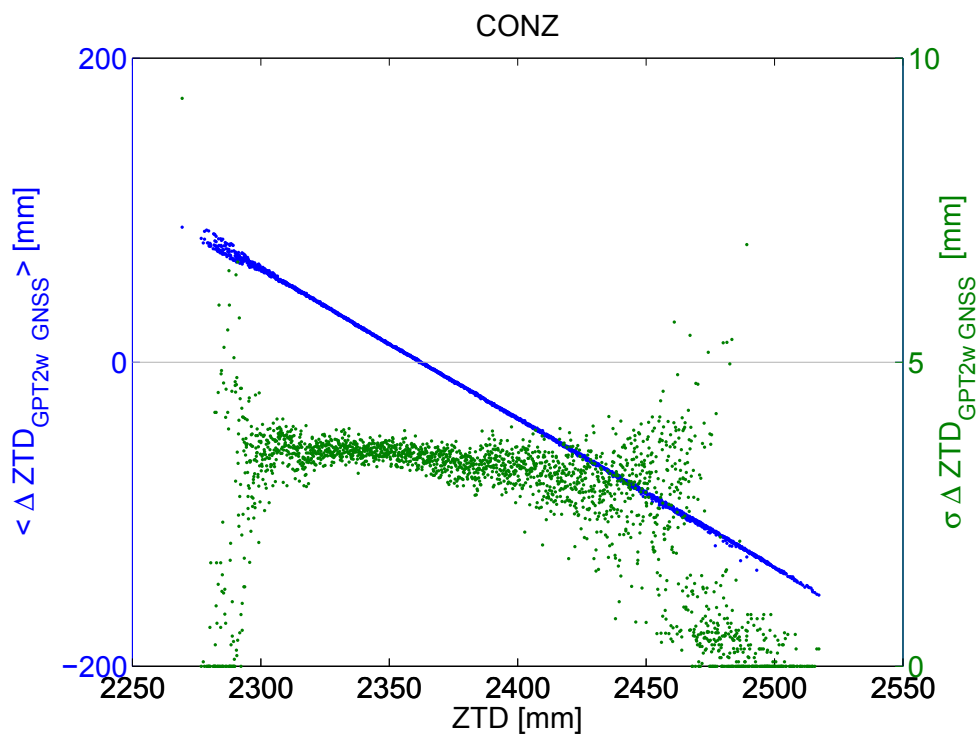


Figura 4.21: Se muestra la variación de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w, GNSS} \rangle$ y de $\sigma \Delta ZTD_{GPT2w, GNSS}$, para una estación ubicada en Chile con clima Csb.

mientras que lo subestima si $ZTD > Z_2$, por lo cual el rango de variabilidad del ZTD_{GPT2w} siempre resultará menor que el rango de variabilidad del ZTD. La figura 4.22 ejemplifica esta situación para dos estaciones PIE1 y ANTC; la primera cuenta con un clima árido mientras que a la segunda le corresponde un clima templado. Los errores porcentuales del modelo GPT2w son mayores para los menores valores del retardo, registrados en los periodos secos.

Para conocer como varía la exactitud y la precisión del modelo GPT2w en función del valor del ZTD observado, se analiza la variabilidad de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ y de $\sigma \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$. Agrupando las estaciones de acuerdo con la clasificación de Köppen-Geiger, se observa que ambas funciones presentan patrones característicos en los distintos climas, lo cual se ejemplifica con las figuras 4.23, 4.24, y 4.25.

En los climas secos, (tropical de estepa Aw, o semidesérticos BSh BSk), los valores de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ resultan prácticamente nulos en cierto intervalo, en el cual puede considerarse que el modelo resulta exacto (figuras 4.23, 4.24). Los desvíos tienen una variación de tipo 'gausiana' que se maximiza cuando se obtiene la máxima exactitud, con valores que oscilan entre 35 mm y 50 mm. Los climas templados con estación seca en invierno, Cwa Cwb, también presentan un intervalo donde el ZTD resulta exacto. En todos los otros climas presentes en la región de estudio, el modelo GPT2w es exacto casi solo en el valor medio del ZTD. En general, para estos valores se obtiene menor precisión, a excepción de los climas fríos (ET,EF) y de los climas templados con verano seco (Csb). Aquí la precisión es prácticamente constante en todo el rango de ZTD, siendo su desviación estándar (5 mm) mucho menor que en los otros casos (figura 4.21). Los climas con menor amplitud térmica, ya sea diaria o estacional, presentan una variabilidad menos dispersa para $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$. Puede observarse este efecto al comparar las figuras 4.21 y 4.25, correspondientes a los subtipos b y a de la clasificación de Köppen-Geiger para los climas templados.

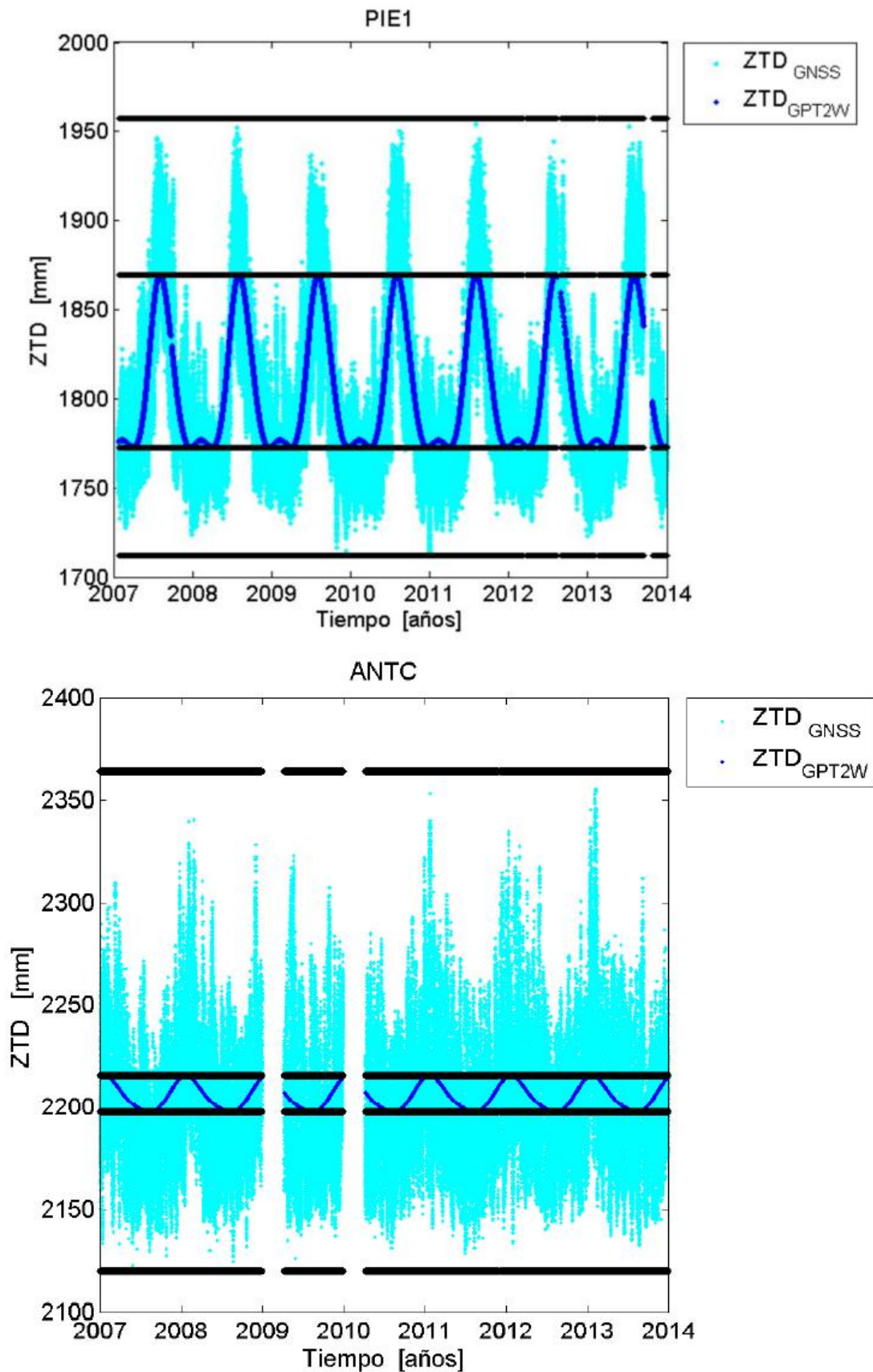
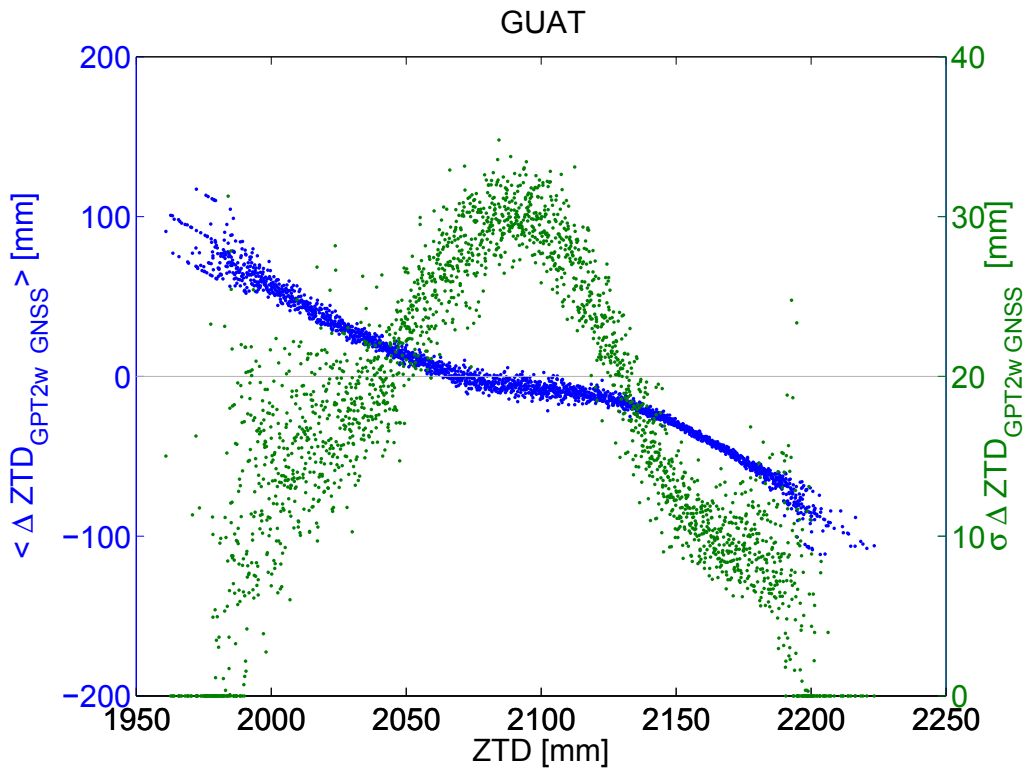
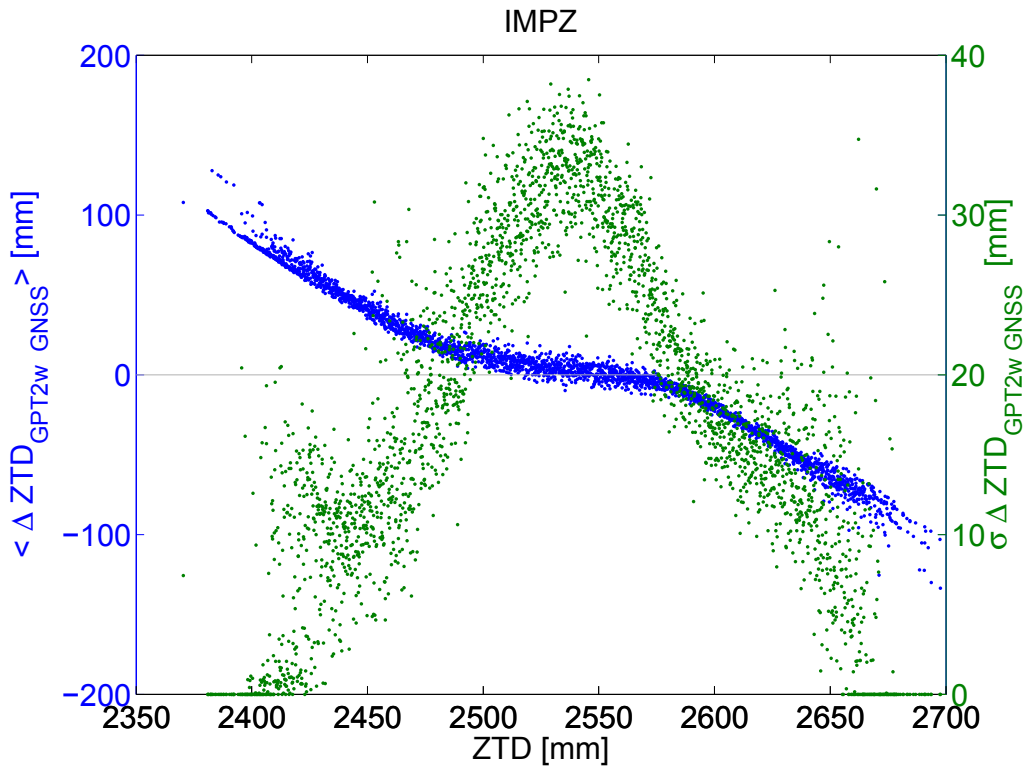


Figura 4.22: Se muestra la variación temporal del ZTD observado y del valor dado por el modelo GPT2w. Con líneas negras se marcan los valores extremos para el ZTD observado y para el modelo GPT2w .

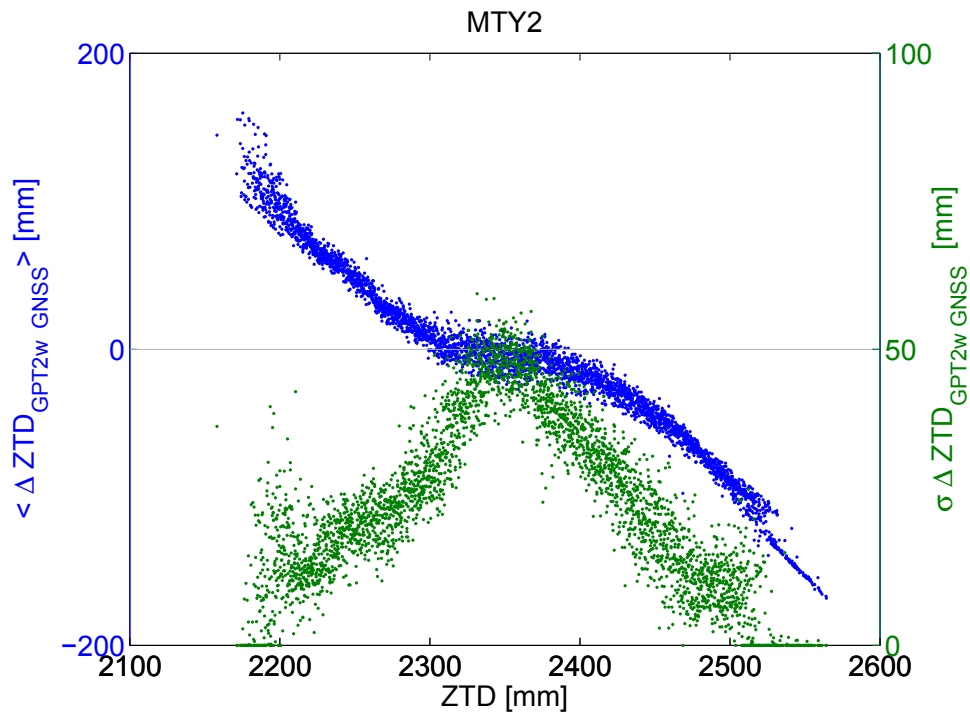


(a) Estación ubicada en Guatemala a 1517,3 m sobre el nivel del mar.

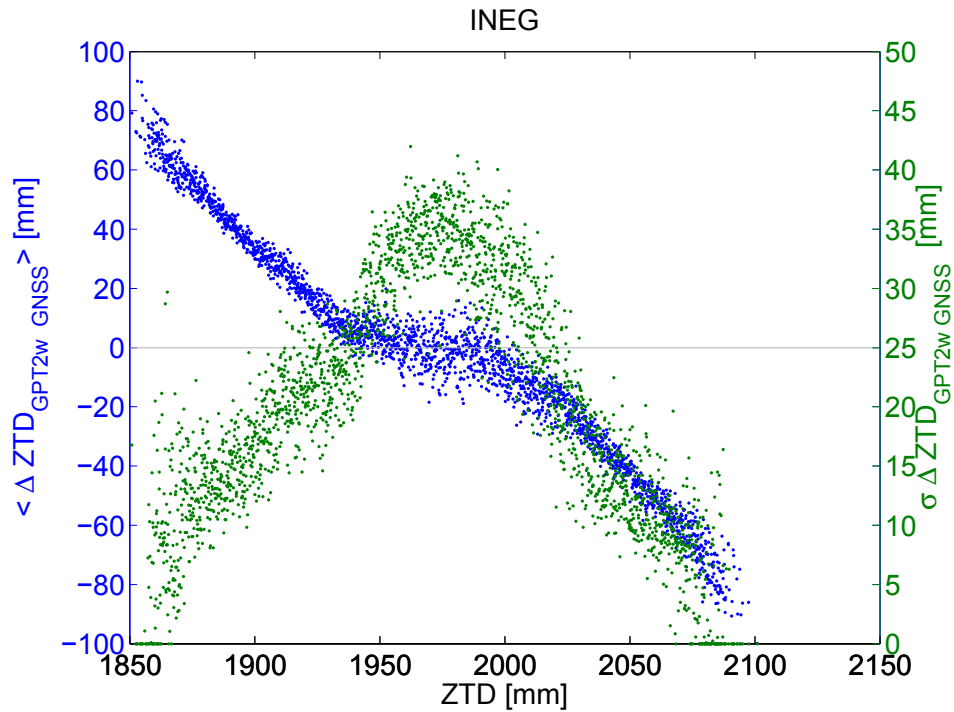


(b) Estación IMPZ ubicada en Brasil a 130,167 m sobre el nivel del mar.

Figura 4.23: Se muestra la variación de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ y de $\sigma \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$ en estaciones Aw.

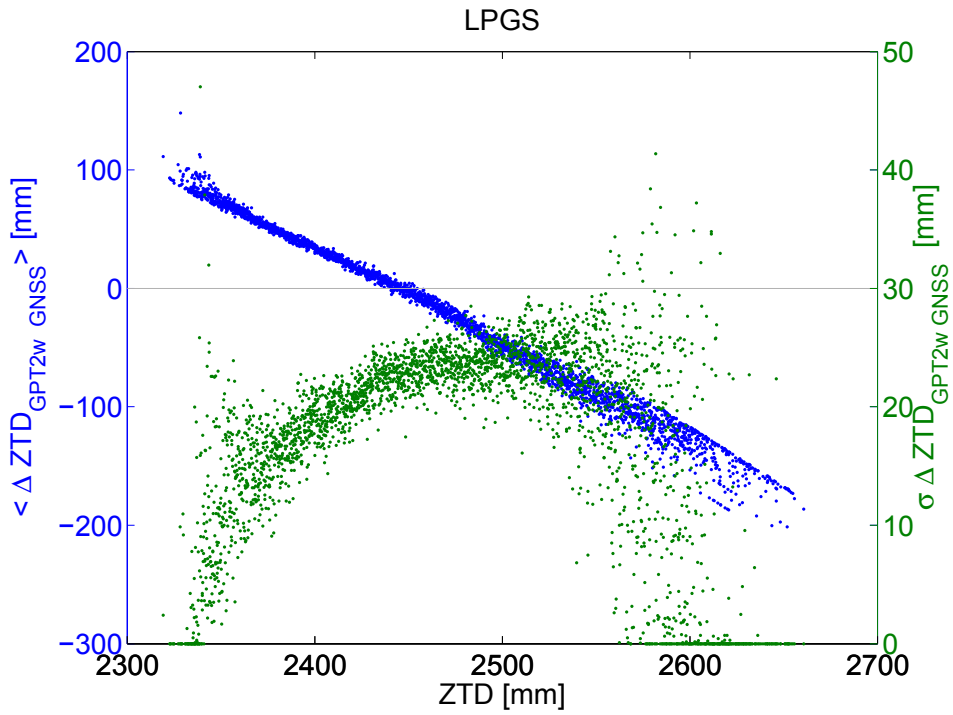


(a) Estación ubicada en México a 540,9 m sobre el nivel del mar

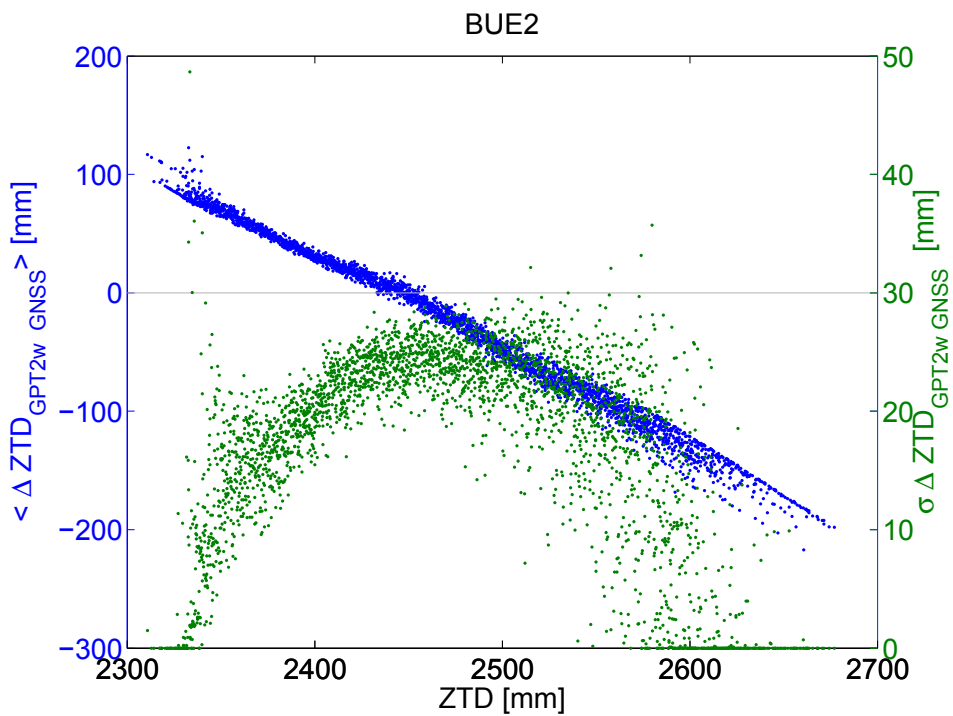


(b) Estación ubicada en México a 1901,5 m sobre el nivel del mar

Figura 4.24: Se muestra la variación de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w GNSS} \rangle$ y de $\sigma \Delta ZTD_{GPT2w GNSS}$ en estaciones BSh.



(a) Estación ubicada en Argentina a 13,9 m sobre el nivel del mar



(b) Estación ubicada en Argentina a 32,6 m sobre el nivel del mar

Figura 4.25: Se muestra la variación de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w GNSS} \rangle$ y de $\sigma \Delta ZTD_{GPT2w GNSS}$ en estaciones Cfa

4.4.2. Variabilidad climática y espacial para los valores medios de ZTD y de PW

4.4.2.1. Variabilidad del valor medio del ZTD

Por la misma definición del ZTD, es sabido que su valor va a tener una dependencia con la altura de la estación sobre el nivel medio del mar H . Al incrementarse H , disminuye la masa de aire a considerar en la integral que define el ZTD y consecuentemente, disminuye su valor. Se analizará si la variación del ZTD con H tiene alguna dependencia con el clima de la estación, y se comparará este efecto con el que se genera al variar el tipo de clima para sitios con H similares.

Se consideran sólo los climas que tengan información en un periodo superior a un año para al menos cinco estaciones. Para cada estación se calcula el valor medio del ZTD_{GNSS} , $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$, y sus valores extremos, considerando todas las estimaciones obtenidas en el periodo del procesamiento.

El valor de H en cada estación GNSS se determina aplicando la ecuación geodésica que vincula la altura elipsoidal h con la altura ortométrica, mediante el modelo geopotencial EGM2008 [58].

Este párrafo aclaratorio sólo está dirigido a quienes no estén familiarizados con la relación entre altura elipsoidales (h) y alturas ortométricas (H), a través de modelos geopotenciales. Con el procesamiento se obtienen coordenadas cartesianas (x, y, z) , para todas las estaciones GNSS de la red en IGB08. Definiendo un elipsoide de referencia (WGS84), se las puede transformar a coordenadas elipsoidales (ϕ, λ, h) , latitud, longitud, y altura sobre el elipsoide WGS84. De esta manera, vemos que el valor de h se obtiene geodésicamente. Modelos físicos que desarrollan el campo gravitatorio terrestre en armónicos esféricos, pueden estimar la diferencia $N = h - H$, conocida como ondulación geoidal. De este modo se calcula H , con valores GNSS de h , y computando N con un modelo geopotencial.

Entonces, para todas las estaciones se conoce el $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$, H , y el clima, de acuerdo con la clasificación de Köppen-Geiger descrita en la sección 4.4.1. Agrupando las estaciones por clima, cuando existen más de cinco estaciones, se determina la relación entre $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ y la H . Gráficamente se observa que en el rango de alturas consideradas, es posible proponer siempre un ajuste lineal. Para ejemplificar, en la figura 4.26 se muestran los ajustes para dos climas, Aw (con mayor cantidad de observaciones) y Bsh (con mayor residuo porcentual). Las estaciones localizadas en el clima tropical monzónico Am , o en el tropical con precipitaciones permanentes Af ; poseen una elevación que no supera los 200 m, lo cual impide efectuar un ajuste. Se descartaron los climas BWh , Cfc , Csb , Cwb , y EF , porque como cuentan con menos de cinco estaciones, el ajuste no resulta representativo.

La correlación lineal entre el $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ y la H es siempre superior a 0,8. El mayor valor absoluto para la diferencia entre el ajuste lineal de $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ y el valor medio de ZTD_{GNSS} , f , no supera el

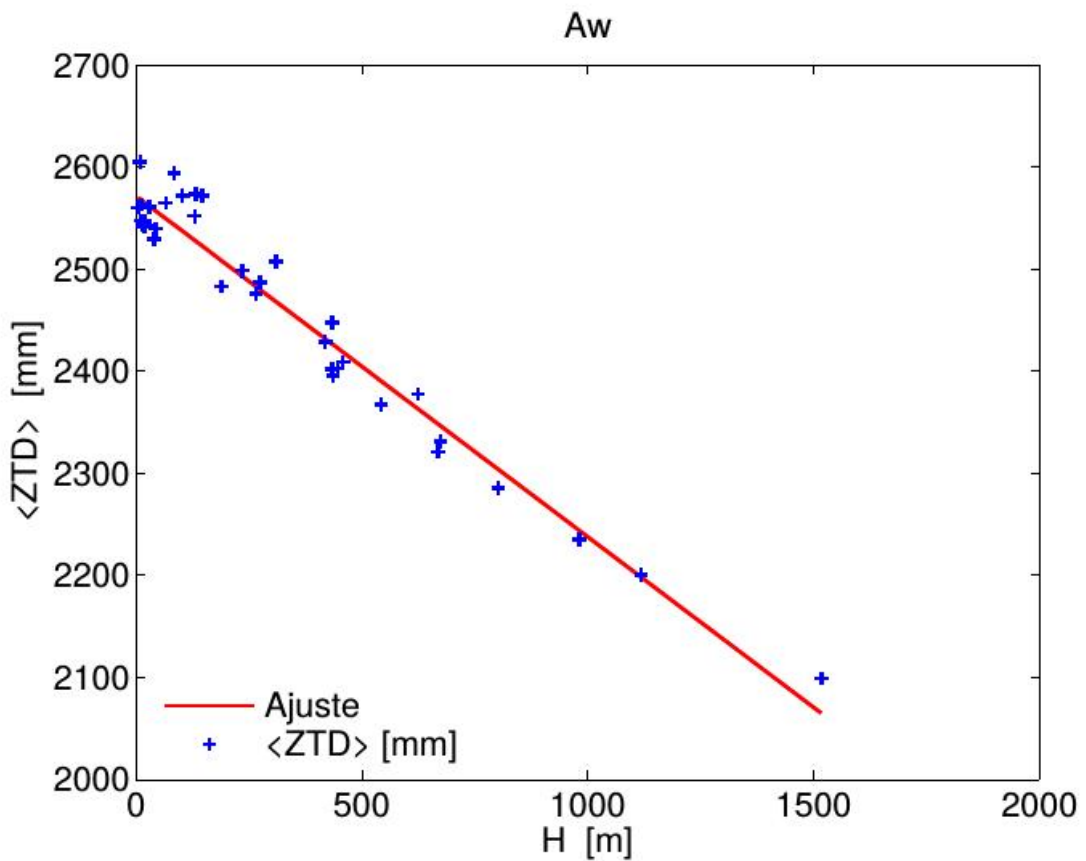
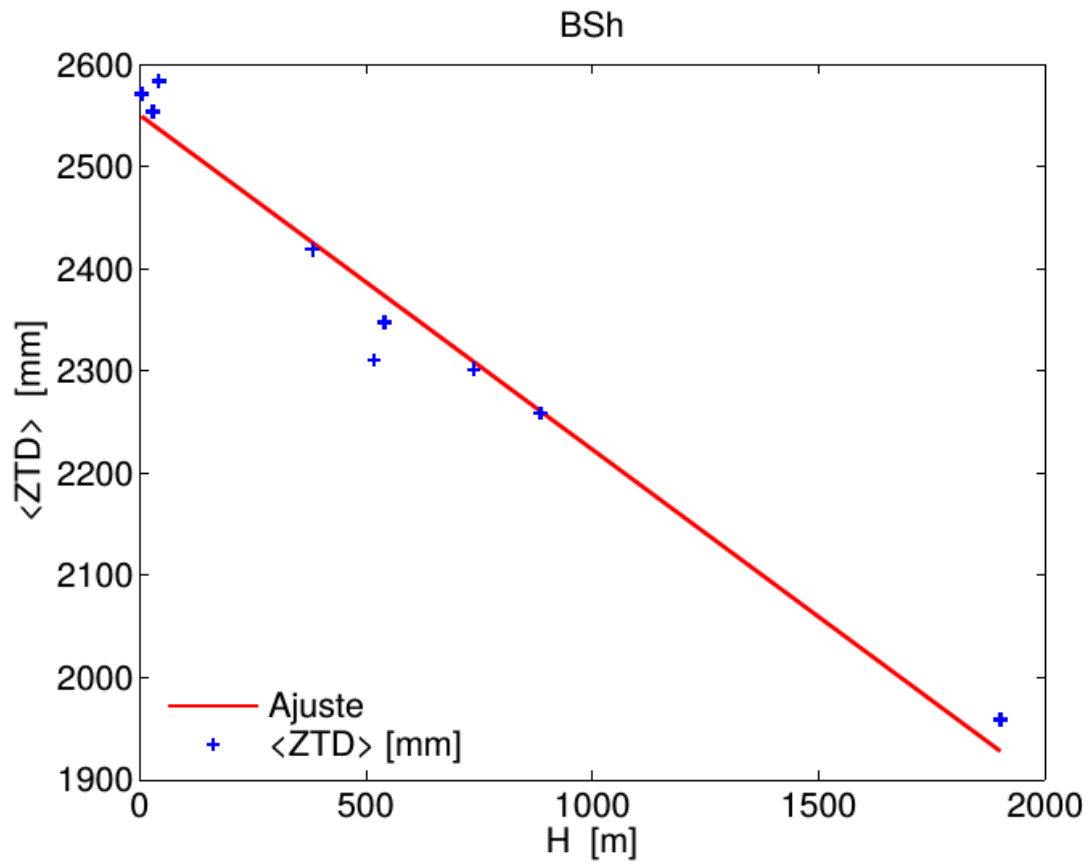


Figura 4.26: Ajuste lineal de <ZTD> en función de H para dos tipos de clima

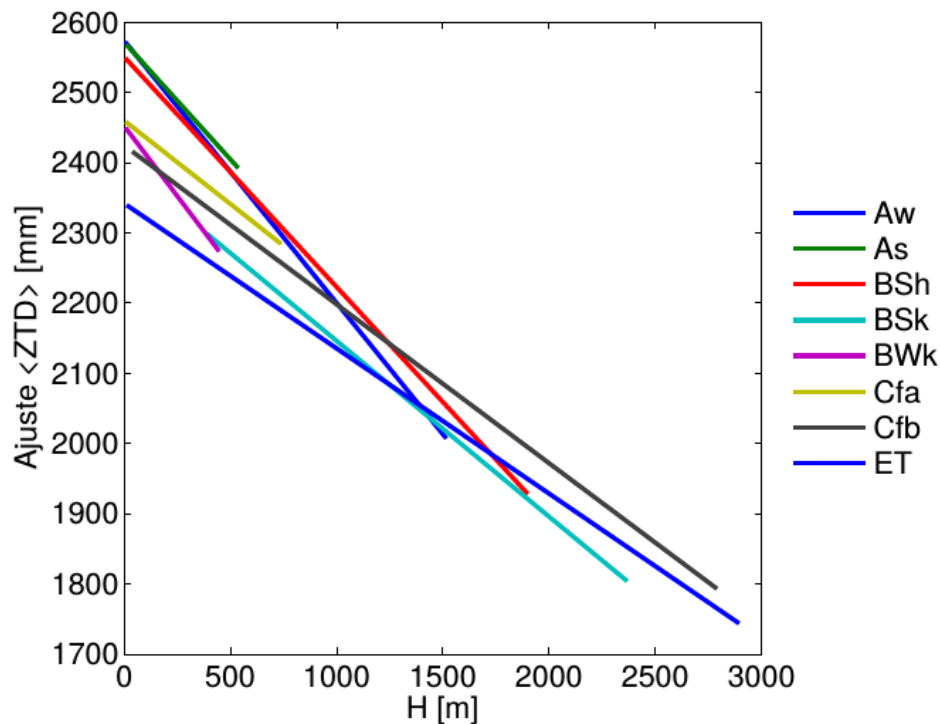


Figura 4.27: Se muestran los ajustes lineales del $\langle ZTD \rangle$ en función de H , sus dominios coinciden con los rangos de las observaciones.

3% del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$, (tabla 4.8). La tasa de decrecimiento de $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ con H , es máxima en el clima desértico, seguido por los climas tropicales, templados, y por último por climas polares, (tabla 4.8 y gráfica 4.27). Las regiones semiáridas no tienen un comportamiento que se pueda generalizar, (tabla 4.8 y gráfica 4.27). La tasa de variación para el $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ del subgrupo BSh, es similar a la obtenida en climas tropicales, mientras que para el subgrupo BSk es parecida a la de los climas templados, (figura 4.8).

En la figura 4.28 se muestra la distribución del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ con la H para todos los tipos de clima. Para alturas bajas hay más estimaciones de $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$, oscilando entre unos 2600 mm y 2310 mm, los mayores valores corresponden a climas más cálidos, y a medida que la temperatura disminuye, (se cambia el tipo de clima), también lo hace el $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$. Esta situación se registrará en todas las alturas, se ha trabajado con H pequeñas porque allí la densidad de información es mayor. Si en lugar de modificar el clima para una altura fija, se fija un tipo de clima y se varía H también se detecta un cambio en el $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ dado por la pendiente de la recta ajustada.

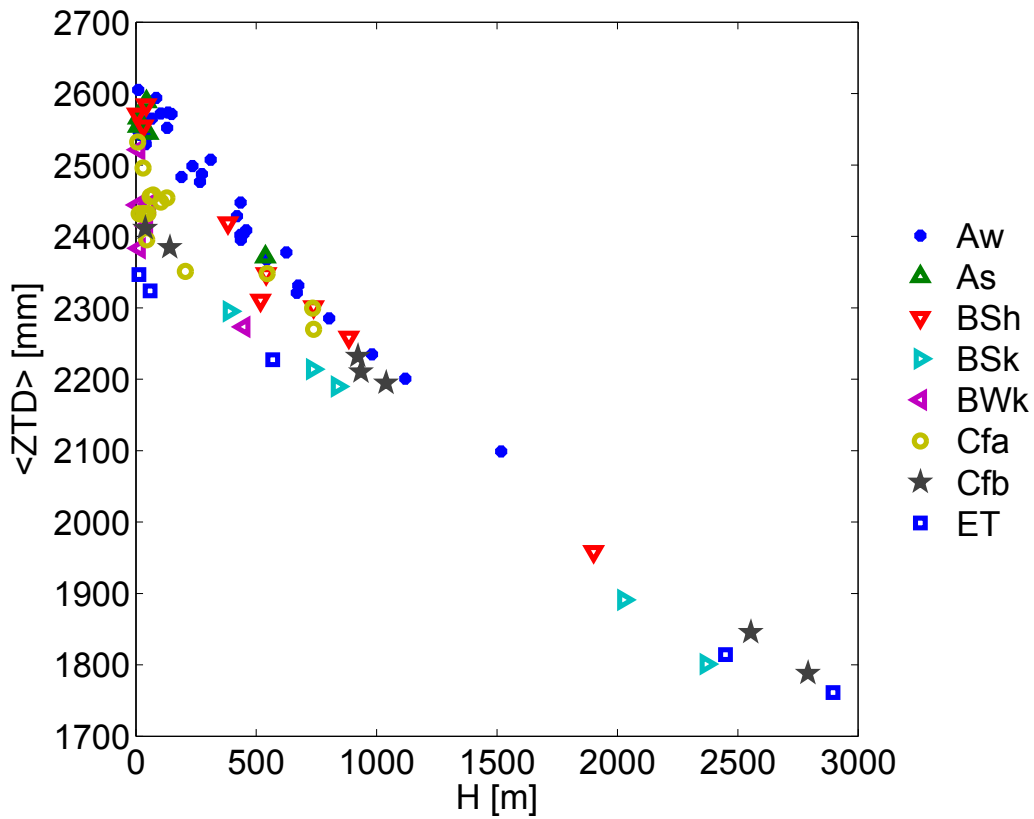


Figura 4.28: Para cada tipo de clima, se muestra como varía el $\langle ZTD \rangle$ con H

Köppen-Geiger	$\max \langle ZTD \rangle - f $	max %	a	b	corr
As	50,67 mm	1,9 %	-0,33 mm/m	2571,69 mm	-0,98
Aw	31,56 mm	1,2 %	-0,37 mm/m	2573,79 mm	-0,98
BSh	70,45 mm	3 %	-0,33 mm/m	2550,77 mm	0,98
BSk	3,89 mm	0,2 %	-0,25 mm/m	2396,01 mm	-0,99
BWk	73,67 mm	2,9 %	-0,40 mm/m	2452,44 mm	-0,84
Cfa	74,08 mm	2,9 %	-0,24 mm/m	2459,95 mm	-0,87
Cfb	16,15 mm	0,7 %	-0,23 mm/m	2424,57 mm	-0,99
ET	21,51 mm	1,2 %	-0,21 mm/m	2341,87 mm	-0,99

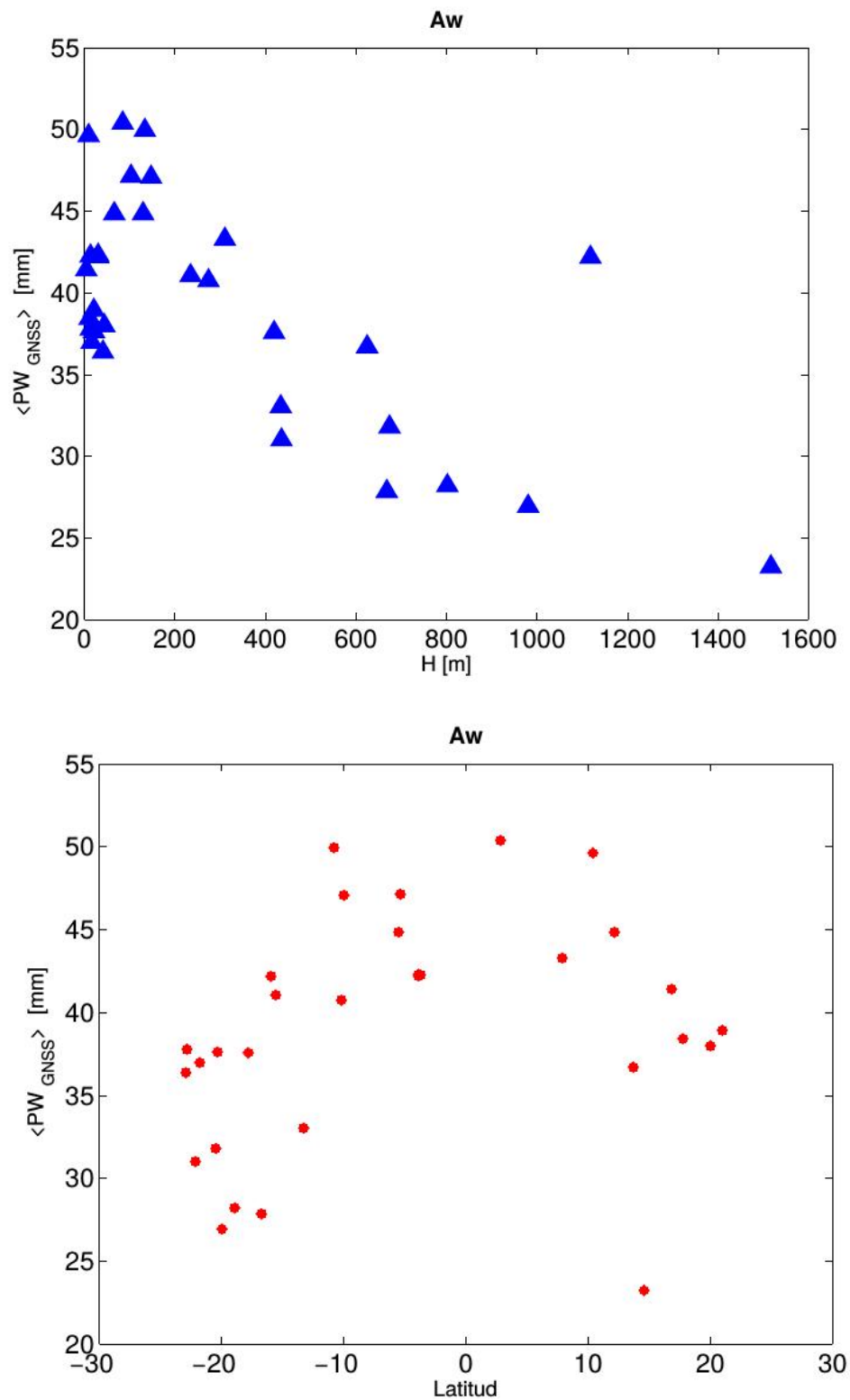
Tabla 4.8: Por columnas se indica: el clima, la norma máxima de los residuos $\max|\langle ZTD \rangle - f|$ y el porcentaje que representa en el $\langle ZTD \rangle$, $\max \frac{|\langle ZTD \rangle - f|}{\langle ZTD \rangle} 100$, la ordenada al origen a y la pendiente del ajuste b , junto con $corr$ la correlación.

4.4.2.2. Variabilidad del valor medio del PW

Aplicando la misma metodología descrita en la sección previa, se analiza para cada tipo de clima, la variabilidad del valor medio de PW, $\langle PW_{GNSS} \rangle$ con H. Nuevamente, se consideran sólo los climas que tengan información en un periodo superior a un año, para al menos cinco estaciones. Con estas restricciones, en este caso sólo nos quedan los siguientes climas:

- Am dónde $36 \text{ mm} < \langle PW_{GNSS} \rangle < 52 \text{ mm}$
- Af dónde $39 \text{ mm} < \langle PW_{GNSS} \rangle < 55 \text{ mm}$
- As dónde $33 \text{ mm} < \langle PW_{GNSS} \rangle < 48 \text{ mm}$
- Aw dónde $22 \text{ mm} < \langle PW_{GNSS} \rangle < 52 \text{ mm}$
- BSh dónde $1 \text{ mm} < \langle PW_{GNSS} \rangle < 43 \text{ mm}$
- Cfa dónde $19 \text{ mm} < \langle PW_{GNSS} \rangle < 29 \text{ mm}$

Podemos observar que en cada caso, existen rangos característicos de variabilidad del $\langle PW_{GNSS} \rangle$. Los gráficos de variabilidad de $\langle PW_{GNSS} \rangle$ con H, no muestran un comportamiento que permita desarrollar un ajuste. Se observa un decrecimiento de $\langle PW_{GNSS} \rangle$ con H y también se detecta que $\langle PW_{GNSS} \rangle$ aumenta junto con el módulo de la latitud del sitio. En la figura 4.29 se ejemplifica el comportamiento de $\langle PW_{GNSS} \rangle$ con el clima Aw, el cual tiene mayor cantidad de estaciones. En la próxima sección se efectuará un análisis menos restrictivo respecto al clima, se trabajará agrupando las estaciones solamente con el grupo de Köppen-Geiger (A,B,C), pero se pedirá un mayor periodo temporal en los datos, a fin de poder estimar tendencias en el comportamiento de PW para los tres grupos climáticos.

Figura 4.29: Variación del $\langle PW_{GNSS} \rangle$ con la altura y la latitud, para estaciones de tipo Aw

4.4.3. Tendencias en el comportamiento del PW_{GNSS}

Modelo analítico para la variación de PW_{GNSS}

Para determinar posibles tendencias en el comportamiento de las series temporales de PW , se aplica una metodología similar a la mencionada en el trabajo de Nilsson et al. [55]. En todas las estaciones GNSS, se propone que la variación temporal del PW_{GNSS} puede ser ajustada por una función $f(t)$:

$$f(t) = a_0 + a_1 \frac{t - t_0}{3652,5} + a_2 \sin\left(\frac{2\pi t}{365,25}\right) + a_3 \cos\left(\frac{2\pi t}{365,25}\right) + a_4 \sin\left(\frac{4\pi t}{365,25}\right) + a_5 \cos\left(\frac{4\pi t}{365,25}\right) + a_6 \sin(2\pi t) + a_7 \cos(2\pi t) \quad (4.3)$$

t : representa el tiempo en días julianos modificados

t_0 : representa la época media de la serie PW

Para aquellas estaciones que no presentan estimaciones prácticamente continuas en periodos superiores a cinco años, se elimina del ajuste el término secular que contiene al parámetro a_1 , se lo denominará parámetro de tendencia decadal para utilizar la misma nomenclatura de Nilsson et al. La función $f(t)$ ha sido levemente modificada, respecto de la utilizada por Nilsson et al. , incorporado los términos de variabilidad diaria (a_6, a_7). El trabajo utilizado como guía, analiza el comportamiento temporal del PW_{GNSS} en altas latitudes, donde la variabilidad diaria no resulta significativa. En latitudes próximas al Ecuador este efecto no puede despreciarse, por lo cual se le incorpora la frecuencia diaria a la función propuesta por Nilsson et al.

Nuestro objetivo no es determinar cómo son las señales periódicas de PW ; nos interesa conocer las tendencias, dadas por el coeficiente a_1 , porque nos permiten analizar la variación climatológica de la cantidad o de la distribución del vapor de agua, en la región de estudio. Las tasas de cambio del vapor de agua, estarán correlacionadas con el tipo de clima, por lo cual se volverá a utilizar la clasificación de Köppen-Geiger. Teniendo en cuenta que para estimar tendencias confiables, es necesario contar con cinco años de datos, se agrupará a las estaciones considerando solamente el grupo climático (A, B, C).

Estimación del error para los parámetros del modelo

Los valores de una serie temporal de PW_{GNSS} están correlacionados, porque físicamente el valor de PW_{GNSS} en un instante t_1 condiciona el valor de PW_{GNSS} en un instante t_2 .

Para poder cuantificar la correlación entre observaciones de series temporales se utiliza la función

de autocovarianza.

Cuando se quieren estimar parámetros aplicando el método de mínimos cuadrados, y las observaciones x tienen correlación temporal, la matriz de pesos a priori (Dim n) ya no resultará diagonal. Será una matriz banda simétrica donde los elementos de cualquier diagonal p_{ij} con $i + k < j < i - k$ y $k < n$, serán proporcionales a la función de autocovarianza $ACV_{|i-j|}(x)$.

Ya no es posible aplicar en método ordinario de mínimos cuadrados, dado que no se cumplen las condiciones de Gauss-Markoff. Se debe recurrir a la resolución generalizada de mínimos cuadrados, en donde los parámetros estimados no se modifican con respecto al método ordinario pero si lo hacen sus varianzas. La correlación temporal de las observaciones no afecta la estimación de los parámetros pero si modifica el error con el cual se los estima. Si se desconoce la autocovarianza de las observaciones, se resuelve primero el sistema ordinario, y con los residuos del ajuste se la modela.

En nuestro caso, para cada estación GNSS se estiman los coeficientes de $f(t)$, aplicando mínimos cuadrados generalizados. A priori no se conoce la función de autocovarianza para las 'observaciones' de PW, se la ajusta con los residuos proponiendo la forma funcional utilizada por Nilsson et al. :

$$ACV_{\delta t}(PWV_{GNSS}) = k_1 \exp^{\frac{-\delta t}{T_1}} + k_2 \exp^{\frac{-\delta t}{T_2}} \quad (4.4)$$

Dónde $\delta t = |T_1 - T_2|$ representa el valor absoluto de la diferencia de tiempo entre dos observaciones realizadas en los instantes T_1 y T_2 [55]. La incorporación de la autocovarianza modifica sustancialmente las incertezas en el $\langle PW \rangle$ y de su tendencia, cuyas determinaciones a posteriori, en promedio, serían diez veces menor si no se consideraran las correlaciones temporales presentes en las observaciones analizadas.

Resultados

En las series temporales estimadas para PW, siempre se observan las variaciones anuales y semianuales (figuras 4.30,4.31, 4.32,4.33,4.34). En algunos sitios pueden detectarse fuertes variaciones diurnas y semidiurnas, las figuras 4.30 y 4.32 ejemplifican esta situación en Belén (BELE) y Arequipa (AREQ).

Las funciones de autocovarianza de las series temporales de los residuos, nos muestran en qué periodo se encuentran correlacionados los valores de PW, casi siempre no es posible despreciar este efecto cuando se consideran lapsos menores a dos semanas (figuras 4.30,4.31,4.32,4.33,4.34) . La función de autocovarianza de los residuos es más importante para los primeros días, su magnitud presenta cierta correlación con los valores medios de PW y con el tipo de clima, (figuras 4.30,4.31,4.32,4.33, y 4.34); en los climas polares resulta siempre prácticamente nula (figura 4.34).

Es más importante para los climas templados, seguidos por los áridos, y por último para los climas tropicales 4.30. Se arriba a este resultado, calculando en las estaciones el cociente de la función de autocorriencia evaluada en cero y su correspondiente valor medio de PW.

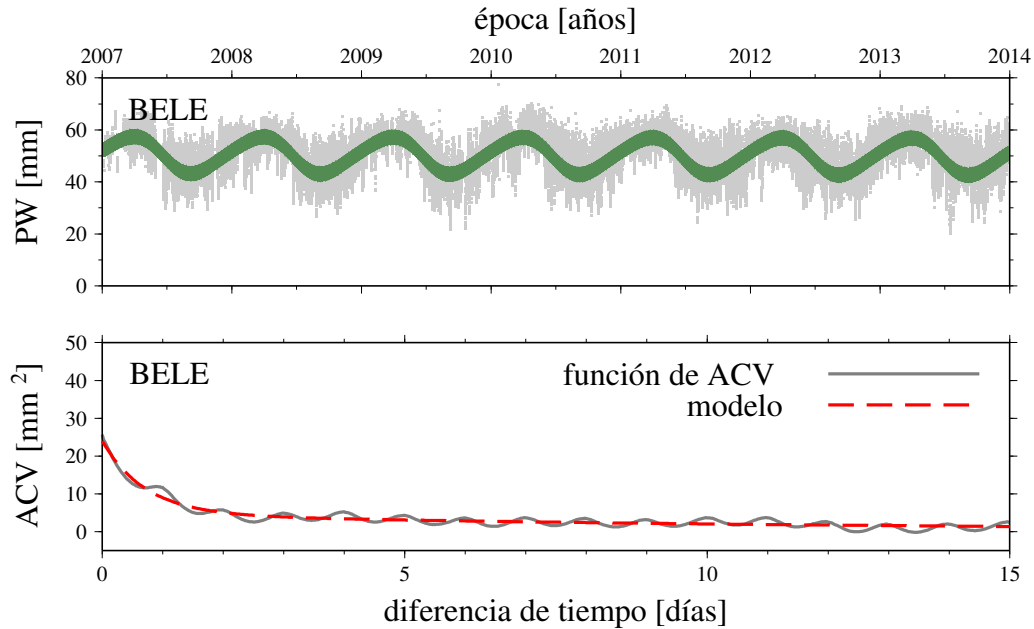


Figura 4.30: Para la estación de BELE, clima A, se muestra: la serie temporal de PW y su modelo $f(t)$ (gráfico superior), junto con la ACV de los residuos y su ajuste (gráfico inferior)

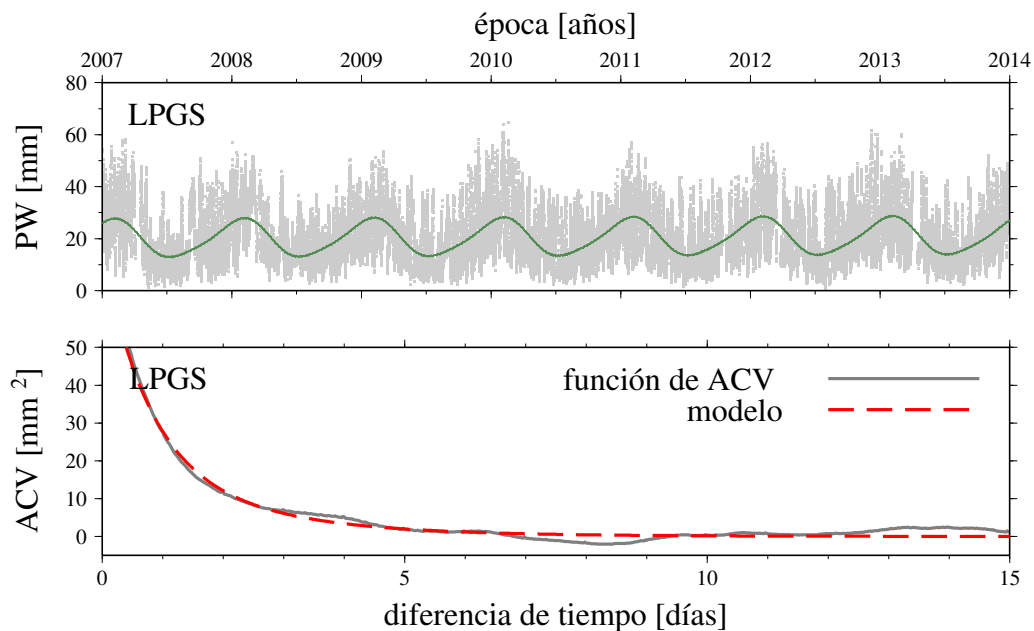


Figura 4.31: Para la estación de LPGS, clima C, se muestra: la serie temporal de PW y su modelo $f(t)$ (gráfico superior), junto con la ACV de los residuos y su ajuste (gráfico inferior)

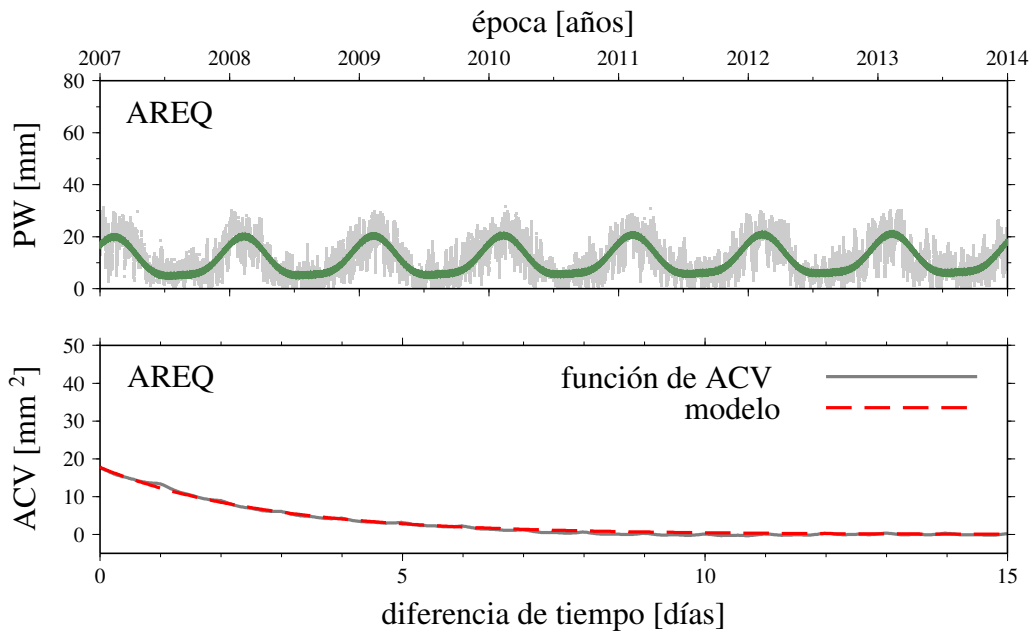


Figura 4.32: Para la estación de AREQ, clima B, se muestra: la serie temporal de PW y su modelo $f(t)$ (gráfico superior), junto con la ACV de los residuos y su ajuste (gráfico inferior)

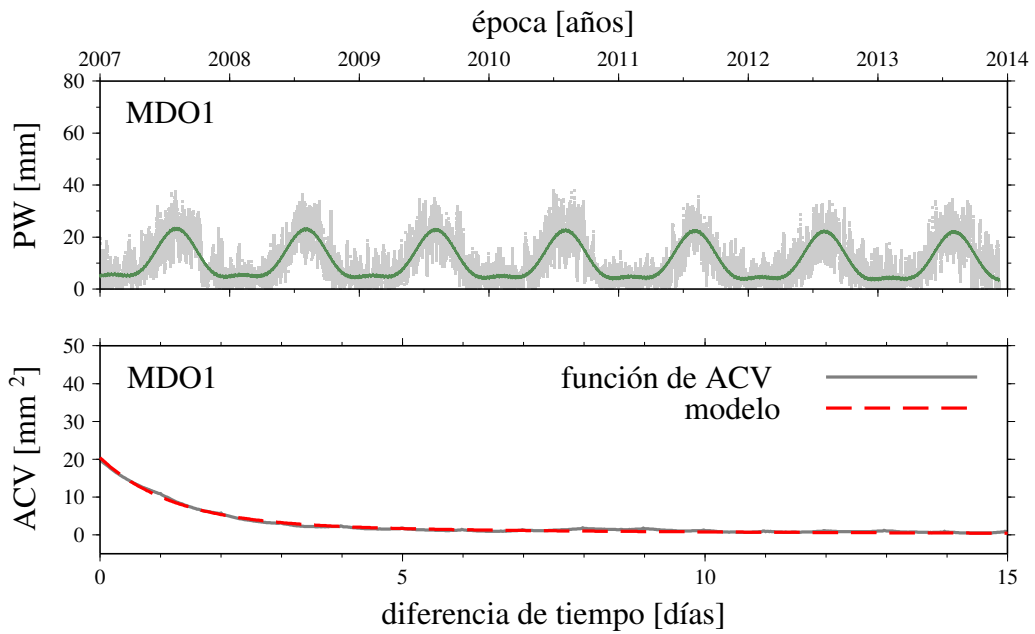


Figura 4.33: Para la estación de MDO1, clima B, se muestra: la serie temporal de PW y su modelo $f(t)$ (gráfico superior), junto con la ACV de los residuos y su ajuste (gráfico inferior)

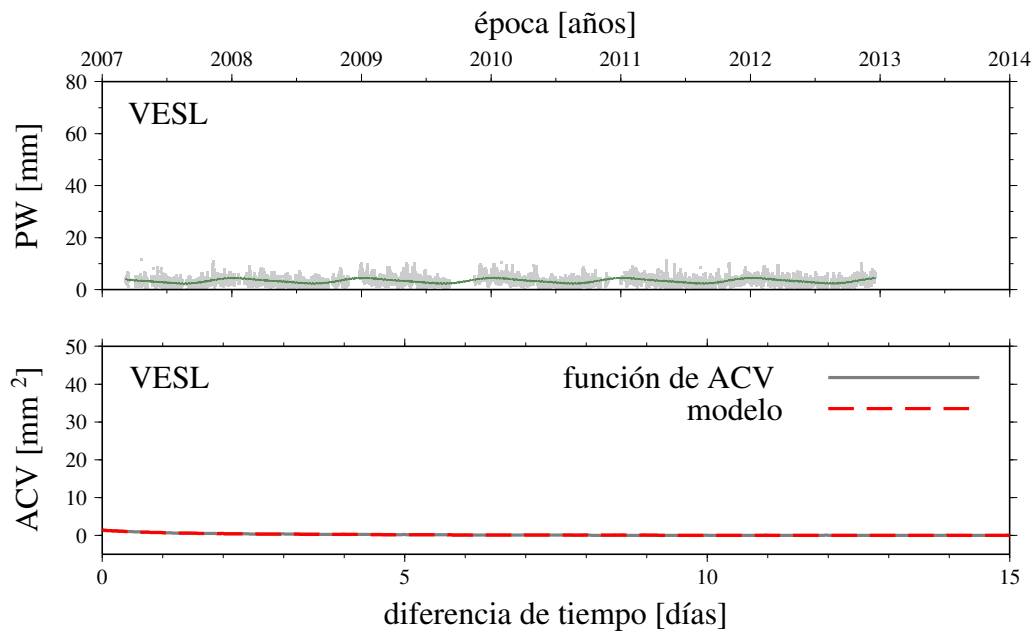


Figura 4.34: Para la estación de VESL, clima E, se muestra: la serie temporal de PW y su modelo $f(t)$ (gráfico superior), junto con la ACV de los residuos y su ajuste (gráfico inferior)

En la tabla 4.4.3 y en la figura 4.35, se muestra el valor medio de PW y de su tendencia para cada estación; la tabla también detalla el periodo temporal con el cual se estimaron estos parámetros. Los resultados más interesantes son las tendencias, fueron calculadas en setenta y tres estaciones, que cuentan con más de cinco años de datos prácticamente ininterrumpidos. Los parámetros estimados y sus respectivas incertezas, resultan del mismo orden de magnitud. Analizando la tabla 4.4.3 y visualizando la figura 4.35, puede verse que no sólo los valores $\langle PW \rangle$ presentan correlaciones con el clima de la estación, sino que también sus tendencias lo hacen. Este último resultado permite efectuar un promedio de las tendencias para cada grupo climático A, B, C. Los resultados se muestran en el gráfico 4.36 y en la tabla 4.9, obsérvese que para el clima árido se han diferenciado los hemisferios, debido a que se presentan tendencias con comportamientos opuestos.

Tipo de clima	Tendencia	n°
A (tropical) (HN-HS)	$0,6 \pm 1,0$	35
C Templado(HS)	$-2,0 \pm 1,4$	20
B (árido)(HN)	$-6,0 \pm 4,6$	5
B (árido)(HS)	$5,9 \pm 5,2$	4

Tabla 4.9: Muestra por columnas: el clima y el hemisferio considerado en la estadística, la tendencia media para el PW expresada en [%/década], y la cantidad de estaciones utilizadas para computar la tendencia.

Las regiones templadas parecen estarse secando, mientras que las zonas tropicales presentan un lento aumento de la humedad. En los climas áridos, las estaciones del hemisferio norte tienden a secarse, mientras que en las estaciones del hemisferio sur, se observa una tendencia con comportamiento opuesto, (ver tabla 4.9).

4.5. Disponibilidad de los productos calculados

Las bases de datos generadas tanto para el retardo cenital total como para el agua precipitable, se encuentran accesibles en Internet a través de un repositorio científico para ciencias de la tierra y del medio ambiente [11]. Las series temporales de ZTD_{MAG} y de PW_{MAG} , constituyen una fuente de información muy valiosa. Los productos ZTD_{MAG} , son similares a los obtenidos por los repro2 desarrollados por los centros CODE y JPL. De esta manera, se puede acceder libremente a una base de datos que densifica los valores del ZTD obtenidos con GNSS, en la región de estudio, para un periodo de siete años. Las series temporales de PW_{MAG} , son incluso más interesantes, ya que constituyen un producto prácticamente inédito en la región, particularmente en América del sur. En un futuro, se espera ampliar la base temporal de las series obtenidas para ambos parámetros, y se espera poder incluir nuevas estaciones que pudieran facilitar libremente sus observaciones GNSS. El desarrollo de un reprocesamiento MAGGIA, ayudará a incrementar las aplicaciones que poseen ambos productos. En estudios climatológicos es importante contar con series temporales de varias décadas.

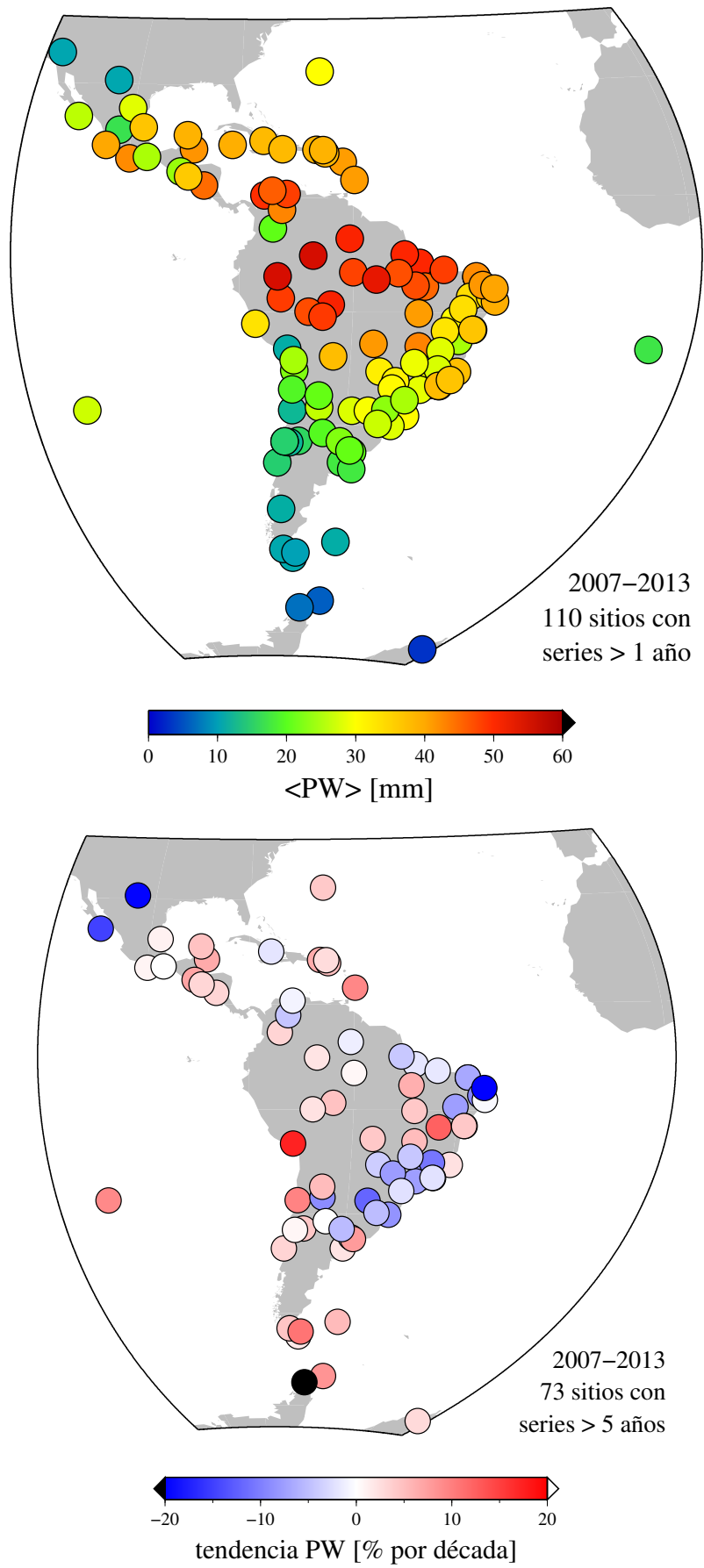


Figura 4.35: Muestra el valor medio de PW en cada estación (gráfica superior), y su tendencia porcentual por década (gráfica inferior)

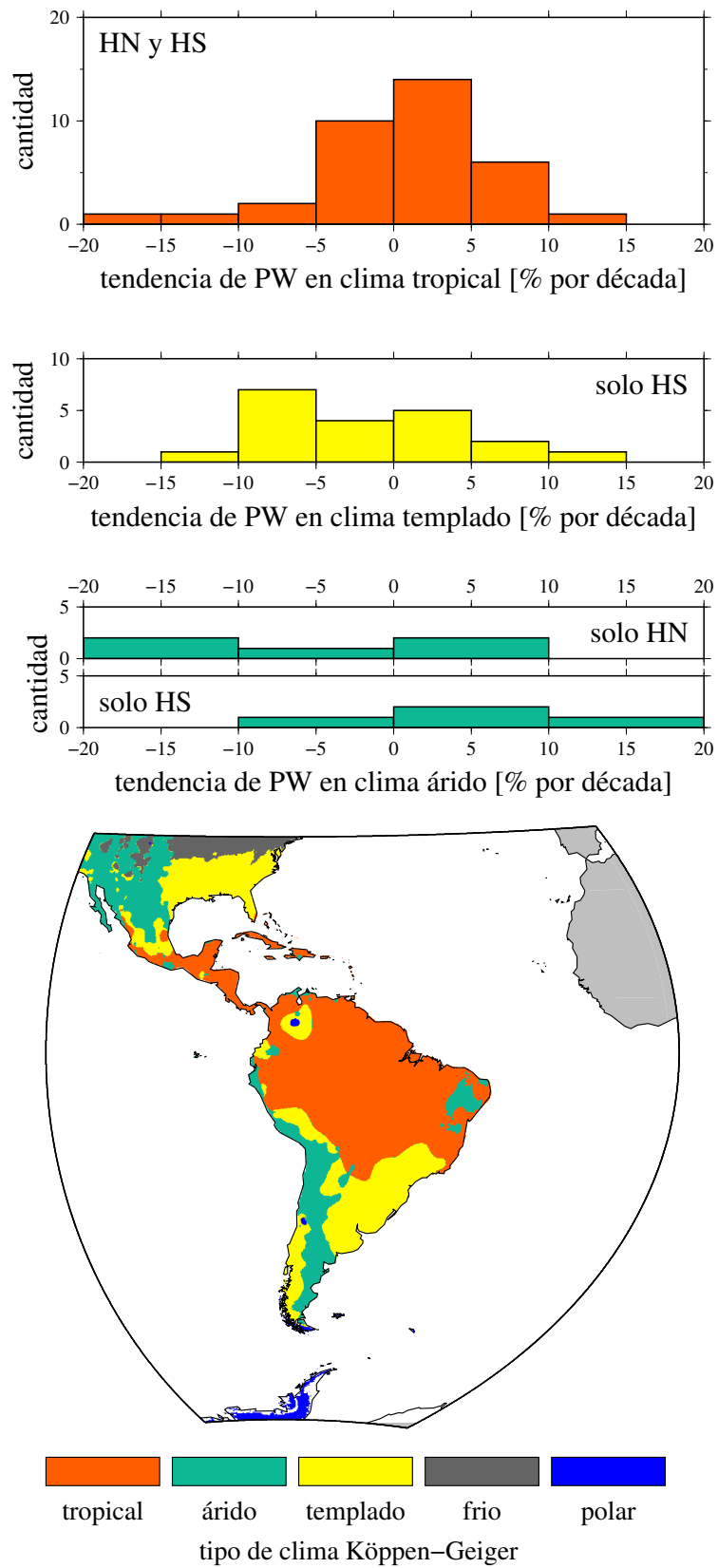


Figura 4.36: Muestra los histogramas de tendencias porcentuales para PW en los grupos climáticos A, B, y C (gráfica superior), y su correlación con el clima (gráfica inferior)

GNSS ID	K-G	ϕ [°]	λ [°]	H [m]	Inicio	Final	Δt [A]	<PW> [mm]	$\frac{dPW}{dt}$	
									$\frac{mm}{decada}$	$\frac{\%}{decada}$
ACYA	A	16,837	-99,902	4	2007,0	2013,4	6,4	42,5±0,5	0,4±2,9	0,9±6 ,8
AREQ	E	-16,465	-71,492	2449	2007,0	2014,0	7,0	11,1±0,2	1,9±1,0	16,9±8 ,9
AUTF	E	-54,839	-68,303	58	2007,0	2014,0	7,0	10,8±0,1	0,2±0,5	1,8±4 ,6
AZUL	C	-36,767	-59,881	141	2007,7	2014,0	6,3	17,6±0,3	0,4±1,3	2,2±7 ,9
BDOS	A	13,087	-59,609	9	2007,0	2013,9	6,9	41,1±0,4	3,9±1,7	9,4±4 ,1
BELE	A	-1,408	-48,462	34	2007,0	2014,0	7,0	50,1±0,2	-1,0±1,1	-1,9±2 ,1
BOAV	A	2,845	-60,701	84	2007,7	2014,0	6,3	50,5±0,3	-0,7±1,5	-1,3±2 ,9
BOGT	C	4,640	-74,080	2553	2007,0	2014,0	7,0	20,3±0,1	0,7±0,7	3,4±3 ,4
BOMJ	A	-13,255	-43,421	434	2007,3	2014,0	6,7	33,2±0,5	4,0±2,6	12,3±7 ,8
BRAZ	A	-15,947	-47,877	1118	2007,0	2014,0	7,0	43,1±0,4	2,2±1,8	5,3±4 ,1
BRFT	A	-3,877	-38,425	30	2007,0	2014,0	7,0	42,6±0,3	-1,7±1,5	-3,9±3 ,5
BRMU	C	32,370	-64,696	20	2007,0	2014,0	7,0	30,0±0,3	1,3±1,3	4,3±4 ,3
BYSP	A	18,407	-66,161	93	2008,3	2014,0	5,7	39,1±0,4	2,6±2,2	6,6±5 ,8
CEEU	A	-3,877	-38,425	30	2008,2	2014,0	5,8	43,2±0,3	-3,0±1,8	-6,9±4 ,1
CEFE	A	-20,310	-40,319	21	2007,6	2014,0	6,4	37,6±0,5	0,9±2,6	2,3±6 ,9
CHET	A	18,495	-88,299	9	2007,0	2014,0	7,0	41,7±0,5	2,7±2,5	6,6±5 ,9
CHPI	C	-22,687	-44,985	620	2007,5	2014,0	6,5	30,1±0,4	-2,3±2,2	-7,9±7 ,2
CONZ	C	-36,843	-73,025	160	2007,0	2014,0	7,0	14,6±0,2	0,5±0,9	3,4±6 ,1
COPO	B	-27,384	-70,338	447	2007,0	2014,0	7,0	12,3±0,2	1,1±0,9	9,7±7 ,3
CRO1	A	17,756	-64,584	11	2007,0	2014,0	7,0	38,7±0,3	2,0±1,6	5,1±4 ,1
CUCU	A	7,898	-72,487	310	2007,0	2014,0	7,0	43,0±0,3	-2,0±1,3	-4,6±3 ,0
CUIB	A	-15,555	-56,069	235	2007,0	2014,0	7,0	41,3±0,4	1,8±1,9	4,3±4 ,5
EBYP	C	-27,368	-55,892	128	2009,0	2014,0	5,0	29,6±0,5	-3,6±3,2	-12,1±11,1
FALK	C	-51,693	-57,874	38	2008,6	2014,0	5,4	11,1±0,1	0,6±0,7	5,3±6 ,2
GUAT	A	14,590	-90,520	1517	2007,0	2014,0	7,0	23,6±0,3	1,7±1,3	7,1±5 ,9
IGM1	C	-34,572	-58,439	34	2007,0	2014,0	7,0	20,6±0,3	-0,1±1,3	-0,4±6 ,3
ISPA	A	-27,124	-109,344	116	2007,0	2014,0	7,0	26,8±0,5	2,5±2,5	9,2±9 ,2
LPAZ	B	24,138	-110,319	26	2007,0	2012,0	5,0	25,8±0,4	-3,7±2,9	-14,7±11,2
LPGS	C	-34,906	-57,932	13	2007,0	2014,0	7,0	20,3±0,3	1,6±1,3	7,8±6 ,4
MABA	A	-5,362	-49,122	103	2007,7	2014,0	6,3	47,2±0,2	3,0±1,3	6,3±2 ,7
MANA	A	12,148	-86,248	66	2007,0	2014,0	7,0	44,8±0,3	1,5±1,7	3,3±3 ,7
MAPA	A	0,046	-51,097	19	2007,0	2014,0	7,0	50,1±0,2	-2,2±1,1	-4,3±2 ,3
MARA	B	10,673	-71,624	42	2007,0	2014,0	7,0	48,2±0,3	-0,5±1,6	-1,0±3 ,3
MDO1	B	30,680	-104,014	2026	2007,0	2013,9	6,9	10,5±0,2	-2,0±0,9	-18,8±8 ,4
MERI	A	20,980	-89,620	21	2007,0	2014,0	7,0	39,1±0,4	1,9±2,1	4,8±5 ,3
MGBH	A	-19,941	-43,924	980	2009,0	2014,0	5,0	27,6±0,5	-3,0±3,2	-10,8±11,9
MSCG	A	-20,440	-54,540	674	2008,0	2014,0	6,0	31,8±0,5	-1,3±2,6	-4,0±8 ,1
MZAC	B	-32,895	-68,875	837	2007,0	2014,0	7,0	15,5±0,2	0,7±1,0	4,4±6 ,4
NAUS	A	-3,022	-60,055	105	2007,0	2014,0	7,0	48,0±0,2	0,3±0,9	0,6±1 ,8
OAX2	C	17,078	-96,716	1608	2007,0	2013,7	6,7	24,8±0,4	0,0±1,3	0,0±5 ,6
OHI2	E	-63,321	-57,901	9	2007,0	2014,0	7,0	5,9±0,1	0,5±0,5	8,4±8 ,4
ONRJ	A	-22,895	-43,224	41	2007,2	2013,9	6,6	37,0±0,4	-1,1±2,2	-3,2±5 ,9

Tabla 4.10: Para cada estación se indica, por columnas: la identificación GNSS, el grupo climático de acuerdo con Köppen-Geiger, la ubicación (latitud, longitud y cota), la fecha inicial y final para la cual existen observaciones, y su correspondiente lapso, la media de PW y su tendencia, expresada tanto de manera absoluta como porcentual.

GNSS ID	K-G	ϕ [°]	λ [°]	H [m]	Inicio	Final	Δt [A]	<PW> [mm]	$\frac{dPW}{dt}$	
									$\frac{mm}{decada}$	$\frac{\%}{decada}$
PALM	E	-64,775	-64,051	14	2007,0	2014,0	7,0	7,0±0,1	-3,3±0,7	-48,5±10,0
PARC	E	-53,136	-70,879	12	2007,0	2014,0	7,0	10,6±0,1	0,5±0,5	4,6±4 ,6
PBCG	A	-7,213	-35,907	538	2008,3	2014,0	5,7	34,2±0,3	-3,2±1,8	-9,6±5 ,2
PEPE	B	-9,384	-40,506	382	2008,0	2014,0	6,0	33,8±0,4	-2,6±2,2	-7,6±6 ,4
POAL	C	-30,074	-51,119	71	2007,1	2014,0	6,9	28,0±0,3	-2,3±1,8	-8,5±6 ,4
PPTA	A	-22,119	-51,408	436	2007,5	2014,0	6,5	31,8±0,5	-2,5±2,6	-7,8±8 ,1
RECF	A	-8,050	-34,951	25	2007,0	2014,0	7,0	39,7±0,3	-0,2±1,6	-0,5±4 ,0
RIO2	C	-53,785	-67,751	19	2007,3	2014,0	6,7	10,0±0,1	1,1±0,5	10,8±4 ,9
RIOB	A	-9,965	-67,802	147	2007,3	2014,0	6,7	47,2±0,3	1,1±1,5	2,3±3 ,1
RIOD	A	-22,817	-43,306	14	2007,0	2014,0	7,0	38,1±0,4	-0,9±2,1	-2,3±5 ,5
RNNA	A	-5,836	-35,207	50	2009,0	2014,0	5,0	40,5±0,4	-8,0±2,6	-19,7±6 ,4
SAGA	A	-0,143	-67,057	90	2007,7	2014,0	6,3	55,1±0,2	1,1±1,0	2,1±1 ,8
SALU	A	-2,593	-44,212	44	2007,7	2014,0	6,3	48,2±0,2	-0,9±1,3	-1,8±2 ,8
SANT	B	-33,150	-70,668	695	2007,0	2013,3	6,3	12,1±0,2	0,1±0,9	0,8±7 ,3
SAVO	A	-12,939	-38,432	87	2007,7	2014,0	6,3	35,8±0,4	1,5±2,2	4,1±6 ,4
SCUB	A	20,012	-75,762	44	2007,0	2013,5	6,5	38,2±0,4	-0,8±2,2	-2,0±6 ,0
SMAR	C	-29,718	-53,716	103	2007,0	2014,0	7,0	26,6±0,3	-1,3±1,8	-5,2±6 ,7
SSA1	A	-12,975	-38,516	8	2007,7	2014,0	6,3	36,8±0,4	1,6±2,2	4,3±6 ,2
SSIA	A	13,697	-89,116	625	2007,3	2014,0	6,7	36,2±0,4	1,1±1,7	3,3±4 ,6
TAMP	A	22,278	-97,864	37	2007,0	2014,0	7,0	37,0±0,4	0,4±2,2	1,0±5 ,9
TOPL	A	-10,171	-48,330	274	2008,0	2014,0	6,0	41,1±0,4	1,8±2,2	4,3±5 ,3
TUCU	C	-26,843	-65,230	456	2007,0	2013,9	6,9	26,1±0,4	-2,3±2,2	-9,1±8 ,7
UBER	A	-18,889	-48,316	802	2007,5	2014,0	6,5	29,0±0,4	-1,3±2,2	-4,4±7 ,9
UCOR	C	-31,434	-64,193	437	2007,0	2014,0	7,0	19,5±0,2	0,0±1,1	0,0±6 ,1
UFPR	C	-25,448	-49,230	921	2007,7	2014,0	6,3	24,6±0,3	-0,6±1,9	-2,4±7 ,6
UNRO	C	-32,959	-60,628	49	2007,0	2014,0	7,0	22,3±0,4	-1,1±2,0	-5,3±8 ,9
UNSA	C	-24,727	-65,407	1224	2007,0	2014,0	7,0	20,6±0,2	1,1±1,1	5,3±5 ,3
VESL [†]	E	-71,673	-2,841	852	2007,2	2013,0	5,8	3,3±0,1	0,1±0,3	2,9±8 ,8
VITH	A	18,343	-64,969	48	2007,0	2014,0	7,0	39,1±0,3	1,1±1,7	2,8±4 ,3

Tabla 4.10: Para cada estación se indica, por columnas: la identificación GNSS, el grupo climático de acuerdo con Kppen-Geiger, la ubicación (latitud, longitud y cota), la fecha inicial y final para la cual existen observaciones, y su correspondiente lapso, la media de PW y su tendencia, expresada tanto de manera absoluta como porcentual.

Capítulo 5

Discusiones

5.1. ZTD

5.1.1. Evaluación regional de productos GNSS

Las pequeñas discrepancias presentes entre los resultados obtenidos por los centros de análisis comparados, se generan por una combinación de factores: diferencias en los diseños de las redes, diferencias en los modelos empleados y en las máscaras de elevación. Si se procesa incorporando información de algún reanálisis para representar el ZHD, y las funciones de mapeo resultan consistentes con el modelo numérico; las variaciones en la máscara de elevación generarán diferencias del orden de 1 mm en los valores del ZTD [82]. Por otra parte, si se utiliza un valor estándar de la presión en el modelo de Saastamoinen, junto con la función de mapeo de Niell, las diferencias entre procesamientos pueden alcanzar los 5 mm .[53]

Todos los centros utilizados para comparar, procesan redes globales mientras que nuestro procesamiento es sólo continental. Este efecto podría generar mayores desviaciones estándares en los valores ΔZTD que involucran a los productos de nuestro laboratorio.

Al comparar mis productos ZTD_{MAG} con los productos operacionales del IGS, se observan sistematismos significativos, principalmente en altas latitudes. Dado el buen acuerdo de mis productos con los correspondientes valores de los repro2 del IGS, efectuados por el CODE y el JPL, pueden atribuirse las deficiencias encontradas, a los productos operacionales del IGS. En resumen, ellas parecen estar relacionadas con el empleo de una presión, constante en el espacio y en el tiempo, para computar los valores de ZTD_{IGS} . Esta presión determina tanto el valor del ZHD a priori, a través

del modelo de Saastamoinen, como la verticalización, a través de la función de mapeo de Niell. Los detalles de ambos modelos pueden consultarse en la sección 2.2.5.5; en el procesamiento geodésico, el uso de estas dos opciones se conoce como modelo seco de Niell.

Los retardos del CODE y de MAGGIA, presentan la mejor consistencia, mientras que los del JPL difieren principalmente en las regiones costeras y montañosas. Los distintos modelados en los efectos de carga explicitados en la metodología, podrían justificar estas diferencias. Van Dam et al. encontraron que estos modelos son sensibles a la información grillada incluida en regiones dónde la topografía sufre fuertes variaciones. [81]

La variación de los valores $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^k \rangle$ con la latitud, no muestra diferencias significativas en función del centro de análisis (JPL USNO) que procesó los retardos operacionales del IGS. Este resultado no era esperable, ya que USNO incorpora la función de mapeo GMF. Probablemente estas discrepancias se generan por la inhomogeneidad del tratamiento troposférico. En las estrategias de procesamiento, USNO indica el uso de la función de mapeo GMF, que incorpora variaciones espacio temporales para la presión, pero para el ZHD a priori considera el modelo seco de Niell, verticalizando la parte húmeda del retardo con la función de mapeo GMF [17]. El mismo centro reporta resultados similares a los nuestros, al comparar sus productos con otros procesamientos. La parte seca se modela sin contemplar las variaciones espacio temporales de la presión, mientras que si se consideran estos efectos en las verticalizaciones.[17] Como consecuencia, los productos operacionales del IGS nunca contemplaron correctamente las variaciones de presión, por lo cual no se recomienda utilizarlos en ningún periodo de tiempo. Cabe destacar que sus errores serán mayores al alejarse del ecuador, puesto que al disminuir los valores de ZTD, el mismo error absoluto representa un mayor error porcentual.

La señal anual de la presión superficial, no modelada por los centros de análisis que proveen los retardos operacionales del IGS, podría generar una señal espuria, de igual periodo, en los productos operacionales ZTD_{IGS} . En los resultados se vio que los valores de $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^k \rangle$ no resultan aleatorios hasta que no se les sustrae una señal periódica, prácticamente anual. El cambio del ZHD en un sitio, es principalmente función del cambio de presión [67], que a su vez depende de la latitud. En la región ecuatorial, generalmente las variaciones son suaves, y se van incrementando en las latitudes medias y altas. Para la estación OHI2 la presión media es de 989 hPa, presenta cambios de hasta 20 hPa, siendo importantes sus variaciones mensuales, anuales e incluso las de mayores periodos. Para la estación BRFT la presión media, en el periodo de análisis es de 1008,2 hPa. Presenta una fuerte variabilidad y sus cambios pueden alcanzar los 6hPa.

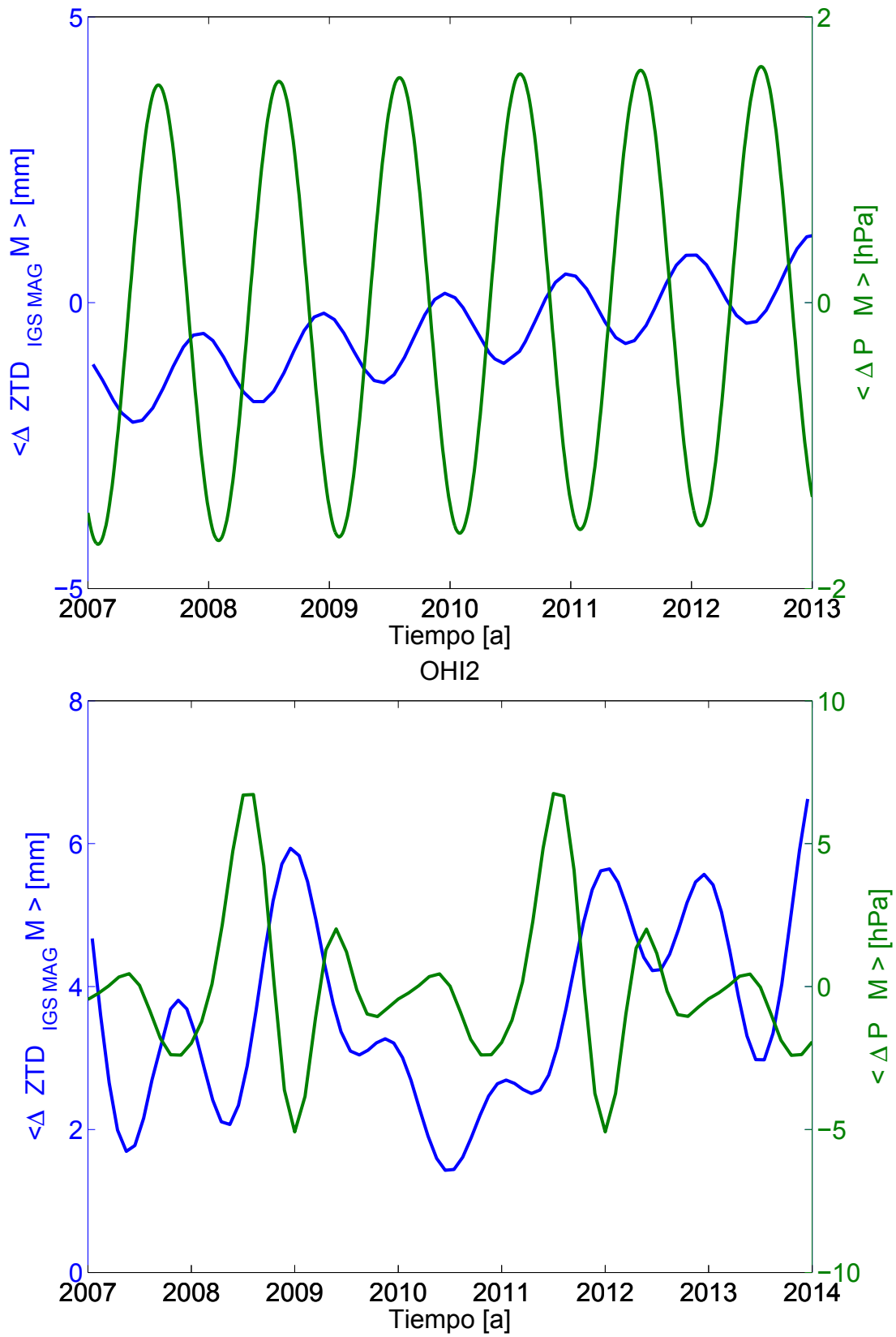


Figura 5.1: La gráfica superior corresponde a BRFT, mientras que la inferior corresponde a OHI2. En cada una de ellas, se muestran los ajustes de Fourier para $\langle \Delta P_M \rangle$ y $\langle \Delta ZTD_{IGSMAG}^k M \rangle$.

La figura 5.1 muestra dos ajustes para cada una de las estaciones en cuestión. Uno corresponde al valor medio mensual de la diferencia entre la presión y la presión media de la estación, $\langle \Delta PM \rangle$, y el otro corresponde a los ajustes de $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^k M \rangle$, analizados previamente en el capítulo de resultados (figuras 4.10 y 4.9). Puede observarse que para ambas estaciones, los máximos de presión corresponden a mínimos de la diferencia entre retardos y viceversa. Para computar los productos ZTD_{USNO} , se utiliza el programa Bernese 5.0, que utiliza como presión constante de referencia un valor de 1013,25 hPa, que resulta superior a la presión media de OHI2, e incluso al mayor valor de sus medias mensuales. El valor a priori para el ZHD del modelo seco de Niell supera la medida real, y consecuentemente los valores de $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^{OHI2} M \rangle$ son positivos. Cuando en OHI2 crece la presión respecto a la media y más se asemeja a la de referencia (1013,25 hPa,) menor es $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^{OHI2} M \rangle$. Para la estación BRFT, se observa el mismo efecto en las componentes periódicas, máximos de diferencia de presión corresponden a mínimos de diferencia para los retardos y viceversa. Junto con la variabilidad anual, se modela la variabilidad secular de ambas variables. Se observa que el incremento lineal en la diferencia de retardos, se corresponde con una disminución lineal de la presión. En la estación ecuatorial las fluctuaciones para ambas variables son menores que en la estación polar, detectándose el mismo comportamiento entre los cambios de presión y del retardo.

Este es un análisis muy simplificado, que no pretende explicar todas las causas que generan la variación de $\langle \Delta ZTD_{IGS\ MAG}^j M \rangle$, más bien pretende mostrar la incidencia que genera la presencia de una presión constante en el modelo del ZHD, sin haber analizado que efecto producen las funciones de mapeo.

5.2. PW

5.2.1. Comparación entre los valores PW_{GNSS} y PW_{RS}

La comparación entre ambas técnicas arroja muy buenos resultados, similares a los encontrados por muchos colegas [85] [14][18][18][63]. Los resultados presentan un buen acuerdo, en el 87 % de las estaciones, el valor medio de la diferencia entre PW_{RS} y PW_{GNSS} no supera en valor absoluto los 0,7 mm, mientras que su desviación estándar es inferior a 3 mm en el 80 % de los casos. La correlación lineal entre ambas técnicas resulta superior a 0,9, y el histograma de frecuencias relativas para las diferencias de PW es siempre gaussiano.

Varios factores pueden contribuir a las discrepancias obtenidas en las comparaciones: la separación entre el sitio de lanzamiento y su correspondiente estación GNSS, la diferencia entre ambas

alturas, la presencia de valores atípicos en las observaciones de ambas técnicas, la sensibilidad de los dispositivos, etc [85].

La separación horizontal puede introducir diferencias sistemáticas en los valores de PW cuando las estructuras de humedad son muy diferentes, a pesar de que sólo exista una pequeña separación entre las correspondientes estaciones. Wang et al. muestran una situación en La Jolla, California, donde la distancia es de tan sólo ocho kilómetros, pero un fuerte proceso local de inversión térmica en las cercanías de la superficie de la estación de radiosondeo, genera grandes discrepancias entre ambas técnicas [85].

En las radiosondas, los sensores de humedad formados por polímeros capacitivos, generalmente muestran un desvío seco promedio de 1,19 mm [85]. Por el contrario, si se utilizan un hidristor de carbono, (resistencia de carbono que varía con la humedad), se observa un desvío húmedo promedio de 1,01 mm [85]. Los dispositivos utilizados por la marca Vaisala son capacitivos, mientras que los sensores de humedad de Sippican son resistivos.

El estudio del cambio climático genera la necesidad de eliminar los distintos desvíos presentes en los sensores de las radiosondas. Actualmente la mayoría de las estaciones utiliza el modelo VRS92, por lo cual se han implementado varios algoritmos, científicos y comerciales, para corregir los desvíos secos presentes en el sensor de humedad. Estos se producen por dos efectos: retardos electrónicos y calentamiento del dispositivo debido a la incidencia de la radiación solar [63]. El último efecto será mas importante, espacialmente, en las bajas latitudes, y temporalmente, durante el mediodía, aunque también se detectan diferencias estacionales en regiones alejadas del ecuador. El programa digiCORA, generado por Vaisala para procesar sus señales, aplica correcciones a las mediciones de humedad. Hasta el año 2011, todas las versiones consideraban algoritmos que contemplaban sólo valores superficiales de este parámetro. A partir de dicho año, las versiones de digiCORA permiten corregir el desvío seco generado por la radiación solar y por el retardo electrónico. El operador puede optar por considerar estas opciones en el programa, por lo cual, tampoco está garantizado que a partir de dicha fecha los radiosondeos tengan implementadas correcciones realistas para los devíos de humedad [88]. La WMO, brinda para cada sitio de radiosondeo, el modelo y la marca del radiossondador, así como también el programa de procesamiento, pero no se cuenta con información para conocer las correcciones aplicadas.

En la tabla 4.4, puede observarse que las estaciones con radiosondas Vaisalas localizadas en climas que no son fríos (se excluye a PARC y a MZAC), presentan un desvío seco o un desvío prácticamente nulo. El promedio del desvío presente en todas las estaciones que utilizan radiosondas Vaisalas es de

-0,27 mm, y resulta menor al reportado por Wang et al., que es de -1,08 mm [85]. Para comprender estas diferencias, debe recordarse que los procesamientos geodésicos utilizan diferentes estrategias, y que tanto la distribución espacial como la cantidad de estaciones involucradas en las intercomparaciones es distinta. Las radiosondas Sippican sólo se lanzan en cuatro estaciones, los $\sigma PW_{RS\ GNSS}$ generalmente son mayores que en las radiosondas Vaisala, lo cual también es reportado en la publicación de Wang et al. [85], (tabla 4.4).

Los valores de ZTD estimados con GNSS, generan valores de PW que resultan independientes de la estrategia de procesamiento utilizada. La técnica GNSS es muy confiable, puesto que no requiere de ninguna calibración; por otra parte permite obtener valores de PW con cualquier resolución temporal y bajo cualquier condición climática.

5.3. Aplicaciones

5.3.1. Evaluación regional del modelo empírico GPT2w

El modelo GPT2w representa correctamente el valor medio del ZTD, junto con sus señales anuales y semianuales. En muchas estaciones, otras frecuencias resultan representativas, y al no ser contempladas por este modelo, se obtienen mayores diferencias con la realidad. En particular, incluir señales diarias y semidiarias, generaría mejores acuerdos [3] [37].

Análisis de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ en función de ZTD_{GNSS} :

La exactitud se registra en el valor medio del ZTD o en un pequeño intervalo alrededor del mismo, por lo cual sólo un porcentaje de valores de ZTD_{GPT2w} modelan al retardo de manera exacta. El intervalo dónde $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ está acotada por 1mm, resulta muy pequeño comparado con el rango de variabilidad del ZTD; en la situación óptima, un 5% de los valores del ZTD cumplen esta condición. La mejor precisión del modelo GPT2w se detecta siempre en los valores extremos del rango de variación del ZTD, dónde GPT2w más subestima o sobrestima al retardo real. Se concluye que la mayoría de las veces, la exactitud y la precisión de los valores de ZTD_{GPT2w} , presentan comportamientos opuestos. Los climas secos (estepa o árido) son los que resultan exactos en un mayor rango de valores de ZTD. El hecho de encontrar patrones climáticos característicos en la variación de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ y de su desvío, nos indica que las frecuencias a incluir en un modelo de ZTD, deberían depender del tipo de clima. No obstante, esta observación no puede servir para mejorar

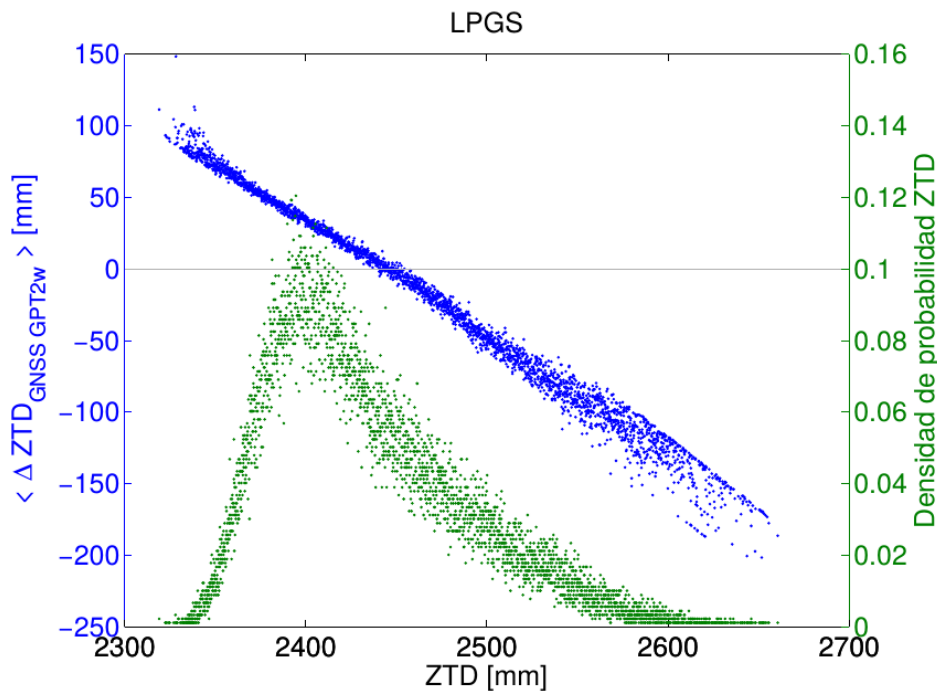


Figura 5.2: Muestra la distribución de probabilidad para el ZTD y $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ en la estación LPGS. La intersección de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ con la línea gris, permite visualizar el valor medio del ZTD.

un modelo 'ciego', que por su propia naturaleza, sólo dependerá de la ubicación del sitio dónde se quiere calcular el ZTD.

Análisis de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ y de la desviación estándar :

Se describirá el comportamiento medio de ambas variables analizando una estación GNSS particular, ubicada en La Plata (LPGS). En la figura 5.2, se grafican dos funciones: la distribución de probabilidad del ZTD_{GNSS} y la variación de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ respecto al ZTD_{GNSS} . Para cada estación, el valor medio de la diferencia $\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$ está determinado por el comportamiento de ambas funciones. Si la función de distribución de probabilidad fuese simétrica respecto al valor medio del ZTD, y la función $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ fuese antisimétrica respecto a dicho valor; la media de $\Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS}$ sería nula. La función de densidad de probabilidad del ZTD, depende principalmente del tipo de clima y muchas veces no resulta simétrica respecto al valor medio del ZTD. En climas templados aparece un coeficiente de asimetría positiva mientras que en climas tropicales el coeficiente es negativo. Esto permite explicar el comportamiento descrito en la figura 4.19. Por otra

parte, si bien $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ resulta ser una función antisimétrica respecto al valor medio de ZTD, su imagen no tiene igual rango de valores positivos y negativos (figura 5.2), pero este efecto aporta en menor medida a que $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ no sea nulo.

Las desviaciones estándar resultan mayores, ya que al elevar al cuadrado las diferencias $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$ desaparece la compensación parcial generada por la presencia de una función antisimétrica respecto al valor medio del ZTD.

Como para los distintos climas, se obtienen diferentes patrones en la distribución de probabilidad del ZTD y de $\langle \Delta ZTD_{GPT2w\ GNSS} \rangle$, se genera una dependencia entre los parámetros estadísticos calculados y la clasificación de Köppen-Geiger.

5.3.2. Variabilidad climática y espacial para los valores medios de ZTD y de PW

Se puede inferir que el valor medio de la temperatura en superficie, determina la tasa de decrecimiento del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$. La clasificación de Köppen-Geiger, define la mayoría de sus grupos con la temperatura mínima mensual T_{min} o con la temperatura máxima mensual T_{max} :

- Grupo A: $T_{min} > 18^\circ \text{ C}$ [40]
- Grupo C: $-3^\circ \text{ C} < T_{min} < 18^\circ \text{ C}$ [40]
- Grupo E: $T_{max} < 10^\circ \text{ C}$ [40]
- Grupo B: Este grupo no se define considerando los valores extremos de la temperatura mensual, se aplican condiciones sobre la precipitación anual acumulada P_{ann} en función del umbral de sequía [40]. El clima desértico frío, BWk, presenta grandes amplitudes térmicas y sus valores medios anuales son menores a 18° C . En el clima desértico de estepa, BS, al subgrupo BSk (frío) le corresponde una temperatura media menor a 18° C , mientras que el subgrupo BSh (cálido) excede este valor [40].

Puede observarse que la tasa de variación para el $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ del subgrupo BSh, es similar a la obtenida en climas tropicales, mientras que para el subgrupo BSk es similar a la de los climas templados (tabla 4.8). Estos resultados nos permiten confirmar que muy probablemente exista una relación entre la tasa de variación del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ y la temperatura media de la estación. Se espera completar el análisis, calculando los valores medios de la temperatura en cada estación para vincularlos directamente con la tasa de cambio de $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ con H.

La figura 4.28 muestra la distribución del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ con la H para todos los tipos de clima. En los resultados ya hemos mencionado que los valores $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ varían tanto al fijar un tipo de clima y modificar su altura, como al fijar la altura y cambiar los tipos de clima. A continuación vamos a cuantificar estos efectos, a fin de determinar cuál es más importante.

Para tal fin, fijando el clima, se calcula la tasa de cambio de $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ respecto a la temperatura, en lugar de utilizar la altura. Empleando la relación lineal entre la H y la temperatura troposférica, es posible expresar el cambio del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ con H, como una variación del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ con temperatura. Considerando un gradiente térmico medio de $-6,5^\circ \text{C}/\text{km}$, para el clima Aw, $-0,37 \text{ mm}/\text{m}$ equivalen a $-56,98 \text{ mm}/^\circ \text{C}$, y para el clima ET, $-0,21 \text{ mm}/\text{m}$ equivalen a $32,34 \text{ mm}/^\circ \text{C}$. Los otros tipos de clima, tendrán valores intermedios para la tasa de cambio del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ con H, expresada en función de la variación de la temperatura troposférica.

Para analizar el efecto del cambio de clima manteniendo fija la altura de las estaciones, se asume la siguiente hipótesis: la clasificación de Köppen-Geiger, determina casi todos sus grupos en función de los valores extremos para las temperaturas mensuales, por lo cual resulta adecuado elegir a la temperatura media anual como un indicador de cambio en el tipo de clima. En Cartagena el clima es Aw y la temperatura media anual es de 28°C , tiene una $H=9,8 \text{ m}$ y un $\langle ZTD_{GNSS} \rangle = 2605 \text{ mm}$. En Punta Arenas el clima es ET y la temperatura media anual es de $6,5^\circ \text{C}$, tiene una $H=12,1 \text{ m}$ y un $\langle ZTD_{GNSS} \rangle = 2346 \text{ mm}$. Despreciando el efecto de la pequeña diferencia de altura, podemos calcular la tasa de cambio del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ respecto a la temperatura media por haber cambiado de clima. Este valor es de $12,1 \text{ mm}/^\circ \text{C}$, y resulta menor que la tasa de cambio del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ al variar la altura, para cualquier tipo de clima. El cambio en la temperatura media de una estación GNSS será la variable que más condiciona al cambio del $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$, independientemente de la causa que provoque su variación.

Observando la figura 4.28 o 4.26, puede verse que la variación en el $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ generada por el tipo de clima es más significativa para estaciones próximas a la superficie, ya que a unos 1200 m de altura los climas tropicales se confunden con los climas templados; aunque no es posible obtener a cualquier altura un tipo de clima arbitrario. Cabe destacar que los ajustes desarrollados son válidos en los primeros kilómetros de altura, donde el decaimiento exponencial esperable para el $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ es prácticamente lineal. De acuerdo con estos ajustes, la troposfera alcanzaría una altura que oscila entre los 7 km y los 11 km incrementándose para los climas fríos, lo cual es discordante con la realidad.

La clara variabilidad de $\langle ZTD_{GNSS} \rangle$ con la altura, probablemente se deba a la dependencia bien definida del retardo hidrostático con la altura [67]. Como el PW depende del vapor de agua, que es una variable atmosférica con fuertes fluctuaciones espacio temporales, es esperable que haya mayores dispersiones al vincular el $\langle PW_{GNSS} \rangle$ con H. No obstante, obtener diferencias de un 40 % en los valores de $\langle PW_{GNSS} \rangle$ habiendo fijado la altura, (figura 4.24 para $H=0$), nos permiten concluir que no es posible modelarla en función de esta única variable. Quizá pueda proponerse una función de la altura y de la latitud, que no ha podido probarse porque no existe una cantidad suficiente de estaciones.

5.3.3. Tendencias en el comportamiento del PW_{GNSS}

El análisis de la función de autocovarianza de los residuos, nos muestra que la autocovarianza de los valores de PW depende del tipo de clima. La estimación de parámetros climáticos sin considerar la autocovarianza temporal de PW, generará errores porcentuales en los parámetros estimados que dependerán del clima.

Aunque las incertezas tienen el mismo orden de magnitud que los valores medios para el PW y sus tendencias, estas estimaciones resultan significativas dentro de los errores formales 4.4.3. Las inferencias encontradas para afirmar que las regiones templadas tienden a ser más secas, y que las zonas tropicales se están humedeciendo levemente, no pueden ser consideradas como conclusivas. La distribución de estaciones GNSS no resulta homogénea, presentando mayor densidad en la región este. Por ejemplo, la tendencia negativa obtenida para las zonas templadas, se calcula trabajando con estaciones ubicadas en el sur de Brasil, y en la región centro este de Argentina. En los climas áridos, los valores encontrados son menos representativas, dado que consideran una cantidad inferior de estaciones. El periodo temporal utilizado, impide obtener tendencias estacionales confiables, por lo cual no se estimaron estos valores.

Vale la pena señalar que las tendencias, sólo son válidas para el periodo de tiempo utilizado en el ajuste de los parámetros. No deben ser extrapoladas, sin haber analizado antes las condiciones climáticas. En el análisis efectuado, no se eliminaron los efectos producidos por los fenómenos del Niño o de la Niña, que modifican el PW. Además, debe tenerse en cuenta que nunca se trabajó con una serie temporal superior a siete años, siendo recomendable considerar al menos una década de datos para inferir tendencias significativas en estos parámetros atmosféricos [76]. No obstante, como ellos presentan correlación espacial con regímenes climáticos similares, sugieren que los valores son significativos, y evidencian cambios reales en el cantidad o en la distribución del PW atmosférico en

la región de estudio.

Capítulo 6

Conclusiones

En este capítulo se resumirán las principales conclusiones de esta Tesis, presentándolas según el orden en que fueron dados los resultados y sus respectivas discusiones; de esta manera podremos destacar los objetivos alcanzados y el camino a seguir para desarrollar los trabajos futuros.

Como consecuencia inmediata de un moderno procesamiento geodésico, siguiendo las últimas recomendaciones del IERS, y efectuando un cuidadoso análisis meteorológico GNSS, he podido obtener productos inéditos aplicables en geodesia y meteorología. Estos se destacan por su amplia cobertura geográfica: desde el sur de Norte América hasta la Antártida; por la duración de las series temporales producidas: hasta siete años continuos; por la homogeneidad de los modelos y los productos utilizados; y por la cantidad de estaciones GNSS involucradas: superan a las procesadas por cualquier centro de análisis en la región de estudio. Cabe destacar que no sólo se estiman retardos troposféricos cenitales (ZTD) sino que también se determinan valores de agua precipitable (PW). Todos los productos calculados, son accesibles a la comunidad científica, a través de un repositorio especializado en datos para las Ciencias de la Tierra, del Agua y de la Atmósfera (<https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.858234>).

Las series temporales de ZTD han sido comparadas con otros productos troposféricos. De estos análisis, se concluye que poseen la misma calidad que los correspondientes productos de la segunda campaña de reprocesamiento del IGS, repro2, y que superan significativamente a los operacionales del IGS. Las bases de datos, las metodologías y las estrategias de cálculo que he desarrollado, son comparables a las utilizadas por cualquier centro de análisis del IGS. Por lo tanto se concluye que las estimaciones de ZTD, densifican regionalmente los productos troposféricos del repro2. La comparación con los valores operacionales del IGS, ha puesto de manifiesto sus deficiencias, ya que no

contemplan las variaciones espacio temporales de los parámetros meteorológicos que intervienen en el procesamiento; y además no son homogéneos. Por estas causas no se los recomienda para efectuar análisis climatológicos o meteorológicos.

Si bien la infraestructura GNSS continental ha presentado un considerable desarrollo en la última década, hasta ahora no había sido explotada para determinar el vapor de agua troposférico. Las estimaciones obtenidas de PW, constituyen en sí mismas un producto inédito y útil para aplicaciones de diversas disciplinas. La metodología que he desarrollado, no sólo se apoya en un sólido cálculo de los ZTD, sino que además utiliza observaciones reales de la presión atmosférica superficial, para modelar la componente hidrostática. De esta manera se evitan introducir sistematismos en las series de PW; por lo cual se pueden detectar señales de largo periodo, ENSO, variaciones diarias, sequías, etc. La intercomparación con las observaciones PW de radiosondadores, mostró la completa compatibilidad de mis productos con técnicas tradicionales. Además, el procedimiento desarrollado es inmediatamente extensible al cómputo del PW con GNSS para tiempo real.

La estimación regional y multianual de ZTD, ha hecho posible una evaluación robusta del modelo empírico GPT2w, e indirectamente del reanálisis asociado, ERA-INTERIM. Esta evaluación ha mostrado el buen acuerdo general que existe entre nuestros retardos medios calculados y aquellos predichos por GPT2w; pero también ha puesto de manifiesto algunas limitaciones del modelo, de hasta 20 mm. Estos desvíos probablemente estén relacionados con la deficiente disponibilidad regional de mediciones de vapor de agua, asimiladas en los reanálisis globales. Así mismo, el modelo GPT2w presenta serias dificultades para reproducir variabilidades de corto periodo. Por lo cual, para aplicaciones que requieran predicciones precisas del modelo en los retardos troposféricos inclinados, podría llegar a ser útil la inclusión de correcciones locales.

La aplicación climatológica de las tendencias para los productos PW estimados, permitió evidenciar la disminución del contenido de vapor de agua troposférico sobre las regiones templadas de América del Sur, con una tasa del 2 % por década. Aunque el análisis sólo se extiende por siete años, la correlación de los datos ha permitido obtener tendencias confiables. Los resultados también sugieren un paulatino aumento de la humedad atmosférica en las zonas tropicales de las Américas, y aunque esta tendencia es menos conclusiva que la anterior; todos los valores reflejan el calentamiento global de la atmósfera observado con múltiples técnicas.

Así mismo se ha comprobado que la metodología empleada, puede incluso ser aplicada para analizar situaciones climáticas de relevancia para la región, como las sequías. Finalmente, como continuación de esta Tesis, se propone extender la serie temporal del producto PW y densificar su co-

bertura espacial. Para tal fin, se han comenzado a gestionar ciertos convenios institucionales que permitirán acceder a los datos primarios. Con los nuevos productos se podrán analizar variabilidades de PW, como por ejemplo, la variación regular diaria. Si bien es cierto que generalmente la correlación entre las precipitaciones y los valores de PW es débil, se ha demostrado que en la región tropical, ambas variables están relacionadas estadísticamente y permiten describir fenómenos críticos. Con la intención de profundizar la caracterización de fenómenos extremos como son las sequías y lluvias abundantes, trabajaremos sobre ciertos parámetros que definiremos estadísticamente.

La experiencia adquirida para obtener el PW mediante el procesamiento geodésico, me ha brindado un conocimiento único que hará posible la obtención de este parámetro en tiempo "cuasi real", de manera que pueda ser asimilable en un programa de pronósticos a corto plazo.

Apéndice A

Material adicional

A.1. Órbitas satelitales

Problema de valores iniciales

La descripción matemática de la órbita satelital puede ser muy simple si sólo se considera un campo gravitatorio terrestre central. En estas circunstancias, el vector posición geocéntrico para la órbita satelital en un marco de referencia inercial \vec{r} , satisface el problema de dos cuerpos:

$$\ddot{\vec{r}} = -GM \frac{\vec{r}}{r^3} \quad (\text{A.1})$$

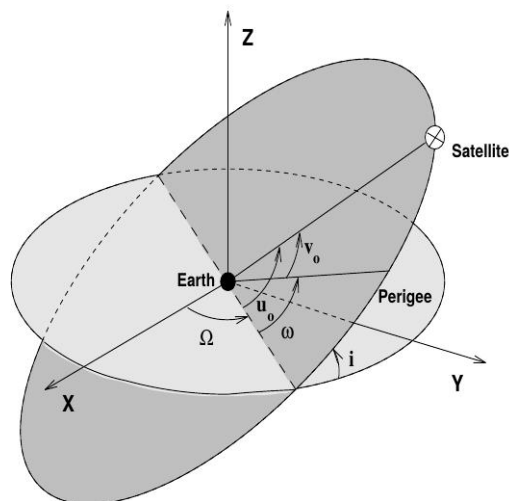


Figura A.1: Se muestran los elementos orbitales. Fuente [23]

Siendo GM el producto de la constante gravitatoria con la masa de la tierra, y r el módulo de \vec{r} .

La solución de la ecuación A.1 se refiere a una sección cónica, que en nuestro problema particular corresponde a una elipse. En la figura A.1 se muestran los elementos orbitales: el semieje mayor de la órbita a , la excentricidad de la órbita e , la inclinación del plano de la órbita respecto al plano del Ecuador i , la ascensión recta del nodo ascendente Ω , el argumento del perigeo ω , y el argumento de la latitud v_0 .

El tamaño de la órbita está determinado por el semieje mayor y su forma por la excentricidad. Ω , ángulo entre la dirección del equinoccio vernal X y la línea nodal, permite junto con i , ubicar en el espacio la posición del plano orbital. Para poder orientar la órbita dentro del plano orbital, se define ω que es el ángulo entre el nodo ascendente y la posición del perigeo. v_0 permite determinar temporalmente la posición del satélite, se mide desde el nodo ascendente hasta su posición en el instante inicial.

Tanto el plano orbital de la tierra llamado eclíptica, como el plano del ecuador, no permanecen fijos respecto a objetos distantes como los Quásars. Puesto que el equinoccio vernal está en la dirección donde se intersecta el plano del ecuador con el plano de la eclíptica, también varía su posición respecto a un sistema inercial; que se lo define eligiendo la posición del equinoccio vernal correspondiente al ecuador medio para cierto instante, J2000.0 (figura A.1), corresponde a las 12 horas de tiempo terrestre para el primero de enero del año 2000.

La ecuación de movimiento para el satélite es mucho más compleja que la expresión simplificada (ecuación A.1), ya que intervienen otras fuerzas. El campo gravitatorio terrestre no coincide con el campo de una masa puntual, dado que la distribución de masa terrestre no presenta simetría esférica. Para satélites de órbita media u órbita alta, el efecto de la presión de radiación solar es uno de los más importantes, mientras que para órbitas bajas, el arrastre generado por las masas de aire, es el principal elemento perturbativo. La ecuación de movimiento tiene un término que describe el movimiento de dos cuerpos junto con un término perturbativo, dado por la aceleración \vec{a} que depende de varios parámetros ($p_0 - p_1 - p_2 \dots$) estimados en el proceso de determinación de órbitas.

$$\ddot{\vec{r}} = -GM \frac{\vec{r}}{r^3} + \vec{a}(t, \vec{r}, \dot{\vec{r}}, p_0, p_1, p_2, \dots) = f(t, \vec{r}, \dot{\vec{r}}, p_0, p_1, p_2, \dots) \quad (\text{A.2})$$

Las condiciones iniciales para resolver en cierto instante la ecuación de movimiento satelital, corresponden a la posición $\vec{r}(x, y, z)$ y la velocidad $\vec{v}(x, y, z)$ satelital. La presencia del término perturbativo en la ecuación A.2 impide que la trayectoria sea elíptica; no obstante es posible determinar para cada instante usando (\vec{r}, \vec{v}) , una elipse tangente a la trayectoria conocida como órbita osculante. Existe una relación biunívoca entre las seis componentes vectoriales de las condiciones iniciales, y

los elementos orbitales correspondientes a la órbita osculante.

Ecuaciones variacionales

Asumiendo que las fuerzas no son dependientes de la velocidad; derivando la ecuación A.2 junto con sus respectivas condiciones iniciales, se tiene:

$$\ddot{\vec{r}}_p = A \cdot \dot{\vec{r}}_p + \vec{f}_p \quad (\text{A.3})$$

$$\vec{r}_{0p} = \vec{r}_p(t_0, a, e, i, u_0, \Omega, \omega) \quad (\text{A.4})$$

$$\vec{v}_{0p} = \vec{v}_p(t_0, a, e, i, u_0, \Omega, \omega) \quad (\text{A.5})$$

Dónde:

A representa una matriz cuadrada de dimensión tres, con $A_{p,ik} = \frac{\partial \vec{f}_i}{\partial \vec{r}_k}$

\vec{f}_p es la derivada de \vec{f} con respecto al parámetro p

Utilizando cálculo numérico, se resuelven conjuntamente, el problema de valores iniciales para la ecuación A.2 y las ecuaciones variacionales.

A.2. Parámetros de orientación terrestre

Los parámetros de orientación terrestre, EOP, se calculan respecto al polo celeste intermedio (CIP), que reemplaza al polo celeste de efemérides CEP a partir del año 2003. Representa un polo intermedio en la transformación del sistema celeste y el sistema terrestre, separando la nutación y el movimiento polar, por una convención específica en el dominio de las frecuencias. El movimiento del CIP respecto al polo terrestre, incluye todos los términos menores a dos días. EL CIP describe en el espacio un movimiento de precesión - nutación, que se produce principalmente por los torques que generan la luna y el sol sobre el abultamiento ecuatorial. El movimiento medio secular define la precesión: el CIP barre un cono de unos 23,5 grados en un periodo de 26000 años. Los desvíos periódicos mayores a dos días definen la nutación, que puede imaginarse como una corrección del movimiento de precisión. Tiene en cuenta los efectos de orden inferior en los torques lunisolares, así como también los momentos planetarios; el término dominante es de 18,6 años coincidiendo con el periodo de precesión de la órbita lunar. Fenómenos de nutación con un periodo menor a dos días, no

son representados por la manera en que se define el CIP. Las convenciones 2010 del IERS utilizan el modelo de precesión IAU2006, y para nutación los modelos IAU 2000A o IAU200B según la precisión requerida.

Con VLBI se observa la posición del polo celeste convencional, a fin de cuantificar las diferencias con los modelos propuestos. La falta de alineamiento del eje de rotación del núcleo y del eje de rotación del manto, genera la nutación diaria libre del núcleo. Este fenómeno no considerado en el modelo de nutación, es el principal responsable del desvío entre las observaciones del polo celeste y la predicción dada por el modelo de precesión - nutación. Los coeficientes de desvío del polo celeste ($dPsi, dEps$), se registran de manera regular y forman parte de los EOP.

Para determinar cómo se mueve el polo terrestre respecto del CIP, es necesario utilizar los otros tres EOP que también se determinan de manera observacional. El tiempo civil se basa en el tiempo universal coordinado UTC, un segundo se define en función de la duración de una transición atómica en el cesio. El UTC debe diferir menos de 0,9 segundos respecto al tiempo universal UT1, para no apartarse de la rotación terrestre. El UT1 está vinculado con ella, puesto que representa el tiempo sidéreo local en el meridiano de Greenwich corregido por las variaciones de la posición del polo. El UT1 tiene la ventaja de predecir la posición solar con precisión, pero la unidad de tiempo no es uniforme debido a las irregularidades de la rotación terrestre. La diferencia $UT1 - UTC$ se denomina exceso de la longitud del día LOD y está determinado por las anomalías de la rotación terrestre, generadas por los torques lunisulares y planetarios; así como también por los desplazamientos de materia en nuestro planeta.

Al aplicar el ángulo de rotación terrestre al CIP se obtiene una rotación residual respecto al polo terrestre. Este movimiento ya fue predicho por Euler, la presencia del abultamiento ecuatorial en un modelo terrestre correspondiente a un cuerpo rígido, genera la precesión del eje de rotación alrededor del momento principal de inercia. En la realidad inciden otros factores, la redistribución de masa oceánica y atmosférica, la falta de alineación entre el eje del núcleo y del manto terrestre, las variaciones de presión, las excitaciones sísmicas, etc. El movimiento del polo se cuantifica con dos pequeños ángulos (x,y) , los cuales son las coordenadas del CIP $(x,-y)$ respecto al polo geográfico. Los valores (x,y) se obtienen observacionalmente; las coordenadas publicadas por el IERS, deben ser corregidas por los efectos de las mareas oceánicas y las 'libraciones'. Éstas se originan por los torques externos, principalmente los lunisulares, que actúan sobre las partes asimétricas de la tierra generando la gravitación de marea. Todos los términos de nutación menores a dos días están incluidos en las 'libraciones'.

A.3. Metodología utilizada para generar las líneas de base

A continuación se describe la metodología empleada para generar $m - 1$ simples diferencias independientes. Primero se generan todas las posibles simples diferencias y se las ordena de acuerdo con el criterio elegido por el usuario. En nuestro caso, la primer línea de base será la que tiene mayor tiempo común de observación y la última línea de base será la que tiene menor tiempo común de observación. Una vez ordenadas las líneas de base, se indexa a todas las estaciones con un 0, excepto a aquellas que forman la primer línea de base que se les asigna un 1. Se toma la segunda línea de base, si ninguna de las dos estaciones forma parte de la primer línea de base se les cambia el índice 0 por un índice 2, pero si una de las estaciones ya tiene índice 1 se sobrescribe el mismo índice en la otra estación. De esta manera, si ambas estaciones no constituyen la primer línea de base, se formará una nueva simple diferencia independiente, que se indentificará con 2; en caso que alguna estación forme la primer línea de base, la segunda será dependiente de la primera, por lo cual se identifica a las dos estaciones usando un 1.

A continuación se describirá el procedimiento general de indexación:

1. Si ambas estaciones tienen índice 0, se incrementa en uno el mayor valor de la variable índice, asignándose a ambas estaciones. Surge una nueva línea de base independiente.
2. Si una estación tiene índice 0 y la otra estación tiene un índice no nulo, se indexa a ambas estaciones con el índice no nulo. La línea de base generada es dependiente.
3. Si las dos estaciones están indexadas con valores diferentes no nulos, supongamos que la primera estación tiene un índice menor $i - 1$, entonces se le cambia el índice a todas las estaciones que poseen $i - 1$, por el índice de la segunda estación.
4. Si las dos estaciones tienen el mismo índice no nulo, la base generada es dependiente y no puede sumarse al conjunto.

El proceso se repite hasta formar $m - 1$ líneas de base independientes. Dado que se está trabajando con dos sistemas de navegación, como las frecuencias transmitidas por GPS no coinciden con las frecuencias transmitidas por GLONASS (tabla 2,2), será necesario formar de manera independiente las líneas de base para cada sistema, ejecutándose dos veces el procedimiento general de indexación. Para cada sesión se generan dos archivos, uno con las simples diferencias de código y otro con las simples diferencias fase.

A.4. Preprocesamiento de las observaciones

Las portadoras de fase tienen asociadas la ambigüedad inicial N , que no varía en el tiempo a menos que en cierto instante t_2 , $N(t_2) \neq N(t_1)$ para $t_1 < t_2$, y en este caso se ha producido un cambio en el valor de N , conocido como salto de ciclo. Se generan por varias causas, por la presencia de obstrucciones en la trayectoria de la señal, por la baja elevación de los satélites, por la disminución de la intensidad de la señal, o por fallas en el receptor. Señales generadas mediante combinaciones apropiadas de $L1$ y $L2$ permiten detectar saltos de ciclo.

La combinación libre de geometría $L4$, como lo indica su nombre, no depende de la posición de la estación y de los satélites. Tampoco está afectada por los desvíos de los relojes, y sólo contiene el retardo ionosférico y la ambigüedad inicial. En cero diferencias, para la portadora de fase, $\phi(4) = \phi(1) - \phi(2)$.

La combinación lineal 'Wide - Lane' $L5$ tiene asociada una longitud de onda de unos ochenta y seis centímetros, el observable en fase cero diferencias viene dado por $\phi(5) = \frac{1}{f_1 - f_2} [f_1\phi(1) - f_2\phi(2)]$. Una propiedad importante de $L5$ es que la ambigüedad en dobles diferencias, puede expresarse como la resta entre las ambigüedades de $L1$ y $L2$ para las dobles diferencias.

La combinación lineal Melbourne-Wubben $L6$ incluye a las portadoras de código y fase para $L1$ y $L2$, $\phi(6) = \frac{1}{f_1 - f_2} [f_1\phi(1) - f_2\phi(2)] - \frac{1}{f_1 + f_2} [f_1\rho(1) - f_2\rho(2)]$. Esta combinación elimina el efecto de la ionosfera, de la geometría, los desvíos de los relojes, y el efecto de la tropósfera. Permite detectar saltos de ciclos presentes en las cero diferencias. Se verifica que $\phi_{kl}^{ij}(6) = N_{kl}^{ij}(5)\lambda(5)$ y que $\phi_k^i(6) = N_k^i(5)\lambda(5)$, por lo cual con la señal $L6$ se pueden detectar cambios temporales para la diferencia entre las ambigüedades $L1$ y $L2$, así como también observaciones incorrectas.

Las observaciones de código suavizado, se obtienen desplazando las observaciones de fase, en el valor medio de la diferencia entre las medidas de código y fase para cada arco de órbita.

El código suavizado $\tilde{\rho}$ puede expresarse como:

$$\begin{aligned}\tilde{\rho}(1)[t] &= \phi(1)[t] + \bar{\rho}(1) - \bar{\phi}(1) + 2\frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(\phi(1)[t] - \bar{\phi}(1)) - (\phi(2)[t] - \bar{\phi}(2))] \\ \tilde{\rho}(2)[t] &= \phi(2)[t] + \bar{\rho}(2) - \bar{\phi}(2) + 2\frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} [(\phi(1)[t] - \bar{\phi}(1)) - (\phi(2)[t] - \bar{\phi}(2))]\end{aligned}\tag{A.6}$$

Dónde $\bar{\rho} - \bar{\phi}$ representa el valor medio de la diferencia considerando todas las mediciones de código y fase aceptadas en el arco de observación correspondiente. Puede observarse que en el código

suavizado los residuos no superan el metro, y que el tamaño de los desvíos está condicionado por la cantidad de observaciones disponibles en el arco medio de órbita.

A.5. Generación y resolución del sistema de ecuaciones de observación

La ecuación básica de observación para la señal L_3 , trabajando con dobles deferencias de fase, está dada por la ecuación 2.20 que se reescribe a continuación, considerando que los términos de orden superior ya han sido modelados:

$$\phi_{ik}^{jl}(3) = D_{ik}^{jl}(3) + \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \lambda_1 N_{ik}^{jl}(1) - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \lambda_2 N_{ik}^{jl}(2) + \Delta\Gamma_{trop-ik}^{jl} \quad (\text{A.7})$$

Toda la notación ha sido definida previamente sección 2.2.5.3 . A partir de ahora para simplificar la escritura se evitará utilizar el índice correspondiente a la señal L_3 . El término que contiene el retardo troposférico $\Delta\Gamma_{trop-ik}^{jl}$ se puede expresar respetando las convenciones del IERS de acuerdo con la ecuación 3.1. El valor del ZHD es brindado por el modelo ERA INTERIM, con el ajuste se estima tanto el ZWD como las componentes de gradientes (G_N, G_E). La diferencia entre las distancias D_{ik}^{jl} se puede expresar en función de las coordenadas de las estaciones y de los satélites:

$$\begin{aligned} D_{ik}^{jl} &= (D_i^j - D_k^j) - (D_i^l - D_k^l) = [(x_i - x^j)^2 + (y_i - y^j)^2 + (z_i - z^j)^2]^{0,5} \\ &- [(x_k - x^j)^2 + (y_k - y^j)^2 + (z_k - z^j)^2]^{0,5} - [(x_i - x^l)^2 + (y_i - y^l)^2 + (z_i - z^l)^2]^{0,5} \\ &+ [(x_k - x^l)^2 + (y_k - y^l)^2 + (z_k - z^l)^2]^{0,5} \end{aligned} \quad (\text{A.8})$$

Considerando la dependencia funcional de las coordenadas en la expresión previa, se puede observar que el sistema no resulta lineal. Para poder resolverlo, se aplica un desarrollo de Taylor a primer orden, para todos los D_{ik}^{jl} en función de las coordenadas de las estaciones. Ellas poseen valores a priori conocidos, que se identificarán con el subíndice 0; la diferencia entre la coordenada a estimar y la coordenada a priori para una componente genérica u , será Δu . Para compactar las ecuaciones se introduce un factor, $\delta = -1$ si $u = k$, en el otro caso se cumple que $\delta = 1$.

$$\begin{aligned} D_{ik}^{jl} &= D_{ik0}^{jl} + \sum_{t=x,y,z} \sum_{u=i,k} \left[\frac{\partial D_{ik}^{jl}}{\partial t_u} \Delta t_u \delta \right] \\ D_{ik}^{jl} &= D_{ik0}^{jl} + \sum_{t=x,y,z} \sum_{u=i,k} \left[\Delta t_u \left(\frac{t_u - t^j}{D_u^j} - \frac{t_u - t^l}{D_u^l} \right) \right] \delta \end{aligned} \quad (\text{A.9})$$

Reemplazando en A.7 y separando las observaciones de los valores a estimar se tiene:

$$\begin{aligned} \phi_{ik}^{jl} - D_{ik0}^{jl} &= \sum_{t=x,y,z} \sum_{u=i,k} \left[\frac{\partial D_{ik}^{jl}}{\partial t_u} \Delta t_u \right] \delta + \\ &C_1 N_{ik}^{jl}(1) - C_2 N_{ik}^{jl}(2) + \lambda_3 N_{ik}^{jl} + \sum_{u=i,k} \delta [ZWD_u (m_{wu}^j - m_{wu}^l) \\ &+ G_{Nu} (m_{gu}^j \cos(a_u^j) - m_{wu}^l \cos(a_u^l)) + G_{Eu} (m_{gu}^j \sin(a_u^j) - m_{wu}^l \sin(a_u^l))] \end{aligned} \quad (\text{A.10})$$

Las funciones de mapeo dependen de la elevación de la señal, definida por la separación angular entre la dirección estación satélite y el plano del horizonte. Las asimetrías por la falta de isotropía respecto a la vertical del lugar, se contemplan usando los gradientes del retardo troposférico que dependen del azimut de la señal. En forma matricial podemos reescribir la ecuación previa, de manera que las observaciones sean el producto de un vector fila a , que contiene información modelada, con un vector columna b , que contiene los parámetros a determinar. De esta manera $[\phi_{ik}^{jl} - D_{ik0}^{jl}] = ab$, desarrollando las sumatorias previas se obtiene:

$$\begin{aligned} a &= \left[\frac{x_i - x^j}{D_i^j} - \frac{x_i - x^l}{D_i^l}, \frac{y_i - y^j}{D_i^j} - \frac{y_i - y^l}{D_i^l}, \frac{z_i - z^j}{D_i^j} - \frac{z_i - z^l}{D_i^l}, \right. \\ &\frac{x_k - x^j}{D_k^j} - \frac{x_k - x^l}{D_k^l}, \frac{y_k - y^j}{D_k^j} - \frac{y_k - y^l}{D_k^l}, \frac{z_k - z^j}{D_k^j} - \frac{z_k - z^l}{D_k^l}, C_1, -C_2, \\ &m_{wi}^j - m_{wi}^l, m_{wk}^j - m_{wk}^l, m_{gi}^j \cos(a_i^j) - m_{wi}^l \cos(a_i^l), m_{gi}^j \sin(a_i^j) - m_{wi}^l \sin(a_i^l), \\ &\left. m_{gk}^j \cos(a_k^j) - m_{wk}^l \cos(a_k^l), m_{gk}^j \sin(a_k^j) - m_{wk}^l \sin(a_k^l) \right] \end{aligned} \quad (\text{A.11})$$

$$b^T = [\Delta x_i, \Delta y_i, \Delta z_i, \Delta x_k, \Delta y_k, \Delta z_k, N_{ik}^{jl}(1), N_{ik}^{jl}(2), ZWD_i, ZWD_k, G_{Ni}, G_{Ei}, G_{Nk}, G_{Ek}] \quad (\text{A.12})$$

Cada doble diferencia aporta información para determinar trece parámetros. Para un mismo instante t_1 el observable que contempla otras dos estaciones, tendrá que estimar distintas coordenadas, distintos retardos, distintos gradientes, etc. A su vez al cambiar de época, algunos parámetros como los retardos o las ambigüedades pueden haberse modificado sin que se considere otra línea de base. En nuestro caso, el ZTD habrá variado si las observaciones difieren más de treinta minutos. Considerando todas las dobles diferencias diarias linealmente independientes, se expresa al sistema de ecuaciones de forma matricial:

$$l = Ax \quad (\text{A.13})$$

Dónde:

l representa un vector columna que contiene todas las observaciones dobles diferencias cuyos elementos vienen dados por $\phi_{ik}^{jl}(t_m) - D_{ik0}^{jl}(t_m)$.

A es la matriz de diseño, tiene tantas filas como dobles diferencias independientes se hayan formado para el día, y tantas columnas como parámetros haya que determinar. Cada fila corresponde a una doble diferencia, puede apreciarse que A tendrá muchos elementos nulos, dado que solo los coeficientes que corresponden a dos estaciones no se anularan. Mas aún, no serán nulos si el parámetro a estimar es calculado usando esa observación.

El vector x contempla todos los parámetros del día, todas las mejoras de las coordenadas, todas las ambigüedades, todos los retardos para todas las estaciones, en todos los instantes, etc.

Para resolver el sistema sobre-determinado, el Bernese 5.2 utiliza el método de mínimos cuadrados con el modelo de Gauss-Markoff. Asume que las observaciones tienen un error V que sigue una distribución gaussiana con media nula y varianza σ , sin que exista correlación entre las distintas variables [23]. Como el sistema de ecuaciones se genera trabajando con una combinación lineal de observables, se verá cómo se propagan matemáticamente los errores de las cero diferencias en las dobles diferencias. Para las cero diferencias de fase, la matriz de varianza covarianza será $M_c = \sigma^2 I$, siendo I la matriz identidad. Consideremos dos simples diferencias de fase almacenadas en el vector columna S , para determinar su matriz de covarianza, S se vincula con el correspondiente vector de las cero diferencias ϕ , mediante la relación $S = C\phi$, siendo C la matriz de transformación, desarrollando:

$$\begin{bmatrix} \phi_{ik}^j \\ \phi_{ik}^l \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & -1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \phi_i^j \\ \phi_k^j \\ \phi_i^l \\ \phi_k^l \end{bmatrix} \quad (\text{A.14})$$

A continuación se enuncia la ley de propagación de errores, que permite calcular la matriz de covarianza en variables aleatorias que se definen como una combinación lineal de otras variables. Para $x^T = [x_1, x_2 \dots x_n]$ con una matriz de covarianza x_σ , se define $y^T = [y_1, y_2 \dots y_n]$ de modo que $y_i = f_i(x_1, x_2 \dots x_n)$ siendo f_i funciones lineales. En este caso, se verifica que la matriz de covarianza para la variable y , denominada y_σ puede expresarse como:

$$y_\sigma = Dx_\sigma D^T \quad (\text{A.15})$$

Siendo D la matriz que vincula linealmente a las variables aleatorias x e y . Aplicándolo al caso de las simples diferencias, se obtiene su matriz de covarianza $M_s = CM_c C^T = C\sigma^2 I C^T = 2\sigma^2 I$. Puede observarse que M_s también es una matriz diagonal, por lo cual la correlación entre las simples diferencias es nula. Esta condición incluso se cumple cuando se consideran varias épocas de observación. La matriz de covarianza será proporcional a la matriz identidad con dimensiones equivalentes al número total de simples diferencias [35]. De manera análoga, las dobles diferencias pueden vincularse matricialmente con las simples diferencias. Para $D^T = [\phi_{ik}^j, \phi_{ik}^p]$, $S^T = [\phi_{ik}^l, \phi_{ik}^j, \phi_{ik}^p]$, se cumple que $D = C'S$ siendo C' la matriz que permite efectuar la transformación lineal:

$$\begin{bmatrix} \phi_{ik}^j \\ \phi_{ik}^p \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \phi_{ik}^l \\ \phi_{ik}^j \\ \phi_{ik}^p \end{bmatrix} \quad (\text{A.16})$$

De acuerdo con la ley de propagación de errores, la matriz de covarianza para las dobles diferencias será $M_d = C'M_s C'^T = 2\sigma^2 C' C'^T$, que resulta ser una matriz no diagonal:

$$M_d = 2\sigma^2 \begin{bmatrix} 2 & 1 \\ 1 & 2 \end{bmatrix} \quad (\text{A.17})$$

Esto nos indica que las dobles diferencias presentan correlación debido a la forma matemática en que se definió este observable. Si n representa la cantidad de dobles diferencias en cierta época de observación, M_d será una matriz $n \times n$ con $M_d(i, i) = n$ y con $M_d(i, j) = 1$ para $i \neq j$ [35]. Al considerar todas las épocas presentes en un día $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$, se obtiene una matriz de covarianza formada por bloques en su diagonal:

$$\begin{bmatrix} M_d(t_1) & & & & \\ & M_d(t_2) & & & \\ & & M_d(t_3) & & \\ & & & \ddots & \\ & & & & \ddots \\ & & & & & M_d(t_n) \end{bmatrix} \quad (\text{A.18})$$

Como el sistema de ecuaciones A,5 resulta redundante es consistente introducir el vector de residuos v :

$$l + v = Ax \tag{A.19}$$

El método de mínimos cuadrados lo resuelve minimizando la suma

$$\begin{bmatrix} x^2 \\ y^2 \\ z^2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x^1 \\ y^1 \\ z^1 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & -z^1 & x^1 & x^1 \\ 0 & 1 & 0 & z^1 & 0 & -x^1 & y^1 \\ 0 & 0 & 1 & -y^1 & x_1 & 0 & z^1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \\ \alpha \\ \beta \\ \gamma \\ \mu \end{bmatrix} \tag{A.20}$$

cuadrática de los residuos pesados dada por $(l - Ax)^T P(l - Ax)$, de esta condición surge:

$$\frac{d(v^T P v)}{d\hat{x}} = A^T P A \hat{x} - A^T P l = 0 \tag{A.21}$$

El vector x ha sido reemplazado por el vector \hat{x} que contiene los valores calculados, se verifica que su valor medio es $E(\hat{x}) = x$. La expresión A,5 corresponde al sistema de ecuaciones normales, que usando el modelo de Gauss-Markoff puede ser reescrita como:

$$\begin{aligned} N\hat{x} &= b \\ N &= A^T P A \\ b &= A^T P l \end{aligned} \tag{A.22}$$

La matriz N es simétrica y se la conoce como matriz de las ecuaciones normales, debe ser no singular para poder resolver el sistema. La estimación resultará confiable siempre que los valores atípicos hayan sido excluidos del preprocesamiento; dado que su presencia en un proceso iterativo de resolución, puede hacer que la solución no converja.

Con los parámetros estimados se calculan los residuos $\hat{v} = l - A\hat{x}$, que permiten determinar la varianza de la unidad de peso a posteriori dada por:

$$\hat{\sigma}_0^2 = \frac{\hat{v}^T P \hat{v}}{n_l} \quad (\text{A.23})$$

Siendo n_l el número de grados de libertad o la redundancia del sistema de ecuaciones. La matriz de covarianza para los parámetros estimados $M_{\hat{x}}$ tiene en su diagonal los errores de las estimaciones y fuera de ella, sus correlaciones. Se la obtiene aplicando la ecuación A,5 al vector de las observaciones, desarrollando, se puede concluir que $M_{\hat{x}} = N^{-1}$.

El Bernese trabaja con los residuos normalizados que se definen como:

$$\hat{v}_{norm}^i = \frac{v(i)}{M_{\hat{\phi}}(i, i)^{0.5}} \quad (\text{A.24})$$

De acuerdo con la ley de propagación de errores, la matriz de varianza covarianza para los residuos calculados $M_{\hat{\phi}}$ coincide con $M_{\hat{f}}$. Su matriz de covarianza puede expresarse como $M_{\hat{\phi}_{norm}} = P^{-1} - M_{\hat{f}}$; estos residuos son convertidos a los residuos de fase para la portadora L1, y así se obtienen variables aleatorias con desviación estándar unitaria [23].

A.6. Transformación de Helmert

La transformación de Helmert permite vincular dos sistemas cartesianos tridimensionales mediante el uso de siete parámetros: tres corresponden a la traslación del origen de coordenadas $\Delta X, \Delta Y, \Delta Z$, otros tres corresponden a rotaciones alrededor de los ejes cartesianos α, β, γ y el último es un factor de escala μ , (figura A.2).

Al definir el datum geodésico los ángulos de rotación son muy pequeños, por lo cual es posible usar un desarrollo de Taylor a primer orden para las funciones trigonométricas involucradas en las rotaciones. Aplicando estas consideraciones la transformación de Helmert puede expresarse como:

$$\begin{bmatrix} x^2 \\ y^2 \\ z^2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x^1 \\ y^1 \\ z^1 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & -z^1 & x^1 & x^1 \\ 0 & 1 & 0 & z^1 & 0 & -x^1 & y^1 \\ 0 & 0 & 1 & -y^1 & x^1 & 0 & z^1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \\ \alpha \\ \beta \\ \gamma \\ \mu \end{bmatrix} \quad (\text{A.25})$$

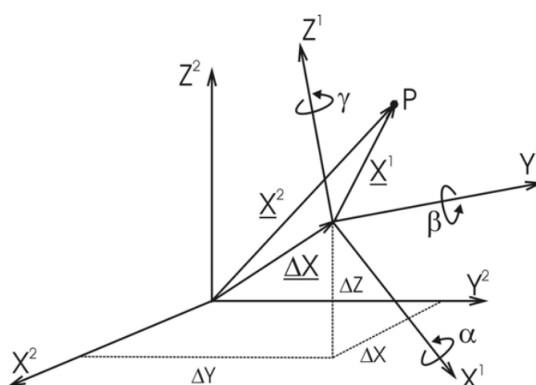


Figura A.2: Se muestran los parámetros de la transformación de Helmert

A.7. Preliminación de parámetros

La preliminaración de parámetros es un procedimiento básico que permite reducir las dimensiones del sistema de ecuaciones normales sin perder información. Se reescribe el sistema de manera que los parámetros preliminarados formen un vector \hat{x}_2 y las ecuaciones normales se puedan expresar como:

$$\begin{bmatrix} N_{11} & N_{21} \\ N_{21}^T & N_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \hat{x}_1 \\ \hat{x}_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \end{bmatrix} \quad (\text{A.26})$$

Trabajando con la segunda fila de los bloques de matrices se obtiene $\hat{x}_2 = N_{22}^{-1}(b_2 - N_{21}\hat{x}_1)$, reemplazando este valor en las ecuaciones normales previas se obtiene una expresión que sólo depende de \hat{x}_1 :

$$(N_{11} - N_{21}^T N_{22}^{-1} N_{21})\hat{x}_1 = (b_1 - N_{21}^T N_{22}^{-1} b_2) \quad (\text{A.27})$$

La preliminaración permite computar el efecto de los parámetros preliminarados en los parámetros remanentes, para los cuales no se modifica su estimación. En el sistema de ecuaciones, no es equivalente eliminar las filas de los parámetros preliminarados, pero si lo es en la nueva matriz de covarianza. Este procedimiento ayuda a reducir la memoria y el tiempo de cálculo, los parámetros preliminarados no pueden variar su condicionamiento a la hora de resolver el sistema de ecuaciones normales. Las ambigüedades representan un parámetro que se preliminar tan rápido como es posible, formando un porcentaje no despreciable del total de los parámetros a estimar.

A.8. Resolución de ambigüedades

Los métodos de resolución de ambigüedades involucran principalmente tres pasos: la obtención de una solución para todos los parámetros de la red estimando ambigüedades flotantes, la generación de los posibles valores enteros para cada ambigüedad flotante, y la elección de uno de dichos valores siguiendo un protocolo estadístico.

Algoritmo sigma

De la primera solución flotante del ajuste de mínimos cuadrados se obtiene:

$N_f = [N_{f-1}, N_{f-2}, \dots, N_{f-u}]^T$, vector que almacena los valores reales de las dobles diferencias.

Aquí se encuentran tanto aquellas que fueron definidas mediante la diferencia de simples diferencias $N_{ik}^{jl} = N_{ik}^j - N_{ik}^l$ como las que fueron definidas mediante la diferencia de dobles diferencias $N_{ik}^{jl} = N_{ik}^{jm} - N_{ik}^{lm}$.

σ_0^2 representa el factor de varianza a posteriori.

Q representa la matriz de cofactores, proporcional a la matriz de covarianza mediante el factor $\frac{1}{\sigma_0^2}$.

Obsérvese que para simplificar la notación, se explicará el algoritmo omitiendo los subíndices y supraíndices que identifican las estaciones y los satélites. Consideremos dos ambigüedades genéricas dobles diferencias (N_{f-i}, N_{f-j}) relativas a la misma referencia, para ellas se calcula el error cuadrático medio a posteriori del ajuste de mínimos cuadrados $m_K = \sigma_0 \sqrt{Q_{KK}} K = i, j$. En las dobles diferencias obtenidas como $N_{f-i} - N_{f-j}$, su error cuadrático medio se obtiene aplicando la ley de propagación de errores, $m_{ij} = \sigma_0 \sqrt{Q_{ii} - 2Q_{ij} + Q_{jj}}$.

El algoritmo sigma depende de parámetros que fija el usuario del Bernese:

- N_{max} indica la cantidad máxima de ambigüedades a resolver en un paso.
- σ_{max} es la cota superior para el error cuadrático medio de las ambigüedades, necesariamente no debe superarse para que la ambigüedad haya sido resuelta.
- ξ permite fijar el intervalo dentro del cual debe encontrarse el valor entero que fija la ambigüedad.

En este método, primero deben ordenarse las ambigüedades flotantes dobles diferencias en el sentido ascendente de los errores cuadráticos medios (m_i, m_{ij}) . Se resuelven las primeras N_{max} ambigüedades que cumplan simultáneamente las siguientes condiciones:

1. $m_i < \sigma_{max}$ o $m_{ij} < \sigma_{max}$

2. Dentro de los intervalos

$$(N_{f-i} - \xi m_i, N_{f-i} + \xi m_i) \text{ o } (N_{f-ij} - \xi m_{ij}, N_{f-ij} + \xi m_{ij})$$

existe un único valor entero que representa la ambigüedad.

De esta manera, una vez fijadas las ambigüedades $[N_{f-1}, N_{f-2}, \dots, N_{f-m}]$ que cumplen con las condiciones previas, se las introduce en el segundo paso para determinar algunas de las ambigüedades remanentes $[N_{f-m+1}, N_{f-u+2}, \dots, N_{f-s}]$. Así se genera un proceso iterativo que concluye cuando se han resuelto todas o cuando en el paso previo no ha sido posible fijar ninguna ambigüedad. En el procesamiento desarrollado en la Tesis, se ha optado por considerar la correlación dentro de cada línea de base, por lo cual puede aplicarse el algoritmo en cada una de ellas de manera independiente.

Algoritmo QIF

En la ecuación de observación para las dobles diferencias de fase se asumirá que el retardo troposférico es conocido, y se simplificará la notación que identifica los satélites y las estaciones:

$$\phi(1) = D + N(1)\lambda_1 - \Delta\Gamma_{ion-1} \quad (\text{A.28})$$

$$\phi(2) = D + N(2)\lambda_2 - \Delta\Gamma_{ion-2} \quad (\text{A.29})$$

Considerando la dependencia funcional de los retardos ionosféricos con la frecuencia puede expresarse $\Delta\Gamma_{ion-2} = \frac{f_1^2}{f_2^2} \Delta\Gamma_{ion-1}$, reemplazándolo en la ecuación previa, se genera la combinación dobles diferencias para la señal L_3 :

$$\phi(3) = D + B_3 = D + \frac{c[f_1 N(1) - f_2 N(2)]}{f_1^2 - f_2^2} \quad (\text{A.30})$$

Los valores flotantes para las ambigüedades $(N_f(1), N_f(2))$, correspondientes a las señales (L_1, L_2) , se evalúan en el segundo término de la ecuación previa, obteniéndose una estimación de B_3 denominada \hat{B}_3 , que puede expresarse en función de la ambigüedad para la señal L_5 :

$$B_3 = \frac{cf_2 N(5)}{f_1^2 - f_2^2} + \frac{cN(1)}{f_1 + f_2} = \frac{cf_2 N(5)}{f_1^2 - f_2^2} + \lambda_3 N(1) \quad (\text{A.31})$$

Normalizando el valor de \hat{B}_3 con λ_3 se obtiene una combinación lineal de las ambigüedades

reales:

$$\hat{b}_3 = \frac{\hat{B}_3}{\lambda_3} = \frac{f_1}{f_1 - f_2} N_f(1) - \frac{f_2}{f_1 - f_2} N_f(2) = \beta_1 N_f(1) + \beta_2 N_f(2) \quad (\text{A.32})$$

La misma expresión es válida cuando se han fijado las ambigüedades:

$$b_3 = \frac{B_3}{\lambda_3} = \beta_1 N(1) + \beta_2 N(2) \quad (\text{A.33})$$

Para resolverlas, podría pensarse en escoger el par $(N(1), N(2))$ que minimice el valor absoluto de la diferencia entre b_3 y \hat{b}_3 , pero esta idea no es apropiada porque existen muchos pares de valores enteros que arrojan diferencias del mismo orden de magnitud. Al pensar en una representación cartesiana en el espacio de las ambigüedades, los posibles valores de $N(1)$ se vinculan con los posibles valores de $N(2)$ mediante la ecuación lineal, que tendrá una banda de dispersión determinada por el error cuadrático medio a posteriori de \hat{b}_3 .

Para poder fijar las ambigüedades será necesario definir rangos de variación, $N_{max}(1) > N(1) > N_{min}(1)$ y $N_{max}(2) > N(2) > N_{min}(2)$, que en el espacio de las ambigüedades representan una región rectangular. Con el fin de reducir la cantidad de cálculos, se considera la zona equivalente definida por la ambigüedad de la señal L_5 dada por $N(5) = N(1) - N(2)$. De esta manera se transforma la región rectangular en una trapezoidal de menor sección, con lo cual se reduce la cantidad de posibles pares $(N(1), N(2))$. La implementación del algoritmo de resolución QIF tiene varios pasos que permiten fijar el valor de las ambigüedades para las señales (L_1, L_2) :

1. Para cada par de ambigüedades flotantes dobles diferencias $(N_f(1), N_f(2))$, se calcula el error cuadrático medio de \hat{b}_3 aplicando la ley de propagación de errores:

$\sigma = \sigma_0 \sqrt{\beta_1^2 Q_{11} + 2\beta_1\beta_2 Q_{12} + \beta_2^2 Q_{22}}$ Q_{ii} $i = 1, 2$ representa el cofactor de la varianza para la ambigüedad i $Q(N_f(i), N_f(i))$, y Q_{12} representa el cofactor de la covarianza entre las ambigüedades $Q(N_f(1), N_f(2))$, cuando las dobles diferencias se obtienen a partir de las simples diferencias.

2. Se ordenan todos los pares de ambigüedades $(N_f(1), N_f(2))$ de acuerdo a los valores ascendentes de σ , y se eliminan los pares que exceden una cota superior fijada por el usuario σ_{max} .
3. Para el primer par $(N_f(1), N_f(2))$ que cumple $\sigma < \sigma_{max}$, se definen todas las posibles duplas de ambigüedades enteras $(\hat{N}(1), \hat{N}(5))$, en la región trapezoidal fijada por el usuario dando valores para i_{max} y para k_{max} .

$$\hat{N}(1) = INT(N_f(1)) \pm i \text{ con } i = 0, 1, \dots, i_{max}$$

$$\hat{N}(1) = INT(N_f(1) - N_f(2)) \pm k \text{ con } k = 0, 1, \dots, k_{max}$$

$$\hat{N}(2) = \hat{N}(1) - \hat{N}(5)$$

4. Para cada par $(\hat{N}(1), \hat{N}(2))$, se calcula el valor absoluto de la diferencia entre b_3 y \hat{b}_3 , eligiendo como ambigüedades fijas a aquellas que minimizan esta diferencia $d_3 = |\beta_1((N_f(1) - \hat{N}(1)) + \beta_2(N_f(2) - \hat{N}(2)))|$, y que cumplen $d_{max} \geq d_3$. El valor de d_{max} está predefinido por el usuario, si el primer par de ambigüedades no satisface las condiciones mencionadas, se toma el segundo par con menor σ y nuevamente se desarrolla el algoritmo. Aquí también se considera que sólo existe correlación dentro de cada línea de base, por lo cual se puede trabajar con cada una de ellas de manera independiente.

Los dos algoritmos descritos previamente, permiten estimar las ambigüedades considerando solamente las portadoras de fase. En el primer caso se trabaja con una sola frecuencia, mientras que en el segundo caso se resuelve la ambigüedad de la combinación libre de ionosfera, luego de estimar simultáneamente las ambigüedades de las portadoras L_1 y L_2 . Cuando se cuenta con señales de código con un bajo nivel de ruido, que han sido suavizadas para tal efecto, es posible implementar algoritmos que utilicen estas señales para fijar las ambigüedades.

Algoritmo de código basado en la resolución de ambigüedades 'Wide - Lane'

Este algoritmo requiere que cada línea de base se procese dos veces. Primero, con la combinación de Melbourne-Wubbena L_6 se determina la ambigüedad para la señal 'Wide - Lane' L_5 , utilizando el algoritmo sigma descrito previamente. Cabe recordar que la combinación de Melbourne-Wubbena elimina el efecto de la ionosfera y de la troposfera, siendo además independiente de la geometría del sistema. En dobles diferencias se verifica que $\phi(6) = N(5)\lambda(5)$, el valor de $N(5)$ se obtiene de manera confiable cuando se trabaja con código suavizado, sin aplicar ningún condicionamiento en la longitud de la línea de base. Una vez fijados y almacenados todos los valores de $N(5)$, se realiza un nuevo procesamiento con la combinación L_3 . En la ecuación A.31 se fijan las ambigüedades enteras de la señal 'Wide - Lane', para resolver las correspondientes ambigüedades de la señal L_1 aplicando nuevamente el algoritmo sigma. De esta manera, empleando los pares $(N(1), N(5))$ se determinan los valores de $N(3)$ a través de la ecuación A.31.

Implementación de los algoritmos

En función de la longitud de la línea de base que designaremos como d , se aplicaron distintos

métodos para resolver las ambigüedades:

1. Cuando $d \leq 20$ km se aplica el algoritmo sigma en paralelo para las frecuencias L_2 y L_1 . Se fijan las coordenadas de las estaciones y los retardos troposféricos, introduciendo los archivos obtenidos en la solución flotante. El efecto inosférico se contempla aplicando los mapas ionosféricos globales que brinda el CODE. Se evalúan las variables empleando $\sigma_{max}=0,003$ m, $N_{max}=10$, y $\xi=0,05$ ciclos, usando una máscara de elevación de 10° .
2. Cuando $d \leq 200$ km se trabaja con L_3 , considerando la ecuación A.31 es posible expresar el término de su ambigüedad como una combinación lineal entre $(N(5), N(1))$. En el primer paso se le aplica el algoritmo sigma a la señal 'Wide - Lane', para resolver y almacenar los valores de $N(5)$. Luego se vuelve a utilizar el algoritmo, introduciendo las estimaciones previas de $N(5)$ en la combinación libre de ionosfera. De esta manera se computan los valores de $N(1)$, aplicando la ecuación A.31 se resuelven las ambigüedades para L_3 .

Los modelos y los valores dados para las distintas variables, coinciden con la descripción del ítem previo. Pero en lugar de utilizarse la señal L_2 con una longitud de onda de 24,45 cm, se emplea la señal 'Wide - Lane' que la triplica, de esta manera resulta más sencillo fijar la ambigüedad, incluso cuando se reduce la cancelación diferencial de los términos atmosféricos al haber incrementado la longitud de las líneas de base. En el segundo paso, se considera la señal libre de ionosfera, por lo cual desaparece a primer orden este efecto.

3. Cuando $d \leq 2000$ km se aplica el método de QIF, para estimar las ambigüedades de la señal L_3 . Se fijan las coordenadas de las estaciones y los retardos troposféricos, introduciendo los archivos obtenidos en la solución flotante. El efecto inosférico se contempla aplicando los mapas ionosféricos globales que brinda el CODE, e introduciendo parámetros estocásticos que permiten regular el cambio entre una solución pura $L_1 - L_2$ y una solución libre de ionosfera. Debido a que estos parámetros resultan muy numerosos, se los preliminar en cada época. Se resuelven como máximo diez ambigüedades por iteración, y se define la región para fijar las ambigüedades tomando 0,5 ciclos de la longitud de onda 'Wide - Lane'.
4. Cuando $d \leq 6000$ km se aplica el algoritmo de código basado en la resolución de ambigüedades 'Wide - Lane'. El uso de la combinación lineal Melbourne-Wubbena para estimar $N(5)$ elimina por completo los efectos atmosféricos, por lo cual esta estrategia resulta apropiada para líneas de base muy largas.

A.9. Reducción de las mediciones de presión

RINEX meteorológicos

La altura geopotencial de un sitio se define como $Z = \frac{\int_0^h g dz}{g_0}$, físicamente representa la diferencia de potencial terrestre respecto al geoide normalizada por la gravedad en superficie. Difiere de la altura ortométrica porque el campo gravitatorio terrestre no es perfectamente simétrico.

Las alturas elipsoidales de las estaciones meteorológicas se obtienen considerando la información disponible en los encabezados de los archivos RINEX. Puesto que la altura de la estación GNSS no coincide exactamente con la altura de la estación meteorológica, se aplica una corrección para obtener los parámetros sinópticos. En el presente trabajo las diferencias de altura elipsoidal oscilan entre -4,2 m y 15 m; por consiguiente es posible reemplazarlas por las diferencias entre alturas geopotenciales ΔZ .

La presión se reduce aplicando un modelo politrópico de atmósfera estándar [89]. Depende de la temperatura observada T_0 , de la presión observada P_0 , del gradiente térmico $L=0,006499$ K/m, de la gravedad normal a 45° de latitud $g_{45}=9,80665$ m/s², y de la constante del gas seco $R_d=287,05$ J kg⁻¹K⁻¹:

$$P = P_0 \left(\frac{T - L\Delta Z}{T_0} \right)^{\frac{g_{45}}{R_d L}} \quad (\text{A.34})$$

Base ISD-lite

Se calcula la altura elipsoidal para los datos brindados en el nivel medio del mar. Para tal fin, sólo es necesario determinar la ondulación geoidal extraída del modelo EGM2008 [58]. Para las estaciones meteorológicas los valores de la altura elipsoidal oscilan entre -72 m y 35 m.

Para ambas estaciones (GNSS - meteorológica), se transforman las alturas elipsoidales a alturas geopotenciales :

$$Z(h, \phi) = \frac{g(\phi)r(\phi)h}{g_{45}(r(\phi) + h)} \quad (\text{A.35})$$

Dónde

$r(\phi)$ representa el radio, para una latitud ϕ , sobre el elipsoide de referencia (WGS84).

$g(\phi)$ representa la gravedad normal en la misma latitud [81], que puede expresarse como:

$$g(\phi) = g_e \left(\frac{1 + k_s \text{sen}^2(\phi)}{\sqrt{1 - e^2 \text{sen}^2(\phi)}} \right) \quad (\text{A.36})$$

Dónde

e representa la excentricidad del elipsoide de referencia ($e = 0,0066943800229$).

g_e corresponde a la gravedad normal en el Ecuador ($g_e = 9,7803267714 \text{ ms}^{-2}$)

k_s es la constante de Somigliana ($k_s = 0,001931853$)

Luego se calcula la diferencia entre las alturas geopotenciales correspondientes a la estación GNSS y a la estación meteorológica, ΔZ , para aplicar la ecuación A.34 a fin de transformar la presión a la altura de la estación GNSS.

Base de Wyoming

En esta base los registros corresponden a la calibración altimétrica que se usa en aviación. La presión altimétrica representa una presión que ha sido reducida desde la altura de la estación hasta el nivel medio del mar. Para tal fin se considera la variación estándar de la presión con la altura, y la influencia que en ella generan los cambios de la temperatura con la altura. Se usa un perfil de temperatura obtenido considerando condiciones atmosféricas medias, a 40° de latitud norte en Estados Unidos. La calibración altimétrica A_0 indica el valor de la presión que fija la escala del altímetro en un avión, representa la altitud de la nave en tierra para la locación que efectuó la calibración. La expresión que vincula A_0 con la presión de la estación P_0 viene dada por:

$$P_0 = A_0 \left(\frac{LH_0}{T_{std}} \left(\frac{P_{std}}{P_0 - C} \right)^{\frac{g_{45}}{RL}} + 1 \right)^{\frac{-RL}{g_{45}}} + C \quad (\text{A.37})$$

Dónde H_0 representa la altura de la estación sobre el nivel medio del mar, $C = 0,3 \text{ hPa}$, (P_{std}, T_{std}) representan la presión y la temperatura estándar en el nivel medio del mar (1013,25 hPa y 288,15 K). La ecuación A.37 se resuelve de manera numérica, mediante un proceso iterativo.

Con el paso previo, se obtienen valores para la presión a la altura de la estación meteorológica. Su altura ortométrica es brindada por la NOAA, y su altura elipsoidal se calcula aplicando el modelo EGM2008 [58]. Para obtener las alturas geopotenciales de ambas estaciones (GNSS - meteorológica) se aplica la ecuación A.9. Luego se reducen los datos meteorológicos a la altura de la estación GNSS, usando la ecuación A.34.

A.10. Coeficientes para calcular la desviación estándar de PW

Para determinar un valor característico de σ_P , se trabaja con todas las estaciones GNSS que tienen disponibles los archivos meteorológicos RINEX. En cada una de ellas, se calcula el promedio pesado de las presiones P_1 , excluyendo los datos brindados en los RINEX meteorológicos, que se denominan P_2 . A fin de filtrar la información atípica, se calculan los valores medios cuadráticos y sus desviaciones estándares para P_i $i = 1, 2$, sin considerar las medidas cuyas diferencias absolutas con el valor medio cuadrático exceden a la desviación estándar. Luego, con los valores simultáneos de (P_1, P_2) , se determina en cada estación el valor medio cuadrático de las diferencias $P_1 - P_2$. De esta manera se concluye, que el valor medio de σ_P resulta ser de 0,9 hPa.

El modelo de Bevis para determinar T_m , arroja un σ_{T_m} de 6 K para una temperatura de 300 K. Este es un valor típico en nuestra región de análisis, y que corresponde a un error de un 2% en la estimación de T_m [10]. Puesto que los valores de T_m brindados por el modelo GPT2w tienen asociado un $\sigma_{T_m} < 1,5$ K [3], se ha optado por utilizar este último modelo. Hemos de recordar, que los valores de ZTD fueron filtrados tomando $\sigma_{ZTD} < 4$ mm.

A.11. Tablas

GNSS ID	ZTD	ZTD Fecha	PW	PW
	Fecha Inicial	Final	Fecha Inicial	Fecha Final
ABMF	25/12/2009	01/01/2014	25/12/2009	31/12/2013
	00:00	00:00	00:00	00:00
ACYA	01/01/2007	11/05/2013	01/01/2007	10/05/2013
	00:00	00:00	01:00	00:00
ANTC	01/01/2007	01/01/2014	-	-
	00:00	00:00		
AREQ	01/01/2007	01/01/2014	01/01/2007	31/12/2013
	00:00	00:00	00:30	00:00
AUTF	01/01/2007	01/01/2014	01/01/2007	30/12/2013
	00:00	00:00	09:00	21:00
AZUL	29/08/2007	01/01/2014	29/08/2007	31/12/2013
	20:00	00:00	20:30	00:00
BABR	18/02/2010	01/01/2014	-	-
	16:30	00:00		
BAIR	01/01/2009	01/01/2014	01/01/2009	14/09/2010
	00:00	00:00	12:00	00:00
BAVC	10/04/2009	01/01/2014	10/04/2009	30/12/2013
	00:00	00:00	11:00	23:00
BDOS	01/01/2007	10/12/2013	01/01/2007	08/12/2013
	00:00	11:00	00:00	23:30
BELE	05/01/2007	29/12/2013	05/01/2007	27/12/2013
	19:30	00:00	20:00	23:00

BOAV	05/09/2007 00:00	01/01/2014 00:00	05/09/2007 00:00	31/12/2013 00:00
BOGT	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	30/12/2013 23:00
BOMJ	01/01/2007 02:00	01/01/2014 00:00	02/04/2007 12:00	30/12/2013 21:00
BRAZ	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:30	30/12/2013 23:30
BRFT	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:30	30/12/2013 23:30
BRMU	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 01:00	31/12/2013 00:00
BUE2	01/01/2007 00:00	23/07/2011 00:00	01/01/2007 00:00	22/07/2011 00:00
BUEN	01/01/2007 00:00	30/12/2013 00:00	-	-
BYSP	06/05/2008 18:00	01/01/2014 00:00	06/05/2008 18:00	30/12/2013 23:00
CALL	26/07/2009 00:00	01/01/2014 00:00	26/07/2009 00:00	05/07/2011 00:00
CART	02/01/2007 17:00	31/12/2013 00:00	02/01/2007 17:30	30/12/2013 00:00
CATA	22/09/2008 17:00	01/01/2014 00:00	-	-
CEEU	03/03/2008 00:00	01/01/2014 00:00	03/03/2008 00:00	30/12/2013 23:30

CEFE	24/07/2007 19:00	01/01/2014 00:00	24/07/2007 19:00	30/12/2013 23:00
CEFT	01/01/2010 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2010 00:30	30/12/2013 23:30
CFAG	01/01/2007 00:00	14/12/2010 00:00	-	-
CHAC	16/06/2011 00:00	02/10/2013 00:00	16/06/2011 00:00	01/10/2013 00:00
CHET	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 13:00	31/12/2013 00:00
CHPI	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	30/06/2007 10:00	30/12/2013 22:00
CONZ	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	31/12/2013 00:00
COPO	01/01/2007 00:00	27/12/2013 00:00	01/01/2007 00:00	26/12/2013 00:00
COYQ	27/09/2007 00:00	12/04/2013 00:00	27/09/2007 00:00	11/04/2013 00:00
CRAT	04/01/2007 17:30	01/01/2014 00:00	08/01/2013 19:00	30/12/2013 22:30
CRO1	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 01:00	30/12/2013 22:30
CRUZ	05/09/2007 00:00	01/01/2014 00:00	05/09/2007 12:00	31/12/2013 00:00
CUCU	01/01/2007 00:00	31/12/2013 00:00	01/01/2007 15:00	30/12/2013 00:00

CUIB	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	31/12/2013 00:00
EBYP	01/01/2009 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2009 00:00	31/12/2013 00:00
ESQU	01/10/2008 00:00	01/01/2014 00:00	-	-
FALK	22/07/2008 00:00	01/01/2014 00:00	22/07/2008 00:00	31/12/2013 00:00
GCGT	04/01/2007 00:00	24/11/2011 20:00	04/01/2007 00:00	23/11/2011 00:00
GLPS	01/01/2007 00:00	28/12/2013 00:00	17/06/2010 23:30	15/03/2011 23:30
GOLD	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	08/12/2010 00:00	31/12/2013 00:00
GUAT	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	31/12/2013 00:00
GVAL	01/01/2007 02:00	01/01/2014 00:00	-	-
IGM1	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	30/12/2013 23:30
IMBT	05/09/2007 00:00	01/01/2014 00:00	16/09/2010 12:00	31/12/2013 00:00
IMPZ	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	02/04/2007 12:00	30/12/2013 23:30
INEG	20/01/2009 00:00	01/01/2014 00:00	20/01/2009 01:00	31/12/2013 00:00

IQQE	27/06/2008	01/01/2014	27/06/2008	31/12/2013
	17:30	00:00	21:30	00:00
IQUI	02/07/2009	01/01/2014	02/07/2009	31/12/2013
	00:00	00:00	00:00	00:00
ISPA	01/01/2007	01/01/2014	01/01/2007	30/12/2013
	00:00	00:00	00:00	23:30
KOUR	01/01/2007	01/01/2014	-	-
	00:00	00:00		
LHCL	01/01/2007	30/09/2013	-	-
	00:00	00:00		
LPAZ	02/01/2007	04/01/2012	02/01/2007	02/01/2012
	00:00	18:00	01:00	23:30
LPGS	01/01/2007	01/01/2014	02/01/2007	31/12/2013
	00:00	00:00	17:30	00:00
MABA	05/09/2007	01/01/2014	05/09/2007	30/12/2013
	00:00	00:00	00:00	23:00
MANA	02/01/2007	01/01/2014	02/01/2007	31/12/2013
	14:00	00:00	14:30	00:00
MAPA	01/01/2007	01/01/2014	01/01/2007	30/12/2013
	00:00	00:00	00:00	23:00
MARA	01/01/2007	27/12/2013	02/01/2007	25/12/2013
	00:00	00:00	12:00	23:30
MDO1	01/01/2007	10/12/2013	01/01/2007	08/12/2013
	00:00	00:00	00:30	23:30
MCLA	01/01/2007	01/01/2014	30/06/2007	30/12/2013
	02:00	00:00	00:00	23:00

MERI	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 01:00	31/12/2013 00:00
MGBH	02/01/2009 00:00	01/01/2014 00:00	02/01/2009 01:00	30/12/2013 23:00
MGIN	12/02/2008 00:00	01/01/2014 00:00	-	-
MPL2	09/11/2009 18:00	01/01/2014 00:00	09/11/2009 18:30	31/12/2013 00:00
MSCG	01/01/2008 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2008 00:00	30/12/2013 23:30
MTY2	01/01/2007 00:00	08/09/2013 00:00	01/01/2007 00:00	07/09/2013 00:00
MZAC	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	31/12/2013 00:00
NAUS	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	31/12/2013 00:00
NEIA	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	-	-
OAX2	01/01/2007 00:00	08/09/2013 00:00	01/01/2007 01:00	07/09/2013 00:00
OHI2	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	31/12/2013 00:00
ONRJ	31/03/2007 00:00	19/11/2013 00:00	31/03/2007 00:00	17/11/2013 23:00
PAAT	05/03/2010 00:00	01/01/2014 00:00	05/03/2010 07:00	30/12/2013 23:00

PAIT	07/04/2010	19/11/2013	07/04/2010	17/11/2013
	00:00	00:00	00:00	23:30
PALM	01/01/2007	01/01/2014	01/01/2007	30/12/2013
	00:00	00:00	02:00	23:30
PARC	01/01/2007	01/01/2014	01/01/2007	31/12/2013
	00:00	00:00	00:00	00:00
PBCG	03/04/2008	31/12/2013	03/04/2008	29/12/2013
	00:00	23:30	00:00	23:00
PEPE	01/01/2008	01/01/2014	01/01/2008	30/12/2013
	00:00	00:00	00:00	23:30
PIE1	24/01/2007	01/01/2014	-	-
	00:00	00:00		
POAL	22/01/2007	01/01/2014	22/01/2007	31/12/2013
	18:00	00:00	18:30	00:00
POLI	08/01/2007	01/01/2014	08/01/2007	29/12/2013
	00:00	00:00	00:30	22:30
POVE	02/01/2007	01/01/2014	02/01/2007	31/12/2013
	12:30	00:00	13:00	00:00
PTPE	01/01/2007	01/01/2014	30/06/2007	30/12/2013
	00:00	00:00	00:00	23:30
PRGU	10/04/2009	11/10/2013	-	-
	00:00	00:00		
PRMA	10/04/2009	11/10/2013	10/04/2009	09/10/2013
	00:00	00:00	00:00	23:00
PUMO	25/04/2007	01/01/2014	-	-
	17:00	00:00		

QUI1	01/01/2007 00:00	30/04/2010 00:00	-	-
RECF	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:30	30/12/2013 23:00
RIO2	21/04/2007 00:00	31/12/2013 12:00	21/04/2007 01:00	30/12/2013 00:00
RIOB	01/05/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/05/2007 00:00	31/12/2013 00:00
RIOD	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	30/12/2013 23:00
RIOP	29/04/2007 00:00	01/01/2014 00:00	-	-
RJCG	03/04/2008 00:00	11/10/2013 00:00	03/04/2008 00:00	09/10/2013 22:00
RNMO	01/01/2009 00:00	11/10/2013 00:00	01/01/2009 11:00	09/10/2013 22:00
RNNA	01/01/2009 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2009 00:00	30/12/2013 23:00
ROCD	09/04/2010 00:00	01/01/2014 00:00	-	-
ROGM	01/01/2008 00:00	11/10/2013 00:00	05/11/2008 15:30	09/10/2013 23:00
RWSN	01/01/2007 00:00	12/10/2012 23:30	-	-
SAGA	16/09/2007 00:00	01/01/2014 00:00	16/09/2007 11:00	30/12/2013 23:00

SALU	05/09/2007 00:00	01/01/2014 00:00	05/09/2007 00:00	30/12/2013 23:30
SANT	01/01/2007 00:00	15/04/2013 23:30	01/01/2007 00:00	14/04/2013 00:00
SAVO	06/09/2007 14:00	01/01/2014 00:00	06/09/2007 14:30	30/12/2013 23:00
SAMA	09/01/2012 00:00	31/12/2013 00:00	09/01/2012 00:00	30/12/2013 00:00
SCCH	03/04/2008 00:00	11/10/2013 00:00	03/04/2008 08:00	10/10/2013 00:00
SCLA	03/04/2008 00:00	11/10/2013 00:00	-	-
SCRZ	05/11/2009 00:00	30/12/2013 00:00	05/11/2009 00:30	29/12/2013 00:00
SCUB	01/01/2007 00:00	18/06/2013 16:00	01/01/2007 01:00	17/06/2013 00:00
SJRP	19/06/2009 00:00	10/10/2013 23:00	08/01/2013 23:00	09/10/2013 00:00
SL01	27/09/2009 00:00	01/01/2014 00:00	-	-
SMAR	01/01/2007 12:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 13:00	31/12/2013 00:00
SRLP	06/08/2008 00:00	22/11/2013 00:00	-	-
STHL	26/08/2011 00:00	01/01/2014 00:00	26/08/2011 00:00	31/12/2013 00:00

SSA1	05/09/2007 00:00	01/01/2014 00:00	05/09/2007 01:00	30/12/2013 23:00
SSIA	20/04/2007 00:00	01/01/2014 00:00	20/04/2007 01:00	31/12/2013 00:00
TAMP	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 01:30	31/12/2013 00:00
TERO	24/05/2008 00:00	01/01/2014 00:00	-	-
TOPL	01/01/2008 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2008 00:00	31/12/2013 00:00
TUCU	01/01/2007 00:00	20/11/2013 00:00	01/01/2007 00:30	18/11/2013 17:30
UBER	01/01/2007 02:00	01/01/2014 00:00	30/06/2007 00:00	30/12/2013 23:30
UCNF	15/01/2008 12:00	01/01/2014 00:00	15/01/2008 12:30	31/12/2013 00:00
UCOM	08/02/2007 00:00	15/11/2012 00:00	08/02/2007 00:30	13/11/2012 23:30
UCOR	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	31/12/2013 00:00
UFPR	05/09/2007 00:00	01/01/2014 00:00	05/09/2007 00:00	31/12/2013 00:00
UNRO	01/01/2007 00:00	01/01/2014 00:00	01/01/2007 00:00	31/12/2013 00:00
UNSA	04/01/2007 17:00	01/01/2014 00:00	04/01/2007 17:00	31/12/2013 00:00

UTAR	01/01/2007	01/01/2014	01/01/2007	30/12/2013
	00:00	00:00	00:00	23:30
VALN	01/01/2007	17/12/2013	24/07/2007	16/12/2013
	00:00	00:00	18:00	00:00
VALP	05/08/2008	01/01/2014	05/10/2008	30/12/2013
	21:30	00:00	12:00	23:30
VBCA	01/01/2007	01/01/2014	-	-
	00:00	00:00		
VESL	01/01/2007	20/12/2012	08/03/2007	19/12/2012
	00:00	00:00	18:00	00:00
VICO	01/01/2007	11/10/2013	-	-
	00:00	00:00		
VITH	01/01/2007	01/01/2014	01/01/2007	30/12/2013
	00:00	00:00	01:00	23:00
VOIL	24/02/2010	01/01/2014	24/02/2010	28/12/2013
	19:30	00:00	20:30	21:00

Tabla A.1: Disponibilidad de los productos generados: ZTD y PW

GNSS ID	ϕ	λ	h	RS	PW	CODE	IGS	JPL
ABMF	-61,53	16,26	-25,56	-	x	-	x	x
ACYA	-99,90	16,84	-4,91	-	x	-	-	-
ANTC	-71,53	-37,34	745,51	-	-	x	x	x
AREQ	-71,49	-16,47	2488,92	-	x	x	x	x
AUTF	-68,30	-54,84	71,89	-	x	-	-	-
AZUL	-59,88	-36,77	158,30	-	x	-	-	-

BABR	-44,99	-12,15	443,04	-	-	-	-	-
BAIR	-41,86	-11,31	723,90	-	x	-	-	-
BAVC	-40,80	-14,89	875,18	-	x	-	-	-
BDOS	-59,61	13,09	-38,62	x	x	x	x	x
BELE	-48,46	-1,41	9,08	x	x	-	-	-
BOAV	-60,70	2,85	69,52	x	x	-	-	-
BOGT	-74,08	4,64	2576,36	x	x	x	x	x
BOMJ	-43,42	-13,26	419,38	x	x	-	-	-
BRAZ	-47,88	-15,95	1106,02	-	x	x	x	x
BRFT	-38,43	-3,88	21,67	-	x	x	x	x
BRMU	-64,70	32,37	-11,64	-	x	x	x	x
BUE2	-58,52	-34,57	48,68	-	x	x	x	x
BUEN	-77,01	3,88	57,76	-	-	-	-	-
BYSP	-66,16	18,41	49,23	-	x	-	-	-
CALL	-77,15	-12,06	33,80	-	x	x	x	-
CART	-75,53	10,39	4,07	-	x	-	-	-
CATA	-65,77	-28,47	547,16	-	-	-	-	-
CEEU	-38,43	-3,88	21,73	-	x	-	-	-
CEFE	-40,32	-20,31	14,30	-	x	-	-	-
CEFT	-38,47	-3,71	4,90	-	x	-	-	-
CFAG	-68,23	-31,60	702,55	-	-	x	x	x
CHAC	-58,96	-27,42	78,04	-	x	-	-	-
CHET	-88,30	18,50	2,94	-	x	-	-	-

CHPI	-44,99	-22,69	617,42	-	x	x	x	x
CONZ	-73,03	-36,84	180,61	-	x	x	x	x
COPO	-70,34	-27,38	479,14	-	x	-	x	x
COYQ	-71,89	-45,51	476,16	-	x	x	x	x
CRAT	-39,42	-7,24	436,04	-	x	-	-	-
CRO1	-64,58	17,76	-31,95	-	x	x	x	x
CRUZ	-72,67	-7,61	236,01	-	x	-	-	-
CUCU	-72,49	7,90	311,18	-	x	-	-	-
CUIB	-56,07	-15,56	237,43	x	x	-	-	-
EBYP	-55,89	-27,37	139,85	-	x	-	-	-
ESQU	-71,32	-42,92	589,42	-	-	-	-	-
FALK	-57,87	-51,69	50,82	-	x	-	x	x
GCGT	-81,38	19,29	8,42	-	x	-	-	-
GLPS	-90,30	0,00	1,78	-	x	x	x	x
GOLD	-116,89	35,43	986,65	-	x	x	x	x
GUAT	-90,52	14,59	1519,86	-	x	x	x	x
GVAL	-41,96	-18,86	178,64	-	-	-	-	-
IGM1	-58,44	-34,57	50,70	x	x	-	-	-
IMBT	-48,66	-28,23	31,38	-	x	-	-	-
IMPZ	-47,50	-5,49	104,99	-	x	x	-	-
INEG	-102,28	21,86	1887,72	-	x	x	x	x
IQQE	-70,13	-20,27	38,99	-	x	-	x	x
IQUI	-73,27	-3,77	122,13	-	x	x	-	-

ISPA	-109,34	-27,12	112,47	-	x	x	x	x
KOUR	-52,81	5,25	-25,75	-	-	x	x	x
LHCL	-65,60	-38,00	404,56	-	-	-	-	-
LPAZ	-110,32	24,14	-6,85	-	x	-	-	-
LPGS	-57,93	-34,91	29,87	-	x	x	x	x
MABA	-49,12	-5,36	79,81	-	x	-	-	-
MANA	-86,25	12,15	71,02	-	x	x	x	x
MAPA	-51,10	0,00	-4,24	-	x	-	-	-
MARA	-71,62	10,67	28,34	-	x	-	-	-
MCLA	-43,88	-16,72	656,53	-	x	-	-	-
MDO1	-104,01	30,68	2004,49	-	x	x	x	x
MERI	-89,62	20,98	7,86	-	x	-	-	-
MGBH	-43,92	-19,94	974,84	-	x	-	-	-
MGIN	-46,33	-22,32	883,71	-	-	-	-	-
MPLA	-57,53	-38,04	20,14	-	x	-	-	-
MSCG	-54,54	-20,44	676,47	x	x	-	-	-
MTY2	-100,31	25,72	521,73	-	x	-	-	-
MZAC	-68,88	-32,90	859,87	x	x	-	-	-
NAUS	-60,06	-3,02	93,91	x	x	-	-	-
NEIA	-47,92	-25,02	6,03	-	-	-	-	-
OAX2	-96,72	17,08	1607,26	-	x	-	-	-
OHI2	-57,90	-63,32	32,49	-	x	x	x	x
ONRJ	-43,22	-22,90	35,61	-	x	-	-	-

PAAT	-52,18	-3,20	162,54	-	x	-	-	-
PAIT	-56,04	-4,29	9,46	-	x	-	-	-
PALM	-64,05	-64,78	31,10	-	x	x	x	x
PARC	-70,88	-53,14	22,28	x	x	x	x	x
PBCG	-35,91	-7,21	534,08	-	x	-	-	-
PEPE	-40,51	-9,38	369,08	x	x	-	-	-
PIE1	-108,12	34,30	2347,73	-	-	x	x	x
POAL	-51,12	-30,07	76,74	x	x	-	-	-
POLI	-46,73	-23,56	730,68	x	x	-	-	-
POVE	-63,90	-8,71	119,59	x	x	x	x	x
PPTE	-51,41	-22,12	431,04	-	x	-	-	-
PRGU	-51,49	-25,38	1043,15	-	-	-	-	-
PRMA	-51,94	-23,41	543,34	-	x	-	-	-
PUMO	-84,97	10,06	17,93	-	x	-	-	-
QUI1	-78,49	0,00	2922,54	-	-	-	-	-
RECF	-34,95	-8,05	20,14	-	x	x	x	x
RIO2	-67,75	-53,79	32,02	-	x	x	x	x
RIOB	-67,80	-9,97	172,62	-	x	-	-	-
RIOD	-43,31	-22,82	8,63	-	x	-	-	-
RIOP	-78,65	-1,65	2817,18	-	-	x	x	x
RJCG	-41,33	-21,76	9,93	-	x	-	-	-
RNMO	-37,33	-5,20	23,38	-	x	-	-	-
RNNA	-35,21	-5,84	45,97	-	x	-	-	-

ROCD	-60,54	-13,12	451,72	-	-	-	-	-
ROGM	-65,33	-10,78	157,78	-	x	-	-	-
RWSN	-65,11	-43,30	27,39	-	-	-	-	-
SAGA	-67,06	0,00	94,88	-	x	-	-	-
SALU	-44,21	-2,59	18,99	-	x	x	x	x
SAMA	-74,19	11,23	22,73	-	x	-	-	-
SANT	-70,67	-33,15	723,08	-	x	x	x	x
SAVO	-38,43	-12,94	76,30	-	x	x	x	x
SCCH	-52,60	-27,14	744,20	-	x	-	-	-
SCLA	-50,30	-27,79	940,68	-	-	-	-	-
SCRZ	-63,16	-17,80	442,09	-	x	-	-	-
SCUB	-75,76	20,01	20,91	-	x	x	x	x
SJRP	-49,36	-20,79	535,93	-	x	-	-	-
SL01	-66,31	-33,16	864,77	-	-	-	-	-
SMAR	-53,72	-29,72	113,14	-	x	-	-	-
SRLP	-64,28	-36,62	223,86	-	-	-	-	-
SSA1	-38,52	-12,98	-2,10	-	x	-	-	-
SSIA	-89,12	13,70	626,64	-	x	x	x	x
STHL	-5,67	-15,94	453,18	-	x	x	x	x
TAMP	-97,86	22,28	21,05	-	x	-	-	-
TERO	-64,26	-27,79	221,95	-	-	-	-	-
TOPL	-48,33	-10,17	256,55	-	x	-	-	-
TUCU	-65,23	-26,84	485,02	-	x	-	-	-

UBER	-48,32	-18,89	791,80	-	x	-	-	-
UCNF	-70,41	-23,68	72,75	-	x	-	-	-
UCOM	-104,40	19,12	-9,70	-	x	-	-	-
UCOR	-64,19	-31,43	462,78	-	x	-	-	-
UFPR	-49,23	-25,45	925,78	-	x	x	x	x
UNRO	-60,63	-32,96	66,87	-	x	-	-	-
UNSA	-65,41	-24,73	1257,81	-	x	x	x	x
UTAR	-70,30	-18,49	87,80	-	x	-	-	-
VALN	-71,64	-33,03	119,24	-	x	-	-	-
VALP	-71,63	-33,03	31,19	-	x	-	x	x
VBCA	-62,27	-38,70	59,47	-	-	-	-	-
VESL	-2,84	-71,67	862,36	-	x	x	x	x
VICO	-42,87	-20,76	665,95	-	x	-	-	-
VITH	-64,97	18,34	4,42	-	x	-	-	-
VOIL	-72,31	18,53	240,60	-	x	-	-	-

Tabla A.2: Localización de cada estación GNSS, junto con la existencia 'x' o ausencia '-' de otros parámetros derivados o comparados con el ZTD calculado

Bibliografía

- [1] D. Andrews. *Introduction to atmospheric physics*. Cambridge University Press, 2010. 2.1
- [2] J. Askne and H. Nordius. Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*, 1987. 2.2.5.5, 4.4.1
- [3] J. Böhm, G. Moller, M. Schindelegger, G. Pain, and R. Weber. Development of an improved empirical model for slant delays in the troposphere (GPT2w). *GPS Solutions*, 2015. 2.2.5.4, 3.1.1.3, 3.3, 4.1, 4.4.1, 4.4.1, 4.4.1, 5.3.1, A.10
- [4] J. Böhm, A. Niell, P. Tregoning, and H. Schuh. Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 2006. 2.2.5.4
- [5] J. Böhm and H. Schuh. Vienna mapping functions in VLBI analyses. *Geophysical Research Letters*, 2003. 2.2.5.4
- [6] J. Böhm, B. Werl, and H. Schuh. Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal Geophys. Res.*, 2006. 2.2.5.4
- [7] R. Barray and Chorley R. *Atmosphere, Weather and Climate*. Routledge, 2003. 2.2.1
- [8] L. Bengtsson, S. Hagemann, and K. Hodges. Can climate trends be calculated from reanalysis data? *Journal Geophys. Res.*, 109:1748–9326, 2004. 2.1.1
- [9] M. Bevis, S. Businger, S. Chiswell, T. Herring, R. Anthes, C. Rocken, and R. Warre. GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water. *Journal Appl. Meteor.*, 1994. 3.3.2

- [10] M. Bevis, S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes, and R. Ware. GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor using the Global Positioning System. *Journal Geophys. Res.*, 97:15787–15801, 1992. 2.1.1, 2.2.1, 2.2.5.4, 2.2.5.4, 2.2.5.5, 2.2.5.5, 2.2.5.6, 3.3, 3.3.2, A.10
- [11] C. Bianchi, L. Mendoza, L. Fernández, M. Natali, A. Meza, and J. Moirano. Time series of atmospheric water vapour and troposphere zenith total delay, over Central and South America, from a homogeneous GNSS reprocessing (MAGGIA ZTD & IWV Solution 1). PANGAEA Data Publisher for Earth & Environmental Science, 2016. 4.5
- [12] R. Biondi, T. Neubert, S. Syndergaard, and J. Nielsen. Measurements of the upper troposphere and lower stratosphere during tropical cyclones using the GPS radio occultation technique. *Adv. in Space Research*, 2011. 2.2.5.6
- [13] O. Bock, M. Bouin, A. Walpersdorf, J. Lafore, S. Janicot, F. Guichard, and A. Panareda. Comparison of ground based GPS precipitable water vapour to independent observations and NWP model reanalyses over Africa. *Journal of Meteorological Society*, 2007. 2.1.2.1
- [14] O. Bock and M. Nuret. Verification of NWP Model Analyses and Radiosonde Humidity Data with GPS Precipitable Water Vapor Estimates during AMMA. *Annales Geophysicae*, 2009. 2.2.5.6, 5.2.1
- [15] A. Bokoye, A. Royer, P. Cliche, and N. O Neill. Calibration of Sun Radiometer Based Atmospheric Water Vapor Retrievals Using GPS Meteorology. *Journal Atmos. Oceanic. Technol.*, 2007. 2.2.5.6
- [16] E. Browell, S. Ismail, and W. Grant. Differential absorption lidar (DIAL) measurements from air and space. *Applied Physics B*, 1998. 2.2.2
- [17] S. Byram and C. Hackman. IGS Final Troposphere Product Update. In *Workshop2014*, 2014. 4.2.1, 5.1.1
- [18] P. Chang-Geun, B. Jeongho, and C. Jungho. Analysis on Characteristics of Radiosonde Bias Using GPS Precipitable Water Vapor. *Journal of Astronomy and Space Sciences*, 2010. 5.2.1
- [19] R. Charara. Real-time Water-Vapor and TEC calculation using GNSS reference station infrastructure. In *40th COSPAR Scientific Assembly. Held 2-10 August 2014, in Moscow, Russia.*, 2014. 2.2.5.6

- [20] G. Chen and T. Herring. Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *Journal Geophys. Res.*, 1997. 3.1.1.3
- [21] P. Chen and W. Yao. *GTm X A New Version Global Weighted Mean Temperature Model*. Springer Verlag Berlin Heidelberg, 2015. 2.2.5.5, 4.4.1
- [22] S. Choy, C. Wang, K. Zhang, and Kuleshov Y. GPS sensing of precipitable water vapour during the March 2010 Melbourne storm. *Adv. in Space Research*, 2013. 2.2.5.6
- [23] R. Dach, U. Hugentobler, P. Fridez, and M. MeindlSanz. *Bernese GPS Software 5.0*. Astronomical Institute Univ. of Bern, 2007. 2.2.5.3, 2.2.5.3, 3.1, 3.2.2.3, 3.2.2.3, A.1, A.5, A.5
- [24] R. Dach, S. Lutz, P. Walser, and P. Fridez. *Bernese GNSS Software Version 5.2*. Astronomical Institute Univ. of Bern, 2015. 2.2.5.3, 3.1.1
- [25] R. Dach and other authors. Technical Report 2014. Technical report, IGS Central Bureau, 2014. 3.2.3
- [26] D. Dee, S. Uppala, A. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, and others authors. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. Journal R. Meteorol. Soc.*, 2011. 2.1.2.1
- [27] S. Desai and other authors. GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software (GYPSY-OASIS). <https://gipsy-oasis.jpl.nasa.gov/>. 3.2.3
- [28] Drewes and other authors. *Vertical Reference Systems: IAG Symposium Cartagena, Colombia*. Springer, 2013. 3.1.1.3
- [29] EUMETNET. <http://egvap.dmi.dk/eumetnet>. 2.2.5.6
- [30] L. Fernández, P. Salio, M. Natali, and A. Meza. Estimation of the precipitable water vapor from GPS measurements in Argentina: validation and qualitative analysis of the results. *Adv. in Space Research*, 2010. 2.2.5.5
- [31] M. Fritsche, R. Dietrich, C. Knöfel, A. Rülke, S. Vey, M. Rothacher, and P. Steigenberger. Impact of higher-order ionospheric terms on GPS estimates. *Geophysical Research Letters*, 2005. 3.1.1.1
- [32] G. Gendt and R. Schmid. Planned changes to IGS antenna calibrations, IGSMail-5189. <http://igsb.jpl.nasa.gov/mail/igsmail/2005/msg00111.html>. 3.1.1.2

- [33] G. Guerova, J. Bettems, E. Brockmann, and C. Matzler. Assimilation of the GPS derived integrated water vapour IWV in the Meteo Swiss numerical weather prediction model - a first experiment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2004. 2.2.5.6
- [34] S. Heise, G. Dick, G. Gendt, T. Schmidt, and J. Wickert. Integrated water vapor from IGS ground-based GPS observations: initial results from a global 5-min data set. *Annales Geophysicae*, 2009. 2.1.2.1, 2.2.5.6
- [35] Hofmann - Wellenhof, B. Lichtenegger, H. and Wasle, E. *GNSS – Global Navigation Satellite Systems GPS, GLONASS, Galileo, and more*. SpringerWienNewYork, 2008. A.5, A.5
- [36] IGSrepro2. <http://acc.igs.org/reprocess2.html>. 3.1.1.1
- [37] O. Isioye, L. Combrinck, and J. Botai. Performance Evaluation of Blind Tropospheric Delay correction Models over Africa. *South African Journal of Geomatics*, 2015. 4.4.1, 4.4.1, 5.3.1
- [38] S. Jade and M. Vijayan. GPS-based atmospheric precipitable water vapor estimation using meteorological parameters interpolated from NCEP global reanalysis data. *Journal Geophys. Res.*, 2008. 2.2.5.6
- [39] S. Jin, E. Cardellach, and F. Xie. *GNSS Remote Sensing. Theory, Methods and Applications*. Springer, 2014. 2.2.5.1, 2.2.5.1, 2.3.0.7, 2.3.0.7, 2.3.0.7
- [40] M. Kottke, J. Grieser, C. Beck, B. Rudolf, and F. Rubel. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 2006. 4.3.1.2, 4.4.1, 5.3.2
- [41] J. Kouba. *A guide to using International GNSS Service (IGS) Products*, 2009. 3.2.3
- [42] J. Kouba. Testing of Global Pressure/Temperature (GPT) model and Global Mapping Function (GMF) in GPS analyses. *Journal Geod.*, 2009. 2.2.5.4
- [43] E. Kursinski, G. Hajj, S. Leroy, and B. Herman. Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System. *Journal Geophys. Res.*, 1997. 2.3.0.7, 2.3.0.7, 2.3.0.7
- [44] M. Labanda. *Calibración Cruzada del Radiómetro de Microondas MWR en la misión Aquarius/SAC*. PhD thesis, Universidad Nacional de Córdoba Facultad de Matemática, Astronomía y Física, 2011. 2.2.3

- [45] K. Lagler, M. Schindelegger, J. Böhm, H. Krásná, and T. Nilsson. GPT2: Empirical slant delay model for radio space geodetic techniques. *Geophysical Research Letters*, 2013. 2.2.5.4, 3.2.3
- [46] A. Leick, L. Rapoport, and D. Tatarnikov. *GPS Satellite Surveying*. 2015. 2.2.4, 2.2.5.4, 2.2.5.4
- [47] T. Letellier. *Etude des ondes de marée sur les plateaux continen- taux*. PhD thesis, Université de Toulouse III, Ecole Doctorale des Sciences de l'Univers, 2004. 3.1.1.1
- [48] Z. Li, J. Muller, and P. Cross. Comparison of precipitable water vapor derived from radiosonde, GPS, and Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer measurements. *Journal Geophys. Res.*, 2003. 2.2.5.6
- [49] Y. Liou, Y. Teng, T. Van Hove, and C. Liljegren. Comparison of Precipitable Water Observations in the Near Tropics by GPS, Microwave Radiometer, and Radiosondes. *Journal Appl. Meteor.*, 2001. 2.2.5.6
- [50] D. Mac Millan. Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations. *Geophysical Research Letters*, 1995. 3.1.1.3
- [51] G. Mader. GPS antenna calibration at the National Geodetic Survey. *GPS Solutions*, 1999. 3.1.1.2
- [52] J. Marini. Correction of Satellite Tracking Data for an Arbitrary Tropospheric Profile. *Radio Science*, 1972. 2.2.5.4
- [53] T. Musa, S. Amir, R. Othman, S. Ses, K. Omar, K. Abdullah, S. Lim, and C. Rizos. GPS meteorology in a low-latitude region: Remote sensing of atmospheric water vapor over the Malaysian Peninsula. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2011. 5.1.1
- [54] A. Niell. Global Mapping Function for the Atmosphere Delay at radio Wavelength. *Journal of Geophysical Research*, 1996. 2.2.5.4
- [55] T. Nilsson and G. Elgered. Long-term trends in the atmospheric water vapor content estimated from ground-based GPS data. *Journal Geophys. Res. Atmosphere*, 2008. 4.4.3, 4.4.3
- [56] J. Nott. *Extreme Events A Physical Reconstruction and Risk Assessment*. Cambridge University Press, 2006. 3.3.1
- [57] J. Ortiz de Galisteo, Y. Bennouna, C. Toledano, V. Cachorro, P. Romero, M. Andrés, and B. Torres. Analysis of the annual cycle of the precipitable water vapour over Spain from 10-year homogenized series of GPS data. *Q. Journal R. Meteorol. Soc.*, 2014. 2.2.5.6

- [58] N. Pavlis, S. Holmes, S. Kenyon, and J. Factor. An Earth Gravitational Model to Degree 2160:EGM2008. In *EGU General Assembly 2008*, 2008. 4.4.2.1, A.9, A.9
- [59] M. Peel, B. Finlayson, and T. Mc Mahon. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2007. 4.4.1
- [60] G. Petit and B. Luzum. IERS Conventions (2010). Technical Report 36, IERS Conventions Centre, 2010. 3.1.1.3
- [61] H. Plag, Z. Altamimi, S. Bettadpur, G. Beutler, A. Beyerle, D. Cazenave, A. Crossley, and others authors. *Global Geodetic Observing System Meeting the requirements of a global society on a changing planet in 2020*. Springer Berlin Heidelberg, 2009. 2.2.4, 2.5, 2.2.4.1
- [62] R. Ray. Precise comparisons of bottom-pressure and altimetric ocean tides. *Journal Geophys. Res.*, 2013. 3.2.3
- [63] S. Richardson, F. Guichard, and B. Lesht. The Radiative Impact of the Radiosonde Relative Humidity Bias. In *Tenth ARM Science Team Meeting Proceedings*. U.S. Department of Energy, 2000. 5.2.1
- [64] RINEX. <https://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/data/format/rinex210.txt>. 3.2.1.1
- [65] W. Rohm, Y. Yuan, B. Biadegligne, K. Zhang, and J. Le Marshall. Ground-based GNSS ZTD/IWV estimation system for numerical weather prediction in challenging weather conditions. *Atmospheric Research*, 2014. 2.2.5.6
- [66] J. Saastamoinen. *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, chapter Atmospheric Correction for the Troposphere and Stratosphere in Radio Ranging Satellites. American Geophysical Union, 1972. 2.2.5.4, 2.2.5.5
- [67] J. Saastamoinen. Contributions to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Géodésique*, 1973. 3.3, 3.3.2, 5.1.1, 5.3.2
- [68] T. Sakai, T. Nagai, and M. Nakazato. Comparisons of Raman Lidar Measurements of Tropospheric Water Vapor Profiles with Radiosondes, Hygrometers on the Meteorological Observation Tower, and GPS at Tsuka, Japan. *Journal Atmos. Oceanic Technol.*, 2007. 2.2.5.6
- [69] M. Salby. *Physics of the Atmosphere and Climate*. 2011. 2.2, 2.3, 2.4

- [70] J. Sanz Subirana, J. Zornoza, and M. Hernández Pajares. *GNSS DATA PROCESSING Volume I: Fundamentals and Algorithms*. ESA Communications ESTEC, PO Box 299, 2200 AG Noordwijk, the Netherlands, 2013. 2.2.5.2, 2.2.5.3, 2.2.5.3
- [71] S. Schaer, G. Beutler, and M. Rothacher. Mapping and predicting the ionosphere. In *GPS Service Analysis Center Workshop*. GPS Service Analysis Center Workshop, Eur. Space Agency, Darmstadt, Germany, 1998. 3.1.1.1
- [72] Seeber, G. *Satellite Geodesy*. Walter de Gruyter, 2003. 2.2.4.2, 2.2.4.2, 2.2.5.3
- [73] A. Sibois, C. Selle, S. Dasai, Sibthorpe A., and J. Weiss. An update empirical model for solar radiation pressure forces acting on GPS satellites. IGS Workshop, Pasadena, CA, June 23–27. 3.2.3
- [74] A. Simmons, S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi. ERAInterim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsl.*, 2007. 2.1.2.1
- [75] S. Solomon and other authors. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007. 2.1.1
- [76] P. Steigenberger, V. Tesmer, M. Krügel, D. Thaller, R. Schmid, S. Vey, and M. Rothacher. Comparisons of homogeneously reprocessed GPS and VLBI long time-series of troposphere zenith delays and gradients. *Journal Geod.*, 2007. 5.3.3
- [77] B. Stoew and E. Gunnar. Spatial and temporal correlations of the GPS estimation errors. *TOUGH Project Rep*, 2005. 3.2.3
- [78] SUOMINET. <http://www.suominet.ucar.edu/index.html>. 2.2.5.6
- [79] K. Teke, E. Tanır Kayıkç, J. Böhm, and H. Schuh. Modelling Very Long Baseline Interferometry (VLBI) observations. *Journal of Geodesy and Geoinformation*, 2012. 2.2.4.1
- [80] M. Trallini and S. Lichten. Stochastic Estimation of Tropospheric Path Delays in Global Positioning System Geodetic Measurements. *Bull. Geod*, 1990. 2.2.5.6
- [81] T. Van Dam and R. Ray. S1 and S2 Atmospheric Tide Loading Effects for Geodetic Applications. <http://geophy.uni.lu/ggfc-atmosphere/tide-loading-calculator.html>, 2010. 3.1.1.1, 5.1.1, A.9

- [82] S. Vey, R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, M. Rothacher, and P. Steigenberger. Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses: Comparisons between NMF and IMF. *Geophysical Research Letters*, 2006. 3.2.3, 5.1.1
- [83] W. Wagner and A. Pruss. International Equations for the Saturation Properties of Ordinary Water Substance. Revised According to the International Temperature Scale of 1990. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 1993. 2.2.1
- [84] J. Wallace and P. Hobbs. *Atmospheric Science, An Introductory Survey*. Academic Press., 1977. 2.1, 2.1
- [85] J. Wang and L. Zhang. Systematic Errors in Global Radiosonde Precipitable Water Data from Comparisons with Ground-Based Measurements. *Journal Climate*, 2007. 2.2.5.6, 3.3.3, 5.2.1
- [86] J. Wang and L. Zhang. Systematic Errors in Global Radiosonde Precipitable Water Data from Comparisons with Ground-Based GPS Measurements. *Journal Climate*, 2008. 2.2.1
- [87] J. Wang, L. Zhang, A. Dai, T. Van Hove, and J. Van Baelen. A near-global, 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground-based GPS measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2007. 2.2.5.6, 3.3.1
- [88] H. Yu, P. Ciesielski, J. Wang, H. Kuo, H. Vömel, and R. Dirksen. Evaluation of Humidity Correction Methods for Vaisala RS92 Tropical Sounding Data. *Journal Atmos. Oceanic. Technol.*, 2015. 5.2.1
- [89] W. Zdunkowski and A. Bott. *Thermodynamics of the atmosphere*. Cambridge University Press, 2004. A.9