



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CATALUÑA

**DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA DEL TERRENO,
CARTOGRÁFICA Y GEOFÍSICA.**

TESIS DOCTORAL

**DETERMINACIÓN DE UN GEOIDE DE PRECISIÓN EN ÁREAS DE
PEQUEÑA EXTENSIÓN. APLICACIÓN EN EL PARQUE NACIONAL DE
DOÑANA.**

Autora:

D^a. M^a Amparo Núñez Andrés

Directores:

Dr. D. Josep A. Gili Ripoll

Dr. D. Ángel E. Martín Furones

Julio, 2006

Agradecimientos

Mi más sincero agradecimiento a mis dos directores de tesis y a todos los componentes de los proyectos de la CICyT MADRE I y MADRE II, especialmente a Felipe Buill, Gabriel Cambrero, Enric Ibáñez, Nieves Lantada, Rogelio López, Javier Martín, Carol Puig y a Marisol Manzano y Maite Colomines. Agradecer también su colaboración a las secciones de geodesia y geofísica del Instituto Geográfico Nacional y al Institut Cartogràfic de Catalunya.

Agradecer la oportunidad de poder realizar una estancia en el Department of Geophysics del Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics de la Universidad de Copenhagen y al profesor Carl Christian Tcherning por su atención y ayuda durante ésta, así como a Rene Forsberg por toda la información facilitada.

Al personal de la Junta del Puerto de Sevilla, especialmente al Sr. Antonio Paramés por su amabilidad a la hora de facilitarnos la información solicitada.

A la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, Sr. Benigno Bayán, por la información facilitada sobre el modelo ajustado por GEA -Cartografía.

Gracias a los profesores José Ángel Mintegui y José Carlos Robredo de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes de la Universidad Politécnica de Madrid por facilitarnos los datos de la red de nivelación del interior del Parque.

Al profesor J.M. Salvany por su tiempo y la información facilitada sobre el Parque Nacional de Doñana.

Por último agradecer a todo el personal de la Estación Biológica de Doñana (CSIC), y en especial a todo el personal del Palacio de Doñana, igualmente al personal del P.N. de Doñana, en especial a Carlos Urdiales, por toda la ayuda prestada durante las campañas de observación.

A todos aquellos que de alguna forma han contribuido y me han dado ánimos para la realización de este trabajo.

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract.....	3
1 INTRODUCCIÓN	7
1.1 OBJETIVOS.....	11
1.2 CONTENIDO.....	12
1 INTRODUCTION.....	15
1.1 OBJECTIVES	19
1.2 CONTENTS	20
2 EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA.....	23
2.1 ECOSISTEMAS.....	25
2.1.1 Unidades básicas	27
2.2 GEOLOGÍA	33
2.3 HIDROGEOLOGIA.....	37
3 MÉTODOS DE CÁLCULO DEL GEOIDE.....	43
3.1 DESARROLLO DEL POTENCIAL GRAVITATORIO	43
3.2 MÉTODOS ASTROGEODESICOS.....	45
3.3 MÉTODOS GRAVIMÉTRICOS.....	47
3.3.1 Escenario Stokes-Helmert	48
3.3.2 Escenario Molodensky. Método de Colocación Mínimo Cuadrática.	51
3.4 MÉTODOS GEOMÉTRICOS (GPS/NIVELACION).....	55
3.5 MÉTODOS HÍBRIDOS O COMBINADOS	56
4 MODELOS DE GEOIDE. MODELOS DISPONIBLES EN EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA.	61
4.1 MODELOS GLOBALES.....	61
4.1.1 Presente y futuro de los modelos globales	65
4.2 GEOIDES CONTINENTALES.....	74
4.3 GEOIDES REGIONALES Y LOCALES.....	76
4.3.1 Futuro de los modelos regionales y locales. Gravimetría aerotransportada	80

5	ANÁLISIS Y AJUSTE DE LOS MODELOS DE GEOIDE EXISTENTES EN EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA	87
5.1	INTRODUCCIÓN.....	87
5.2	OBTENCIÓN DE LA COTA GEOMÉTRICA	89
5.2.1	Redes de nivelación nacionales.....	89
5.2.2	Red de la Junta del Puerto de Sevilla.....	89
5.2.3	Redes de nivelación interiores al Parque Nacional de Doñana.....	91
5.2.4	Elección de puntos	95
5.3	OBSERVACIÓN GRAVIMÉTRICA	99
5.3.1	Correcciones a las observaciones.....	101
5.3.2	Errores accidentales	103
5.3.3	Compensación de los itinerarios.....	103
5.3.4	Comprobación de las observaciones	104
5.4	OBTENCIÓN DE LA COTA ELIPSOIDAL	107
5.5	CÁLCULO DE LA COTA ORTOMÉTRICA Y DE LA ONDULACIÓN DIRECTA ...	109
5.6	AJUSTE Y COMPROBACIÓN DE LOS MODELOS IBERGEO95 Y EGG97	111
6	DETERMINACIÓN DE UN MODELO DE GEOIDE EN EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA.	121
6.1	ONDULACIÓN FINAL OBSERVADA	122
6.1.1	Nuevas observaciones GPS.....	124
6.1.2	Observación de la nivelación geométrica. Densificación de la red propia.....	129
6.1.3	Nuevas observaciones de gravedad.....	131
6.1.4	Obtención de la cota ortométrica y de la ondulación directa.....	133
6.1.5	Interpolación por predicción mínimo cuadrática.....	137
6.2	OBTENCIÓN DE LA ONDULACIÓN RESIDUAL	144
6.2.1	Contribución del modelo global, N_{MG}	144
6.2.2	Contribución de la topografía, N_{top}	145
6.2.3	Ondulación residual, N_{res}	149
6.3	PREDICCIÓN DE LA ONDULACIÓN.....	150
7	CONCLUSIONES.....	163
8	CONCLUSIONS	169
	BIBLIOGRAFÍA.....	173

ANEJO A. REDES DE NIVELACIÓN NACIONALES	189
A.1 Red de Nivelación de Precisión (N.P.).....	189
A.2 Red de Nivelación de Alta Precisión (N.A.P.).....	192
ANEJO B. OBTENCIÓN DE UN MODELO DIGITAL DEL TERRENO CONTINUO.....	197
B.1 El MDT25	197
B.2 Modelo Digital del Terreno - Batimetría.....	201
ANEJO C. PARÁMETROS DE TRANSFORMACIÓN.....	203
ANEJO D. RESEÑAS	205
ANEJO E. MODELO DOÑANA2005	329

Resumen

La presente memoria de tesis recoge parte de la investigación realizada en el seno de dos proyectos de la DGICyT (Dirección General de Investigación Científica y Técnica) en el Parque Nacional de Doñana. Los principales objetivos geodésicos de dichos proyectos son el establecimiento de un marco de referencia para el posicionamiento en el Parque y la determinación de un geoide de precisión en el mismo, el cual permitirá la obtención de cotas ortométricas derivadas de observaciones GPS, de gran utilidad para los estudios en el ámbito de hidrología e hidrogeología que se realizan en la zona. No disponer de este modelo de geoide provocaría errores en la determinación de las cotas ortométricas a partir de las elipsoidales debido al fuerte gradiente que presenta en la zona la ondulación del geoide.

El Parque Nacional de Doñana es un área protegida por su gran riqueza ecológica de una extensión aproximada de 500 km², localizada en la costa SW de España, entre las provincias de Huelva y Sevilla. Prácticamente la mitad de su extensión corresponde a la zona de marisma, cubierta de agua durante buena parte del año, hecho que junto a la protección a que están sometidas algunas zonas dificulta enormemente los trabajos de observación en campo.

La primera parte de los trabajos se centra en el análisis de las redes geodésicas y de nivelación existentes en la zona. Es importante conocer el estado y precisión de las mismas puesto que será en ellas en las que se base la red implantada en la zona interior del Parque, cuyos vértices serán empleados en el ajuste inicial de diferentes modelos de geoide y posteriormente en el cálculo de un nuevo modelo. La red propia establecida está enlazada con la red nacional REGENTE y las redes de nivelación de alta precisión, N.A.P.

Se ha comprobado la bondad en la zona de estudio de los geoides gravimétricos IBERGEO95 y EGG97, de ámbito regional y continental respectivamente. Se ha realizado el ajuste de ambos a partir de las observaciones GPS/nivelación/gravimetría en puntos seleccionados en dos ejes en dirección aproximada N-S y E-W, con el fin de tener controlada cualquier variación direccional.

La comprobación del ajuste del IBERGEO95 y EGG97 permite deducir que no se garantiza una precisión centimétrica en el ámbito del Parque. Por ello se ha optado por calcular un geoide geométrico en la zona mediante la técnica eliminar-restaurar, usando en este proceso el modelo global CG01 obtenido de la solución combinada de datos terrestres y datos procedentes de las misiones espaciales CHAMP y GRACE, y el modelo digital de elevaciones fruto de la integración del MDT25 del Instituto Geográfico Nacional con datos de la batimetría de la zona del Instituto Hidrográfico de la Marina. El modelo final tiene una resolución de 25 m x 25 m.

Los datos observados para el desarrollo de esta tesis así como el modelo de geoide obtenido (denominado Doñana 2005) serán de gran ayuda para diferentes estudios sobre la hidrología superficial de la marisma, y sobre la estructura tectónica e hidrogeológica del Parque. Estos estudios se encuentran activos en la actualidad, y muestran de forma clara la interrelación entre las disciplinas geodésicas (en varios de sus ámbitos), las geológicas y las hidrogeológicas.

Abstract

The following dissertation partially gathers the research carried out within two projects of the DGICyT (Dirección General de Investigación Científica y Técnica¹) in the National Park of Doñana. The main objectives of those projects were to establish a reference mark for positioning within the park and determine an accurate geoid. This would allow obtaining orthometric dimensions derived from GPS observations, which are very useful in those studies regarding the hydrology and geohydrology of the area. The absence of the geoid model would give place to errors when determining the orthometric heights through ellipsoidal ones, due to the great gradient present in the geoid undulation in this zone.

The National Park of Doñana is a protected area due to its great ecological value. It is located in the SW coast of Spain, between the provinces of Huelva and Sevilla, and it has an extension of 500 km² approximately. Almost half of its territory is a wetland, covered with water during most of the year, which, together with the fact of some areas being specially protected, makes field observation tasks very difficult.

The first part of the work focuses on the analysis of geodetic and levelling networks already existing in the area. It is important to know the conditions and accuracy of these networks, since they will become the base for the network instilled in the inner zone of the park. The network vertex will be used initially when adjusting the different geoid models and later when computing a new model. The instilled network in its self will be linked to the national network REGENTE and to the highly precision levelling network, NAP.

The adjustment of gravimetric geoids IBERGEO95 and EGG97 in the zone was checked at a regional and continental level respectively. Both were adjusted by means of GPS/levelling/gravimetric observations, at some selected points, in two axis showing a N-S and E-W direction approximately, in order to control any directional variation.

Checking the adjustment of IBERGEO95 and EGG97 allows to deduce that there is no guarantee of centimetre accuracy within the park. Thus, a geometric geoid was computed by means of the remove-restore technique, using for that purpose global method CG01, obtained from the combined solution of earth data and data coming from space missions CHAMP and GRACE, and from the digital rise model originated by the integration of MDT25 model (from the Instituto Geográfico Nacional²) and bathymetric data on the zone (from the Instituto Hidrográfico de la Marina³)

¹ Spanish Government Department for Scientific and Technical Research

² National Geographic Institute of Spain

³ Marine Hydrogeographic Institute of Spain

Data observed for the development of this dissertation, as well as the geoid model obtained (namely Doñana 2005) will be of great help for the different studies regarding the superficial hydrology of the marshland and the tectonic and hydrogeological structure of the park. These studies are currently being carried out and clearly show the inter-relationship among geodetic (at some level), geological and hydrogeological disciplines.

INTRODUCCIÓN

1 INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la forma de la Tierra es uno de los temas que han preocupado al hombre desde el inicio de los tiempos. A lo largo de la historia diversas han sido las hipótesis adoptadas, pasando de considerarla un plano a una esfera y de aquí a un elipsoide de revolución.

Los antiguos egipcios se imaginaron la Tierra como un huevo protegido durante la noche por la Luna. Esta idea se mantuvo por los gnósticos en los siglos I y II, e incluso más tarde, en el siglo VII, el sabio cristiano Beda el Venerable seguía manteniendo la idea de la tierra como centro del mundo, como la yema de un huevo, del que la clara sería el agua alrededor de la tierra ([Cagliani, 2003⁴](#)).

En el mundo griego, mucho antes que comenzaran a creer que la Tierra era una esfera, aparecieron diferentes ideas: un inmenso disco redondo rodeado por el río Océano, recogida en los poemas homéricos; rodeado por un gran desierto según Heródoto o finalmente la concepción del mundo conocido como un proporcionado paralelogramo, según Esquilo, Éforo y otros escritores griegos. Pitágoras (580-500 a.C.) fue la primera persona que planteó la idea de la Tierra esférica, posteriormente Aristóteles (384-322 a.C.) explicó la existencia de una fuerza que atraía a los cuerpos sobre la superficie terrestre hacia el centro de la esfera, de forma que se mantenían sin caer al vacío.

La idea de una Tierra cuadrada fue muy atractiva para muchos pueblos, entre ellos los incas y aztecas. Mientras que para el pueblo chino la Tierra era un plano en cuyo centro se encontraría la China.

Para los pueblos del norte de Europa (Germania y Escandinavia), el mundo tenía forma de disco, en cuyo centro se hallaba la Tierra rodeada por el océano.

Una vez reconocida la esfericidad de la Tierra, los griegos comenzaron a preocuparse por sus dimensiones. Eratóstenes de Cirene fue el primero en medir el arco de circunferencia entre Siena y Alejandría, concluyendo que la circunferencia terrestre tenía una longitud de unos 40000 kilómetros. Posteriormente, Posidonio y Estrabón establecieron esta medida en 29000 kilómetros, mucho más alejada de la realidad que la realizada por Eratóstenes.

En el s. XVII se demostró que la Tierra presentaba un achatamiento en los Polos sustituyéndose la esfera por el elipsoide de revolución.

Posteriormente, un mayor conocimiento de la dinámica terrestre desveló que se trata de una superficie dinámica cuya forma varía con el tiempo, por lo tanto su definición corresponde a una determinada época para la que se considera constante y no corresponde a ninguna superficie definible matemáticamente. Por lo que para definir la forma de la Tierra no solo se han de atender a componentes geométricas sino que se han de considerar todos los aspectos dinámicos, es decir todas las fuerzas que la modifican. En la figura 1.1 se han esquematizado algunas de ellas: actividad

⁴ Las referencias a páginas web se indicarán mediante llamadas en fuente azul, *italica* subrayado. En el epígrafe bibliografía se incluye la referencia completa de su localización bajo el acrónimo correspondiente.

tectónica y sísmica, erupciones volcánicas, mareas terrestres y oceánicas, retroceso de las capas de hielo y el rebote post-glacial debido a la desaparición de las capas de hielo... Por lo tanto la superficie terrestre no puede ser definida únicamente de forma geométrica siendo necesario atender también a su dinámica.

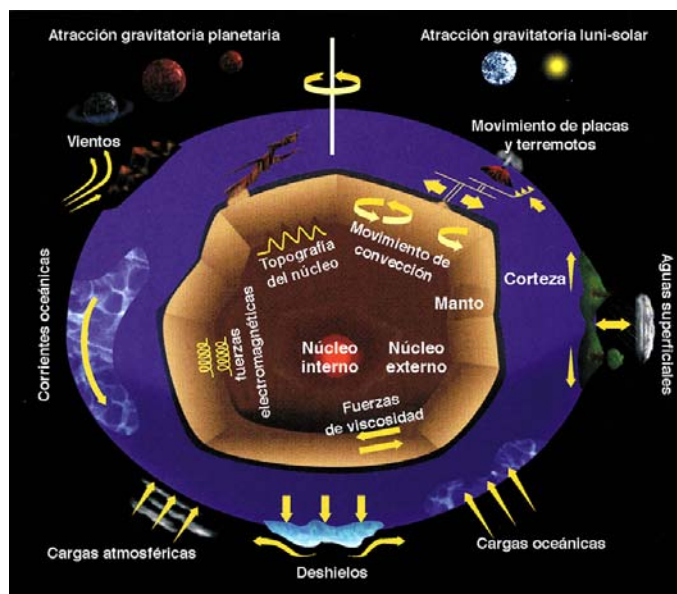


Fig. 1.1. Fuerzas que actúan sobre la forma de la Tierra, adaptada de Chao (2000).

En el análisis tanto de la forma terrestre como de las modificaciones sufridas en la misma, una de las herramientas principales ha sido la geodesia en todos sus ámbitos.

Carl Friedrich Gauss fue el primer geodesta en introducir el concepto de geoide, definiéndolo en un sentido matemático estricto en 1822 como "una superficie en la que cualquiera de sus partes corta las direcciones de la gravedad en ángulo recto y de la que es una parte la superficie oceánica en reposo en condiciones ideales". En 1837, Friedrich Wilhelm Bessel desarrolló las ideas de Gauss y definió esta superficie como una superficie equipotencial a la que deben estar referidos todos los trabajos geodésicos. Pero fue en 1872 cuando Listing bautizó como "geoide" esta superficie equipotencial del potencial gravitatorio, suma del potencial de la gravedad y la fuerza centrífuga que actúa sobre la Tierra.

Actualmente se sigue manteniendo el elipsoide de revolución como la superficie de referencia para el posicionamiento planimétrico. Sin embargo para la altimetría la superficie de referencia es el geoide ya que es la única que tiene un sentido físico.

La relación entre ambas superficies, figura 1.2, viene dada por la expresión:

$$N = h - H \tag{1.1}$$

siendo h la altura sobre el elipsoide medida sobre la normal al mismo.

H la altura ortométrica medida sobre la normal al geoide, es decir, sobre la línea de plomada.

N la ondulación del geoide.

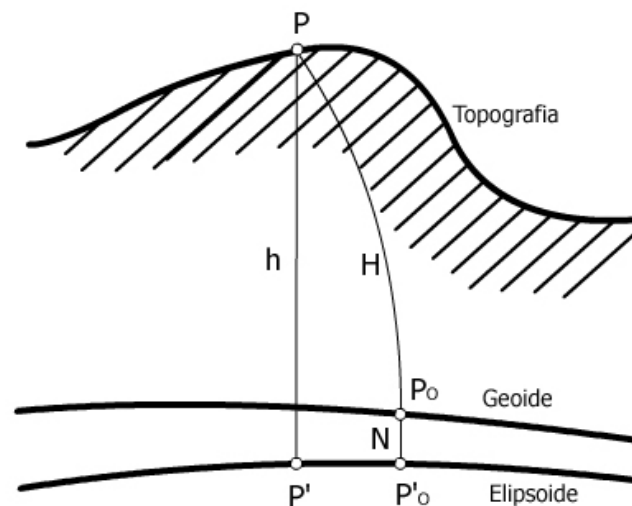


Fig. 1.2. Relación entre geoide y elipsoide.

En las observaciones geodésicas se han empleado diversos instrumentos y sistemas de medición en función de las precisiones y escalas de trabajo. Tradicionalmente en la implantación y observación de las redes terrestres se han empleado teodolitos, distanciómetros, niveles... Todas las observaciones, tanto lineales como angulares, realizadas para el establecimiento de las redes geodésicas deben reducirse a un elipsoide de referencia. Para dicha reducción es necesario conocer las ondulaciones del geoide y las desviaciones de la vertical.

En las últimas décadas la incorporación de métodos que permiten trabajar a una escala espacial mucho mayor, tales como el VLBI, Doppler, GPS (GNSS)... evita tener que realizar tales reducciones. Pero, en el caso de ser utilizados en conjunto con los datos obtenidos por geodesia clásica, añaden la necesidad de establecer los modelos matemáticos adecuados que relacionen el geoide con el resto de elementos que intervienen. Por tanto, el geoide debe ser conocido con exactitud (Sevilla et al., 1990)(Tscherning, 1992).

Por otra parte, el creciente empleo de las técnicas de posicionamiento global para la determinación de las coordenadas de los diferentes puntos de la superficie terrestre, tanto en aplicaciones topográficas como de ingeniería, hace necesario el conocimiento de la superficie del geoide con la precisión necesaria, en función del tipo de trabajo, para dotar de altitud ortométrica a dichos puntos, puesto que en algunas zonas la variación que experimentan las diferencias entre las altitudes elipsoidales y ortométricas puede llegar a ser de hasta 10 cm/km (Sánchez, 1999) (Gili et al., 2000). De manera que el geoide se convierte en elemento indispensable para la definición de un sistema altimétrico de referencia consistente, tanto en tierra como en mar. Estos modelos nos permitirán pasar las cotas elipsoidales, proporcionadas por el sistema GPS por ejemplo, a alturas ortométricas empleadas en las aplicaciones de ingeniería, ecuación 1.1, de una forma más rápida y económica que en el caso de tener que realizar campañas de nivelación geométrica, ya que ésta es una de las tareas más costosas en tiempo y dinero. Así pues, la utilización completa de los sistemas GNSS en las actividades geodésicas pasa por disponer de un modelo geoidal que permita la determinación de altitudes ortométricas con gran rendimiento temporal y económico.

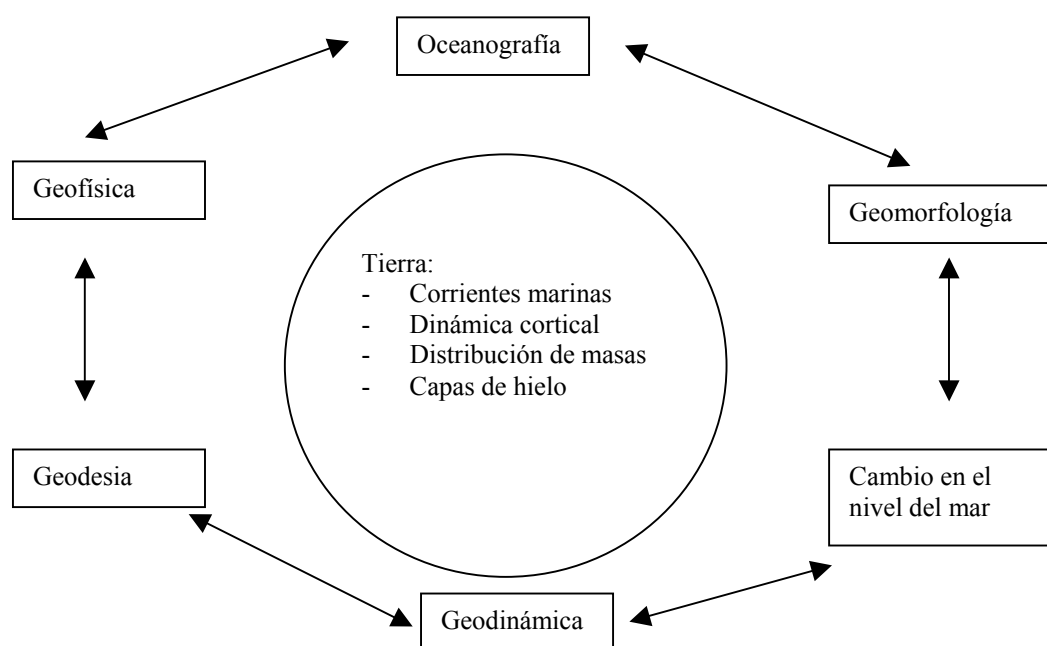


Fig. 1.3. Interrelación entre diferentes disciplinas (ESA, 1999).

Además, debido a la interrelación entre numerosas disciplinas (figura 1.3), cada día es más importante conocer el geoide con una mayor precisión ya que son muchas las aplicaciones que requieren de él, tanto en el ámbito de la geofísica como de la hidrografía, oceanografía y geodesia (Vanicek et al., 1994)(Tapley et al., 2004). Las aplicaciones de los modelos de geoide irían mucho más allá que las meramente cartográficas o geodésicas, complementando al resto de ciencias de la tierra, permitiendo explicar parte de la dinámica y composición terrestre.

Por último, se debe tener en cuenta que la precisión con la que se debe conocer la ondulación del geoide depende de la aplicación en cuestión, variando si estas son de ámbito geodinámico, cartográfico u oceanográfico (establecimiento de superficies de referencia). Así, existen zonas en las que por su especial interés y características hidrogeológicas es necesario disponer de un modelo de geoide de precisión. Tal es el caso del Parque Nacional de Doñana, área en la cual se desarrollan los proyectos de la CICYT (Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología) nº HID 97-0321-C02, ref. Estación Biológica de Doñana 22/97, Inv. Pral. Carlos Montes, UAM (Universidad Autónoma de Madrid), y REN2001-1293-C02-02 / HID y dentro de estos en los subproyectos coordinados por la UPC (Universidad Politécnica de Cataluña) "Procesos Hidrogeológicos y Geomorfológicos en los humedales del área de Doñana" y "Análisis de la dinámica del sistema acuífero de Doñana y sus relaciones con la evolución reciente del modelado dunar y con los usos del terreno y del acuífero". En estos proyectos se vio la necesidad de disponer de un modelo de geoide de precisión superior a los disponibles en la actualidad, que permitiera tanto el uso del GPS para el levantamiento de una zona tan extensa, como ver y explicar la interrelación entre la dinámica de las aguas subterráneas, la geología y la geomorfología de la zona (se trata de una zona de fuerte gradiente gravitatorio).

No obstante se ha de tener en cuenta que la coordenada h es la que el sistema GPS proporciona con menor precisión, por lo tanto y para conseguir la calidad requerida para alguna de las aplicaciones, es necesario llevar a cabo campañas con métodos diferenciales de observación estática, y con un tiempo de observación lo suficientemente prolongado para conseguir la precisión necesaria (Featherstone et al., 1998).



Fig. 1.4. Localización del área de estudio (P.N. Doñana) entre la provincias de Huelva, Sevilla y Cádiz, al SW de la Península Ibérica.

Dadas las reducidas dimensiones de la zona de estudio cualquier fenómeno que se produjera en la misma pasaría desapercibido si se estuviera trabajando con un modelo global o regional, debido a sus características de globalidad y regionalidad (baja resolución y precisión), siendo necesario emplear un modelo con una mayor resolución con datos de la propia zona.

La observación en el Parque Nacional de Doñana se ve dificultada por el difícil acceso a las diferentes zonas del mismo tanto por encontrarse inundadas gran parte del año, como por la existencia de diversas áreas objeto de una protección especial dada su riqueza ecológica, principalmente por la presencia de aves protegidas, que ocupan una extensión considerable.

1.1 OBJETIVOS

La presente tesis se ha centrado en la determinación de un modelo de geoide empleando observaciones GPS/nivelación/gravedad en la zona del Parque Nacional de Doñana.

El objetivo general es el estudio del geoide en el entorno del Parque Nacional de Doñana y la determinación de un modelo de precisión. Ello permitiría disponer de cotas ortométricas de todo el área del Parque Nacional de forma rápida y eficiente con GPS, lo que será de gran utilidad para los estudios hidrológicos que se están llevando a cabo en la zona.

Para alcanzar este objetivo general, se ha desglosado en dos objetivos concretos:

- Ajuste y análisis de los modelos existentes a puntos GPS/nivelación/gravedad
- Determinación de un geoide geométrico en la zona

1.2 CONTENIDO

La presente memoria queda estructurada en siete capítulos del siguiente modo:

En este primer capítulo se pueden diferenciar dos partes. En la primera de ellas se ha realizado una breve descripción de la situación actual y se ha planteado la necesidad del conocimiento de un modelo de geoide. En la segunda, se han planteado los objetivos que persigue la presente tesis.

En el segundo capítulo se describe el área de trabajo, el Parque Nacional de Doñana. Se realiza una revisión de los procesos geológicos que llevaron a la formación de esta zona de gran riqueza ecológica. Además se revisarán las estructuras geomorfológicas que la forman, planteándose algunas de las incertidumbres que aún existen sobre las mismas.

En el tercer capítulo se lleva a cabo un repaso a las técnicas y metodologías empleadas en la determinación del geoide.

En el capítulo cuarto se describen los modelos geopotenciales y de geoide disponibles para la zona de estudio.

En el quinto capítulo se realiza la comprobación y el ajuste de los modelos de geoide gravimétricos existentes, IBERGEO95 y EGG97, a la zona de trabajo mediante puntos GPS/nivelación. Para lo cual previamente se describirán las redes de nivelación y redes geodésicas existentes en la zona, y los trabajos necesarios para obtener en un mismo punto la cota elipsoidal y ortométrica, que nos permita obtener la ondulación de geoide directa.

En el sexto capítulo se determina un modelo de geoide partiendo de la ondulación obtenida en puntos GPS/Nivelación mediante el método eliminación-restauración, llevándose a cabo el cálculo de la ondulación residual mediante predicción mínimo cuadrática.

En el capítulo séptimo se recogen las conclusiones de toda la tesis, en particular las que se deducen del proceso de obtención del geoide en un área de pequeña extensión como es el Parque Nacional de Doñana.

Finalmente se incluyen los anejos. En el primerode ellos, anejo A, se realiza un repaso a las redes de nivelación de precisión y alta precisión existentes en España. En el anejo B se encuentra la descripción de los modelos digitales del terreno y batimetría empleados, así como los procesos realizados para la obtención de un modelo continuo. El anejo C contiene los parámetros de transformación calculados para el paso de WGS84 a ED50. El anejo D recoge las reseñas de los puntos empleados en el cálculo y finalmente en el anejo E se encuentra la malla de las ondulaciones de geoide con resolución de 3 km.

INTRODUCTION

1 INTRODUCTION

Knowing the shape of the Earth is one of the most preoccupying matters humankind has had since the beginning of times. Throughout history several hypothesis have been proposed, which went from considering the Earth a plane to a sphere, and then to an ellipsoid of rotation.

In Ancient Egypt the Earth was imagined to be as an egg protected at night by the Moon. This idea persisted among Gnostics in the 1st and 2nd centuries. Later on, in the 7th century, a Christian wise man called Venerable Bede still defended the idea of the Earth being the centre of the world, as the yolk in an egg, in which the white would be the water surrounding the earth ([Cagliani, 2003](#)).

The Greeks, long before they started to believe that the Earth was a sphere, had different hypothesis: a gigantic round disc surrounded by the river Ocean, which was gathered from Homer's epic poems; surrounded by a great desert, in Herodotus's words, or finally the concept of Earth as a proportioned parallelogram, according to Esquilus and Ephorus, among others. Pythagoras (580-500 b.C.) was the first one to expose the idea of the Earth being spherical, later on, Aristotle (384-322 b.C.) explained the existence of a force that attracted bodies on the surface of the earth towards the centre of the sphere, thus preventing them from falling into space.

The idea of a squared Earth looked attractive for many people, such as the Incas and Aztecas. Chinese, on the other hand, saw the Earth as a plane in the middle of which China was located.

For Northern Europeans (Germany and Scandinavia) the world was the shape of a disk, with the Earth in the middle and surrounded by the ocean.

Once the Earth was acknowledged to be a sphere, Greeks started to focus on its dimensions. Eratosthenes of Cyrene was the first person to measure the circumference arch between Siena and Alexandria. He concluded that the circumference of the Earth had a length of 40000 km. Later on, Poseidonius and Strabo established this measure in 29000 km, farther away from reality than that measured by Eratosthenes.

In the 17th century, the oblateness of the Earth was proven, substituting thus the idea of the sphere for that of the ellipsoid of rotation.

Subsequently, a better understanding of terrestrial dynamics showed that the Earth was a dynamic surface that varied in time, thus its definition corresponds to a period of time in particular, in which it was considered to be constant and it could not be compared to any math-definable surface. Consequently, in order to define Earth's shape, not only geometrical features were taken into account, but also all dynamic aspects, that is, all those forces modifying it. In Figure 1.1, some of these forces have been summarised: tectonic and seismic activity, volcanic eruptions, earth and oceanic tides, shrinking of ice layers and post-glacial rebound effect due to the disappearance of the ice layers... That is why the earth surface cannot be defined solely geometrically, but also dynamically.

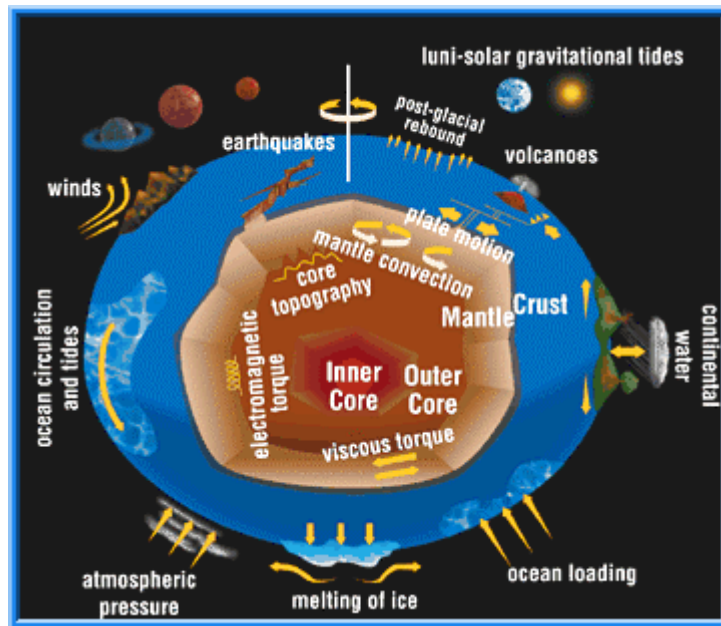


Fig. 1.1. Forces affecting the Earth's shape, adapted from Chao (2000).

In the analysis of both, the shape of the earth and the modifications it underwent, one of the main tools has been geodesy in all its fields.

Carl Friedrich Gauss was the first geodesist that introduced the concept of geoid. He defined it strictly in a mathematical way in 1822 as “a surface in which any of its parts intersects gravity directions forming a right angle and which the oceanic surface, under ideal conditions and left to stand, is part from”. In 1837, Friedrich Wilhelm Bessel developed Gauss ideas and defined this surface as an equipotential surface, which all geodesic works should refer to. Nevertheless, it was in 1872 when Listing baptised as a “geoid” this equipotential surface of the gravitational potential, which is the sum of the gravitational potential and the centrifuge force exerted on the Earth.

Currently, the ellipsoid of revolution still stands as the surface of reference for planimetric positioning. However, as for altimetry the surface of reference is the geoid, as it is the sole surface that has a physical sense.

The relationship between both surfaces (Figure 2) can be explained by the following equation:

$$N = h - H \quad (1.1)$$

where h is the height over the ellipsoid measured along the ellipsoid's normal.
 H is the orthometric height measured along the geoid's normal, i.e., the plumb line.
 N is the geoid's undulation.

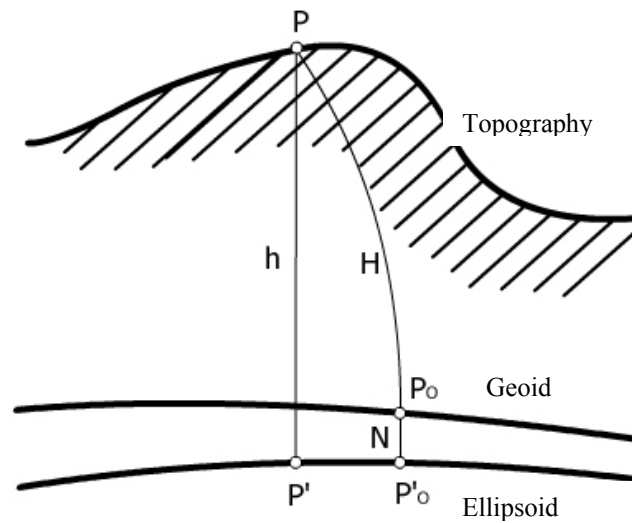


Fig. 1.2. Relationship between geoid and ellipsoid.

In geodesic observations, different tools and measuring devices have been used, depending on the accuracy and work phases. Traditionally, when implanting and observing ground networks, theodolites, optical distance measuring instruments, levels, etc. have been used. All observations, both linear and angular, carried out to establish geodesic networks should be reduced to an ellipsoid of reference. In order to do so it is mandatory to know the geoid's undulations and the deflections of the vertical.

During the last decades the incorporation of methods allowing to work at a greater spatial scale, such as VLBI, Doppler and GPS (GNSS) avoids the need for such reductions. Nevertheless, in case they are used together with data obtained through classical geodesy, it would imply the necessity of establishing the adequate mathematical models relating the geoid to the rest of elements intervening. That is why the geoid should be accurately known (Sevilla et al., 1990; Tscherning, 1992).

On the other hand, the increasing use of global positioning techniques to determine the coordinates of the different points on the surface of the Earth, both in topographic applications and engineering, makes it necessary to know the geoid's surface accurately enough, depending on the type of work. This information is crucial to establish the orthometric height of those points, as in some zones the variations between ellipsoidal and orthometric heights can be of up to 10 cm/km (Sánchez, 1999; Gili et al., 2000). Consequently, the geoid becomes an indispensable element to define a consistent altimetric system of reference, both in land and on sea. These models would allow surpassing ellipsoidal values, given for instance by the GPS system, at those orthometric heights used in engineering applications (see equation 1.1) faster and cheaper than if campaigns of geometrical levelling were to be carried out (being these the most expensive and time consuming techniques). Thus, the use of the whole GNSS system for geodesic activities, implies the existence of a geoid model that allows to determine orthometric heights with better time and economic performance.

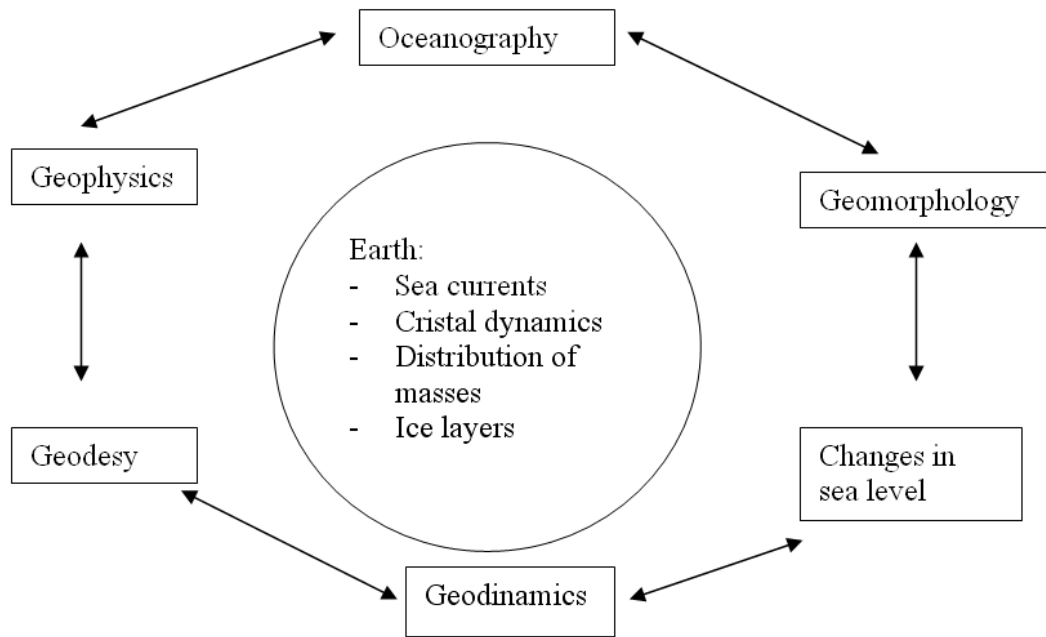


Fig. 1.3. Interrelationship among different disciplines (ESA, 1999).

Moreover, due to the interrelationship among numerous disciplines (Figure 1.3), everyday it is more important to know the geoid with greater accuracy as there are many applications making use of the geoid, such as geophysics, hydrogeology, oceanography and geodesy (Vanicek et al., 1994; Tapley et al., 2004). The applications of geoid models would not only apply to cartography or geodesy, but also to the rest of earth sciences, which would allow explaining part of the dynamics and composition of the Earth.

Finally, it should be taken into account that to accurately know the geoid's undulation depends on its application, which will vary if they are geodynamic, cartographic or oceanographic (establishment of surfaces of reference). Thus, there are zones in which, due to their special interest and hydrogeological characteristics, it is necessary to have an accurate geoid model. This is the case of Doñana National Park, an area in which CICYT (Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología⁵) projects no. HID 97-0321-C02 (ref. Estación Biológica de Doñana⁶ 22/97, main Researcher: Carlos Montes from the Universidad Autónoma de Madrid) and REN2001-1293-C02-02/HID, as well as those subprojects coordinated by the Technical University of Catalonia (entitled "Procesos Hidrogeológicos y Geomorfológicos en los humedales del área de Doñana" and "Análisis de la dinámica del sistema acuífero de Doñana y sus relaciones con la evolución reciente del modelado dunar y con los usos del terreno y del acuífero"⁷) are carried out. In these processes a geoid model, more accurate than those available nowadays, appeared to be necessary. This would allow both, using GPS for the survey of such a vast area, and observing and explaining the interrelationship among the groundwater dynamics, geology and geomorphology of the zone (note that this is a zone with a great gravitational gradient).

⁵ Inter-department Committee on Science and Technology.

⁶ Biological Station of Doñana

⁷ "Hydrogeological and Geomorphological Processes in Doñana's wetlands" and "Analysis of the dynamics of the aquifer's system and its relationship with the recent evolution of dune modelling and ground and aquifer uses"

Nevertheless, it should be taken into account that coordinate h is the less accurate value recorded by the GPS system, thus and in order to achieve the quality required for some of the applications, it is necessary to carry out campaigns using differential static observation methods, and an observation time sufficiently long to attain the accuracy required (Featherstone et al., 1998).



Fig. 1.4. Location of the study area (Doñana National park) next to the provinces of Huelva, Sevilla and Cádiz, SW of the Iberian Peninsula.

Given the small dimensions of the study area, any phenomenon taking place there would be neglected if a global or regional model were used, due to its own global and regional characteristics (low resolution and accuracy), which calls for a model with greater resolution when using data from that area.

The field works in the Doñana's National Park get complicated as it is difficult to access the different zones, not only because they are flooded most of the year, but also because there are some work areas which are especially protected, due to their ecological value (presence of protected birds), and whose extension is significant.

1.1 OBJECTIVES

This thesis has focussed on the determination of a geoid model using GPS/levelling/gravity observations in Doñana National Park area.

The main objective is to study the geoid in Doñana National Park area and to determine an accurate model. This would allow disposing of orthometric values for the whole national park area in a fast and efficient manner using GPS, which would be very helpful for those hydrological studies carried out in the zone.

In order to achieve this, the main objective has been divided into the following two secondary objectives:

- Adjustment and analysis of the models existing at GPS/levelling/gravity points.
- Determination of a geometrical geoid in the area.

1.2 CONTENTS

This thesis is structured in seven chapters as follows:

The first chapter is divided into two parts. Firstly, a brief description of the current situation and a discussion on the necessity of knowing a geoid model is stated. Secondly, the objectives of this thesis are determined.

In the second chapter the work area, Doñana National Park, is described. The geological processes that gave place to the formation of such an ecological-enriched zone are reviewed. Furthermore, the geomorphic structures forming the park will be reviewed, focussing on those uncertainties still existing about these structures.

The third chapter will review the techniques and methodologies used to determine the geoid.

The fourth chapter will describe the geoid geopotential models available for the area of study.

In the fifth chapter, the verification and adjustment to the work area of the geoid gravimetric models already existing, IBERGEO95 and EGG97, will be carried out by means of GPS/levelling points. In order to do so, levelling and geodesic networks existing in the area will be previously described, as well as the necessary tasks to obtain at a same point the ellipsoidal and orthometric values that allow obtaining the direct geoid undulation.

The sixth chapter determines a geoid model from the undulation obtained at GPS/levelling points, by means of the remove-restore method, which implies calculating the residual undulation by least square prediction.

The seventh chapter includes the conclusions of the thesis, particularly those deducted from the geoid obtaining process in such a little area as that of Doñana National Park.

A series of appendixes are included at the end. The first, appendix A, reviews accurate levelling networks existing in Spain. Appendix B contains a description of both DTM, terrestrial and maritime, and the process to obtain a continuous DTM. Appendix C lists the transformation parameters calculated to go from WGS84 to ED50. Appendix D contains the description of the geodetic control station points used for the calculation. Finally, appendix E includes the grid of the geoid undulations with a resolution of 3 km.

EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA

2 EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA

El Parque Nacional de Doñana se encuentra localizado en la costa sur de España en el área limitada por las ciudades de Sevilla, Huelva y Cádiz, entre el brazo del Guadalquivir y el océano Atlántico, estando sus terrenos repartidos entre las provincias de Huelva y Sevilla (figura 2.1).



Fig. 2.1. Localización del Parque Nacional de Doñana.

Un Parque Nacional es “un espacio natural de alto valor natural y cultural, poco alterado por la actividad humana que, en razón de sus excepcionales valores naturales, de su carácter representativo, la singularidad de su flora, de su fauna o de sus formaciones geomorfológicas, merece su conservación una atención preferente y se declara de interés general de la Nación por ser representativo del patrimonio natural español.” ([Ministerio de Medio Ambiente](#)).

Para que un territorio sea declarado Parque Nacional debe ser representativo de su sistema natural, tener una superficie amplia y suficiente para permitir la evolución natural y los procesos ecológicos, predominar ampliamente las condiciones de naturalidad, presentar escasa intervención sobre sus valores naturales, continuidad territorial, no tener genéricamente núcleos habitados en su interior, y estar rodeado por un territorio susceptible de ser declarado como zona periférica de protección.

En España existen en la actualidad declarados trece Parques Nacionales que se encuentran integrados en la Red de Parques Nacionales, que es un sistema integrado para la protección y gestión de una selección de las mejores muestras del Patrimonio Natural Español. Esta red está conformada por los Parques Nacionales que la integran, el marco normativo, los medios materiales y humanos, las instituciones y el sistema de relaciones necesario para su funcionamiento. Su objetivo fundamental es asegurar la conservación de los Parques Nacionales, y posibilitar su uso público y la mejora del conocimiento científico de sus valores naturales y culturales, así como fomentar una conciencia social conservacionista, el intercambio de conocimientos y experiencias en materia de desarrollo sostenible, la formación y cualificación de los profesionales que trabajan en ella y su incorporación y participación en redes y programas internacionales.



Fig. 2.2. Mapa de situación de los Parques Nacional, Parque Natural y Reserva Biológica de Doñana extraído del Mapa Parque nacional de Doñana. Ortoimagen multitemporal de los satélites Landsat y Spot, 1995.

Doñana recibió la protección oficial como reserva biológica en 1965, siendo en 1969 cuando, por el Decreto 2412, fueron declaradas Parque Nacional 34625 Ha.

La ley nº 91 del 28 de diciembre de 1978 reclasificó el parque aumentando el área del mismo. Posteriormente, en 1982, en la convención de Ramsar es aceptado internacionalmente como una de las áreas de humedales importantes y fue designada en 1988 como zona de especial protección para aves bajo la Directiva 79/409/EEC. En 1980 se reconoce internacionalmente como Reserva Biológica por la UNESCO y el Biosphere Programme y fue inscrita en la Lista de Patrimonio de la Humanidad en 1994.

Con los terrenos que rodean al Parque Nacional, en 1989 se creó el Parque Natural de Doñana, de 54250 Ha de extensión, figura 2.2. La superficie protegida total es de 104250 Ha, de las cuales un 55% pertenecen al Estado, un 17% a las entidades municipales, un 18% son privadas en fase de ser adquiridas por el Estado y un 10% son privadas.

En marzo de 2006 se formalizó el acuerdo para la transferencia de la gestión del Parque a la Comunidad Autónoma de Andalucía por parte del Gobierno Central. La fecha oficial para el traspaso es el 1 de julio de 2006.

La zona de Doñana es conocida a nivel mundial por poseer una rica y variada fauna de aves, con un total de 365 especies registradas de aves migratorias y residentes en el parque. La marisma es punto de referencia para la migración hacia Europa occidental y África occidental, siendo el hábitat invernal de especies tales como los gansos *Anser anser* (70000 ejemplares e media), la cerceta *Anas crecca* (200000), y el ánade *Anas penelope* (100000). Como uno de los elementos más representativos del Parque cabe mencionar la existencia en este territorio de unos pocos ejemplares del Lince Ibérico (*Lynx pardinus*).

2.1 ECOSISTEMAS

La definición de los ecosistemas presentes en Doñana puede realizarse desde diferentes puntos de vista. En primer lugar deberíamos centrar los conceptos de ecodistrito, ecotopo y ecosección.

Los ecodistritos hacen referencia a ecosistemas de orden superior en los que predomina una componente abiótica. Las ecosecciones constituyen el nivel medio que se encuentra entre el ecodistrito y el ecotopo, espacialmente ocuparía zonas entre las decenas y centenas de km² y a nivel temporal de miles a decenas de miles de años. Finalmente el ecotopo es el nivel elemental del análisis corológico (heterogeneidad espacial) del paisaje (Troll, 1950)(Leser, 1991), y tiene como principal objetivo el reconocer su entidad funcional más pequeña, es decir, una unidad espacial homogénea para un conjunto de atributos.

A partir de una escala de detalle, y atendiendo únicamente a una componente espacial, podemos ir desde un rango de m² hasta superficies superiores a 100 km², y atendiendo a la componente temporal desde décadas hasta 10⁵ años. De esta forma podemos considerar ecosistemas a una escala tan amplia como el de las Marismas del Guadalquivir, con 1650 km², o tan pequeña como unos pocos m² para el caso de la descarga hídrica permanente u Ojo de la marisma. La clasificación jerárquica, por su parte, puede incluir escalas con amplias dimensiones temporales como a las que se expresan los procesos geológicos o climáticos, lo que permite darle también una perspectiva biogeográfica y evolutiva.

A lo largo de la historia y atendiendo a diferentes aspectos se han realizado diversas clasificaciones de los ecosistemas presentes. Así, en 1974 Alier (Alier et al., 1974), basándose en los efectos ambientales de la profundidad máxima del nivel freático, y por lo tanto atendiendo principalmente a la vegetación, clasificó los ecosistemas, a los que llamó unidades ambientales, las cuales estaban a su vez incluidas en los complejos ambientales (arenas estabilizadas, complejos dunares y peridunares, marisma (figura

2.3) y zona perimarismeña). Estos complejos fueron obtenidos mediante la síntesis de características geomorfológicas, hidrológicas, edafológicas y los procesos de sucesión ecológica.



Fig. 2.3. Vista parcial de la marisma de Doñana, cerca del Lucio del Membrillo. Estación seca, julio 2004.

A escalas más pequeñas se pueden definir los ecotopos. Para el caso de Doñana, encontramos ecosistemas a nivel de ecotopo, e incluso elementos menores, como pueden ser: navazo, corral, nave, vera, retuerta, veta, pacil, lucio, ojo, etc.

A esta escala tenemos formaciones superficiales, y el funcionamiento hidrológico tiene lugar a nivel superficial, subsuperficial y subterráneo. Tres componentes íntimamente ligados a esta escala de detalle, difíciles de independizar y culpables del microrrelieve, elemento clave en una zona de terrenos ondulados o planos que se corresponden con las dunas y la marisma, respectivamente.

Las formaciones superficiales y por lo tanto más patentes se ven condicionadas y a su vez condicionan el funcionamiento hidrológico y sus procesos de infiltración, drenaje... Este condicionamiento mutuo se encuentra claramente reflejado en la vegetación que a su vez es el elemento más relevante para definir los ecosistemas existentes, por su capacidad de integrar información ecológica ([Junta de Andalucía I](#)).

La clasificación en dominios, ecodistritos y ecosecciones la podemos ver en la figura 2.4:

1. DOMINIO GEOMORFOLOGICO LITORAL
 - 1.1. ECODISTRITO EOLICO DEL LITORAL DE EL ABALARIO-DOÑANA
 - 1.1.1. Ecosección del Bajo Manto Eólico de Dunas Fitoestables
 - 1.1.2. Ecosección del Alto Manto Eólico Húmedo de Dunas Fitoestables
 - 1.1.3. Ecosección del Alto Manto Eólico Seco de Dunas Fitoestables
 - 1.1.4. Ecosección del Manto Eólico de Dunas Semiestables
 - 1.1.5. Ecosección del Manto Eólico de Dunas Activas
 - 1.2. ECODISTRITO MARISMA DEL GUADALQUIVIR
 - 1.2.1. Ecosección Marisma Interna Antigua
 - 1.2.2. Ecosección Marisma Interna Reciente del Guadalquivir
 - 1.2.3. Ecosección Marisma Interna Reciente de la Rocina-Guadamar
 - 1.2.4. Ecosección Marisma Externa Mareal
 - 1.2.5. Ecosección Contactos de Ecodistritos Marisma/Eólico-Costero
 - 1.3. ECODISTRITO COSTERO DE DOÑANA
 - 1.3.1. Ecosección Playas Antiguas
 - 1.3.2. Ecosección Playas Actuales
2. DOMINIO GEOMORFOLOGICO CONTINENTAL
 - 2.1. ECODISTRITO ARENALES DEL CONDADO
 - 2.1.1. Ecosección Interfluvial
 - 2.1.2. Ecosección Aluvial
3. MEDIOS ANTROPICOS
 - 3.1. Medios Antrópicos Acuáticos
 - 3.2. Medios Antrópicos Terrestres

Fig. 2.4 Clasificación jerárquica del Gran Ecosistema Litoral de Doñana a escala de Ecodistrito y Ecosección ([Junta de Andalucía 1](#))

2.1.1 Unidades básicas

A grandes rasgos, dentro del parque, y en función de las características geomorfológicas, figura 2.5, e hidrogeológicas de los diferentes ámbitos que lo conforman, se pueden diferenciar tres zonas: la zona de dunas móviles costeras, la zona de coto de arenas estabilizadas y la marisma.

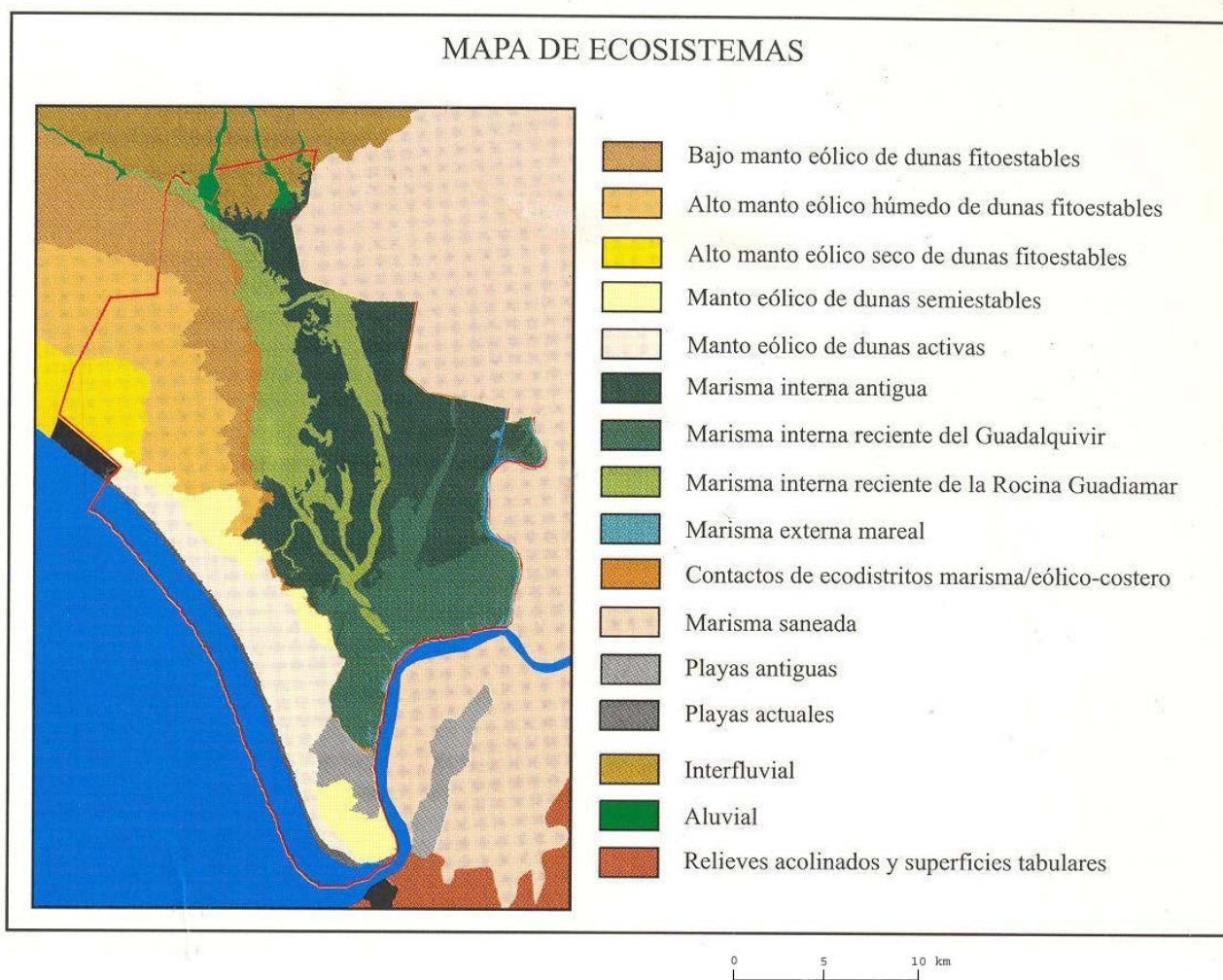


Fig. 2.5 Mapa de ecosistemas, extraído del Mapa Parque Nacional de Doñana. Ortoimagen multitemporal de los satélites Landsat y Spot, 1995

Unidad de arenas estabilizadas

El ecosistema de la zona de arenas situadas en la zona Noroeste del Parque Nacional se encuentra conformado por matorral jaral-brezal sobre las arenas estabilizadas y dunas erosionadas pero cuya forma ondulada aún es evidente. Las características principales serían: substrato arenoso de gran permeabilidad con la presencia de una capa freática colgada debido a la existencia de una capa impermeable en el substrato.

Analizando conjuntamente y en detalle las ocupadas principalmente por arenas, podemos diferenciar diversas unidades ([Junta de Andalucía 1](#)), figura 2.5:

- Bajo Manto Eólico de Dunas Fitoestables: manto eólico con escasos restos de paleodunas parabólicas ajustadas a una dirección del viento procedente del WNW. Sus facies son del tipo arenas bimodales debido a la incorporación de material eolizado del substrato, hidrográficamente es de carácter exorreico con abundantes cañadas. Por su posición estratigráfica, subyacente al resto de los otros mantos, se puede indicar que su correlación cronológica se establece con los materiales de la base del

acantilado en el sector oriental de El Asperillo (al NW de Doñana), cuya cronología se cifra en 15000/14000 años BP (antes del presente).

- Alto Manto Eólico Húmedo de Dunas Fitoestables: manto eólico con predominio de paleodunas de formas evolucionadas de parabólicas a transversales, configuradas principalmente por vientos del SW. Sus arenas son predominantemente unimodales como corresponde a un medio plenamente eólico e hidrográficamente es el ámbito que acoge el núcleo principal del complejo palustre (endorreico). Espacialmente se sitúa suprayacente al manto anterior, por lo que en la secuencia estratigráfica se ha correlacionado con las capas situadas por encima de las datadas como más antiguas de 15000/14000 años BP, llegando hasta aproximadamente 11000 años BP.

- Alto Manto Eólico Seco de Dunas Fitoestables: manto eólico con paleodunas de morfología mixta entre parabólicas y transversales constituidas por arenas netamente eólicas con una dirección de avance ajustada predominantemente a los flujos del poniente (W). Su cronología se establece entre los 11000 años BP del techo de la unidad anterior y 5000/4000 años BP asignados a nivel de ocupación humana del período Neolítico final/Calcolítico que lo corona.

Unidad de arenas móviles

La dinámica del cordón litoral de dunas crea un paisaje característico de la zona, constituido por los “corrales”, figura 2.6, que no son más que los espacios interdunares que se forman por la oposición que el sotobosque y los pinares ponen al avance de los frentes dunares.

Según el conjunto de medidas llevadas a cabo (2002-2004) en tres perfiles litoral-marisma atravesando el manto eólico litoral, se ha observado que la velocidad de avance de las dunas fluctúa considerablemente dependiendo de la zona de estudio (perfil) pudiendo variar entre los 2 m/año y los 0.4 m/año. Variando, así mismo, en función de los frentes estudiados, siendo los más cercanos al litoral los que experimentan una mayor velocidad de avance, de unos 2.7 m/año y los más lejanos los que experimentan una menor velocidad, entre 0 y unos 0.06 m/año (Cambronero G., 2006).

Cuando éstos frentes alcanzan el pinar y lo pasan se produce la destrucción del mismo, desapareciendo toda vida vegetal hasta que, tras el avance de la duna, el terreno vuelve a humedecerse recobrando la vida vegetal.



Fig. 2.6. Corral (izquierda) y duna activa (derecha) del cordón litoral de Doñana, cerca del Corral Largo.

Este cordón forma una auténtica barrera de dirección NW-SE entre el océano y la zona de marisma, figura 2.7.

Las subunidades que podemos distinguir serían:

- Manto Eólico de Dunas Semiestables: manto eólico constituido por dunas parabólicas debidas a vientos de WSW que mantiene una cierta actividad eólica actual (dunas semiestables). Se dispone sobremontando a cualquiera de los tres mantos anteriores y, en el acantilado de El Asperillo sellando los restos de los "talleres líticos" del horizonte de ocupación Neolítico final/Calcolítico.



Fig. 2.7. Imagen Landsat en la que se puede diferenciar claramente la zona ocupada por las dunas y la marisma.

- Manto Eólico de Dunas Activas: manto eólico constituido por dunas transversales originadas por un viento del SW durante los últimos siglos y en cuya génesis deben implicarse tanto componentes naturales como antrópicos. En Doñana son dunas activas, intercalándose depresiones interdunares o "corrales" entre los diferentes cordones dunares; mientras que en El Asperillo son de carácter semiactivo, habida cuenta de la desconexión existente entre los cordones dunares y las playas actuales, además de haber sufrido programas de densa reforestación con pinar desde principios de siglo.

Las dunas de arena móvil ocupan aproximadamente unas 1000 Ha, mientras que las arenas estabilizadas ocuparían unas 14000 Ha.

Unidad Marisma

De las tres zonas que conforman el Parque la Marisma sería la más característica. Ésta se formó cuando tras la trasgresión marina que comenzó al final del Wurm y que inundó las tierras hasta aproximadamente 125 km aguas arriba de la desembocadura del Guadalquivir, se empezaron a acumular depósitos fluviales que crearon un gran estuario y con el paso del tiempo aislaron la albufera formada dando lugar a las marismas de Doñana (Bayan et al., 1995) (ITGE, 1992). Este proceso se puede apreciar en la figura 2.8.

Esta unidad junto con la zona de vera (área entre las arenas y la marisma) es una de las zonas de mayor riqueza ecológica del parque.

Dentro de la gran homogeneidad y falta de relieve de esta zona se pueden encontrar variaciones estacionales debido a la sedimentación de materiales, ricos en calcio y magnesio, producida tras la inundación y desecación de la misma. Así mismo podemos diferenciar entre los elementos que la forman:

- Caños, canales que han sido excavados por el drenaje natural de la zona.
- Vetas y paciles, suaves elevaciones relativas.
- Lucios o lagunas de escasa profundidad.
- Ojos, puntos en los que el agua subterránea emerge a la superficie.

A mayor escala podemos diferenciar las siguientes subunidades:

- Marisma Interna Antigua: corresponde al área norte y centro de la marisma del Parque, coincidiendo con la superficie de topografías más altas de la misma, y separándose del resto de las unidades a través de un escarpe de incisión, unas veces muy marcado y otras más atenuados. Se trata, en definitiva, de una marisma de caracteres residuales, ajena desde hace cientos de años al régimen de marea, y con síntomas de continentalización más importantes cuanto más al norte.
- Marisma Interna Reciente del Guadalquivir y Marisma Interna Reciente de La Rocina-Guadiamar, figura 2.9: de manera conjunta componen la marisma baja del conjunto del Parque, reconociéndose una expresa vinculación genética con la dinámica reciente de reexcavación, a partir de la superficie de la marisma antigua, de los colectores que en cada caso le dan su nombre. Su carácter predominantemente fluvial queda testimoniado en el modelado de rasgos meandriformes que adquieren los distintos sectores cartografiados, el cual, no obstante, refleja igualmente señales de una evolución bajo régimen mareal, hoy prácticamente desaparecido.

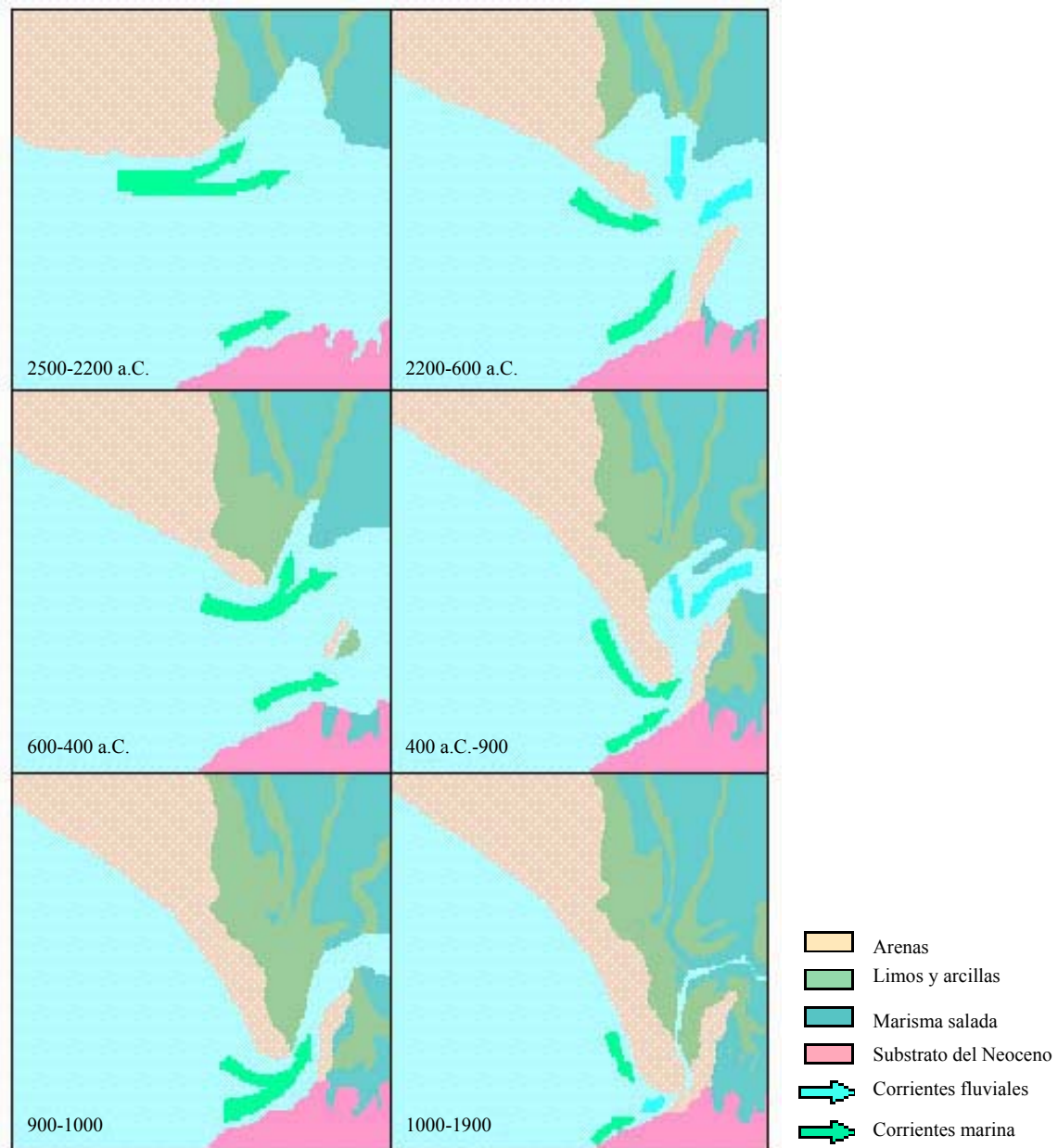


Fig. 2.8. Génesis de las Marismas de Doñana y del Guadalquivir ([Junta de Andalucía 2](#)).

- Marisma Externa Mareal: frente al ámbito interno compuesto por las tres ecosecciones anteriores, se identifica una marisma externa de muy escasa representación en el Parque, cuyo principal rasgo diferenciador es el estar sometida al régimen mareal de inundación diaria. Se dispone ajustada a la margen de los cauces del Brazo de la Torre y Guadalquivir, siendo en este último tramo donde más condicionada se encuentra debido a las actuaciones antrópicas.
- Contacto Marisma/Eólico-Costero: zona de separación de los dos grandes grupos litológicos de Doñana: los limo-arcillas y las arenas. Su especificidad emana precisamente del peculiar comportamiento hídrico que introduce el contraste entre materiales de tan desigual respuesta ante la permeabilidad. Es, desde luego, uno de los ámbitos más emblemáticos de Doñana, dado el carácter de línea de agua más o menos permanente que mantiene aún en el árido estío. Sus nombres locales

de Vera para el sector norte y Retuerta para el tramo sur, identifican ecosistemas diferentes dentro de una misma unidad genético-funcional.



Fig. 2.9 Marisma Interna Reciente de La Rocina, fotografiada desde la población de El Rocío, en julio de 2000. Debido a aportaciones de arena desde el Arroyo del Partido a la marisma, esta zona permanece cubierta de agua incluso en la estación seca.

2.2 GEOLOGÍA

En la zona del Parque podemos diferenciar dos grandes ámbitos litológicos. Por un lado la zona de marisma aluvial y los niveles más modernos de la unidad eólica compuesta principalmente de limos, arcillas y arenas. Por otro lado en la zona más occidental se distinguen las unidades deltaica y eólica conformadas principalmente de conglomerados, arenas, gravas, sobre las margas azules del mioceno (Salvany et al., 1995), figura 2.10.

La litología de la zona es un factor fundamental tanto en los diferentes ecosistemas así como del paisaje, puesto que la textura, la porosidad, la permeabilidad, etc., de los materiales del substrato constituyen factores de primer orden en la caracterización de los distintos hidrosistemas terrestres así como en sus efectos geomorfológicos derivados. De hecho el tipo de material influye substancialmente en la organización de los diferentes mecanismos de desalojo de las aguas de lluvia discriminando así ámbitos arreicos, endorreicos o exorreicos; modula, al menos parcialmente, la respuesta tanto espacial como temporal de las aguas desbordadas durante los eventos de inundación; y es el máximo responsable en la configuración, estructura y funcionamiento de los sistemas acuíferos ([Junta de Andalucía](#)).

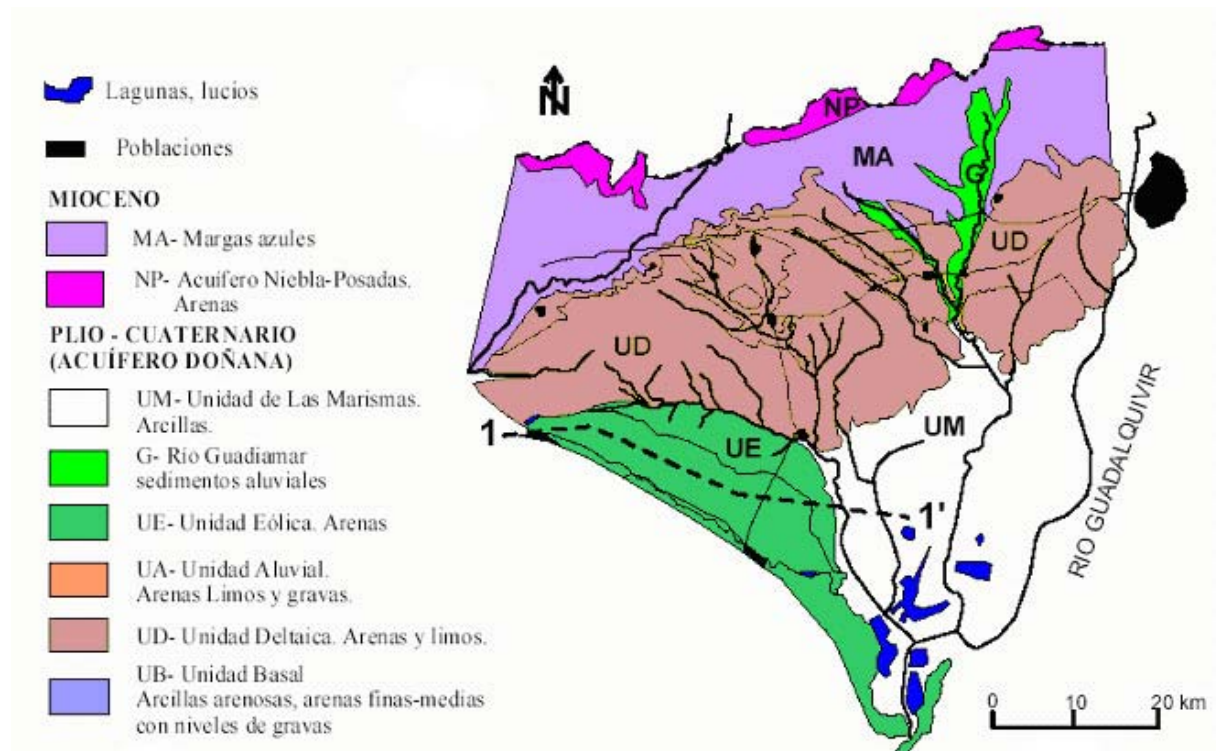


Fig. 2.10 División litológica de la zona del Parque Nacional de Doñana llegando hasta la desembocadura del Río Tinto y Sierra Morena, modificado de (Lozano, 2004) .

A grandes rasgos podemos distinguir las siguientes características estratigráficas (ITGE, 1992):

- Margas azules. Esta formación, presente en toda la extensión del parque con una potencia total de 1200 m forma la base del acuífero. El techo de la formación, de topografía suave, desciende en cota hacia el sur, acentuándose la pendiente del mismo hacia la zona de marisma por lo que en las cercanías del río Guadalquivir se encuentra a una profundidad aproximada de 250 m. Prolongándose esta depresión bajo el arroyo de La Rocina y bajo el río Guadimar.
- Limos basales. Como resultado de la regresión del Plioceno inferior se produjo un cambio en la sedimentación, produciéndose una formación poco homogénea que no aflora en el Parque Nacional, con zonas de predominio de arena sobre los limos y otras de predominio de las arcillas.
- Arenas basales (Pliocuatnario). Esta formación se superpone a la anterior de forma discordante. Tiene una potencia entre 10-30 m en la zona costera, donde existe una fuerte influencia eólica. Este material constituye el nivel de acuífero más importante debido a su permeabilidad y a la gran extensión que ocupa.
- Marisma. En ella existen dos capas de material diferenciadas con predominio de gravas y cantos rodados. Entre ambas capas y también superficialmente encontramos arcillas y material arcillo-arenoso.
- Aluviales. Materiales depositados en los lechos de ríos y arroyos formados por limos, conglomerados, arenas y gravas.

Desde un punto de vista tectónico, los estudios realizados (Benkhelil, 1976) (Rodríguez Vidal, 1989) (Fernández et al., 1998) describen la zona del Bajo Guadalquivir como un área compartimentada en bloques limitados por fallas de salto variable, destacando principalmente la falla del Guadalquivir de dirección WSW-ENE y la falla del Bajo Guadalquivir con dirección NNE-SSO, siendo esta última la responsable según estos autores del cambio de sentido del curso bajo del río Guadalquivir (Zazo et al., 1985), figura 2.11.

Según algunos estudios (Viguié, 1977) (Salvany et al., 1995), separando las unidades litográficas, anteriormente descritas, se encontraría una supuesta falla profunda en dirección NNE-SSO prolongación de la de Guadiamar (figura 2.11) la cual estuvo activa durante el pleistoceno superior, produciendo el hundimiento de la unidad oriental y la sedimentación de la zona aluvial y posteriormente quedó fosilizada por los sedimentos holocenos de las unidades deltaica y la de la marisma. La existencia de dicha falla puede justificarse por dos motivos. El primero de ellos sería el que permite explicar el desarrollo de las Unidades de marisma y aluvial únicamente en la zona oriental en la que la mayor subsidencia permitió un mayor acúmulo de material detrítico, quedando las facies deltaicas a una profundidad superior que en la zona occidental. Como segundo punto tenemos la coincidencia de esta falla con la prolongación de la falla del Guadiamar y con la falla situada al oeste de Matalascañas, constituyendo las tres un mismo accidente tectónico.

Estudios posteriores (Salvany, 2004) ponen en duda la existencia de dichas fallas. Después de un análisis morfométrico sobre la red de drenaje de la cuenca del río Guadiamar, se llega a la conclusión que la estructura que se aprecia es causada por inclinaciones geotectónicas y no por la presencia de falla. Esto sería coherente con las observaciones superficiales y de subsuelo llevadas a cabo, puesto que en los cortes geológicos (figura 2.11 y figura 2.12) realizados a lo largo de la cuenca se puede apreciar una estructura de roca madre continua, sin ningún tipo de desplazamiento a ambos lados del valle.

Finalmente la existencia de una supuesta falla vertical NE-SW de Matalascañas, (justificada en un principio por el rápido cambio de material entre un dominio Este en el que predominaban los depósitos sedimentarios de arena deltaica de origen eólico y el dominio Oeste constituido principalmente por gravas y arcillas de origen aluvial y de marismas) también se pone en duda. Nuevos estudios llevan a pensar que este cambio litológico se debe únicamente a un cambio en el entorno de sedimentación.

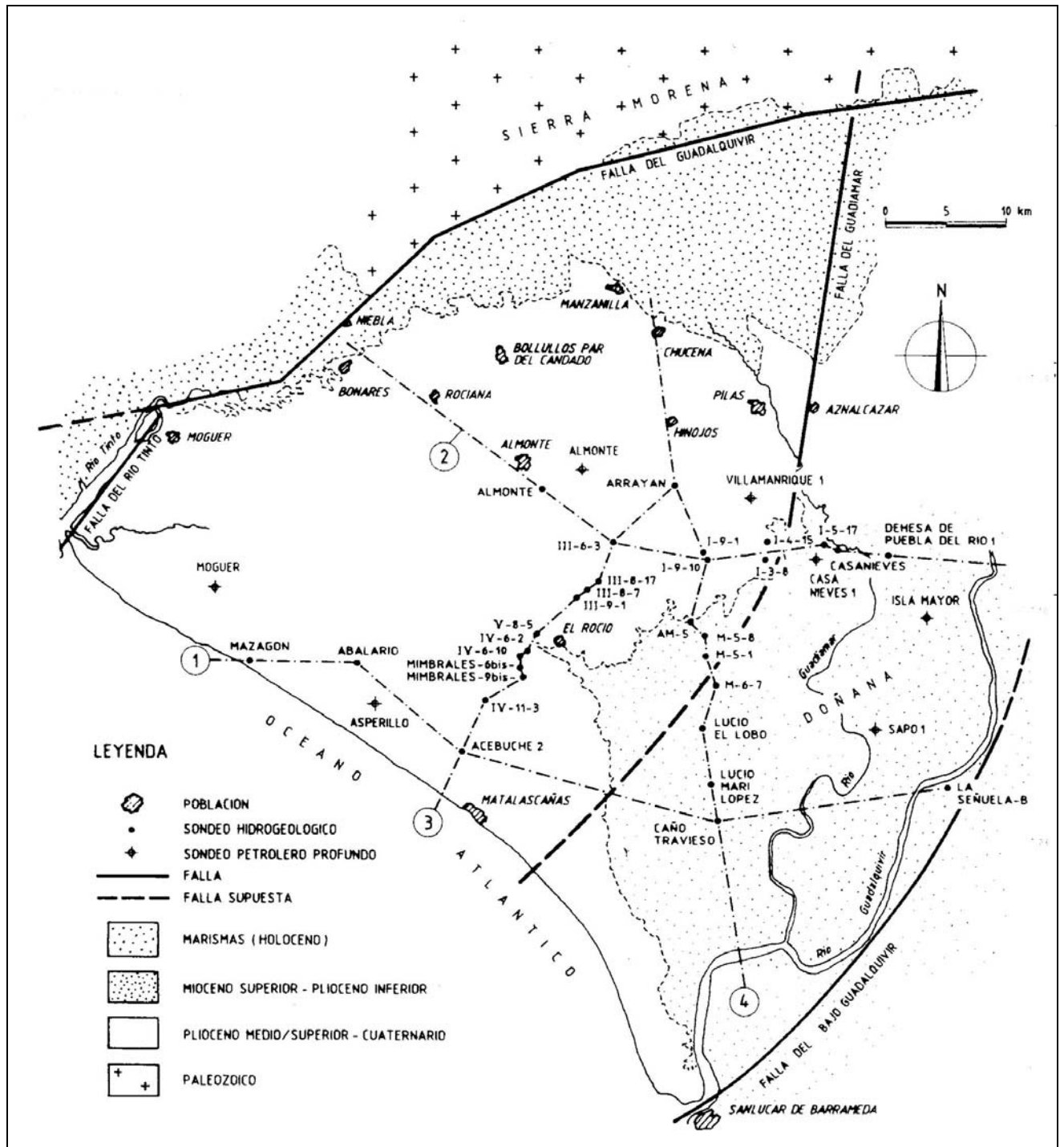


Fig. 2.11 Geología de la zona (Salvany et al., 1995). Se pueden apreciar algunos de los sondeos llevados a cabo y los cortes geológicos para interpretar la estructura del subsuelo.

En la figura 2.12 se puede apreciar un perfil del corte 1-La Señuela, en el que se observa la variación de materiales comentada anteriormente.

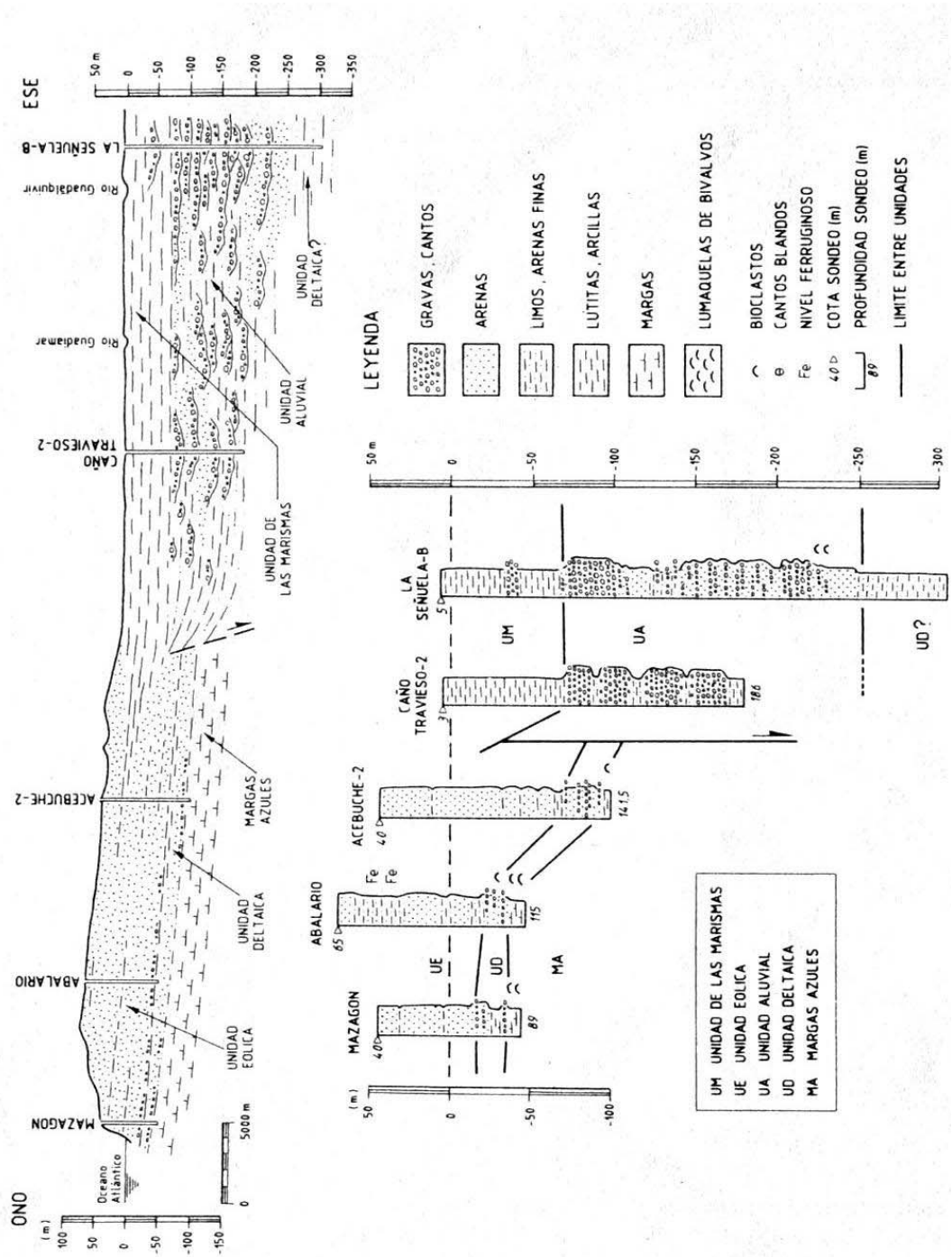


Fig. 2.12. Corte geológico, 1 en la figura 2.11, de Mazagón a La Senuela (Salvany et al., 1995)

2.3 HIDROGEOLOGIA

El Parque Nacional de Doñana pertenece a la unidad hidrogeológica Almonte-Marismas (Acuífero nº 27), siendo la zona más relevante la correspondiente a la marisma cuya inundación se produce a partir del agua de lluvia, el desbordamiento de los ríos de la zona y de las aguas subterráneas, muy conexionadas a las superficiales en el sector que funciona como acuífero libre.

A nivel de aguas superficiales podemos encontrar tres grandes grupos:

- Arroyos de: La Rocina, Partido, Cañada Marín y Cañada mayor.
- Sistema del Guadiamar.
- Aguas de los Lucios.

Aunque quizá las más importantes sean las aguas subterráneas que permiten el mantenimiento del Parque.

La base del acuífero estaría configurada por un nivel de margas azules que aflora a lo largo de la autopista de Huelva-Sevilla y que se hunde posteriormente, por causas aún objeto de discusión de los diferentes autores (existencia o no de la falla Matalascañas - El Rocío - Guadiamar descrita en el apartado anterior). Sobre esta base se encuentran las unidades geológicas de arenas basales del Pliocuatrnario, la barra costera y dunas y, finalmente, los materiales cuaternarios de la marisma que constituyen el acuífero, que presentaría una vaguada bajo el arroyo de La Rocina y bajo el río Guadiamar.

En la zona se han realizado numerosos estudios hidrogeológicos sobre todo por la explotación para regadío del acuífero Almonte-Marisma. En ellos se emplea un modelo simplificado para el acuífero, considerándolo libre fuera de la marisma y semiconfinado bajo la misma.

El movimiento de agua en el acuífero presentaría un flujo hacia la marisma, salvo en la franja costera en la que el agua iría al océano. En la parte de la marisma el funcionamiento se hace más complicado ya que el acuífero pasa a ser semiconfinado, la formación permeable no presenta ninguna zona de drenaje directo y finalmente la formación semipermeable contiene agua con una concentración salina superior incluso a la del agua marina lo que dificulta el flujo ascendente del agua dulce.

Así pues parte del agua subterránea que llega a la zona de marisma emergerá en una zona subparalela al contacto entre ambos acuíferos y el resto circulará por el acuífero profundo emergiendo por la zona semipermeable y/o al océano por debajo del Guadalquivir.

Existe constancia de la intrusión de agua marina en el acuífero con la subida de marea, en piezómetros situados a 30 km de la costa se experimentan subidas del nivel de aproximadamente 20 cm cuando la marea produce una subida del nivel del mar de 2.30 m (ITGE, 1992). Por otro lado la existencia de materiales aluviales conteniendo agua salobre se puede explicar por la escasa descarga vertical ascendente a través de los materiales arcillosos situados en la zona de marisma junto con la inexistencia de una descarga importante hacia el cauce del Guadalquivir, ni hacia el mar al no haber suficiente potencial hidráulico para compensar la diferencia de densidades a la profundidad de los niveles aluviales, siendo dudosa la existencia de afloramientos submarino próximos (Lozano, 2004).

Estudios posteriores (Custodio et al. 1992)(Custodio et al., 1994)(Custodio, 1994) han demostrado que con este modelo no se puede explicar el comportamiento hidrológico de la zona, en la que existe un domo freático en la Unidad Eólica, figura 2.13. El cual se recargaría por la lluvia, descargando al mar, al arroyo de La Rocina y en el ecotono de La Vera.

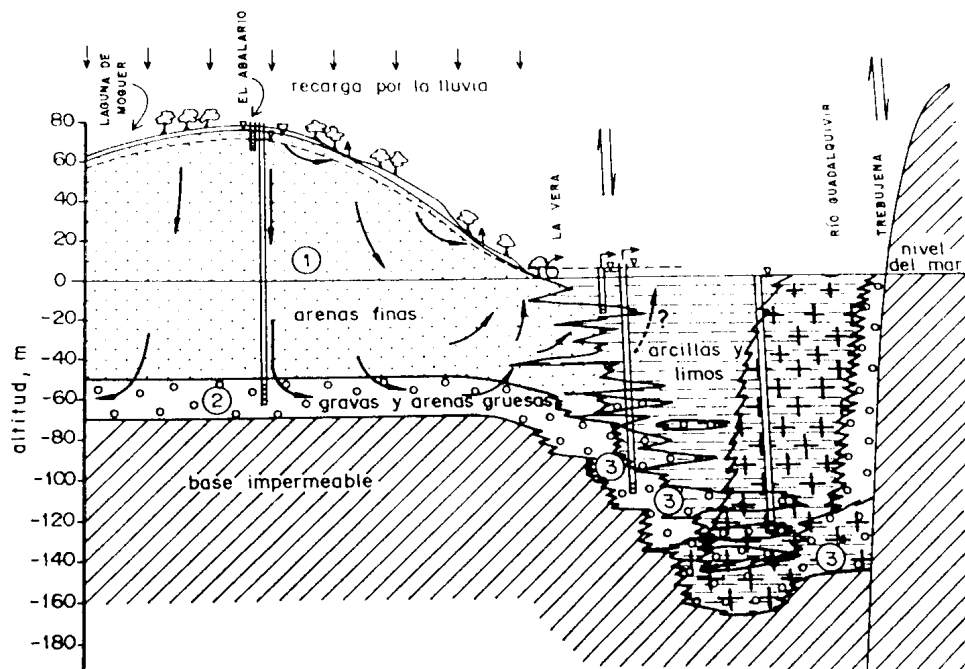


Fig. 2.13. Situación de los acuíferos: 1) acuífero libre, 2) acuífero semiconfinado, 3) acuífero confinado (Custodio et al., 1995)

En la figura 2.13 se representa un corte hidrogeológico desde las proximidades del arroyo de La Rocina hasta el margen izquierdo del río Guadalquivir, cruzando la zona de arenas y marisma. Debido a las características litológicas anteriormente descritas se encontraría en la zona occidental un nivel inferior más permeable y un nivel superior de arenas menos permeables que explica que la permeabilidad vertical sea menor que la horizontal (Custodio, 1995). En la zona próxima a La Vera el acuífero sería multicapa debido a la intercalación de arenas, arcillas y limos.

La descarga tiene lugar por diferentes mecanismos, siendo los más importantes los de evaporación y evapotranspiración por la vegetación, otra parte se pierde por drenaje difuso hacia el mar, ríos y arroyos, por drenaje ascendente a través del ecotono y por extracciones por bombeo para riego y abastecimiento urbano (Lozano, 2004).

Al igual que en el caso de la geología del Parque, los datos y análisis resultante de esta tesis permitirán avanzar en el conocimiento de la hidrogeología del Parque.

MÉTODOS DE CÁLCULO DEL GEOIDE

3 MÉTODOS DE CÁLCULO DEL GEOIDE

En este capítulo se describen diferentes métodos empleados para el cálculo del geoide. Antes se realizará una breve introducción a algunos conceptos empleados posteriormente.

3.1 DESARROLLO DEL POTENCIAL GRAVITATORIO

El potencial del campo gravitatorio terrestre W es el resultado de la suma del potencial del campo de la gravedad V , expresión (3.1), y el potencial de la fuerza centrífuga Φ , $W = V + \Phi$. El potencial gravitatorio al ser una función armónica en el exterior de las masas terrestres puede ser representado en forma de armónicos esféricos (Heiskanen et al., 1985):

$$V = \frac{GM}{r} \left(1 - \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm} \cos \theta \right) \quad (3.1)$$

siendo a el radio ecuatorial de la Tierra, P_{nm} las funciones de Legendre, r la distancia entre el centro de la Tierra y el punto considerado, GM el producto de la constante universal de gravedad por la masa terrestre, C_{nm} y S_{nm} los coeficientes del modelo geopotencial, λ la longitud geocéntrica del punto y θ la latitud geocéntrica del punto. Aunque en el sumatorio se ha expresado la suma infinita de términos esto no es factible en la realidad por lo que se llega a un desarrollo de cierto grado y orden. El grado corresponde al número límite al que se llega en la solución de la ecuación de Laplace en el caso de 1D (1 dimensión), mientras que el orden correspondería a 2D. Es decir, el grado y orden representan el número de términos que se tienen en cuenta en la aproximación a la función de Legendre.

Las superficies en que este potencial es constante se denominan superficies equipotenciales, siendo el geoide la superficie equipotencial tomada como origen de las cotas ortométricas.

La fuerza por unidad de masa que actúa sobre un cuerpo en reposo sobre la superficie terrestre es conocida como vector de la gravedad \vec{g} y es dada por el gradiente de W . La magnitud de dicho vector es la gravedad g . La dirección que sigue el vector de la gravedad en cada punto se conoce como vertical del lugar o línea de plomada (figura 3.1 y 3.2), y tiene la peculiaridad de ser perpendicular a todas las superficies equipotenciales por lo que, a causa de la falta de paralelismo de éstas, no es una línea recta sino que se va curvando.

Si la distribución de masas en ambos hemisferios fuera igual y la densidad en el interior de la Tierra fuera constante, la figura de la Tierra se asemejaría a un elipsoide de revolución cuyo potencial del campo de la gravedad se conoce como potencial de la gravedad normal U , y su gradiente el vector de

la gravedad normal $\bar{\gamma}$. Siendo el potencial perturbador T la diferencia entre el potencial de la gravedad real W y el potencial de la gravedad normal U en un mismo punto.

$$T = W - U \quad (3.2)$$

Si P es un punto de la superficie terrestre (figura 3.1) la línea de plomada que pase por él cortará al geoide en un punto P_0 , siendo la longitud del segmento PP_0 de la línea de plomada la cota ortométrica (H) del punto P . Si ahora trazamos la normal al elipsoide por el punto P_0 , ésta cortará al elipsoide en un punto Q_0 , siendo el segmento de la normal al elipsoide P_0Q_0 el conocido como ondulación del geoide o altitud del geoide N .

Se conoce como vector anomalía de la gravedad a la diferencia entre el vector de la gravedad real en un punto P_0 y el vector gravedad normal en Q_0 , es decir:

$$\Delta \bar{g} = \bar{g}_{P_0} - \bar{\gamma}_{Q_0} \quad (3.3)$$

La diferencia en magnitud es la anomalía de la gravedad Δg y la diferencia en dirección es la desviación de la vertical ε , que se descompone en dos componentes perpendiculares entre sí: una Norte-Sur, ξ , y otra Este-Oeste, η .

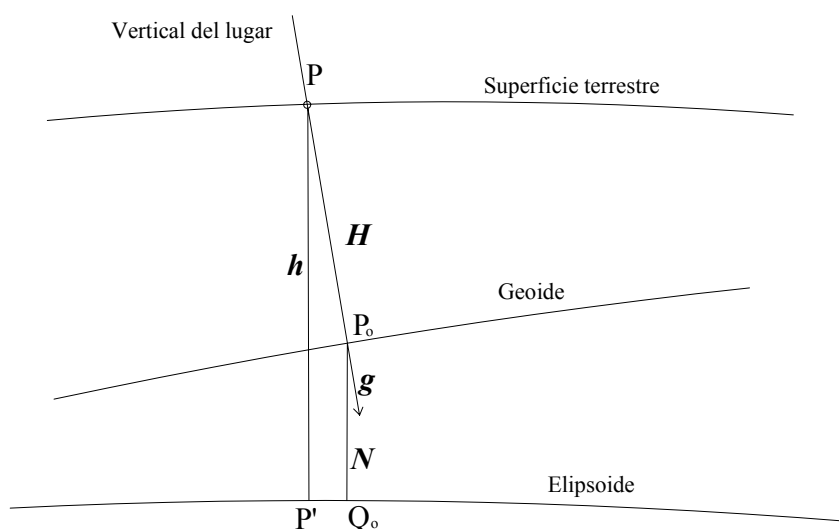


Fig. 3.1. Relación entre la altura ortométrica ($H=PP_0$) y la altura elipsoidal ($h=PP'$) en el punto P . La línea PP_0 marca la dirección de la vertical del lugar. N es la ondulación del geoide PQ_0 . La relación aproximada entre H , h , N viene dada por la ecuación 1.1.

Si en vez de considerar esta diferencia entre la gravedad real y la normal en dos puntos la consideramos sobre el mismo punto P_0 obtendremos el vector perturbación de la gravedad que viene dado por:

$$\delta \bar{g} = \bar{g}_{P_0} - \bar{\gamma}_{P_0} \quad (3.4)$$

La magnitud de esta diferencia es la perturbación de la gravedad en P_0 , δg .

La relación entre la ondulación de geode N y el potencial anómalo o perturbador T viene dada por la fórmula de Bruns (Heiskanen et al., 1985)

$$N = \frac{T_{r_0}}{\gamma_{r_0}} = \frac{W - U}{\gamma} \quad (3.5)$$

A partir del desarrollo en armónicos esféricos la ondulación de geode viene dada por (Heiskanen et al., 1985)(Forsberg, 1993)(Sevilla, 1997a):

$$N(\theta, \lambda) = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{n=2}^N \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n [\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\sin \theta) \quad (3.6)$$

donde: a es el semieje mayor
 r es la distancia del centro del elipsoide al punto
 M la masa terrestre localizada en el interior del elipsoide
 G la constante de gravitación universal
 γ la gravedad normal en el punto
 P_{nm} son las funciones de Legendre.

Siendo esta la forma más común de obtener la ondulación de geode a partir de los modelos geopotenciales.

En el desarrollo de W o de V (expresión 3.1) no se llega hasta orden ∞ por lo que tendremos una representación de las largas longitudes de onda del geode con precisión aproximada de 0.5 m para orden 360 (modelo global), por ejemplo el EGM96.

Si queremos alcanzar una mayor precisión, se ha de emplear la integral de Stokes o la teoría de Molodensky.

3.2 MÉTODOS ASTROGEODESICOS

Una forma clásica en la determinación del geode han sido los métodos astrogeodésicos, los cuales se abandonaron posteriormente dada la complejidad instrumental que requerían aunque siguieron empleándose de forma puntual, bien para añadir observaciones integradas con otros tipos de datos en los métodos de colocación, como veremos en el apartado 3.3.2 o bien como comprobación de los geoides calculados, generalmente, mediante métodos gravimétricos (Martín et al., 1998).

Los métodos astrogeodésicos se basan en la determinación de la desviación de la vertical ξ , es decir, la diferencia de dirección entre la normal al elipsoide y la línea de plomada, que se descompone en las dos componentes descritas en el epígrafe anterior, ξ y η . Las cuales vienen dadas directamente por las coordenadas geográficas (λ, φ) y astronómicas (A, Φ) por:

$$\begin{aligned} \xi &= \Phi - \varphi \\ \eta &= (A - \lambda) \cos \Phi \end{aligned} \quad (3.7)$$

Uno de los métodos más empleados es la nivelación astrogeodésica, también conocida como nivelación de Helmert, que consiste en calcular diferencias de ondulaciones de geoide (figura 3.2):

$$dN = -\varepsilon dS \quad (3.8)$$

Integrando la desviación de la vertical a lo largo de un perfil (Heiskanen et al., 1985)(Torgue, 2001):

$$N_B = N_A - \int_A^B \varepsilon dS \quad (3.9)$$

Tal como se comentó anteriormente, ε es componente de la desviación de la vertical a lo largo del perfil AB con acimut α , por tanto:

$$\varepsilon = \xi \cos \alpha + \eta \sin \alpha \quad (3.10)$$

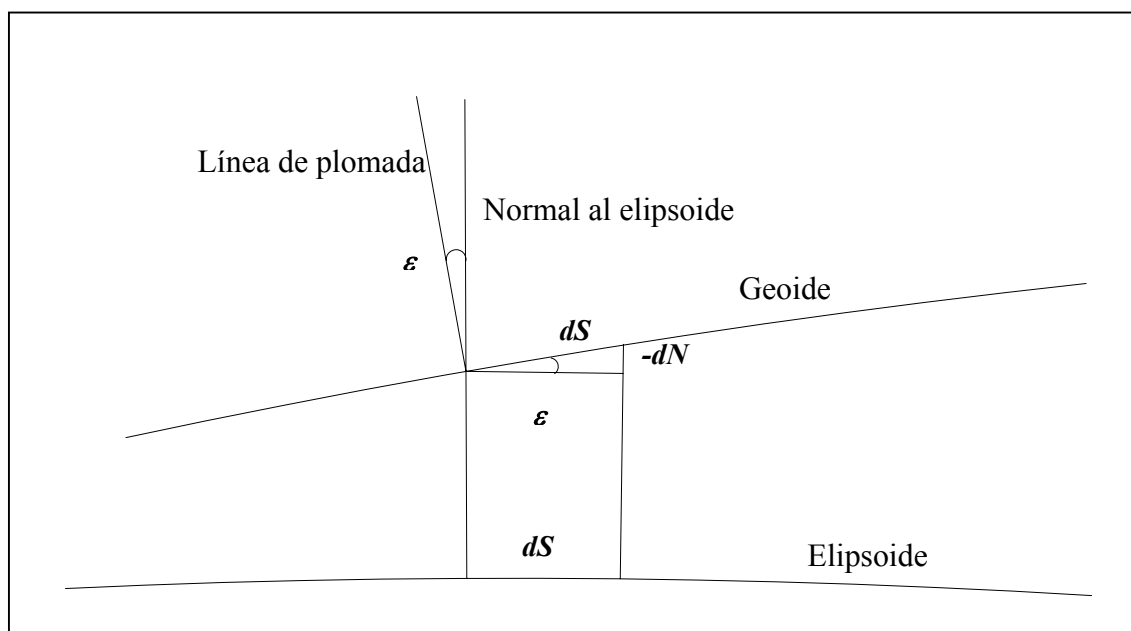


Fig. 3.2 Relación entre la desviación de la vertical y N.

La integral es independiente del camino a seguir y lo que se hace usualmente son perfiles norte-sur ($\varepsilon = \xi$) o este-oeste ($\varepsilon = \eta$) en los cuales se determina el valor de desviación en el número suficiente de puntos como para poder interpolar posteriormente entre ellos (Peláez et al., 2004a).

En la actualidad y con la aparición de las cámaras digitales y el empleo del GPS para la determinación de la posición, estos métodos resultan algo más sencillos de aplicar. De hecho en las últimas determinaciones de modelos de geoide de alta precisión se ha recurrido a este tipo de datos (Marti, 1997)(Erker et al., 1996), demostrándose que son prácticamente indispensables en el caso de trabajar en zonas montañosas (Peláez et al., 2004b).

Algunas de las ventajas que presenta este método frente a la determinación puramente gravimétrica son:

- no es necesario disponer de modelos digitales del terreno de gran precisión
- la influencia de la geología de la zona es mucho menor que en las medidas de gravedad

Por el contrario, encontramos que la instrumentación adecuada (cámaras digitales cenitales,.....) para realizar estas observaciones no siempre se encuentra al alcance.

En el caso de emplear este método para la comprobación de modelos de geoide, además de realizar observaciones astronómicas y geodésicas para la determinación de longitud y latitud astronómica y geodésica (empleando el método de nivelación de Helmert anteriormente descrito), se puede trabajar empleando observaciones GPS/nivelación/gravedad para determinar las desviaciones de la vertical.

Si sustituimos las expresiones (1.1) y (3.10) en la (3.8), obtenemos:

$$\xi \cos \alpha + \eta \sin \alpha = -\frac{dN}{dS} = \frac{(dH_B^A - dh_B^A)}{dS} \quad (3.11)$$

Conociendo H y h en varios puntos se puede determinar las desviaciones de la vertical. Los trabajos realizados de este modo (Martín et al., 2004) revelan la importancia de conocer con precisión centimétrica la diferencia de ondulación de geoide puesto que un error de 10 centímetros causa un error de hasta un segundo en la determinación de la desviación, mientras que un error de 10 metros en la distancia o un minuto en el acimut no es perceptible en los resultados.

En ese mismo estudio se realiza una comparación entre las desviaciones de la vertical observadas y la predicción de las mismas en varios modelos de geoide, observándose que la mayor variación se produce en la componente η para todos ellos, siendo el modelo EGM96 el que mejor comportamiento presenta en ambas componentes. Con una buena geometría de las líneas en la observación GPS/nivelación, la precisión en la comparación de la desviación de la vertical está cercana al segundo.

3.3 MÉTODOS GRAVIMÉTRICOS

Entre los métodos gravimétricos para la determinación del geoide el más empleado es el conocido como eliminación-restauración. El cual consiste en eliminar para cada punto los efectos producidos sobre el campo gravitatorio terrestre por las largas longitudes de onda y por la topografía (cortas longitudes de onda). Una vez realizada esta operación disponemos de unas cantidades residuales, que permiten trabajar con magnitudes suavizadas en términos de desviación típica, las cuales son empleadas para predecir las ondulaciones de geoide, anomalías de gravedad... en cualquier otro punto, bien mediante métodos de integración numérica (empleando la integral de Stokes principalmente) o por colocación mínimo cuadrática. Una vez obtenidas estas magnitudes se vuelve a restaurar la contribución de las largas longitudes de onda, obtenidas a partir de los modelos globales, y la contribución de las masas topográficas.

Los valores obtenidos para las ondulaciones de geoide a partir de diferentes modelos geopotenciales varían del orden de 1 m pudiendo llegar a 6 m en las zonas con escasez de datos (Rapp et al., 1993). En Yang Ming Wang (1993) se analizan diferentes métodos para minimizar los errores de los coeficientes del modelo geopotencial, el error en la determinación de la ondulación del geoide en un punto y el error debido a truncar el desarrollo en un determinado grado, recomendándose finalmente el uso de todos los grados del modelo de geopotencial para reducir los errores.

A partir de este punto consideraremos dos casos o escenarios, el método de integración de Stokes-Helmert y el método de Molodensky. En el primero de ellos las medidas realizadas sobre la superficie terrestre son previamente reducidas eliminando las masas topográficas existentes entre el punto sobre el que se realiza la observación y el geoide, mientras que en el segundo se calcula directamente el quasigeoide a partir de los datos observados sobre la superficie terrestre.

3.3.1 Escenario Stokes-Helmert

Se ha de tener en cuenta que para la determinación de la superficie del geoide las medidas de la gravedad se deberían realizar directamente sobre el mismo. Para llegar a este supuesto lo que se hace es condensar las masas existentes sobre el geoide en una capa superficial, eliminarlas o bien introducir estas masas en el interior del geoide.

En este escenario las masas topográficas se condensan sobre el geoide en forma de lámina. Con esta reducción se habrá producido un cambio en el potencial gravífico, lo que introduce una variación en las anomalías gravimétricas y consecuentemente en N , obteniéndose la superficie que se conoce como cogeoides. Por lo que se debe realizar una nueva corrección de pequeña magnitud para llevar el cogeoides al geoide:

La fórmula fundamental de la geodesia física (3.12) puede considerarse una ecuación de contorno al considerar que las anomalías de gravedad pueden ser únicamente conocidas en la superficie del geoide.

$$\Delta g = -\frac{\delta T}{\delta r} - \frac{2}{r}T \quad (3.12)$$

Pero si aplicamos la integral de prolongación ascendente (3.13) que permite calcular las anomalías de gravedad fuera de la Tierra a partir de las medidas de las mismas sobre la superficie de ella, podemos considerar que la expresión (3.12) es una ecuación diferencial que puede integrarse respecto a r .

$$\Delta g_P = \frac{R^2}{4\pi r} \iint_{\sigma} \left(\frac{r^2 - R^2}{l^3} - \frac{1}{r} - \frac{3R}{r^2} \cos \psi \right) \Delta g d\sigma \quad (3.13)$$

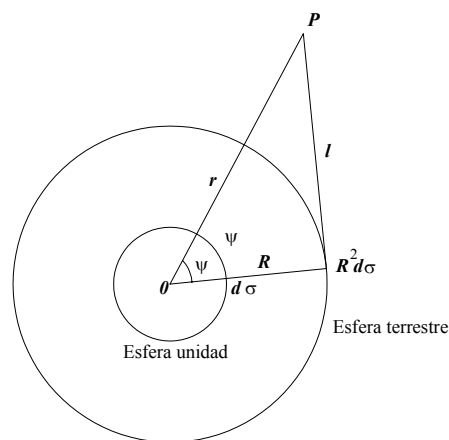


Fig. 3.3. Relación entre los elementos de la integral (Heiskanen et al., 1985).

Multiplicando (3.13) por $-r^2$, integrando entre ∞ y r , y operando, obtendremos la expresión del potencial anómalo como:

$$T(r, \theta, \lambda) = \frac{R}{4\pi} \iint_{\sigma} S(r, \psi) \Delta g d\sigma \quad (3.14)$$

siendo $S(r, \psi)$ la función núcleo, que reducida a la superficie del geoide quedaría como:

$$S(\psi) = \frac{1}{\sin \frac{\psi}{2}} - 6 \sin \frac{\psi}{2} + 1 - 5 \cos \psi - 3 \cos \psi \ln \left(\sin \frac{\psi}{2} + \sin^2 \frac{\psi}{2} \right) \quad (3.15)$$

Finalmente por el teorema de Bruns se obtiene la fórmula de Stokes (3.16), conocida como integral de Stokes, que permite obtener las ondulaciones del geoide a partir de las anomalías de gravedad.

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma \quad (3.16)$$

Pero para que se verifique esta integral se han de cumplir las siguientes condiciones:

- el elipsoide de referencia debe tener el mismo potencial que el geoide
- este elipsoide debe encerrar la misma masa que la Tierra
- el centro del elipsoide coincide con el centro de masas de la Tierra.

A esto se une el hecho de que la fórmula de Stokes está pensada para datos sobre la superficie del geoide por lo que es necesario aplicar a las observaciones las reducciones que ya se han comentado y que a continuación se describen con más detalle. Además, esta integral conceptualmente se ha de usar con datos distribuidos a lo largo de toda la superficie terrestre por lo que el hecho de aplicarla a un ámbito local puede causar errores por omisión puesto que la función $S(\psi)$ proporciona información para distancias muy grandes, este error se soluciona dividiendo las largas longitudes de onda en partes de un modelo global.

Esquemáticamente el proceso que se sigue en la determinación gravimétrica del geoide en el escenario Stokes-Helmert podría sintetizarse de la siguiente manera:

- i. Se obtienen las anomalías de gravedad Helmert (anomalías sobre el geoide) $\Delta g^{Helmert} = \Delta g^{AL} + C$
- ii. A éstas se les elimina la contribución del modelo global Δg_{MG} , obteniendo las anomalías reducidas:

$$\Delta g_{red}^{Helmert} = (\Delta g^{AL} + C) - \Delta g_{MG} \quad (3.17)$$

donde (Heiskanen et al., 1985)(Sevilla, 1997a):

$$\Delta g_{MG} = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^N \left(\frac{a}{r} \right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (3.17b)$$

G la constante de gravitación universal,

M la masa de la Tierra

a el semieje mayor del elipsoide de referencia

(r, θ, λ) las coordenadas polares geocéntricas del punto

$\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$ coeficientes fuertemente normalizados de grado n y orden m

$\bar{P}_{nm}(\cos \theta)$ funciones de Legendre fuertemente normalizadas

Una vez eliminados estos efectos disponemos de unas cantidades residuales lo suficientemente suavizadas para poder trabajar con ellas.

iii. Se predice cuales serían las anomalías sobre los nodos de una malla a partir de las anomalías reducidas

$$\Delta g_{Red-malla}^{Helmert} = Pred(\Delta g_{red}^{Helmert}) \quad (3.18)$$

iv. Se resuelve la integral de Stokes (3.16) sobre la malla de estudio

$$N_{Red-malla}^{Helmert} = Stokes(\Delta g_{Red-malla}^{Helmert}) \quad (3.19)$$

v. Una vez se han calculado las ondulaciones del geoide en el área de estudio se vuelven a restaurar las largas longitudes de onda gracias al modelo global, N_{MG} , y se calcula el efecto indirecto

N_{ind} :

$$N = N_{MG} + N_{ind} + N_{Red}^{Helmert} \quad (3.20)$$

El efecto indirecto esta causado por el desplazamiento de masas que conllevan las reducciones de la gravedad, el cual produce un cambio de potencial gravifico y por lo tanto en el geoide.

3.3.2 Escenario Molodensky. Método de Colocación Mínimo Cuadrática.

En el escenario de Molodensky (Heiskanen et al., 1985) se define una superficie auxiliar a la que se conoce como Teluroide, figura 3.4, de forma que todo punto perteneciente a la misma tiene un potencial normal U coincidente con el potencial real W correspondiente al punto P de la superficie terrestre que se encuentra en la misma normal elipsoidica que Q (Heiskanen et al., 1985).

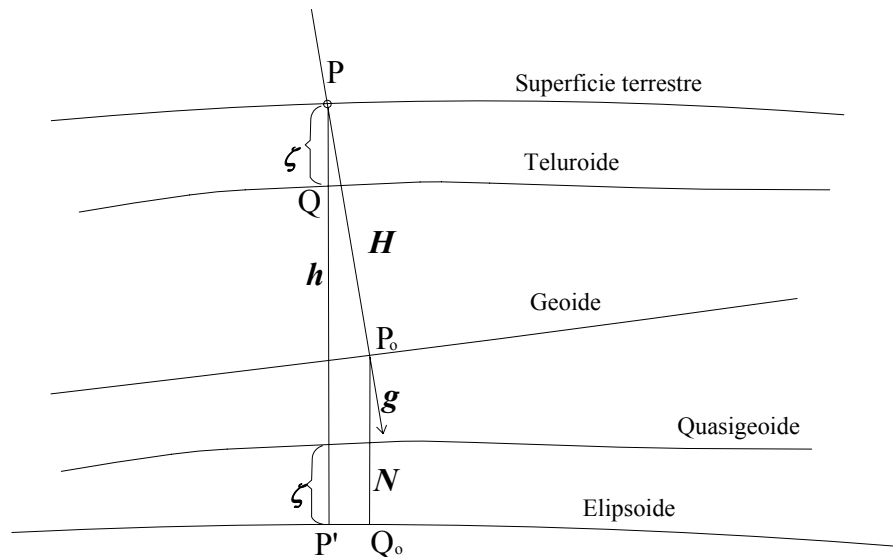


Fig. 3.4. Relación entre las diferentes superficies.

En la teoría de Molodensky las anomalías y perturbaciones de la gravedad están referidas al nivel del terreno y no al geoide, es decir, traslada el problema de frontera de la superficie del geoide a la superficie topográfica real.

Si llevamos la distancia existente entre los puntos P y Q, figura 3.4, medida sobre la normal elipsoidica, conocida como anomalía de la altura ζ , sobre el elipsoide de referencia se obtiene la superficie denominada por Molodensky quasigeoide.

La expresión que relaciona ondulación del geoide con la anomalía de altura ζ , es la siguiente (Heiskanen et al., 1985):

$$N = \zeta + \frac{\Delta g_B}{\gamma} H \quad (3.21)$$

donde Δg_B es la anomalía de Bouguer resultante de aplicar las reducciones a las anomalías medidas.

Uno de los métodos empleados en este caso para la determinación de las anomalías de altura es el de colocación, que se emplea con el fin de interpolar y estimar el campo de la gravedad relacionando, generalmente, anomalías de gravedad y anomalías de altura. Éstas se relacionan con el potencial anómalo a través de funciones lineales y su covarianza (se aplican expresiones lineales en la función covarianza del potencial anómalo). Los mejores resultados se obtienen al usar funciones de covarianza empíricas (Knudsen, 1987).

La teoría del método de colocación en la determinación del campo gravitatorio terrestre ha sido desarrollada por diferentes autores, destacando Moritz (1980) y Tscherning (Tscherning, 1974), (Tscherning et al., 1974)

Esquemáticamente el proceso a seguir es:

i. Cálculo de la anomalía de gravedad residual

$$\Delta g_{red} = \Delta g^{AL} - \Delta g_{MG} - \Delta g_{RTM} \quad (3.22)$$

donde Δg_{RTM} corresponde a la influencia de la topografía respecto a un modelo residual de terreno MRT (*RTM, Residual Terrain Model*).

Este modelo está formado por las desviaciones de la topografía respecto a una superficie media, figura 3.5. Esta superficie es calculada a partir de la media de un bloque de una longitud determinada que se recomienda sea la mínima longitud de onda utilizada en el desarrollo en armónicos esféricos (Forsberg et al., 1981).

La utilización de este tipo de reducción frente al empleo de una reducción isostática se debe principalmente a las ventajas de cálculo que ofrece. El hecho de que este modelo residual tenga densidades positivas y negativas, correspondiendo a la eliminación de las montañas y el relleno de los valles, hace que el efecto de las mismas se cancele a una determinada distancia del punto de cálculo. El inconveniente que presenta es la posible pérdida de la armonicidad al quedar alguna de las estaciones bajo esta superficie de referencia, por lo que se debe aplicar una corrección que la devuelva a la superficie.

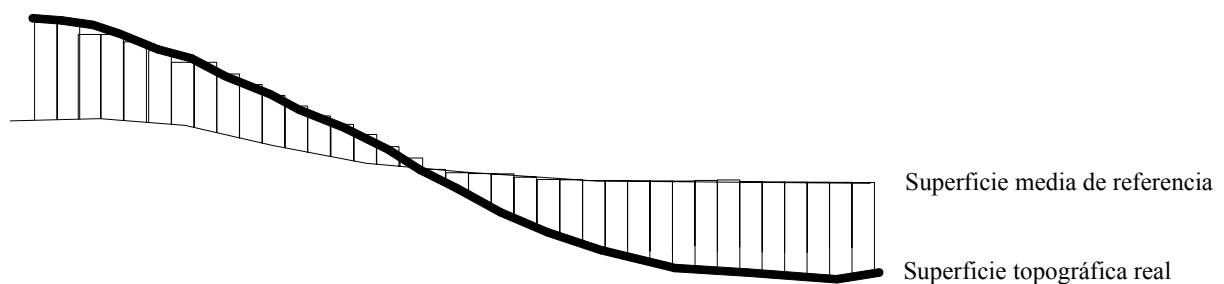


Fig. 3.5. Modelo Residual del Terreno.

ii. Mediante colocación mínimo cuadrática (Tscherning, 1974)(Moritz, 1980) se obtiene la anomalía de altura en el punto deseado.

iii. Finalmente se obtiene la ondulación de geode mediante la expresión:

$$N = \zeta_{Red} + \zeta_{MG} + \zeta_{RTM} + \frac{\Delta g_B}{\gamma} H \quad (3.23)$$

Entre las ventajas que presenta el método de colocación destaca su capacidad de combinar datos de diferente tipo (Moritz, 1980), con lo que se hace un uso óptimo de todos los datos disponibles. Además permite utilizar los datos sin necesidad de crear previamente una malla y el cálculo directo de los errores estimados (Forsberg, 1993). El inconveniente que presenta es que únicamente se puede trabajar en zonas reducidas y limitándose a unos pocos miles el número de puntos con los que se puede trabajar ya que el sistema de ecuaciones a calcular es muy grande (Min, 1995) (Forsberg, 1993). Por ello, y debido también al carácter local de la función covarianza, este método se emplea principalmente en la determinación de geoides locales.

La función covarianza

La función covarianza para el potencial perturbador entre dos puntos, $C(\psi)$, considerada como función covarianza básica a partir de la que se puede calcular el resto mediante la ley de propagación, entre dos puntos se define como el promedio del producto del potencial en ambos puntos sobre la esfera y sobre todos los acimutes (Heiskanen et al., 1985). Como el operador media es homogéneo e isótropo también lo será la función covarianza que estará en función únicamente de la distancia entre ambos puntos. Tscherning (1999) presenta una metodología para la obtención de la función covarianza en caso de considerar esta anisotropía.

Las funciones covarianza homogéneas e isótropas, es decir invariantes respecto a la traslación y rotación respectivamente, pueden ser definidas por tres parámetros (Moritz, 1980): la varianza C_o , la distancia de correlación ψ_1 y el parámetro de curvatura χ .

La varianza C_o es el valor de la función covarianza $C(\psi)$ para $\psi=0$, es decir sobre el mismo punto.

El parámetro de correlación ψ_1 es el valor de distancia para el que se cumple que la función covarianza alcanza un valor igual a la mitad de la varianza, es decir (Moritz, 1980):

$$C(\psi_1) = \frac{C_o}{2} \quad (3.24)$$

La distancia de correlación describe el comportamiento de la función para distancias del orden de 1.5 veces esta distancia, para distancias mayores se considera que la función ya no es representativa.

La curvatura viene dada por la expresión (Moritz, 1980)

$$\chi = \kappa \frac{\psi^2}{C_o} \quad (3.25)$$

siendo κ la curvatura de la curva $C(\psi)$ que viene dada por la expresión,

$$\kappa = \frac{C''}{(1+(C')^2)^{3/2}} \quad (3.26)$$

Para una distancia igual a cero, la primera derivada de $C(\psi)$ es igual a cero, ya que la tangente a la curva es horizontal en el origen, de modo que

$$\kappa = -C''(0) \quad (3.27)$$

El signo negativo se toma de forma convencional, fruto de tomar la raíz negativa en la expresión (3.26). La curvatura caracteriza el comportamiento de la función covarianza para pequeñas distancias.

Si dos funciones tienen valores iguales para estos parámetros ambas se comportarán de forma similar en la interpolación.

Según el ámbito que recojan, las funciones covarianza pueden ser globales, cuando se considera toda la esfera, o locales.

Según Goad et al. (1984) una función de covarianza local es un caso especial de una función covarianza global donde la información contenida de longitudes de onda más largas que la extensión del área de trabajo ha sido eliminada, y la información de fuera, pero cercana, al área se asume que varía de forma similar a la información dentro del área.

Es decir, una función covarianza local es aquella calculada con datos de una cierta zona. Los datos deben estar centrados, por lo que si no lo estuvieran, sería necesario restarles el valor medio local para conseguir una media igual a cero. Generalmente el procedimiento de trabajo pasa por eliminar de las observaciones de campo la aportación de las largas longitudes de onda a partir de un modelo global y eliminar también la aportación de la topografía, de modo que quedan unas cantidades residuales mucho más suaves que los datos originales.

Con las observaciones se obtiene una función covarianza empírica a la que posteriormente se ajusta una función modelo, la cual puede presentar diferentes formas (Tscherning, 1972). Esta función modelo permite poder relacionar los diferentes observables: ondulación de geoide, anomalías de gravedad, desviaciones de la vertical,...

La función covarianza empírica se obtiene mediante el sumatorio de los productos de los datos agrupados en intervalos en función de la distancia esférica entre los puntos donde han sido observados. De modo que el valor de la covarianza en cada uno de los intervalos vendrá dado por:

$$C(\psi) = \frac{\sum f_i f_j}{n} \quad (3.28)$$

siendo f_i, f_j los valores del potencial observados en los puntos i y j .
 n el número de productos en el intervalo centrado en ψ .

Cada uno de los productos intervendrá en el intervalo para el que se cumpla:

$$\psi - \frac{1}{2}\Delta\psi < \psi_{ij} < \psi + \frac{1}{2}\Delta\psi$$

donde ψ_{ij} es la distancia esférica entre los puntos i y j .
 $\Delta\psi$ es el intervalo de muestreo.

Existen tres tipos de función modelo (Tscherning et al., 1974)(Tscherning, 1974) obtenidas tras ajustar los siguientes parámetros:

- R_B radio de la esfera de Bjerhammar.
- Factor de escala de las varianzas grado (varianza del armónico de Laplace $\Delta g(\theta, \lambda)$)
- Orden de la función covarianza.

En ocasiones se introduce en el ajuste un cuarto parámetro correspondiente a un factor de escala de las varianzas grado del campo de referencia considerado (error de los coeficientes geopotenciales), de forma que representen la calidad de la aproximación del campo de referencia en la zona (Knudsen, 1987).

Dado que el primero de los parámetros no es lineal, se linealiza la función y se obtiene el resultado final mediante iteración.

3.4 MÉTODOS GEOMÉTRICOS (GPS/NIVELACION)

En el caso de desear establecer el modelo de geoide para áreas de escasa extensión, inferior a una superficie de $2^\circ \times 2^\circ$, si se usa un modelo de 360° , que siguiendo con la nomenclatura empleada podíamos denominar como "geoides puntuales", un método muy empleado es el GPS/nivelación/gravedad. Consistente en determinar la ondulación del geoide directamente de la diferencia entre la cota ortométrica (obtenida por nivelación en combinación con medidas de gravedad) y elipsoidal (obtenida mediante observación GPS), aplicando la conocida expresión (1.1).

Una vez conocida la magnitud de N en varios puntos, se busca mediante el ajuste por mínimos cuadrados la superficie que se adapte adecuadamente. Generalmente se opta por:

$$\begin{aligned} N &= aX + bY + c \\ N &= aX + bY + cXY + d \\ N &= aX + bY + cX^2 + dY^2 + e \end{aligned} \tag{3.29}$$

(Lino de Oliveira et al., 1999)(Galera et al., 2000)(Edwards, 1998).

Respondiendo la primera de las expresiones anteriores a la ecuación del plano, considerando el ajuste más sencillo ya que se supone la pendiente de la superficie constante. El resto responden a superficies alabeadas que permiten un mejor ajuste a los datos GPS/nivelación/gravedad.

Los pesos empleados para tal ajuste están en función de los errores estimados en la determinación tanto de la altura elipsoidal como de la ortométrica.

Otra de las opciones de cálculo es la interpolación geoestadística (predicción o krigeadado).

Lo que ocurre en muchos casos cuando se trata de ajustar un geoide geométrico a una zona de pequeñas dimensiones, es que se emplean datos de GPS/nivelación únicamente, debido a la dificultad de obtener datos gravimétricos, principalmente por ser poco accesible el instrumental adecuado a tal fin.

3.5 MÉTODOS HÍBRIDOS O COMBINADOS

Los geoides gravimétricos tienen buena precisión relativa y resolución en el sentido de las diferencias relativas de ondulación del geoide, pero su posición absoluta es, generalmente, pobre debido a que suelen ser susceptibles de poseer sistematismos y deformaciones a causa de (Forsberg, 1990) (Duquenne et al., 1994) (Tsuei et al., 1994) (Jiang et al., 1996) (Forsberg, 1997b) (Forsberg, 1997c) (Duquenne, 1999) (Smith et al., 1999b):

- errores en los coeficientes del modelo global utilizado,
- una mala cobertura de anomalías de gravedad sobre la zona de cálculo,
- datos de gravedad de diferentes fuentes y, por tanto, de difícil unificación,
- modelos digitales del terreno poco precisos, con escasa resolución e insuficientes para la zona de determinación,
- consideración errónea de las densidades,
- diferencias entre los dátums utilizados (modelo global, anomalías de gravedad y modelo digital del terreno),
- interpolación deficiente del campo gravitatorio.

Por el contrario, los datos GPS/nivelación/gravedad poseen una gran precisión en cuanto a posición absoluta pero una pobre resolución ya que son pocos los puntos en los que se podrá obtener el valor de la ondulación de forma directa, principalmente debido al gran esfuerzo que conlleva realizar la nivelación de precisión con una densidad de puntos aceptable. Así pues, la mejor solución será la proporcionada por la combinación de ambos tipos de datos y obtener así un modelo combinado que aumenta las posibilidades de utilización para cualquier usuario. De este modo lo que se conseguirá es un escalado del geoide, que sería equivalente a lo que en fotogrametría se conoce como orientación absoluta del modelo de geoide calculado (Birardi et al. 1995), para lo cual los “puntos de apoyo” los constituirán los puntos GPS/nivelación/gravedad.

Se debe tener en cuenta que este método en cierto modo se puede considerar como “local” puesto que al calcular las ondulaciones de geoide en puntos GPS/nivelación/gravedad se establece la relación entre el elipsoide WGS84 y el sistema de referencia para las cotas ortométricas. Este último no coincide con el geoide, si no que establece el origen de dichas cotas en el nivel medio del mar determinado en un mareógrafo, en nuestro caso el de Alicante, pero que es variable para cada uno de los países. Por lo tanto, existen multitud de planos de referencia origen de cotas ortométricas, y existirá una diferencia entre el geoide y la superficie de referencia de cotas ortométricas (Rapp, 1994).

Para llevar a cabo dicho ajuste existen diferentes métodos (Forsberg, 1993)(Forsberg, 1996)(Fotopoulos et al., 2003)(Kotsakis et al., 1999)(Denker et al., 1999)(Duquenne, 1999)(Featherstone, 2000) que se describen a continuación:

a) Transformación de siete parámetros.

Se trata de una transformación 3D en la que intervienen tres pequeñas rotaciones (α, β, γ), tres traslaciones según cada uno de los tres ejes ($\Delta X, \Delta Y, \Delta Z$) y un factor de escala ($1+e$) (Heiskanen et al., 1985) (Forsberg, 1993)(Mainville et al., 1992) realizada para ajustar el dátum al del sistema de referencia de los datos procedentes de satélite que se ha tomado como base en los armónicos esféricos:

$$\begin{Bmatrix} X' \\ Y' \\ Z' \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{Bmatrix} + \begin{Bmatrix} 1+e & \alpha & -\beta \\ -\alpha & 1+e & \gamma \\ \beta & -\gamma & 1+e \end{Bmatrix} \begin{Bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{Bmatrix} \quad (3.30)$$

Esta transformación, en una primera aproximación, será independiente de las rotaciones quedando por tanto simplificada a una transformación de 4 parámetros:

$$N_{directa} = N_{modelo} + \Delta X \frac{X}{R} + \Delta Y \frac{Y}{R} + \Delta Z \frac{Z}{R} + R e \quad (3.31)$$

En coordenadas geográficas se tiene:

$$N_{directa} = N_{modelo} + \Delta X \cos \varphi \cos \lambda + \Delta Y \cos \varphi \sin \lambda + \Delta Z \sin \varphi + R e \quad (3.32)$$

donde e es el valor de la escala, R es el radio medio terrestre en la zona obtenido como media geométrica de los dos radios de curvatura principales.

Este tipo de regresión no debe considerarse como una transformación rigurosa, lo que se pretende realmente es la absorción de los errores del modelo de geoid.

Se ha de tener en cuenta que los parámetros obtenidos de este ajuste puede que no correspondan realmente a los de un ajuste de dátum, puesto que tanto los errores en las largas longitudes de onda de los armónicos esféricos, como los de GPS o nivelación en los puntos empleados para la realización de tal ajuste serán absorbidos en la transformación. Por lo tanto habrá que controlar los posibles errores en estos datos (Fosberg, 1993).

b) Regresión polinómica

El método de ajuste recomendable a una zona local es una regresión polinómica que en su caso más simple se transforma en una regresión plana; así, para el caso de ajuste a un plano, la fórmula a utilizar es (Jiang et al., 1995) (Jiang et al., 1996) (Vermeer, 1998) (Duquenne, 1999):

$$N_{directa} = N_{modelo} + a_1 (\varphi - \varphi_o) + a_2 \cos \varphi_o (\lambda - \lambda_o) + a_3 \quad (3.33)$$

Donde a_1, a_2, a_3 son los coeficientes a determinar en el ajuste mínimo cuadrático y φ_o, λ_o son valores medios de la latitud y longitud de la zona de ajuste. Con lo que, idealmente, estamos aplicando sobre este punto giros en los dos ejes coordenados, (uno en la dirección S-N y otro en la dirección W-E) y

un desplazamiento constante sobre la vertical, que llevarán la ondulación modelo a la ondulación ajustada.

El problema es elegir el modelo de ajuste adecuado: en principio siempre serán fórmulas de dos variables, pero en ellas se pueden introducir tantos grados como se quieran (pueden llegar a fórmulas polinómicas complejas (Mojzes et al., 1988)). Se debe buscar aquel que minimice los residuos, siempre y cuando se tenga un número suficiente de puntos de control, en los que se conozca ondulación del geoide ajustada (GPS/nivelación/gravedad), para resolver el sistema. La práctica demuestra que con un pequeño número de puntos se llegan a buenos resultados (Sideris et al., 1995), pero que únicamente se puede emplear en la zona donde se dispone de datos y no extrapolar (Sevilla, 1997).

Si empleamos cualquiera de estos métodos será necesario validar el resultado del mismo empleando puntos que no hayan participado en el ajuste. Una de las principales recomendaciones en el caso de emplear este tipo de ajuste consiste en la evaluación cruzada de los datos (Featherstone, 2004), es decir, secuencialmente se va eliminando cada vez un punto del ajuste que será empleado posteriormente en la evaluación del mismo.

Mediante un ajuste del geoide gravimétrico a los puntos GPS/nivelación/gravedad, se consigue minimizar las diferencias y obtener un geoide que aún no siendo geocéntrico se ajuste más a la zona de trabajo, y que sea coherente con el plano de referencia elegido para las cotas ortométricas. Obtendremos por tanto un geoide que no es estrictamente una superficie equipotencial (Forsberg, 1997), de modo que el denominarlo de tal forma puede conllevar a error a otros usuarios del mismo, por lo que se considera más adecuado evitar utilizar este término.

**MODELOS DE GEOIDE. MODELOS DISPONIBLES
EN EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA**

4 MODELOS DE GEOIDE. MODELOS DISPONIBLES EN EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA.

En este capítulo se realiza una revisión a los modelos de geoide, globales, continentales, regionales y locales, analizando los disponibles en la zona del Parque Nacional de Doñana, algunos de los cuales son tratados en el capítulo 5 y se han empleado posteriormente, capítulo 6, en la determinación de un nuevo modelo para el área de trabajo.

4.1 MODELOS GLOBALES

Los modelos globales representan las largas longitudes de onda del potencial gravitatorio mediante los coeficientes armónicos esféricos del potencial, expresión (3.1). En un primer momento estos modelos se calculaban a partir de datos terrestres únicamente. El primer cálculo de tales modelos alcanzó el grado 6 y fue llevado a cabo por Dubovskii en 1937. Años más tarde Jeffreys señala la importancia de acompañar los coeficientes con su error asociado (Rapp, 1998). En 1969 Rapp alcanzó un modelo de grado 8 con una cobertura global con datos en una malla de 5° x 5° (Rapp, 1969). Este fue el último cálculo con datos puramente terrestre, a partir de este momento se comienza a combinar los datos terrestres con los obtenidos desde satélites. Aparecen así nuevos modelos geopotenciales obtenidos a partir del análisis de las perturbaciones orbitales que sufren los satélites por efecto de los cambios de gravedad, datos de gravedad terrestre y datos altimétricos obtenidos igualmente por satélites.

Los primeros modelos así obtenidos fueron el SE II y SE III que llegaban hasta grado 16 y 18 respectivamente. Posteriormente, a partir de 1972, la NASA junto con el Goddard Space Flight Center (GSFC) elaboró los modelos GEM (Marsh et al., 1990)(Rapp, 1998) el primero de estos modelos GEM-1 estaba basado en datos de las trayectorias de los satélites y alcanzó grado 12. En el modelo GEM-2 se llegó a grado 16, empleando en su cálculo anomalías de gravedad terrestre disponibles con resolución de 5°. Al final de la década de los 70 se desarrollaron los modelos GEM-9 y GEM-10, de grado 20 y 22 respectivamente, complementados con los modelos GEM-10B (grado 36) y GEM-10C (grado 180). En el GEM-10B se emplearon los mismos datos de trayectoria de satélites que para el GEM-9 junto a datos terrestres de anomalías de gravedad y un modelo de geoide oceánico obtenido con 200 pases del satélite GEOS-3. El modelo GEM-10C se calculó en varias etapas, primero se obtuvieron un conjunto global de 1° x 1° ondulaciones de geoide usando anomalías terrestres y anomalías derivadas de los datos altimétricos GEOS-3 y del modelo GEM-10B, en los océanos de emplearon los datos estimados desde el GEOS-3. El resultado obtenido se empleó en el cálculo de los coeficientes del potencial hasta grado 180.

Mientras tanto, en Europa algunos centros de investigación y universidades francesas y alemanas (Rapp, 1998) desarrollaron los modelos GRIM-1 y GRIM-2. Este último combina datos terrestres y de satélite.

En 1980, la Ohio State University comienza a desarrollar los modelos OSU. El primero fue el OSU81, obtenido por combinación de datos de diversas fuentes: coeficientes de potencial hasta grado 36 de anteriores modelos, datos de anomalías de gravedad $1^\circ \times 1^\circ$ obtenidas por satélite y finalmente datos de anomalías terrestres $1^\circ \times 1^\circ$. No se llevó a cabo el ajuste preciso del modelo, pero sí que se realizaron estimaciones de la precisión de cada uno de los coeficientes.

En 1985, Wenzel comenzó a obtener soluciones mediante procedimientos optimizados por mínimos cuadrados para los modelos geopotenciales, combinando modelos anteriores, anomalías terrestres de $1^\circ \times 1^\circ$, y ondulaciones de geoide, de igual resolución, obtenidas de datos altimétricos. De este modo se desarrolló el GPM2 hasta el grado 200 aunque generalmente su utilización se ha reducido hasta el grado 180 (Rapp, 1998).

En 1988, la NASA junto con el GSFC desarrollaron el modelo GEM-T1 hasta orden 36 basándose únicamente en datos y medidas de satélite. Posteriormente el modelo GEM-T2 lo mejoró, añadiendo 600 coeficientes sobre el grado y orden 36 (Marsh et al., 1990).

Alemania y Francia continuaron desarrollando los modelos GRIM, obteniéndose en 1983 el modelo GRIM-3, completo hasta grado 36, que incorpora medidas láser, ópticas y Doppler, anomalías de gravedad terrestres $1^\circ \times 1^\circ$ y datos procedentes del satélite altimétrico GEOS-3. El GRIM-3 se mejoró con el GRIM3-L1 mediante la incorporación de medidas SLR (Satellite Laser Ranging) del satélite Lageos.

Los modelos OSU89a y OSU89b, que alcanzan el grado y orden 360, fueron obtenidos a partir de la combinación del modelo GEM-T2 con anomalías medias de la gravedad con cobertura $30' \times 30'$ las cuales se obtuvieron de datos de anomalías obtenidas desde satélites altimétricos y anomalías terrestres. En el primero de ellos se utiliza la predicción del modelo GEM-T2 para rellenar aquellas zonas donde no existían datos (Asia, Groenlandia, zonas del Índico y Pacífico). El modelo OSU89b en cambio utiliza las predicciones del modelo GEM-T2 hasta grado y orden 36 que fue completado con un modelo topográfico-isostático basado en el modelo digital del terreno ETOPO5' hasta grado y orden 360 (Rapp et al., 1990).

Posteriormente la Ohio State University desarrolló el OSU91a en colaboración con la NASA, en este caso se emplearon los datos de satélite que dieron lugar al JGM-3 y se amplía la zona donde se disponen datos aunque siguen quedando lagunas como la Antártida, zona ártica, áreas del Amazonas... (Rapp et al., 1991). Como en el caso del OSU89b se completan con un modelo topográfico/isostático utilizando la predicción mínimo cuadrática para rellenar las zonas sin datos.

La NASA junto con el GSFC desarrollaron el modelo GEM-T3, completo hasta grado 50, empleando datos de la trayectoria de 31 satélites además de datos procedentes de los satélites altimétricos GEOS-3, SEASAT y GEOSAT, y datos de gravedad mejorados sobre la superficie terrestre (Lerch et al., 1992).

Los modelos franco alemanes GRIM continuaron actualizándose. Así aparece el modelo GRIM4-S1 (con datos de satélite únicamente) y el GRIM4-C1 (con datos combinados), que fueron mejorados con los modelos S2/C2 y S3/C3 (Schwintzer et al., 1992). Estos últimos completos hasta grado 50 y 60 respectivamente. Los últimos modelos de la serie GRIM-4 son el S4/C4 (Schwintzer et al., 1997), completos hasta grado 60. La combinación de modelos permite llegar hasta grado 72 incluyendo datos de gravedad de la superficie terrestre no utilizados en ninguno de los modelos anteriores. Para las zonas oceánicas se incluyeron en la solución final ondulaciones de geoide sobre un nivel medio del mar corregidas por la dinámica de la topografía oceánica mediante el modelo de Levitus; también se emplearon datos de la misión Topex/Poseidon.

El EGM96 (Lemoine et al., 1997) es uno de los últimos modelos de geopotencial global, figura 4.1. Fue desarrollado en 1996 conjuntamente por la NASA, el GSFC, el National Imagery and Mapping Agency (NIMA) y la Ohio State University. En el cálculo del mismo se emplearon:

- Datos de satélites así como datos altimétricos del TOPEX; GEOSAT y ERS-1.
- Datos de gravedad terrestre 30' x 30' de los archivos del NIMA.
- Anomalías de gravedad 30' x 30' derivadas de la misión geodésica GEOSAT.
- Modelo topográfico global.

Cuenta con la incorporación de datos de gravimetría aerotransportada sobre el Ártico y Groenlandia. El modelo JGP95E se empleó para rellenar las áreas del Pacífico Sur y Sur del océano Índico, ya que en estas zonas se carece de otro tipo de datos.

El cálculo se realizó mediante un ajuste mínimo cuadrático con el que se llegó al grado 70, una combinación diagonal de bloques para ecuaciones normales hasta el grado 359 y fórmulas de cuadratura con las que se alcanzó el grado 360.

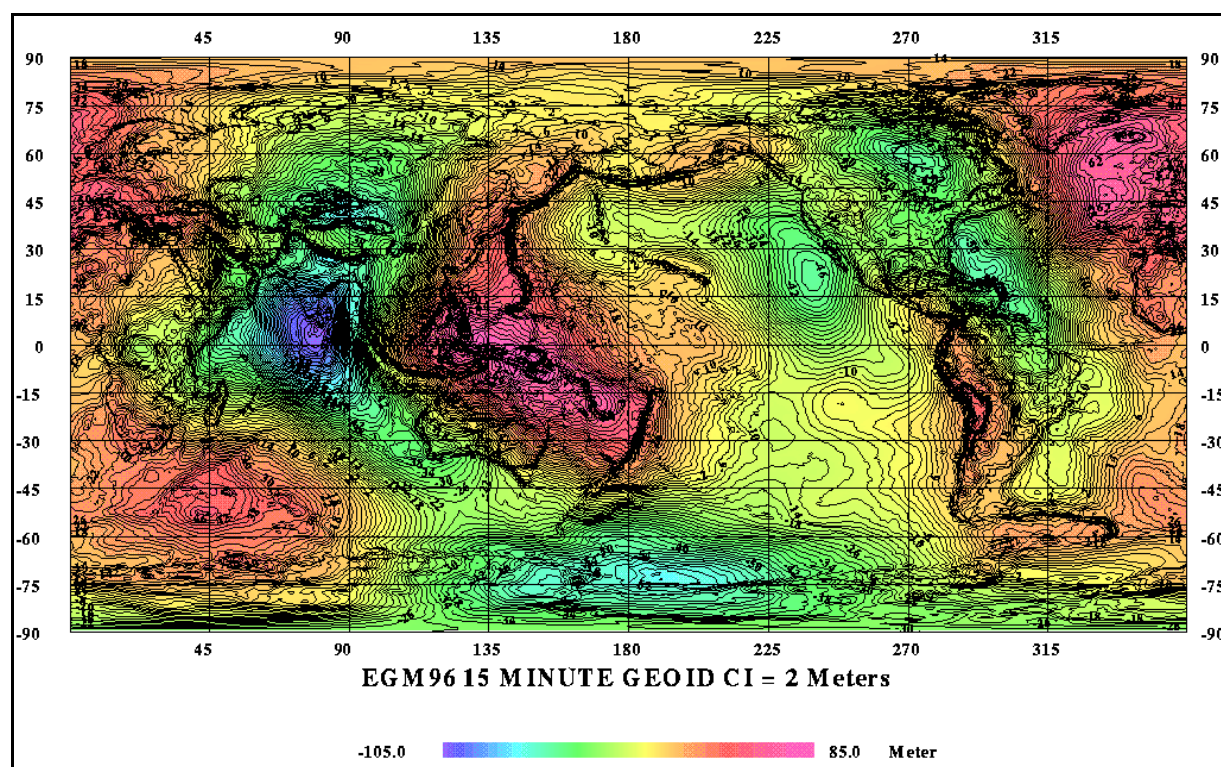


Fig. 4.1. Ondulaciones de geoides del modelo EGM96, equidistancia 2m.

Los parámetros elipsoidales sobre los que está basada la solución de los coeficientes son:

$$GM = 3986004.415 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{s}^2$$
$$a = 6378136.46 \text{ m}$$

$$\omega = 7.292115 \cdot 10^{-5} \text{ rad/s}$$
$$1/\alpha = 298.25765$$

En la figura 4.2 se ha ampliado en modelo de geoides EGM96 en la zona del Parque Nacional de Doñana. Se puede apreciar una relativa suavidad de forma, pero la variación de ondulación NW-SW es importante, con gradientes previstos, según el modelo, de varios cm por km.

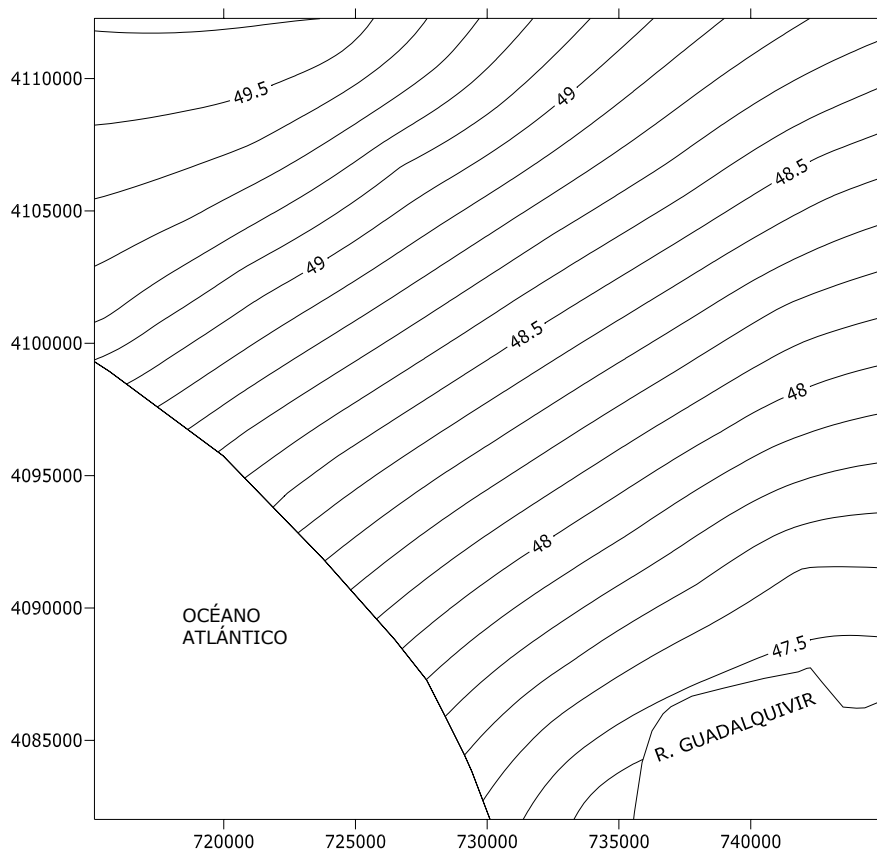


Fig. 4.2. Ondulaciones de geoida del modelo EGM96 en el Parque Nacional de Doñana. Valores en metros, equidistancia 10 cm. Coordenadas UTM huso 29, sistema de referencia GRS80.

Los últimos modelos GRIM obtenidos se calcularon como preparación a las misiones CHAMP y Jason. La primera versión son los modelos S1 y C1.

El modelo GRIM5-S1 se obtuvo como resultado del reprocesamiento de los modelos GRIM anteriores junto con datos de las perturbaciones orbitales de 21 satélites. Debido a la atenuación de la señal de gravedad con la altura, los datos obtenidos de los satélites no permiten obtener todos los coeficientes, por lo que el modelo está completo hasta grado y orden 36, siendo su precisión de 50 cm para las ondulaciones de geoida.

La combinación del sistema de ecuaciones normales del modelo S1 con el sistema de ecuaciones normales procedente de datos superficiales tuvo como resultado el modelo GRIM5-C1, de grado y orden 120, su precisión es igual a la del modelo S1 en cuanto a ondulaciones de geoida.

Estos modelos fueron mejorados por los S2/C2. Esta última solución está basada en el análisis de la perturbación de las órbitas y la traza de 22 satélites (pertenecientes al sistema DORIS), para resolver simultáneamente el potencial gravitacional y el potencial de las mareas oceánicas. La solución únicamente con datos procedentes de satélite tiene como resultado una representación del geoida con un error teórico estimado de aproximadamente 45 cm.

4.1.1 Presente y futuro de los modelos globales

Los avances en el conocimiento del campo gravitatorio terrestre llevados a cabo en las últimas tres décadas dan paso a nuevas determinaciones gravimétricas basadas en misiones satelitales, que servirán como base a los modelos gravimétricos globales futuros, hasta alcanzar el “geoide al centímetro” (Tscherning, 2001).

Hasta la fecha, el principal problema de los modelos globales radica en la baja precisión de los primeros coeficientes de dichos modelos, debido a que las misiones de satélite empleadas para la captura de datos no tenían fines geodésicos, por lo que la mejora de los mismos pasa por la mejora en los primeros coeficientes, lo cual implica el lanzamiento de misiones cuyo objetivo sea precisamente la determinación del campo gravitatorio terrestre.

Cabe indicar que antes de la planificación y puesta en marcha de dichas misiones específicas, la observación a los satélites enviados al espacio ya dió de forma indirecta (por observación de las perturbaciones de las órbitas), importante información para la mejora de los modelos de geopotencial existentes.

La gran ventaja que presenta este tipo de misiones frente a la toma de datos que tradicionalmente se había llevado a cabo se puede resumir en:

- Homogeneidad de los datos, al proceder de una sola fuente.
- Homogeneidad en la cobertura, existen datos en todo el globo terrestre con la misma resolución.
- Reducción en el coste económico, se realizarán un gran número de medidas y determinaciones a lo largo de la duración de las misiones.

Las misiones actuales se fundamentan en dos sistemas de medidas desde satélite, siendo los principios físicos para ambas los mismos: Satélite a Satélite (SST) y Gradiometría de Gravedad en Satélite (SGG).

En el primero de los casos existen dos métodos de trabajo:

- SST-hl (Satellite to Satellite Tracking High-Low): existe un satélite en órbita baja equipado con un receptor GPS y GLONASS lo que permite obtener su posición y velocidad con precisión en todo momento. Este método puede ser empleado para la determinación de las largas longitudes de onda del potencial gravitatorio (figura 4.3 a).

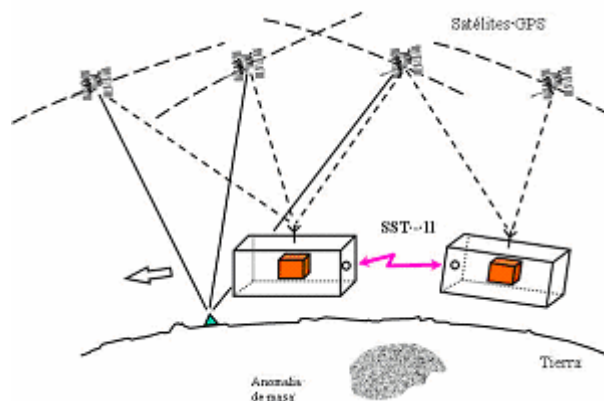
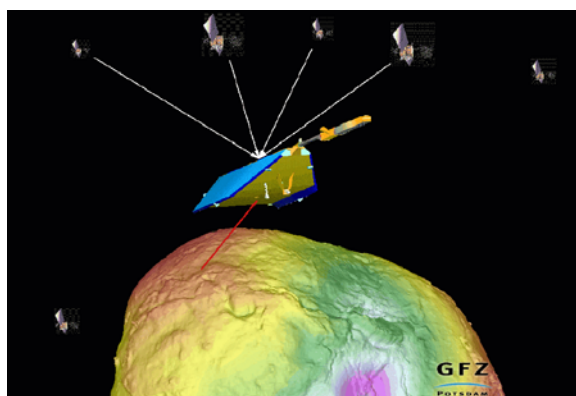


Fig. 4.3. Esquema de trabajo del sistema SST, a) SST-hl (GFZ-POTSDAM), b) SST-ll adaptada de Rummer et al., 2002.

- SST-II (Satellite to Satellite Traking Low-Low) En este caso tenemos dos satélites situados en órbita baja separados pocos centenaes de kilómetros, de modo que se mide constantemente la distancia relativa entre ellos mediante técnicas Doppler o láser (figura 4.3 b).

Los satélites en órbitas bajas no se ven afectados únicamente por cambios debidos a la variación del campo de la gravedad, sino que sufren también perturbaciones en sus órbitas debido a los efectos atmosféricos, radiación solar, albedo... efectos que deberán ser eliminados posteriormente, generalmente gracias a las medidas realizadas por un acelerómetro de tres ejes (Balmino et al., 1999)

En el caso de SGG se miden directamente las tres componentes del gradiente de la gravedad, mediante un gradiómetro de tres ejes, figura 4.4.

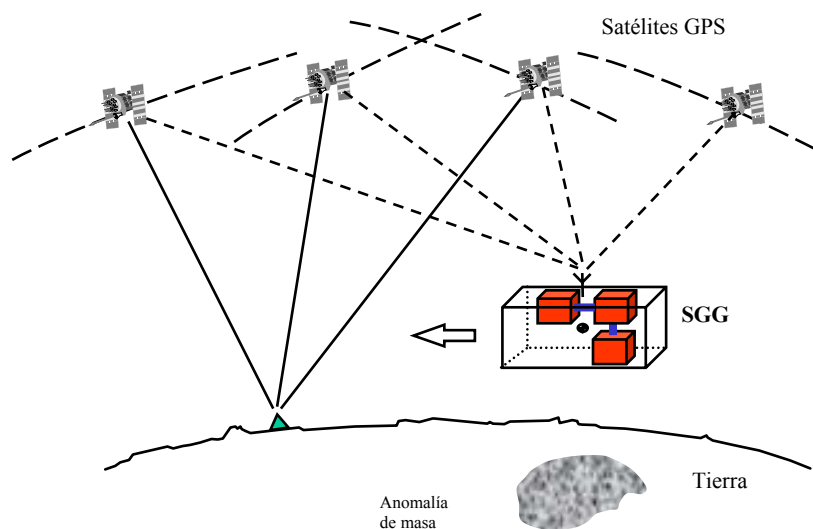


Fig. 4.4. Esquema de trabajo del sistema SGG, adaptada Rummer et al., 2002.

A continuación se describirán tres misiones que emplean estos sistemas: CHAMP (SST-hl) de origen alemán y que fue lanzada en el 2000; GRACE (SST-II), en cooperación de EEUU y Alemania principalmente, fue lanzada en el 2002; y finalmente GOCE (SGG) una iniciativa de la ESA (Agencia Espacial Europea) cuyo lanzamiento está previsto para el 2007.

Misión CHAMP (Challenging Minisatellite Payload)

El satélite CHAMP fue lanzado desde el cosmódromo Plesetsk (norte de Moscú) el 15 de julio de 2000. Describe una órbita casi circular, para conseguir una cobertura global homogénea y completa de la esfera terrestre con medidas de la órbita y del magnetómetro. La órbita tiene una inclinación de 87° y una altitud inicial de 454 km. El sistema ha sido diseñado para tener una vida de 5 años.

La misión CHAMP emplea el método SST de satélites en órbitas altas y bajas, con lo que se pueden obtener resultados de alta precisión para longitudes de onda medias y largas, además de permitir el estudio de la variación de la gravedad con el tiempo.

Los objetivos que se plantean con CHAMP son:

- En la búsqueda del campo de la gravedad de la Tierra, CHAMP conseguirá una mayor exactitud, aumentando así las áreas de aplicación en la física de la tierra, la oceanografía y la geodesia.
- Con el geoides obtenido, se podrá conseguir un modelo gravitacional de alta resolución.
- Determinación de los cambios temporales en el campo gravitacional causados por las redistribuciones de masa.
- En el campo de la geofísica servirá para mejorar los estudios referentes a la estructura, a la compensación de la masa en el límite de las capas y a las discontinuidades que se producen en la parte superior del manto.

CHAMP genera simultáneamente medidas de la gravedad y del campo electromagnético gracias a las características de la órbita (encontrarse cerca del polo, baja altitud y una duración larga) y al instrumental de alta precisión del que está dotado y que se detalla seguidamente:

- **Acelerómetro:** Se utiliza para eliminar los efectos no gravitacionales de la posición del satélite.
- **Emisor Banda S:** Utilizado para enviar los datos de los satélites a la Tierra para su posterior proceso.
- **Sensor:** Proporciona de modo aproximado el recorrido de la Tierra y del Sol.
- **Control del centro de las masas:** Proporciona medidas entre el centro de masas del satélite y la aceleración de este centro; si es necesario se corrige el centro de masas durante el vuelo.
- **Reflectores del sistema láser:** Proporciona medidas de la órbita relativas a las redes de control terrestres.
- **Placas solares:** Cubren la superficie del satélite generando electricidad para el propio funcionamiento del sistema.
- **Sistema de control triaxial estabilizado:** A partir de la cámara estelar y los diferentes sensores, proporciona correcciones a la posición y orientación del satélite mediante un sistema de empuje basado en gas nitrógeno.
- **Microprocesador del sistema:** Procesador para el cálculo de los ajustes de orientación y telemetría.
- **Receptor GPS:** El receptor puede recibir la señal bifrecuencia L_1 y L_2 de hasta 14 satélites GPS.
- **Cámara fotográfica estelar:** Determina la orientación del satélite y de los acelerómetros relativa a la posición de las estrellas. Tiene una precisión de 25 arcosegundos (0.0075°)

Desde su puesta en órbita y hasta Marzo de 2005, se han obtenido 4 modelos gravitatorios (Martín et al., 2005). El primero denominado EIGEN-1S se realizó con 88 días de toma de datos (desde el 30 de julio al 10 de agosto y del 24 de septiembre al 31 de diciembre del 2000), de un solo satélite. Con estos datos se consiguió determinar el campo de gravedad con buena precisión hasta grado 35, pudiéndose conseguir los términos de mayor grado si a la solución se le aplica información estocástica

a priori. Este modelo de campo gravitatorio contiene los coeficientes armónicos esféricos completamente normalizados hasta el orden 100, alcanzando su nivel más alto de grado 119.

El segundo modelo de campo de gravedad, de nombre EIGEN-2, se obtuvo a partir de la toma de datos entre los meses de julio a diciembre del 2000 y de septiembre a diciembre del 2001. Tiene una solución correcta hasta grado 40 debido a la atenuación de la señal por la altura del satélite. Aunque se pueden conseguir términos de mayor grado aplicando la regularización del sistema de ecuaciones normales. Este modelo tiene una exactitud en las alturas del geoides de 10 centímetros y de 0.5 mgal en las anomalías de la gravedad.

El tercer modelo es el EIGEN-3p. Se trata de un modelo puramente gravimétrico obtenido a partir de 3 años de toma de datos entre el periodo que va de julio del 2000 a junio del 2003, figura 4.5. Se diferencia del EIGEN-2 por: el tiempo de toma de datos, una diferente parametrización de los parámetros de calibración del acelerómetro y una diferente regularización del sistema de ecuaciones normales. Este modelo tiene valores precisos hasta grado 65 debido a la atenuación de la señal por la altura del satélite. La exactitud está por debajo de los 10 centímetros y de los 0.5 mgal en términos de ondulación del geoides y de las anomalías de la gravedad respectivamente.

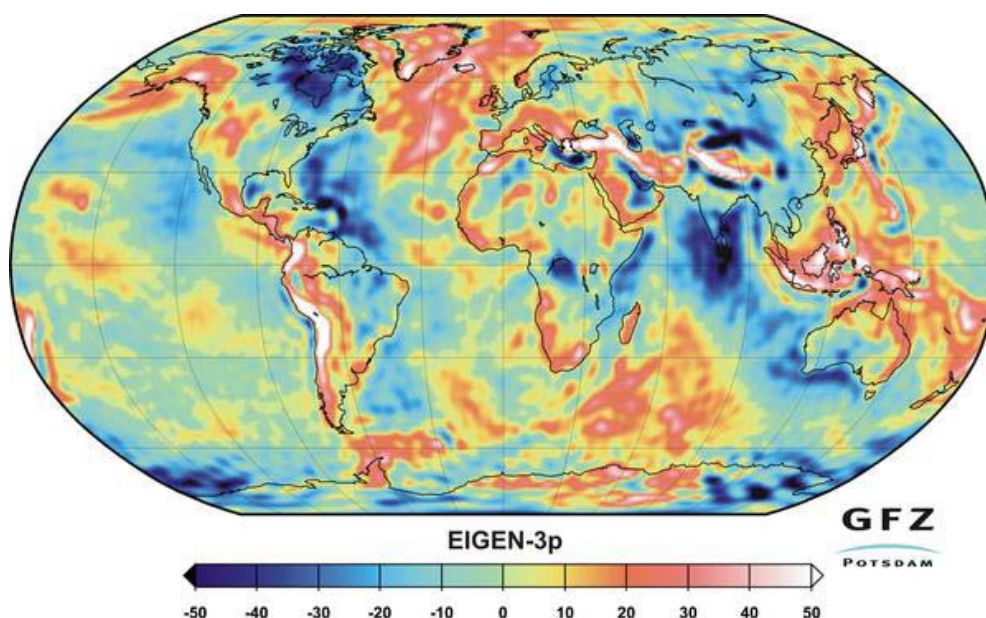


Fig. 4.5. Anomalías de la gravedad (mgal) según el modelo EIGEN-3p resultado de la misión CHAMP

El cuarto modelo es el EIGEN-CHAMP03S, obtenido a partir de los datos entre octubre del 2000 hasta junio del 2003, es la versión final del modelo preliminar EIGEN-3p. Ha sido calculado a partir de un reprocesado de todas las ecuaciones normales incluyendo la mejora en la parametrización de calibración del acelerómetro, alcanzando el grado 120. La precisión para las ondulaciones de geoides es del orden de 5 cm y de 0.5 mgal en las anomalías de gravedad.

Misión GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)

Por su parte, GRACE, misión con la colaboración principal de EEUU (Universidad de Texas, OSU, GSFC, JPL) y Alemania (GFZ, GeoForschungsZentrum, y DLR, Deutscher Zentrum für Luft-und Raumfahrt), es la primera que emplea el sistema SST I-I. Su objetivo principal es medir de forma precisa el campo gravitatorio terrestre, así como las pequeñas variaciones en el campo gravitatorio terrestre producidas por las diferencias de distribución de masas en la corteza terrestre, a la variación de presión atmosférica, variaciones estacionales y anuales en los niveles de agua superficial (Tapley et al., 2004) y subterránea, y a cambios en las masas de hielo del Antártico y Groenlandia (Balmino et al., 1999). Los resultados de esta misión permitirán que se mejore hasta tres órdenes de magnitud la precisión de los coeficientes de los armónicos esféricos para longitudes de onda largas y medias.

La consecución de este objetivo permitirá conocer mejor el movimiento de las corrientes oceánicas, motor principal del clima planetario, por lo que permitirá analizar la influencia de movimiento en el cambio climático.

Los componentes que forman los dos satélites GRACE son los mismos que los del satélite CHAMP a los que se une un Sistema de telemetría de banda K/Ka, sistema de radiofrecuencia que utiliza 2 ondas. La K de aproximadamente 24 GHz y la Ka que está cerca de los 32 GHz. Esto proporciona medidas precisas (entorno a 10 μ m), entre los dos satélites e, indirectamente, mide las fluctuaciones de la gravedad. Ambas están generadas a partir de una frecuencia base generada por un oscilador ultra estable.

GRACE utiliza dos satélites iguales, en la misma órbita a unos 300 km - 500 km de altura, el primero a unos 220 km por delante del segundo. A medida que ambos giran en su órbita alrededor de la Tierra, las regiones terrestres con una gravedad ligeramente más fuerte van a acelerar al primer satélite, alejándolo levemente del segundo satélite. El sistema es capaz de detectar las pequeñas variaciones en el campo gravitacional midiendo la distancia entre las dos naves con extraordinaria precisión, mediante la telemetría K/Ka.

En cuanto a las aplicaciones que tendrá el nuevo modelo gravimétrico, cabe destacar las siguientes:

- Mejora del modelo de geoide global, con la consiguiente influencia de este aspecto sobre los sistemas cartográficos de representación vigentes (especialmente los utilizados a escala global).
- Igualmente, la mejora del modelo de geoide dará lugar a un dátum vertical de referencia global más preciso, sobre el que referenciar las altitudes cartográficas y batimétricas en diversos ámbitos científicos (geodesia, geofísica, cartas de navegación, cartografía convencional, cartas de navegación aérea, etc).
- Mejora en el cálculo de las órbitas de satélites geodésicos (por ejemplo, los utilizados para los sistemas Galileo, GPS o para los campos de aplicación GNSS), incluyendo también aquellas misiones espaciales que requieran precisión en datos de altimetría (TOPEX, JASON, SAR, etc).
- Otras muchas aplicaciones vendrán de la mano de la geología, geofísica, climatología, meteorología y sobre todo de la oceanografía, ya que el nuevo modelo de la gravedad terrestre permitirá a los oceanógrafos comprender con mayor claridad la dinámica de corrientes y la 'orografía' de la superficie oceánica.

Los modelos de los que se dispone de esta misión, a fecha de marzo de 2005, son:

- GGM01: Solución que se ha obtenido con 111 días de datos. Se encuentra expresada como coeficientes armónicos esféricos fuertemente normalizados sobre un elipsoide de parámetros $a=6378136.300$ m y $1/\alpha=298.257$. La solución hasta grado y orden 120 se ha obtenido únicamente con los datos de satélite, completándose hasta grado y orden 200 mediante datos de medidas SLR (Satellite Laser Ranging) a varios satélites, datos de gravedad terrestre y datos de altimetría por satélite, figura 4.6.

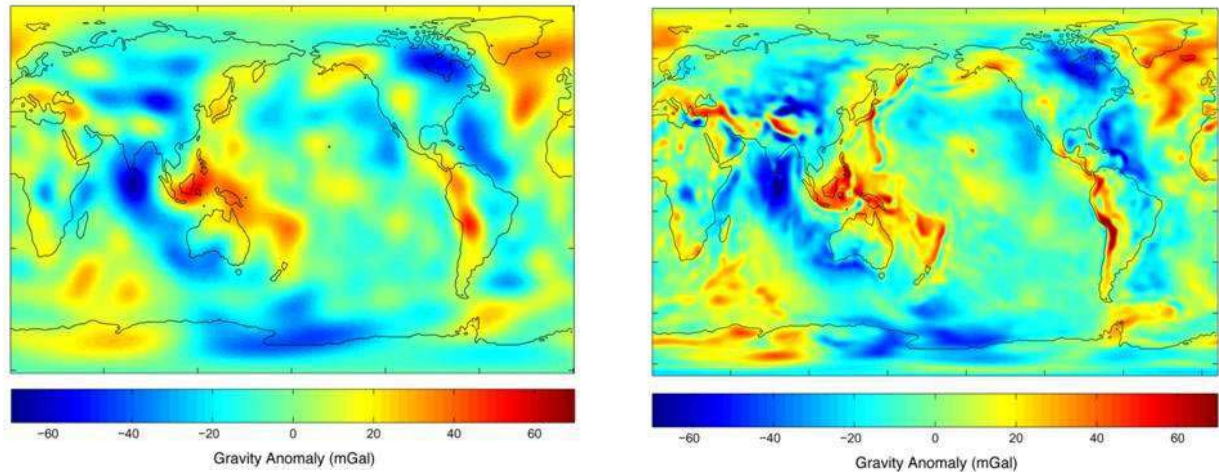


Fig. 4.6. a) Modelo de Gravedad terrestre utilizado hasta la fecha derivado de décadas de mediciones. b) Nuevo modelo de gravedad Terrestre, entre 10 y 100 veces más preciso que el tradicional, derivado de 111 días de mediciones (misión GRACE).

- GRACE01S: Solución obtenida con 39 días de datos. Se encuentra expresada como coeficientes armónicos esféricos fuertemente normalizados sobre el mismo elipsoide que el modelo anterior. Esta solución, completa hasta grado y orden 120, se complementa con coeficientes seleccionados hasta grado y orden 140.
- GRACE02S: Calculada a partir de datos de 110 días. La solución se presenta como coeficientes armónicos esféricos fuertemente normalizados que llegan hasta grado y orden 150.
- GGM02S: Solución obtenida con 363 días de datos sobre el mismo elipsoide que el modelo GGM01. La solución se presenta como coeficientes armónicos esféricos fuertemente normalizados que llegan hasta grado y orden 160.

Misión GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation)

La misión GOCE, iniciativa de la ESA (European Space Agency), y cuyo lanzamiento está previsto para 2007, se basa en la técnica SGG y tiene como objetivos fundamentales (Rummel et al., 1998) (Balmino et al., 1999) (ESA, 1999):

- Determinar el campo gravitatorio terrestre con una exactitud de 1 mgal.
- Determinar el geoide con una exactitud de 1 cm.
- Alcanzar una resolución espacial de 100 km (grado y orden 200)

Esta información permitirá construir un modelo global de la gravedad terrestre y del geoide, que podrá ser utilizado dentro de numerosos proyectos de investigación científica donde las principales aplicaciones son:

- Tener una mayor comprensión de la parte sólida de la Tierra, básicamente la detección de densidades anómalas en litosfera y parte superior del manto. Lo cual puede proporcionar una gran ayuda para la comprensión de los procesos que se producen en los núcleos de formación de terremotos en las zonas sísmicamente activas.
- Oceanografía. Permitirá una mejora en el conocimiento de la circulación oceánica absoluta y el transporte asociado de masas, del calor y otras propiedades. Esto conlleva un avance en los modelos del sistema terrestre para el clima y los cambios del nivel del mar.
- Mejora en la estimación de la dinámica de la capa de hielo polar y cambios en el volumen a través de la combinación de topografía de la base de las masas de hielo, obtenida a través de los datos de satélite, y la topografía de la parte superficial de dichas capas.
- Geodesia.
 - o Establecer una nueva superficie de referencia para las alturas que sea global y precisa, eliminando los problemas de conexión entre los diferentes países. Esta nueva superficie podrá servir como referencia para los estudios de topografía.
 - o Permitir la nivelación con GPS.
 - o Navegación inercial libre de errores producidos por la gravedad.
 - o Mejora en las órbitas de los satélites.
- Control del cambio del nivel del mar. Permitirá controlar tanto los movimientos verticales causados por el deshielo y elevación de las zonas terrestres que estaban presionadas por estas masas, como la circulación oceánica y los cambios entre las masas de hielo que influyen directamente en el nivel del mar.

La misión GOCE durará aproximadamente 20 meses, incluyendo dos semestres en período de observación (comprobación y calibración del satélite), durante los cuales el satélite orbitará a una altura de entre 250 y 270 km. Su órbita será heliosíncrona y casi circular, con una inclinación de 96.5°, con lo cual las zonas polares de la Tierra no podrán ser observadas.

El satélite irá equipado con 3 pares de acelerómetros en 3 ejes (figura 4.4) y con un sistema de posicionamiento por satélite GPS y GLONASS. La posición del satélite GOCE se puede conocer en todas las direcciones y en todo momento con una precisión de 1 cm. Esto se consigue gracias a que su posición la determinan un grupo de satélites GPS situados a una mayor altura. Los gradiómetros situados en el satélite de órbita baja (LEO) permitirán medir las tres componentes de la aceleración de

la gravedad. Ello se verá complementado con el SST lo cual permitirá detectar cualquier distorsión que en la órbita provoquen las largas longitudes de onda del campo gravitatorio terrestre.

El centro de control de la misión se encuentra en Kiruna (Suecia), y se encargará de tres funciones principales:

- Intercambio de ordenes y datos entre el satélite y la Tierra.
- La misión y el control del satélite.
- El procesamiento y almacenamiento de los datos.

Análisis combinado de las diferentes misiones

Analizando las técnicas empleadas en cada una de las misiones se puede decir que el sistema SST ofrece una precisión superior en los armónicos de menor grado, hasta grado y orden 50-60, por lo que es óptimo para la determinación de las variaciones en el tiempo de la gravedad. Pero para ello se necesita de misiones dilatadas en el tiempo (varios años). Por otro lado, el empleo de gradiómetros (sistema SGG) permite obtener soluciones de buena precisión para longitudes de onda de hasta 200 km.

Se han llevado a cabo estudios comparativos de las misiones (Balmino et al., 1999), fijando unos determinados criterios que limen las diferencias que por definición existen entre ellas, siendo las conclusiones más relevantes obtenidas las siguientes:

- GRACE es complementaria a GOCE, puesto que una tendrá una visión temporal de las variaciones del campo gravitatorio que se completará con la gran resolución espacial proporcionada por la segunda misión.
- La alta resolución espacial de GOCE permitirá establecer un sistema de altitudes global, lo que facilitará el estudio de los cambios del nivel medio del mar.

Con los modelos de geopotencial que se están obteniendo de estas misiones se está consiguiendo una mejora respecto del EGM96 (Martín et al., 2005). En la figura 4.7 se puede ver cómo el modelo proporcionado por la misión CHAMP que mejor solución ofrece (CHAMP03S), es mejor que el EGM96 hasta grado 60. Para los modelos derivados de GRACE el que mejor precisión ofrece término a término hasta grado 125 es el GRACE02S, mientras que a partir del grado 130 el que presenta errores menores es el GGM01. El error acumulado hasta grado 125, obtenido por integración hasta ese punto, es de 7.7 centímetros para el modelo GRACE02S, mientras que para el EGM96 asciende a 29.5 centímetros

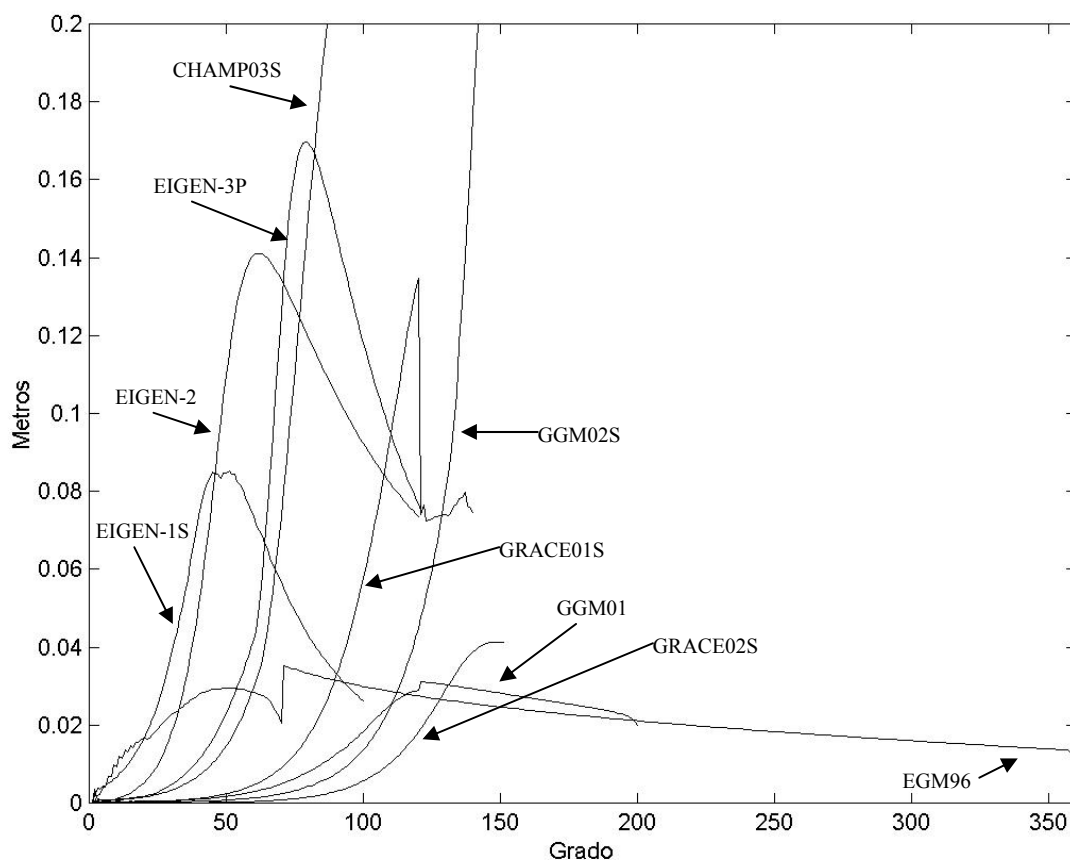


Fig. 4.7. Error por grado (varianza en grado) en ondulaciones de geoide de los modelos de geopotencial (Martín et al., 2005).

Uno de los últimos modelos disponibles es el EIGEN-CG01C completo hasta grado y orden 360, cuya obtención se ha llevado a cabo a partir de 200 días de datos de la misión GRACE (abril, mayo, agosto, noviembre de 2002 y abril, mayo, agosto, octubre, noviembre de 2003) y de 860 días de la misión CHAMP (de octubre de 2000 a junio de 2003) combinados con datos altimétricos y gravimétricos superficiales. En su cálculo se ha empleado un método de combinación que permite mantener la alta precisión que proporcionan los datos de satélite en las bajas frecuencias (largas longitudes de onda) del geopotencial con una transición suavizada a las altas frecuencias (longitudes de onda cortas) provenientes de los datos superficiales, proporcionados por diversas fuentes (GFZ, 2003-2005):

1. Proyecto ArcGP (Arctic Gravity Project) que proporciona anomalías de gravedad para latitudes superiores a los 64°.
2. Proyecto NRCAn, anomalías de gravedad cubriendo Norte América.
3. Proyectos AWI y LDO, anomalías de gravedad sobre dos áreas de la Antártida.
4. Anomalías gravimétricas altimétricas de NIMA sobre el océano, incluyendo las desviaciones estándar.
5. Ondulaciones de geoide sobre los océanos utilizando CLS01 (Sea Surface Heights) y la simulación ECCO (Sea Surface Topography).
6. Anomalías de gravedad terrestres de NIMA con sus desviaciones estándar.
7. Anomalías de gravedad marinas de NIMA sobre aguas de profundidad máxima de 2000 m.

En comparación con las soluciones anteriores, figura 4.8, el EIGEN-CG01C proporciona una precisión (error total) mejor del centímetro para grado y orden inferior a 90. La precisión total, de todo el modelo, se estima en 20 cm y 5 mgal para ondulación del geoide y anomalías gravimétricas respectivamente. En general la precisión en los océanos es superior a la alcanzada en los continentes.

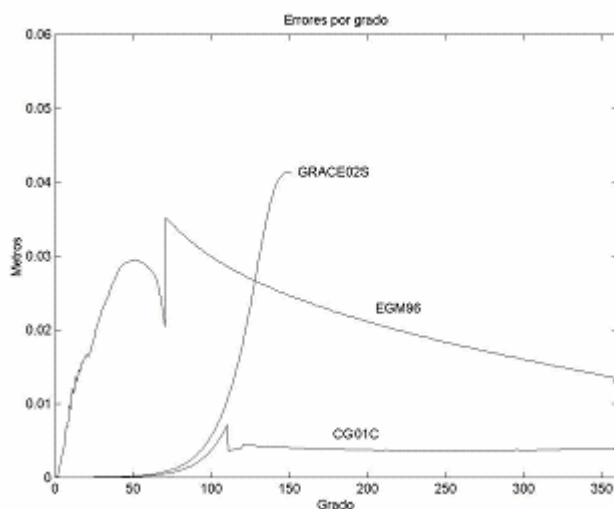


Fig. 4.8. Error por grado (varianza en grado) en ondulación del geoide de los modelos de geopotencial (Martín et al., 2005).

En la figura 6.11 se puede observar el modelo EIGEN-CG01C en el Parque Nacional de Doñana. Este modelo se empleará en el capítulo 6 en la determinación de un modelo de geoide en el Parque Nacional, por el método de eliminar-restaurar.

4.2 GEOIDES CONTINENTALES

Por geoide continental entendemos aquellos modelos que abarcan una extensión correspondiente con uno de los continentes de modo que se ajustan todos los datos disponibles sobre él, estableciendo una superficie de referencia común válida solo para los trabajos que se desarrollen en él.

El modelo más reciente que podemos encontrar es el quasigeoide EGG97 (European Gravimetric Geoid)(Denker et al., 1997), el cual abarca el área comprendida entre 25° N y 77° N en latitud y 35° W y 67.4° E en longitud y se proporciona en una malla de 1' x 1.5' o de 10' x 15'.

Los datos empleados para el cálculo de este modelo han sido (EGG97, 1997):

- modelo global EGM96 hasta grado 50
- datos gravimétricos con cobertura de 10 km en todos los países europeos, incluyendo datos de Rusia y de los países del este de Europa.
- datos gravimétricos en áreas marinas obtenidos de la misión ERS-1
- alturas topográficas obtenidas de un MDT de resolución de 7.5" x 7.5".

El método empleado fue el de eliminación-restauración.

Los datos gravimétricos empleados y el MDT (Modelo Digital del Terreno) se transformaron a un sistema de referencia común: WGS84 para el sistema planimétrico, UELN para la altimetría, IGSN71 como sistema gravimétrico y finalmente GRS80 como sistema para la gravedad normal.

Los datos de gravedad terrestres se combinaron con los datos de las áreas marinas obtenidos a partir de ERS-1, transformándose todos los datos a cantidades residuales y creando una malla mediante predicción mínimo cuadrática en un área 25° N - 77° N y 35° W - 67.4° E y con un paso de malla de 1.0' x 1.5'.

La transformación de gravedad residual a anomalías de altura se realizó mediante técnicas de combinación espectral junto con una transformación 1D FFT (Transformada Rápida de Fourier). Para la transformación espectral se emplearon las varianzas tanto del modelo de geopotencial EGM96 como de los datos gravimétricos terrestres.

Se decidió calcular el quasigeoide para evitar hacer consideraciones sobre el campo gravitatorio en el interior terrestre. Aunque también existe solución de geoide.

Durante el cálculo se consideraron despreciables las correcciones para los datos reducidos al terreno, ya que su magnitud era de 0.01 m en montañas de altura media 1000 m y de 0.1 m en montañas de 4000 m.

Para realizar el cálculo de las anomalías de altura referidas a un elipsoide ideal, en este caso como se ha citado anteriormente el GRS80, se aplicaron correcciones de -0.5 m (valor obtenido de las comparaciones con GPS/nivelación llevadas a cabo en toda Europa). Además se realizó una corrección para pasar desde el geoide sin efectos de marea empleado en el modelo global EGM96 al sistema de cero marea recomendado por la IAG. De modo que el quasigeoide finalmente obtenido está referido al sistema cero marea y a un elipsoide geocéntrico basado en las constantes del elipsoide GRS80.

El paso del quasigeoide al geoide es fácil, calculando las ondulaciones de geoide N a partir de las anomalías de altura ζ y de la expresión (3.21), en la que el valor de la anomalía de Bouguer es sustituido por el valor medio de gravedad que se calculó basándose en la reducción de Poincare y Prey:

$$\bar{g} = g + 0.0424H \quad (4.1)$$

siendo g el valor de la gravedad observado en la superficie terrestre.

Finalmente se restauraron los valores del modelo global y las contribuciones del RTM (Residual Terrain Model) que fue realizado utilizando una ventana de 15' x 15'.

La precisión relativa de este modelo se cifra en 0.1-1 ppm (EGG97, 1997), estimándose que en áreas con buena cobertura de datos la precisión oscila entre los $\pm 1-5$ cm desde 10 km a unas pocas centenas de kilómetros y $\pm 5-20$ cm para distancias de unos pocos millares de kilómetros. Para longitudes de onda medias y largas (superiores a centenas de kilómetros) los errores localizados se atribuyen al modelo global empleado, aunque también pueden ser causados por errores sistemáticos en los puntos de GPS/nivelación empleados en la comprobación (Torgue et al., 1998)(Denker, 1998).

En la figura 4.9 se puede observar el modelo EGG97 en el Parque Nacional de Doñana. Este modelo será ajustado a puntos GPS/nivelación/gravedad en el capítulo 5.

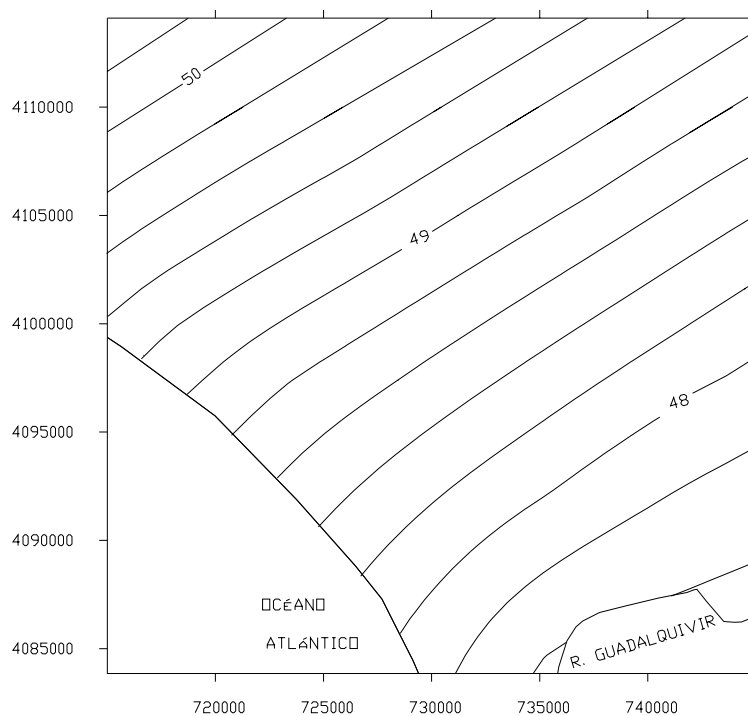


Fig. 4.9. Ondulaciones del geoides según el geoides EGG97 en el Parque Nacional de Doñana. Valores en metros, equidistancia 20 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

4.3 GEOIDES REGIONALES Y LOCALES

En la actualidad los modelos geopotenciales, excepto los de Wenzel, llegan hasta grado 360 por lo que únicamente puede recoger longitudes de onda de 1° . Para poder tener más información se calculan geoides en una determinada región que contienen información de todas las longitudes de onda. Generalmente los geoides *regionales* abarcan un amplio territorio, mientras que se habla de modelo de geoides *local* cuando su ámbito es inferior al regional y se tienen en cuenta en mayor medida las anomalías.

Para el análisis de los geoides regionales nos centraremos en la Península Ibérica.

El primer intento de definir un geoides sobre la Península se llevó a cabo en 1978 por Levallois. En la figura 4.10 se ven las diferencias entre el elipsoide Internacional y el geoides.

Posteriormente en 1991 en un área de la zona central de la Península Ibérica comprendida entre los 40° N y 42° N de latitud y los 5° W y 3° W de longitud, se llevó a cabo la determinación de un nuevo modelo empleando el método de colocación mínimo cuadrática (Sevilla et al., 1991).

En 1992 se determinó el geoides gravimétrico de Portugal empleando, igual que en el caso anterior, la técnica de colocación por mínimos cuadrados (Sevilla et al., 1992b).

En 1993 se recalculó el geoides de la zona central de la Península Ibérica teniendo en cuenta los efectos de la topografía (Gil, 1993).

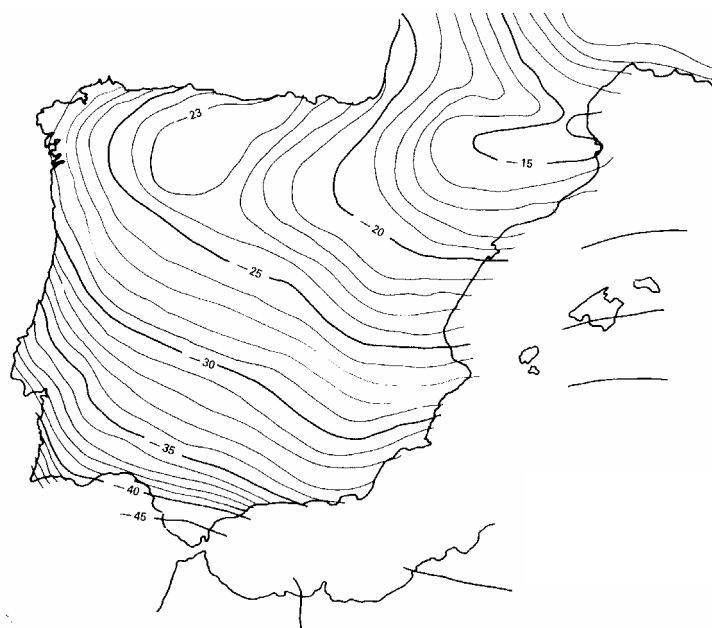


Fig. 4.10. Diferencia entre geoides y elipsoide Internacional, Levallois 1978. Isolíneas de ondulación del geoides, unidades en metros.

El primer geoides que abarcaba toda la Península se determinó en 1994 (Sevilla, 1994), el cual fue mejorado en 1995 (Sevilla, 1995), dando lugar al IBERGEO95, cuyas principales características son:

- Se extiende desde 35° a 45° en latitud y -10.5° a 5.5° en longitud, en una malla de lados 2.17 km y 2.67 km en latitud y longitud respectivamente (ver figura 4.11).
- Los datos de que se disponían son:
 - los coeficientes en armónicos esféricos de grado y orden 360 del modelo geopotencial OSU91a
 - un conjunto de 186812 puntos de anomalías de gravedad aire-libre cubriendo toda la Península y las áreas cercanas. Los datos de gravedad fueron corregidos de los efectos atmosféricos y topográficos
 - MDT de resolución 1000 m x 1000 m para España y el ETOPO5U para el resto del área.
- El método empleado en el cálculo fue eliminación-restauración usando en el paso intermedio la integral de Stokes.
- El resultado final se obtuvo tras restaurar los efectos del modelo, de las anomalías reducidas de la gravedad y del efecto indirecto.

En la figura 4.11 se puede ver el resultado del cálculo de las ondulaciones sobre el sistema GRS80 (a efectos prácticos coincidente con el WGS84) estando las curvas espaciadas 50 cm. El detalle de dicho modelo sobre el Parque Nacional de Doñana se encuentra recogido en la figura 4.12.

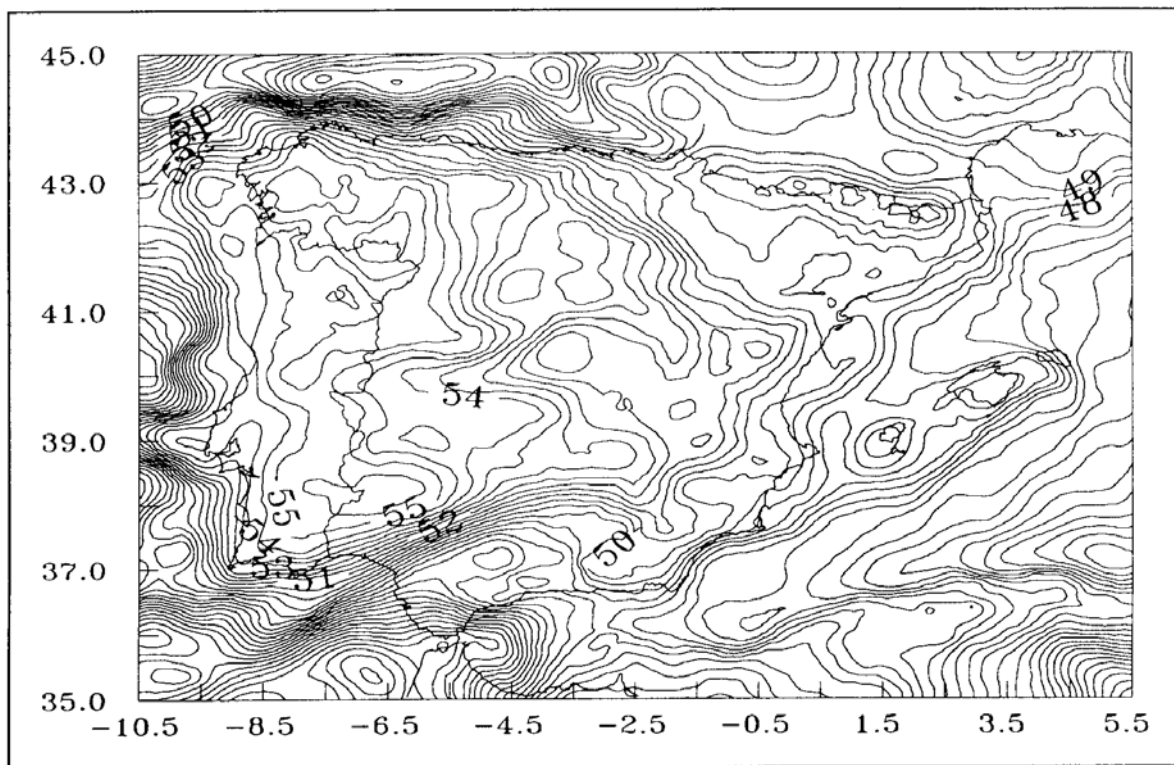


Fig. 4.11. Modelo IBERGEO95 (Sevilla, 1995). Ondulaciones del geoide sobre el sistema GRS80 con equidistancia 0.5 metros.

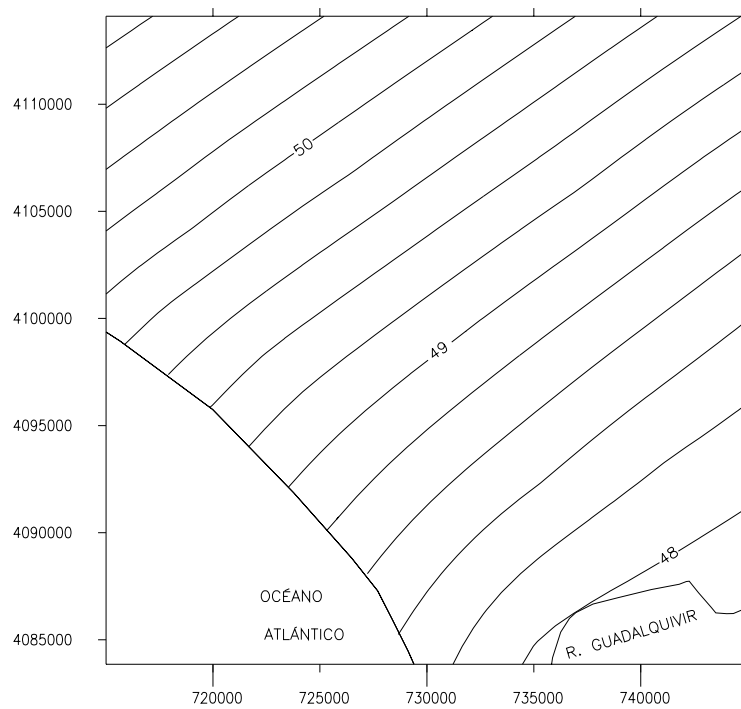


Fig. 4.12. Ondulaciones de geoide según el modelo IBERGEO95 en el Parque Nacional de Doñana. Valores en metros, equidistancia 20 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

Se ha de tener en cuenta, que aunque la malla del modelo IBERGEO95 es de aproximadamente 2 km x 2 km, ésta ha sido obtenida con muy pocos datos en la zona del Parque Nacional de Doñana y sus inmediaciones (Sevilla, 1995), lo que puede provocar que la interpolación para la creación de esta malla tenga una menor precisión que en otras zonas de la Península.

El modelo de geoide más reciente de la Península Ibérica es el IGG2005 (Corchete et al., 2005). Se trata de un modelo gravimétrico obtenido mediante la técnica eliminar-restaurar.

Los datos con los que se ha trabajado son:

- modelo global EIGEN-CG01C
- un conjunto de 191063 puntos de anomalías de gravedad aire-libre cubriendo toda la Península y las áreas cercanas. Los datos de gravedad fueron corregidos de los efectos atmosféricos y topográficos
- Modelo digital del terreno obtenido de la misión Shuttle Radar Topography Mission con resolución de 3" x 3" para la zona terrestre y el ETOPO2 para la zona marina.

Para el cálculo de la ondulación se ha empleado la integral del Stokes por 1-D FFT (Fast Fourier Transform).

La validación del modelo se ha llevado a cabo en 16 puntos de la red de nivelación EUVN (European Vertical Reference Network), comprobándose que se ha logrado una mejora respecto del IBERGEO95.

Geoides *locales* de especial relevancia en la Península Ibérica son el establecido en el Estrecho de Gibraltar (Sevilla, 1997), en el cual se utilizó la misma técnica que en la determinación del IBERGEO 95, y el correspondiente a Cataluña, conocido como UB91 (Andreu et al., 1992). Este fue calculado empleando la técnica de colocación mínimo cuadrática.

Centrándonos en la zona de estudio (P.N. de Doñana) indicar que se han calculado varios modelos en Andalucía, para la provincia de Jaén (Lacy et al., 1998) y posteriormente para la parte Oriental de la comunidad autónoma (Gil et al., 2000). Recientemente se ha calculado un geoide gravimétrico para toda Andalucía, Andalusgeoid 2002, figura 4.13, empleando la técnica de eliminar-restaurar mediante colocación mínimo cuadrática. Así mismo y empleando las señales de nivelación de la red de Nivelación de Precisión y de Alta Precisión, en las que se realizaron observaciones GPS, se llevó a cabo el cálculo de la ondulación del geoide a partir de datos GPS/Nivelación contrastando con ellas el geoide gravimétrico obtenido y el modelo IBERGEO95 (Blázquez, 2003).

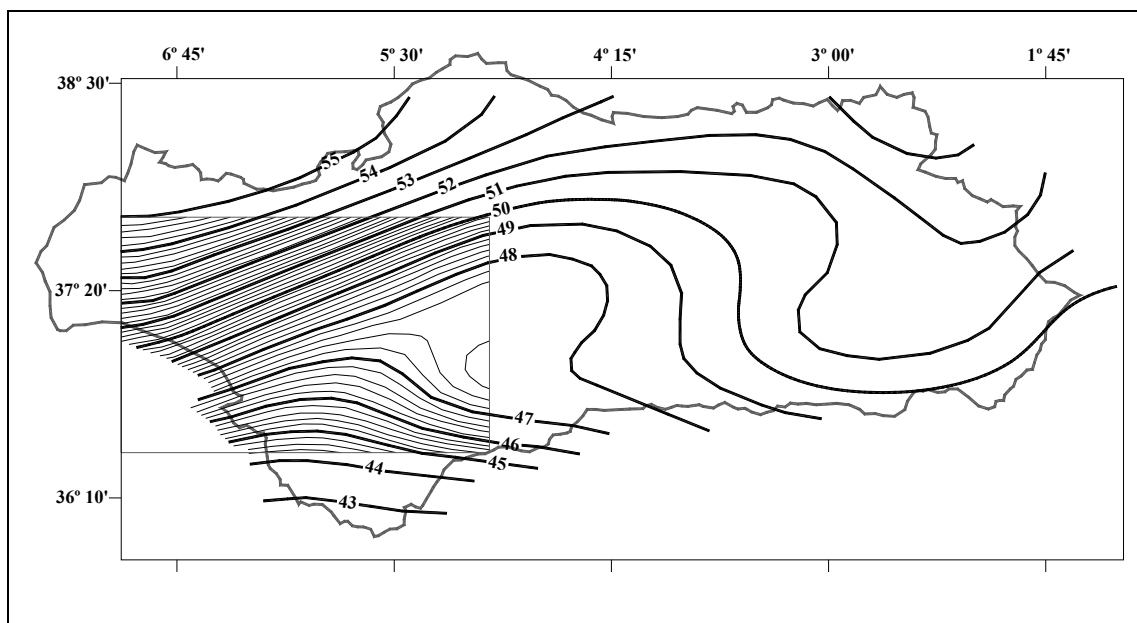


Fig. 4.13. Modelo Andalusgeoid 2002, equidistancia 1 m para toda Andalucía y 20 cm para la zona próxima al Parque Nacional de Doñana adaptado de (Blázquez, 2003). Sistema de referencia WGS84.

Existe un modelo de geoide que recoge únicamente una parte del Parque Nacional de Doñana realizado por la empresa GEA en 2003 (GEA, 2003) a partir de observaciones GPS/nivelación.

4.3.1 Futuro de los modelos regionales y locales. Gravimetría aerotransportada

Igual que las misiones satelitales suponen el futuro en la determinación de modelos globales, la gravimetría aerotransportada puede serlo en determinaciones regionales y locales. Actualmente esta metodología se ha empleado en aquellas zonas de difícil acceso, un ejemplo de ello son los modelos del mar del Norte, regiones de la Antártica y Groenlandia (Forsberg et al., 1999) (Forsberg et al., 2000).

Se emplea la gravimetría aerotransportada para la medida de gravedad (y posterior cálculo y obtención de modelos de geoide) en aquellas áreas donde es difícil acceder (Forsberg et al, 1999); y también para conseguir un mayor volumen de datos. Su desarrollo ha ido unido al de los sistemas de posicionamiento por satélite y a los sistemas inerciales.

El fundamento de este sistema es el siguiente: mediante dos o más antenas situadas en diferentes puntos del avión podemos conocer mediante el sistema de posicionamiento GPS diferencial la posición del avión en todo momento así como los movimientos de cabeceo cinemático del mismo (ángulos de orientación espacial del artefacto, también llamados “de actitud” por traducción del inglés).

Existen dos posibles métodos para la medida aerotransportada de la gravedad (en alguna ocasión se han empleado combinados):

- GPS y sistemas inerciales (INS).
- Mediante el uso de gravímetros (hoy en día prácticamente en desuso).

GPS/INS

Una de las técnicas más innovadoras en el campo de la acelerometría es la integración de sistemas inerciales (INS, conjunto de acelerómetros y giróscopos sujetos a la plataforma) con receptores GPS. Se trata básicamente de utilizar las diferencias entre las aceleraciones INS y las GPS para obtener anomalías de la gravedad. Los INS (también usados para la orientación de sensores) permiten determinar la aceleración debida a la gravedad más la debida a la dinámica del avión, mientras que, a partir de la trayectoria de vuelo obtenida por el GPS, se puede obtener la aceleración debida a la dinámica del avión. La estimación de la gravedad a partir de medidas INS-GPS es una técnica complicada dado el ruido presente en los datos INS-GPS, que es extremadamente grande (relación ruido/señal mayor de 1 000) y altamente dependiente de la dinámica del avión.

La comparación de ambos sistemas es empleada para la determinación de los sesgos y el factor de escala de los INS.

Como la combinación GPS/INS permite obtener las perturbaciones de gravedad, basándose en las perturbaciones de la señal en las longitudes de onda medias y cortas, se incrementa la resolución espacial del modelo gravitacional obtenido. Además se puede llegar a obtener la magnitud escalar de la gravedad con una precisión superior a los 10 mgal (Bastos, 2003)

Los errores que se pueden producir empleando este método son:

- Débil presencia de las bajas frecuencias.
- Errores en las altas frecuencias debido a que el movimiento del avión afecta a la discriminación de la señal de la gravedad por las desviaciones (*biases*) de los sensores.
- El error del GPS también dificulta la determinación de los componentes de alta frecuencia de la señal de la gravedad.

Para poder realizar una determinación correcta es necesario calibrar el sistema para corregir el sesgo (*bias*) y la deriva (*drift*) que afectan a las anomalías. El sesgo es debido a los errores en el factor de escala de los acelerómetros y la dificultad de separar las anomalías de gravedad del sesgo del acelerómetro vertical.

La deriva es causada por la inestabilidad de los sensores, acelerómetros y giróscopos. Así pues un punto clave en la gravimetría aerotransportada con GPS/INS es poder realizar una calibración correcta e independiente de los datos obtenidos. Generalmente la integración de los datos GPS con los procedentes de los INS se realiza mediante el filtro de Kalman.

La validación se realiza comparando los valores obtenidos directamente con GPS/INS con los obtenidos mediante los gravímetros aerotransportados, modelos globales derivados de observación de satélite, observaciones terrestres y marítimas, o de aquellos puntos donde se cruzan y solapan las pasadas de los aviones.

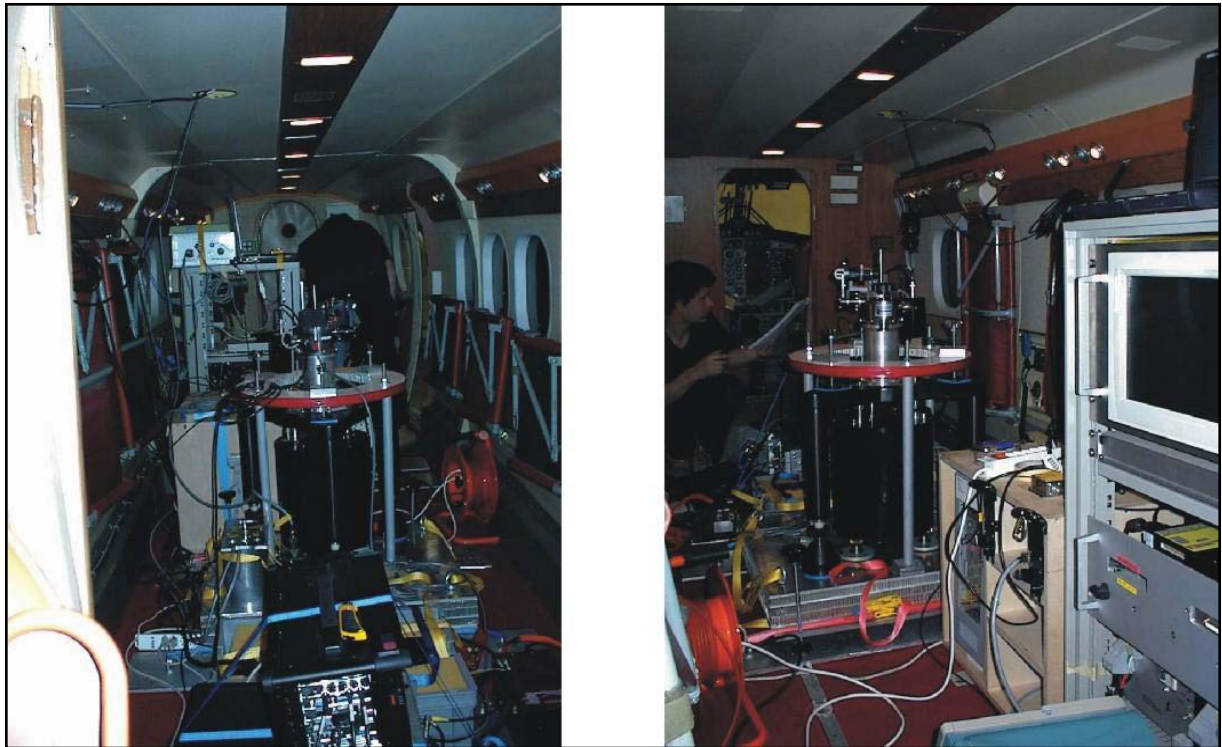


Fig. 4.14. Gravímetros aerotransportados

Gravímetros en avión

Desde el avión, mediante gravímetros marinos adaptados, figura 4.14, se mide la aceleración que es el resultado de la aceleración debida al campo gravitatorio terrestre por un lado y del movimiento del avión por otro, figura 4.15.

Los gravímetros aerotransportados permiten determinar el valor de la gravedad con una precisión entre 1 mgal y 2 mgal para resoluciones espaciales de 2 km (Novak et al., 2003), por lo tanto es completamente utilizable para la determinación del geoide.

Para obtener las posiciones se emplea el posicionamiento mediante dos o más antenas GPS lo que permite disponer de observaciones precisas. Se trabaja con método cinemático relativo a una estación de referencia

En el caso de líneas base muy largas (centenares de kilómetros) puede ser que las ambigüedades calculadas sean erróneas debido a la falta de correlación de los efectos atmosféricos, lo que produciría saltos en la solución o imposibilidad de la misma. Ello provoca un efecto indeseado a la hora de calcular las anomalías de gravedad. Para evitar esto se puede recurrir a la obtención de soluciones GPS mediante triples diferencias (Bastos, 2003) determinando únicamente el cambio de posición entre cada época y la siguiente.

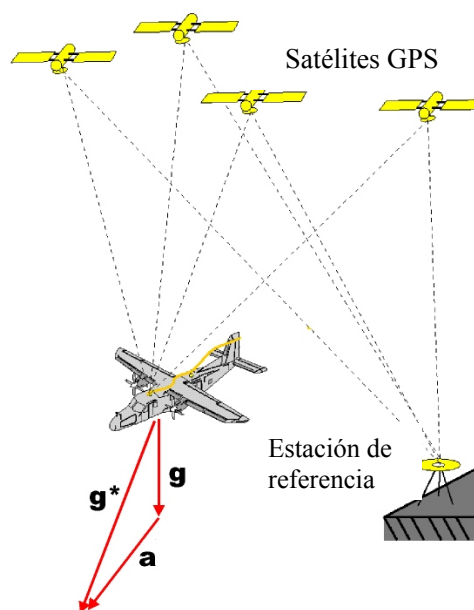


Fig. 4.15. Esquema de funcionamiento de la determinación de las anomalías de la gravedad con gravimetría aerotransportada.

Conociendo las posiciones del avión en cada momento es posible conocer esta aceleración a y por lo tanto calcular la aceleración g , figura 4.15.

Un punto clave de la gravimetría aerotransportada es la "reducción" del valor de la anomalía (determinada a la altura de vuelo del avión) a su valor sobre el terreno o sobre el elipsoide. Esta reducción se conoce como "propagación hacia abajo" del valor de la gravedad.

La principal diferencia que podemos encontrar entre los datos obtenidos mediante la gravimetría terrestre y la aerotransportada la encontramos en el espectro de los mismos. Mientras que los datos terrestres contienen el espectro completo, los datos obtenidos mediante gravimetría aerotransportada carecen de las altas frecuencias. Ello es debido a la distancia existente entre los puntos de observación y las masas que generan la atracción, por una parte, y la necesidad de filtrar las observaciones (igual que en caso de determinar las anomalías mediante GPS/INS), para eliminar el ruido de las altas frecuencias introducidos por el movimiento del avión.

Otra diferencia que encontramos entre la gravimetría aerotransportada y terrestre es la forma en que se trata el efecto de la topografía sobre los valores observados. Mientras que en el caso terrestre se debe evaluar la contribución del efecto directo sobre los datos de las masas topográficas existentes en los alrededores del punto donde se ha realizado la medida, en el caso aerotransportado se puede emplear un desarrollo en armónicos esféricos de las bajas frecuencias que representa el efecto de la topografía.

Esta situación permite obtener algunas ventajas en el caso aerotransportado (Novak et al., 2003), ya que se pueden calcular a través del espectro tanto los efectos directos como indirectos del terreno sin necesidad de tener en cuenta el paso de malla y la resolución del MDT disponible.

Aunque quizá la principal diferencia es el recubrimiento espacial que se puede obtener, en relación inversa a la precisión. En gravimetría terrestre se consigue un número reducido de observaciones, pero de gran calidad (exactitud). En aerotransportada, la cantidad de observaciones es muy elevada y tan densa como lo sean las líneas de vuelo. Además se trabaja con gran independencia de la orografía y accesibilidad de la región del estudio, siendo ideal para cubrir grandes zonas o de difícil acceso.

Otra de las ventajas de la gravimetría aerotransportada es la homogeneidad instrumental y de método en la frontera tierra-mar. Sin embargo, la calidad de los resultados es menor tanto en precisión como por los posibles errores de calibración.

Probablemente, cuando sea posible, la solución óptima pasa por la combinación de medidas terrestres con una densificación por medidas aerotransportadas.

En el caso de emplear el método de eliminación-restauración en el cálculo de un modelo de geoide para la zona de trabajo, será necesario disponer de un modelo global, en la determinación del cual se han empleado medidas de satélite; por lo tanto se estarán combinando los tres niveles de observables de gravedad: satelital, aerotransportado y terrestre.

**ANÁLISIS Y AJUSTE DE LOS MODELOS DE
GEOIDE DISPONIBLES EN EL PARQUE
NACIONAL DE DOÑANA**

5 ANÁLISIS Y AJUSTE DE LOS MODELOS DE GEOIDE EXISTENTES EN EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA

Muchos de los modelos existentes en la actualidad (capítulo 4) abarcan la zona del Parque Nacional de Doñana, pero se trata de modelos eminentemente gravimétricos que, como se ha visto en el capítulo 3, es necesario ajustar al dátum altimétrico y al campo gravitatorio local para darles una utilidad práctica. En este capítulo se mostrará la metodología y el resultado obtenido del análisis, comprobación y ajuste del modelo de geoide regional IBERGEO95 y el continental EGG97 a nuestra zona de estudio. Para ello se han llevado a cabo medidas de nivelación, GPS y gravedad en 7 puntos situados a lo largo de dos ejes que abarcan la zona por el norte y este, con un punto común en Sevilla y que serán los empleados para el cálculo del ajuste. Los dos modelos de geoide ajustados, serán comprobados posteriormente en otros 11 puntos interiores al Parque Nacional, verificándose así si la calidad del ajuste es adecuada para el trabajo de precisión en la zona del P.N. de Doñana.

5.1 INTRODUCCIÓN

Durante la primera campaña realizada en 1998 en el seno del proyecto de la CICYT nº HID 97-0321-C02 (referencia Estación Biológica de Doñana 22/97), uno de los objetivos fue la implantación de un marco de referencia geodésico al que referir todos los trabajos que posteriormente se realizaran en la zona (Solís, 1999)(Fernández, 1999)(Solís, 2000)(Gili et al, 2000)(Gili et al., 2002).

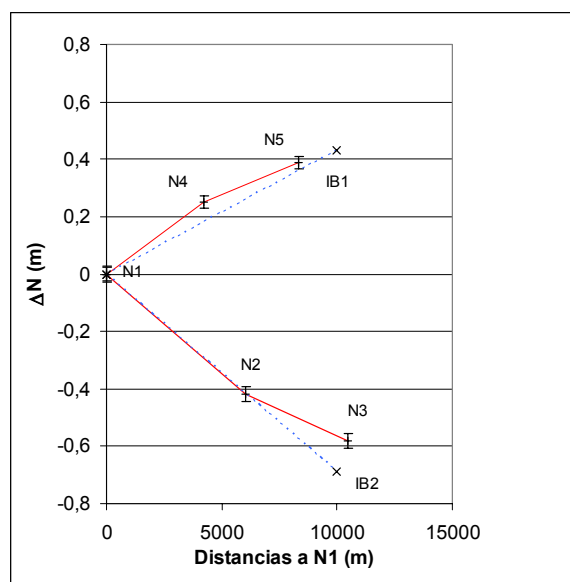


Fig. 5.1. Líneas de GPS/nivelación N1-N2-N3 y N1-N4-N5 en el Parque Nacional de Doñana. Comprobación del geoide IBERGEO95 llevada a cabo en 1998. La situación de los puntos se puede apreciar en la figura 5.8.

En el Parque Nacional de Doñana se desarrollan multitud de actividades técnicas y científicas para su estudio, gestión y conservación. Algunas de ellas requieren medidas de precisión, por ejemplo la ubicación de sondeos, estaciones automáticas de medida de niveles, recrecimiento de muros, etc. Por la extensión de la zona, las dificultades/limitaciones de acceso y por economía/productividad está claro que muchos levantamientos se llevarán a cabo con el sistema GPS. Como se ha visto en el capítulo 1, en este caso es necesario contar con un geoide de calidad para obtener cotas ortométricas. Dentro del mismo el proyecto de la CICYT anteriormente citado para obtener las cotas ortométricas de los puntos observados con la precisión requerida por los grupos de hidrología participantes, se hacía necesaria la utilización de un modelo de geoide, eligiéndose el IBERGEO95.

A la vista del fuerte gradiente que presentaba el IBERGEO95 en la zona de estudio (figura 4.12), se decidió realizar una comprobación del mismo, para lo cual una de las primeras tareas llevadas a cabo en la campaña de 1998 fue la observación de dos líneas de nivelación de alta precisión perpendiculares entre sí, una en dirección NW-SE y la otra en la dirección NNE-SSW. La primera de ellas iba por el camino de acceso al Palacio, con puntos materializados cada 1000 metros aproximadamente, con una longitud total de 11 km, en la que se establecieron los puntos N1, N2 y N3. La segunda discurre por la carretera de Matalascañas al Rocío con una longitud de 8.3 km, iniciándose en un punto común con la anterior, el N1, y estableciéndose el N4 y N5. Entre estos puntos se llevó a cabo nivelación geométrica doble y se realizaron observaciones GPS para la determinación de la altura elipsoidal. Mediante la comparación de Δh y $\Delta H_{\text{geométrica}}$ en los puntos se determinó un gradiente del geoide de aproximadamente 7 cm/km (Gili et al., 2000), no siendo este constante. En la figura 5.1 se pueden observar las líneas de nivelación realizadas y los perfiles IB1 e IB2 obtenidos del modelo IBERGEO95. A la vista de la gráfica, figura 5.1, se llega a las siguientes conclusiones: los gradientes del geoide en la zona de Doñana son importantes; el modelo IBERGEO95 predice unos gradientes bastante ajustados a la realidad. Sin embargo, para su utilización debe ser escalado convenientemente.

Mediante diversas comparaciones entre el modelo IBERGEO95 y puntos GPS/nivelación, en la provincia de Jaén y posteriormente en toda Andalucía oriental, se han detectado discrepancias entorno a los 40 cm (Gil et al., 1997)(Ruiz-Armenteros et al., 1997), lo que lleva a pensar que en la zona de trabajo la discrepancia puede ser similar. Antes de trabajar con cualquier modelo de geoide gravimétrico es imprescindible su ajuste. Por ello, se decidió realizar un ajuste de los modelos de geoides gravimétricos existentes de alta precisión y resolución, es decir, IBERGEO95 y EGG97.

Para llevar a cabo este ajuste, tal y como se vió en el apartado 3.5, es necesario conocer la ondulación directa a partir de la medición de la cota elipsoidal y ortométrica en una serie de puntos. Esta última se obtendrá a partir de la nivelación geométrica (epígrafe 5.2) y la medida de gravedad (epígrafe 5.3), necesaria para transformar las cotas geométricas en ortométricas (epígrafe 5.5). La cota elipsoidal se obtendrá mediante la observación GPS (epígrafe 5.4).

Con el objetivo de que el modelo ajustado fuera válido en una zona amplia alrededor de Doñana, los puntos empleados para realizar dicho ajuste se eligieron exteriores al Parque Nacional. Además, con el fin de detectar cualquier sistematismo presente en los modelos elegidos para el ajuste, se decidió localizar puntos en dos direcciones, una N-S y otra E-W aproximadamente. De este modo se analizaría el comportamiento de los modelos en ambas direcciones y se localizaría, si la hubiera, cualquier inclinación en ellas. La elección de estos puntos exteriores se presenta en el epígrafe 5.2.4 y en la figura 5.7.

Para la comprobación de la bondad del ajuste era necesario disponer de un conjunto de puntos independiente de los que intervienen en el cálculo de los parámetros de ajuste. Por ello se realizaron observaciones GPS/nivelación/gravimetría en once puntos interiores al Parque (epígrafe 5.2.4 y figura 5.8). De este modo se obtuvo la ondulación directa en los mismos, la cual se compararía posteriormente con la ondulación obtenida de los modelos ajustados (epígrafe 5.6). Esta comparación

independiente ha de permitir verificar y concluir si alguno de los modelos ajustados aportan suficiente precisión en los trabajos y estudios (hidráulicos, por ejemplo) actuales y futuros en el Parque Nacional de Doñana.

5.2 OBTENCIÓN DE LA COTA GEOMÉTRICA

Dada la vasta extensión y las largas distancias a cubrir en el caso de realizar la nivelación geométrica, se consideró necesario analizar las líneas de nivelación existentes en la zona y evaluar si serían apropiadas para nuestro trabajo, ahorrando de este modo tiempo y esfuerzo, puesto que como se ha comentado en el capítulo 1, la nivelación de precisión es una de las tareas que más recursos requieren en el campo de la topografía.

A continuación se comentan brevemente las redes de nivelación existentes en la zona de estudio y su entorno.

5.2.1 Redes de nivelación nacionales.

En la zona de trabajo encontramos las líneas de Nivelación de Alta Precisión y de Nivelación de Precisión. La primera de ellas entre Huelva y Sevilla en la zona norte y Sevilla-Cádiz en el este, por lo tanto demasiado alejada del límite del Parque. La segunda, entre Huelva y Sevilla en el norte y Sevilla-Sanlúcar en el este de la zona de trabajo.

En el anejo A se incluyen más detalles de estas dos redes.

5.2.2 Red de la Junta del Puerto de Sevilla.

La red de nivelación observada por encargo de la Junta del Puerto de Sevilla (J.P.S.) parte de la red de Nivelación de Alta Precisión española.

Desde los puntos NAP 765 Lebrija, NAP 774 Las Cabezas y NAPA Los Merinales se llevó a cabo la observación de anillos de nivelación para dotar de cota geométrica a una serie de puntos denominados NT, situados a lo largo del río Guadalquivir. La geometría de la red se puede observar en la figura 5.2.

Posteriormente, desde estos puntos se dió cota a los puntos JPS ubicados en el paramento vertical de las casetas de bombeo, en las losas de hormigón que bordean a éstas o en la base de hormigón de las balizas que bordean todo el río (Paramés, 2003).

De la precisión de está red únicamente conocemos los errores kilométricos entre los puntos:

- NAPA Los Merinales a la señal NAPA765 (Lebrija), $e_k = 6.95$ mm
- NT10 a la señal NAPA765 (Lebrija), $e_k = 4.74$ mm

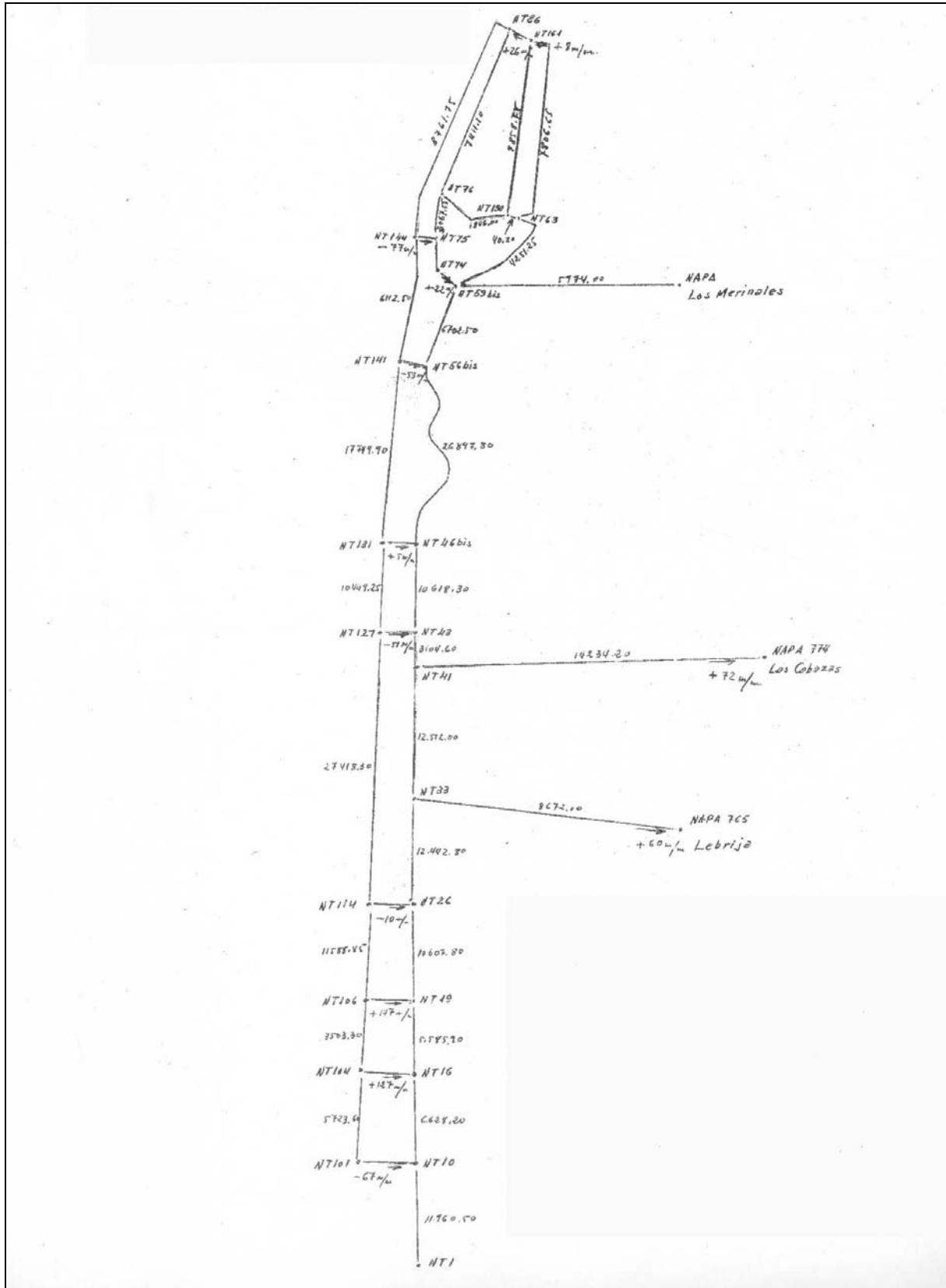


Fig. 5. 2. Esquema de las señales de nivelación NT de la Junta del Puerto de Sevilla, longitud de los itinerarios de nivelación y errores de cierre (Paramés, 2003).

5.2.3 Redes de nivelación interiores al Parque Nacional de Doñana.

Red de la ETSI Montes-P.N.Doñana

En el interior del Parque Nacional de Doñana existe una red de puntos de nivelación pertenecientes al trabajo "Bases para la elaboración de un modelo del terreno de la marisma del Parque Nacional de Doñana" realizado bajo la coordinación de los profesores José Ángel Mintegui y José Carlos Robredo de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes de la Universidad Politécnica de Madrid (Mintegui et al., 2001).

En este proyecto, cuyo objetivo principal era establecer el nivel de sedimentación en la marisma por las aportaciones de los diferentes caños y arroyos, se materializó toda una red de señales (que se midieron mediante nivelación geométrica de precisión) a lo largo de los ejes longitudinales de los principales lucios situados en el interior de la marisma del parque. Para lo cual se delimitaron tramos de 500 m, en cuyos extremos se colocaron hitos de referencia, siendo las niveladas entre ellos de como máximo 50 m a lo largo de una serie de chinchetas o clavos embutidos en el suelo. En la observación se empleó un nivel de burbuja partida y el método empleado fue el del punto medio. El enlace entre los diferentes itinerarios se llevó a cabo mediante nivelación geométrica por el punto medio empleando un nivel automático y niveladas de 100 m.

El punto de partida de todas estas nivelaciones fue el denominado NT 106, por lo tanto esta red comparte dátum vertical con la de la Junta del Puerto de Sevilla y a través de la misma se enlaza con el n.m.m. (nivel medio del mar) en Alicante.

Los puntos de esta red están materializados por tres tipos de señales: hitos feno, marcas sobre losas de hormigón y barras de hormigón verticales sobre las que se había situado una mira, figura 5.3. Las señales fueron dotadas de cota geométrica mediante nivelación geométrica, siguiendo la metodología descrita anteriormente.



Fig. 5.3. Señal doble (hito feno y estadia o escala vertical) de la red interior al Parque.

La nomenclatura de las señales consiste en una letra identificativa del elemento, seguido de un número, así por ejemplo tenemos:

H hito Feno

P pozo

C compuerta

E estadía o escala

En la figura 5.4 se recoge un esquema de la distribución de puntos en el interior del Parque. Se puede observar como esta red cubre exclusivamente la zona de la Marisma.

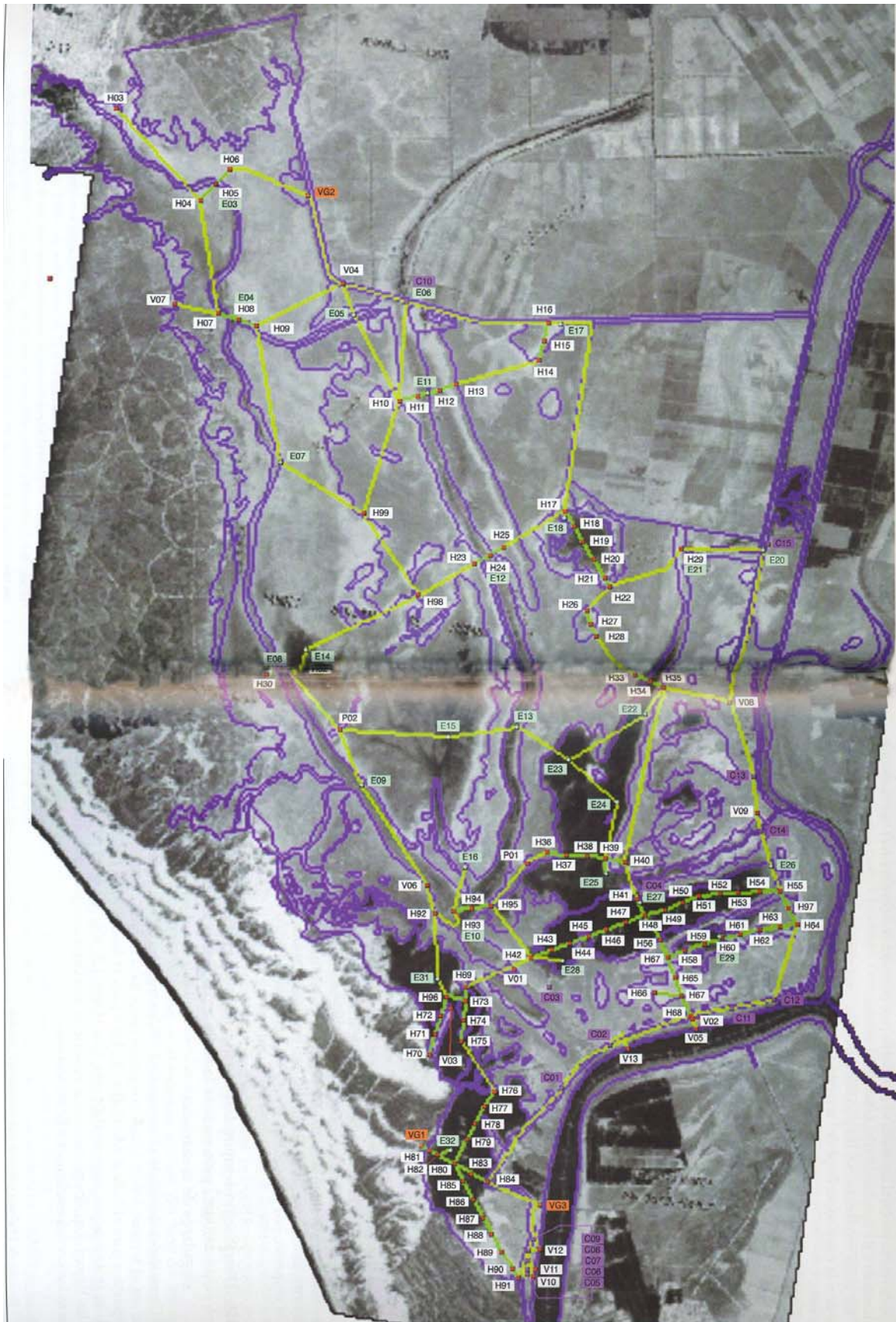


Fig. 5.4. Esquema de la red de nivelación (Mintegi et al, 2001).

Red propia del Proyecto Madre

A partir de la red de la ETSI Montes y partiendo del punto H31 se estableció una red propia, que extiende la red hacia el NW y el N. Comenzó a observarse en 1998 con las líneas citadas en el apartado 5.1., llegando al punto H03 tras atravesar el Rocío, completándose y extendiéndose hasta el año 2004. Para cubrir la zona NE se realizó una nivelación cerrada, partiendo y llegando al vértice XX perteneciente a la red de la ETSI Montes-P.N.Doñana. En la figura 5.5 se puede ver la red en conjunto.

En este punto cabe destacar la dificultad que existe para materializar cualquier punto en el interior del Parque, pues la existencia de elementos estables que garanticen la perdurabilidad de cualquier marca es prácticamente nula. Así mismo, se encuentra prohibido el paso a muchas zonas al estar protegidas por aspectos ecológicos. Y, en general, no se permite colocar ningún elemento que pueda perturbar el entorno del Parque.

El método utilizado fue nivelación geométrica de alta precisión por el método del punto medio y corrección posterior a cotas ortométricas, con visuales máximas de 50 metros y anillos parciales materializados cada kilómetro. Dependiendo de la disponibilidad de equipos se efectuaron itinerarios de nivelación de ida y vuelta entre dichos puntos con un único nivel para obtener los errores de cierre o bien itinerarios sólo de ida con dos niveles diferentes (campaña de 1998), siendo este último método más productivo pero con el requisito de tener dos instrumentos de las mismas características y dos miras así como un mínimo de cuatro personas.

En la carretera de Matalascañas al Rocío se situaron puntos intermedios, materializados mediante geopuntos, que sirvieron como puntos de partida para nuevas nivelaciones, y también como puntos GPS.

En cada tramo se comprobó que el error de cierre obtenido no sobrepasara la tolerancia establecida para el trabajo que fue de $3\text{mm}\sqrt{K}$. Se procedió a la compensación mediante métodos clásicos consistentes en repartir en partes iguales el error de cierre entre los desniveles parciales, puesto que al ser un terreno llano y ser los tramos de igual longitud se consideró que el resultado sería similar en todos los casos.

El instrumental empleado en estas nivelaciones ha sido el siguiente:

- Campaña de nivelación julio de 1998.

- Dos niveles digitales marca LEICA, modelos NA2002 y NA3003 propiedad de la Universidad Politécnica de Cataluña y del Instituto Cartográfico de Cataluña respectivamente.
- Una mira invar.
- Una mira de aluminio.
- Zócalos de apoyo de nivelación.

- Campaña de nivelación julio de 2000-2004.

- Nivel digital marca LEICA, modelo NA2002 propiedad de la Universidad Politécnica de Cataluña.
- Dos miras de aluminio.
- Zócalos de apoyo de nivelación.

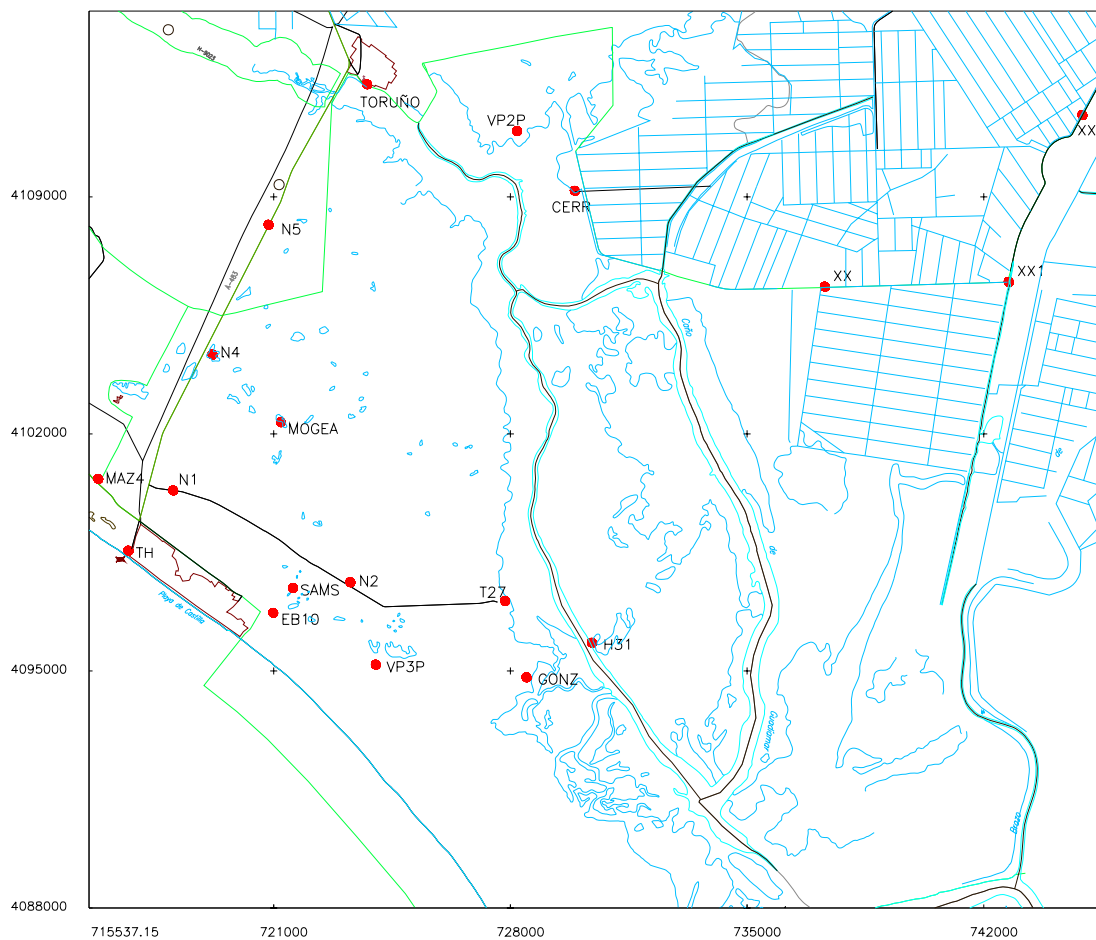


Fig. 5.5. Red de nivelación propia, coordenadas UTM (ED50), huso 29. Unidades en metros.

5.2.4 Elección de puntos

Una vez analizadas las diferentes redes se procedió a seleccionar una serie de puntos para las medidas GPS/nivelación/gravedad, en dos grupos, como se ha comentado en la introducción de este capítulo: puntos exteriores (eje N-S y E-W), para el ajuste de los modelos de geoide; puntos interiores al Parque Nacional, de comprobación.

Puntos GPS/nivelación/gravedad “exteriores” (ejes N-S y E-W)

Se seleccionaron puntos de las redes N.P y N.A.P pertenecientes a la línea Huelva - Sevilla para el eje que discurre al norte del P.N. Doñana en dirección E-W. Por el lado este, la línea Sevilla – Cádiz de estas redes está muy alejada de la zona de estudio y al otro lado del Guadalquivir. Por ello, se optó por seleccionar puntos de la red de la Junta del Puerto de Sevilla.

Ambas redes fueron seleccionadas por ser las que mejor se ajustaban al trazado de ambas direcciones E-W y N-S y por ser las que una mayor precisión y conocimiento de las mismas ofrecían.

El criterio seguido para la selección de los puntos en la línea Huelva – Sevilla ha sido:

- Que los puntos estuvieran lo más homogéneamente repartidos entre Huelva y Sevilla, siendo la distancia entre ellos inferior a 35 km.
- Que sean adecuados para la observación GPS, es decir, que dispongan de horizonte despejado que permita la recepción de la señal, en la medida de lo posible no deben existir elementos que puedan producir trayectoria multicamino.
- Que las señales no estuvieran bajo “sospecha” de haber sido modificadas al haberse efectuado obras en las fachadas de las estaciones. Al tratarse de una de las líneas que se observó antes de 1936 todas las señales coinciden con la red de ferrocarril.

Atendiendo a estos requisitos, finalmente los puntos seleccionados son los recogidos en la tabla 5.1:

Tabla 5.1. Puntos de las redes N.P y N.A.P seleccionados (eje E-W).

Punto	Localización
NP1821	Puente Triana
NAPB999	Estación de Aznalcazar-Pilas
NAPC18	Estación de Villarrasa
NAPC40	Estación de Huelva

En la figura 5.6 se puede observar como ejemplo el punto NAPC18.

En la localización e identificación de las señales pertenecientes a la red de la Junta del Puerto de Sevilla se encontraron numerosos problemas debido a:

- Pérdida de señales por destrucción de las soleras de hormigón de las casetas en las estaciones de bombeo, reparación de la solera de hormigón y/o cambio en las balizas.
- Indefinición de las reseñas.
- Dificil acceso por la apertura de caños que obligan a recorrer distancias de hasta 50 km para llegar a la otra orilla.
- Cambios en el entorno debido a una reorganización agrícola de la zona.

Atendiendo a los criterios anteriormente citados para la línea de nivelación Huelva – Sevilla, al que se unió el de fácil acceso a los puntos, las señales elegidas para la red de la Junta del Puerto de Sevilla son las recogidas en la tabla 5.2.

Tabla 5.2. Puntos de la red de la J.P.S seleccionados (eje N-S).

Punto	Localización
NT72	Puente Triana (Sevilla)
NT136	Casa bombas Los Moriscos (Puebla del Río, Sevilla)
NT122	Transformador finca Veta de La Palma (Puebla del Río, Sevilla)
NT106	Baliza en las Salinas de San Isidro (Almonte, Huelva)

NOTA: El punto NT106 también recibe el nombre de JPS106.

Ambas redes tendrían un punto prácticamente común en el puente de Triana, en el que las señales NP1821 y NT72 distan apenas unos metros. Para comprobar la coherencia de ambas redes se efectuó la nivelación entre ambas resultando un desnivel de 0.6582 m, mientras que el ofrecido por diferencia de las cotas que figuraban en las reseñas es de 0.65168 m. La diferencia entre la cota geométrica de los puntos de las dos redes tiene un valor milimétrico con la que nos ofrecen las reseñas, por lo que se puede decir que ambas redes comparten dátum vertical.



Fig. 5.6. Punto de la red N.A.P en la estación de Villarrasa (NAPC18).

Como se ha mencionado anteriormente, los puntos de la red de nivelación de alta precisión y de precisión se encuentran materializados generalmente por clavos localizados sobre las paredes de las estaciones, figura 5.6. Por lo que ha sido necesario realizar una nivelación hasta puntos destacados con horizonte despejado en los que se pudiera llevar a cabo la observación GPS para la determinación de la cota elipsoidal de los mismos. Análogamente, se han realizado “destacados” de los puntos de la Junta del Puerto de Sevilla, pues la mayoría de ellos están en el paramento vertical de las casetas de bombeo o situados a los pies de las balizas que bordean el Guadalquivir, por lo que, o bien se impide la recepción de satélites, o los obstáculos que encontramos producirían errores en las observaciones debido al efecto multicamino. En las reseñas (anexo D) se recogen las coordenadas de estos puntos destacados aunque para facilitar su identificación se nombran como los puntos originales.

En estos casos, la metodología seguida para dar cota geométrica a los puntos destacados ha sido la misma que en la observación de las líneas de nivelación, es decir, nivelación geométrica doble por el método de punto medio.

En la figura 5.7 se puede apreciar la distribución conjunta de los puntos exteriores seleccionados para el ajuste de los modelos de geoida.

Las cotas de todos estos puntos se encuentran recogidas en la tabla 5.7 y sus reseñas en el anexo D.



Fig. 5.7. Puntos exteriores pertenecientes a la red N.A.P y red de la J.P.S, seleccionados para el ajuste de los modelos de geoid.

Puntos GPS/nivelación/gravedad interiores para comprobación de los modelos

Estos puntos se seleccionaron de entre las redes interiores del Parque Nacional (Red ETSI Montes y Red Proyecto Madre), para conseguir un conjunto bien distribuido en la zona de estudio y que consiguiera una verificación significativa de los modelos ajustados. En la figura 5.8 se muestra la distribución de los puntos interiores; en la tabla 5.8 aparecen sus cotas.



Fig. 5.8. Distribución de los puntos GPS/nivelación/gravedad interiores al Parque, para comprobación de los modelos.

5.3 OBSERVACIÓN GRAVIMÉTRICA

Para transformar las cotas geométricas en ortométricas debido a la falta de paralelismo entre las superficies equipotenciales es necesario conocer la diferencia de cota geopotencial entre los puntos, para lo que es necesario conocer la gravedad en cada uno de ellos.

Instrumental empleado

Las observaciones gravimétricas en los puntos empleados para el ajuste de los modelos de geoide se realizaron durante julio del 2000 y noviembre de 2002. En esta última campaña, para el ajuste de los modelos, únicamente se reobservaron los puntos en los que se había cometido errores en la campaña de 2000. El resto de puntos observados durante la campaña de noviembre de 2002 serán empleados más tarde en el cálculo del geoide geométrico para la zona.

En la primera de las campañas se contó con dos gravímetros Lacoste & Romberg; uno de ellos modelo D203 perteneciente al departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría de la Universidad Politécnica de Valencia; el otro perteneciente al Instituto Geográfico Nacional era modelo G301. Ambos gravímetros son relativos, lo que nos condiciona a que posteriormente tenemos que referir todas las medidas a un sistema gravimétrico absoluto. Además, y puesto que las observaciones iban a realizarse con dos gravímetros diferentes (lo que nos ayudará a alcanzar mayores precisiones; Meurers, 1994), era necesario proceder a la calibración de ambos.

El D203 fue llevado en agosto de 1999 a la Universidad de Hannover donde se comprobó el correcto funcionamiento del mismo.

Para la comprobación del modelo G301, en julio de 2000 se llevó a cabo la observación de puntos donde previamente se habían realizado medidas con el D203. Se tomaron tanto puntos entre los cuales el incremento de gravedad no superaba 1 mgal como parejas de puntos donde el incremento tuviera valores superiores (entorno a 54 mgal). Estas observaciones se realizaron también con el modelo D203 para estar seguros de que mantenía una constancia en el tiempo. Ambas pruebas resultaron satisfactorias (Martín, 2001).

Metodología de observación

Al trabajar con gravímetros relativos es necesario dotar de dátum gravimétrico a las medidas de gravedad efectuadas, para lo cual bastaría con incluir en los itinerarios un punto de gravedad absoluta conocida. En este caso, se localizaron próximos a la zona dos puntos de gravedad absoluta conocida. Con el fin de controlar el buen funcionamiento del instrumental y de las observaciones realizadas se decidió, durante la primera campaña realizada en julio de 2000, realizar lectura en ambos. Uno de ellos es el localizado en el Palacio de Justicia de Huelva y pertenece a la red gravimétrica nacional (Red gravimétrica Fundamental, RGF), de gravedad 979970.444 mgal (Gil, 1993). El otro se sitúa en el Palacio de Justicia de Sevilla y pertenece a la misma red, siendo su valor de gravedad de 979937.280 mgal.

En ambas campañas los itinerarios se observaron siguiendo el esquema A-B-C-...-A.

Al iniciar la primera campaña, el 11 de julio de 2002, y para cerciorarnos que durante el viaje ninguno de los gravímetros había sufrido alguna perturbación, se procedió a la observación con ambos gravímetros del itinerario: Toruño (El Rocío), punto de la RGF de Sevilla, Puente de Triana, Estación de Pilas, Estación Villarrasa, punto de la RGF de Huelva, Estación Huelva, Toruño (El Rocío). Una

vez comprobado que todo estaba correcto se realizó el resto de itinerarios, que se recogen a continuación:

- 12-07-2000: Toruño (El Rocío), JPS 122, JPS 136, XX, Toruño (El Rocío), (observado con G301)
- 12-07-2000: Toruño (El Rocío), C02, JPS 106, V09, P01, T27, N2, N1, N4, N5, VG2, Toruño (El Rocío), V07, Toruño (El Rocío). (observado con D203)

Para la campaña de noviembre de 2002, únicamente se dispuso del D203. En los itinerarios seguidos se observaron los puntos que se emplearán posteriormente en el cálculo del geoide, y que serán descritos en el capítulo siguiente, y aquellos en los que se sospechaba existía algún tipo de error en la medida de la campaña de 2000, una vez realizadas las comprobaciones que se verán en el apartado 5.3.4.

Durante la observación y con el objetivo de que ésta sea correcta se han de seguir una serie de normas:

- El transporte del gravímetro de un punto a otro se realizará de modo que se procure que éste no se desestabilice, para lo cual se introducirá en una caja metálica cuyo interior se encuentra recubierto de espuma con el fin de amortiguar cualquier movimiento durante el transporte.
- En el punto de observación se deberá orientar el aparato de forma que todas las observaciones se realicen en una misma dirección, generalmente el norte, para evitar los posibles efectos magnéticos. Se procederá a la nivelación del gravímetro y posteriormente se soltará el muelle dejando transcurrir un periodo entre 5 y 10 minutos para que se estabilice antes de proceder a la medición.
- Para realizar las lecturas el tornillo de compensación se girará siempre en el mismo sentido hasta lograr una lectura estable en el nivel de compensación (cero). En este momento se anotará la lectura observada, la hora, la temperatura, la presión, la altura del instrumento y cualquier incidencia que se produzca en ese momento (tráfico, viento,..). Es recomendable también que en los gravímetros que no estén dotados de lectura electrónica ésta se realice siempre empleando el mismo ojo ([Murray et al., 1995](#)).
- Se descompensará el instrumento y se procederá a realizar una nueva lectura siguiendo las indicaciones anteriores. Este proceso se repite de 3 a 5 veces con el objetivo de comprobar el buen funcionamiento del gravímetro si la discrepancia de las lecturas está por debajo del error accidental que se puede cometer en la lectura. Una vez finalizada la observación en una estación, se cerrará el gravímetro para su transporte al siguiente punto de observación.

Se ha de tener en cuenta, así mismo, que el gravímetro se mantiene a una temperatura interna constante que ronda los 50° C. Cualquier variación en ella puede provocar errores en las medidas de la gravedad. Este es un factor a tener en cuenta en la realización de las campañas de verano, puesto que se pueden alcanzar temperaturas superiores a ésta en algunos puntos, por lo que se habrán de desechar. También pueden ser perjudiciales los cambios bruscos, como pasar de un vehículo con aire acondicionado a temperaturas muy altas en el exterior.

La observación se deberá hacer siguiendo circuitos cerrados de duración inferior a seis horas ([Murray et al., 1995](#)):

- Para evitar el riesgo de un fallo en el instrumental o la interferencia de terremotos.
- Para que los efectos diurnos se mantengan en una función monótona creciente o decreciente, de forma que se puedan corregir mediante la función de deriva.
- Para reducir las posibilidades de cambio de tiempo.
- Para reducir el efecto de una deriva no lineal.

5.3.1 Correcciones a las observaciones

Las lecturas realizadas se transformaron a valores de gravedad empleando las tablas facilitadas por el fabricante. Posteriormente se procedió a la corrección de marea, altura de instrumento y cantidad de agua en el subsuelo.

Corrección por mareas

Las observaciones han sido editadas y procesadas con el Software ETERNA 3.32 usando el catálogo de Hartmann y Wenzel ya que es el de mayor precisión actual: incluyendo 12935 componentes de onda que incluyen el potencial de la Luna hasta orden 6, el del Sol hasta orden 3, y la influencia de los planetas Mercurio, Venus, Marte, Júpiter y Saturno hasta orden 2, alcanzando precisiones teóricas del nanogal ([Wenzel, 1998a](#)) ([Wenzel, 1998b](#)).

En el cálculo de mareas efectuado se han empleado las componentes de la mismas obtenidas para la Península Ibérica en 1990 a partir de las observaciones continuas realizadas desde 1974 en 19 estaciones distribuidas homogéneamente por todo el territorio (Camacho et al., 1990). De este modo la corrección se adecúa más a las características reológicas y geológicas de la Península.

Corrección de altura del gravímetro

A la hora de tomar el valor de la gravedad en un punto, raramente el gravímetro está situado directamente sobre el mismo. Generalmente se encuentra estacionado a cierta altura sobre el punto por lo que se debe reducir el valor de la gravedad a él.

Si consideramos que únicamente existe aire entre el punto de medida y el punto al que se ha de referir la medida de la gravedad, se puede aplicar para la reducción el valor teórico de la variación de la gravedad con la altura al aire libre que se cifra en 0.3086 mgal/m (Heiskanen et al., 1985).

Por lo tanto para corregir cualquier sistematismo será necesario conocer la altura del instrumento. Esta medida se ha de realizar de forma precisa puesto que una variación de 1 cm en la altura conlleva una variación en la medida gravimétrica de 3 μ gal si aplicamos el gradiente teórico.

Corrección por presencia de agua en el subsuelo

Las variaciones en el nivel de agua y humedad del suelo estacionales e incluso horarias pueden producir variaciones en la magnitud de la gravedad medida, (Strange, 1975)(Lambert et al., 1977)(Mäkinen et al., 1988) variando su magnitud de $0.50 \cdot 10^{-9} \text{ms}^{-2}$ a $0.1 \cdot 10^{-8} \text{ms}^{-2}$ estacionalmente y de $0.1 \cdot 10^{-8} \text{ms}^{-2}$ en el caso de fuertes lluvias.

$$\delta g = 4.2 \cdot 10^{-9} P \cdot \delta H \quad (\text{mgal}) \quad (5.1)$$

donde P es el volumen de poros del suelo en %, y δH la variación del nivel de agua en metros.

Generalmente no se dispone de datos sobre la carga hídrica del suelo por lo que esta corrección no se lleva a cabo. Otra limitación se encuentra en la simplicidad del modelo planteado.

Por tanto para la aplicación de esta corrección, es necesario conocer la porosidad del suelo así como la variación de la cantidad de agua existente en el mismo.

La obtención del primero de estos valores conlleva una dificultad, dado que no siempre se puede disponer de muestras inalteradas. En el caso que así sea, las muestras necesarias para poder estimarlo no han de estar modificadas, lo cual es muy difícil si existe presencia de material fino que se pierde en el muestreo. Otra dificultad añadida en la zona en que nos encontramos es la variedad de perfiles que podemos encontrar, desde las arenas de la zona oeste hasta las arcillas intercaladas con gravas, arenas y limos con diferentes espesores en la zona norte de marisma y una mezcla de finos (limos, arcillas, arenas...) en la zona sur, tal y como se puede apreciar en la figura 2.10.

Aunque el estudio de las muestras extraídas en la zona oeste del área de trabajo, donde se encuentran únicamente arenas, indicaba una porosidad entre un 30% y un 40%, se comprobó que esto no se ajustaba a la curva granulométrica (Trick, 1998). Esta variación es debida, como se mencionaba anteriormente, a la pérdida de los finos durante el muestreo, por lo que se ha adoptado un valor máximo para el volumen de porosidad del 20%.

Para el caso de la zona de marisma en la que las arcillas es el material más presente, se ha adoptado una porosidad de 15%.

En cuanto a la variación del nivel de agua, el otro parámetro que influye en esta corrección, se puede decir que es muy variable tanto estacionalmente como anualmente. Además de las precipitaciones se han de tener en cuenta los bombeos producidos en la zona para el riego y consumo de las poblaciones. La extracción de agua del subsuelo, sobre todo en las zonas próximas a las poblaciones de Matalascañas y El Rocío, produce oscilaciones entre 50 cm y 2 m o más.

Localizar información completa sobre las variaciones sufridas en el nivel de agua en el subsuelo resulta prácticamente imposible por la carencia de sensores de registro continuo bien repartidos por el área de estudio. De los datos de que se disponen para los sondeos cercanos a los puntos en los que se realizaron medidas de gravedad, facilitados por la sección de Hidrología Subterránea de la Universidad Politécnica de Cataluña, podemos extraer que el cambio máximo producido en el punto T27 es de 1 m mientras que para el vértice V07 éste llega a ser de 2 m entre el 25 de octubre de 2000 y 27 de octubre de 2000, producido seguramente por efectos del regadío. Para el resto de puntos no se dispone de registros de los sondeos cercanos.

En este caso y analizando la información disponible sobre las variaciones que se han producido entre los meses en los que se llevaron a cabo las distintas campañas (julio de años sucesivos y entre estos y los meses de octubre correspondientes), en los diferentes sondeos se ha supuesto una variación media de 1 m.

Esta variación, y dados los valores de porosidad de los diferentes materiales, supone una corrección completamente despreciable frente a la precisión de la propia medida gravimétrica.

5.3.2 Errores accidentales

Una vez corregidos los errores sistemáticos será necesario actuar sobre los errores accidentales que se producen en la medida gravimétrica entre los que destacan, variaciones de temperatura, presión y del campo magnético durante la medida, errores accidentales en la lectura, errores accidentales en la verticalidad al estacionar, etc (Torge, 1984)(Wang et al 1996). La contribución de todos estos errores puede suponer de 20 μgal a 30 μgal en una lectura, en el caso de estar trabajando con gravímetros Lacoste&Romberg (que son los más empleados actualmente), y variando de un gravímetro a otro.

Estos errores son difíciles de individualizar y modelizar por lo que se incluyen todos dentro de un término que se conoce como deriva y que es causado fundamentalmente por el envejecimiento del resorte, hecho que causa una pérdida de las tensiones del mismo, al que se añaden los errores anteriormente comentados, de forma que al realizar dos lecturas en un mismo punto pero separadas en el tiempo estas no coinciden.

La función deriva se puede considerar como una función aleatoria que puede modelizarse mediante una función lineal en función del tiempo para periodos cortos (no superiores a 8 horas). Así pues cumplirá la ecuación (Boedecker et al., 1986):

$$d_i = a + bt_i + s_i \quad (5.2)$$

Donde a y b son los parámetros a determinar durante la modelización. El parámetro a tendrá diferentes valores para cada día, mientras que b puede tener en el mismo valor durante varios meses, ya que representa la variación de las lecturas a causa de la deriva. s_i corresponde a la señal variable con el tiempo y por lo tanto desconocida en la que se incluyen todos los errores accidentales anteriormente mencionados (Moritz, 1980).

5.3.3 Compensación de los itinerarios

Una vez corregidas todas las observaciones de mareas, presencia de agua en el subsuelo y altura de instrumento, se ha procedido a calcular el error de cierre para cada uno de los itinerarios, y a compararlo con la tolerancia teórica establecida a priori.

Esta tolerancia vendrá dada por la función deriva establecida para cada uno de los casos, comentada en el apartado anterior.

Así pues, y para conocer el error total e_n esperable se realiza la composición cuadrática de los errores accidentales. De este modo se puede cifrar para un modelo D el error en 25 μGal y en 30 μGal para un modelo G. Para calcular la tolerancia de cada itinerario teniendo en cuenta el error en cada una de las medidas deberemos considerar que: estamos trabajando con diferencias de observación entre dos estaciones (por lo tanto realizamos 2 medidas); el número de ejes de cada itinerario gravimétrico (n) y añadir el efecto de la función lineal de la deriva estática que se puede parametrizar en laboratorio, con lo que la tolerancia final responderá a la expresión (Martín et al., 2004):

$$T \leq \pm (e_a \sqrt{2n} + bt) \quad (5.3)$$

Donde b es la pendiente de la función de deriva (mgal/hora) obtenida en laboratorio a través de observaciones continuas de gravedad en un mismo punto (condiciones estables de presión y

temperatura) corregidas de marea y t es el tiempo total utilizado en la observación del itinerario gravimétrico.

Se ha de tener en cuenta que expresión es aproximada ya que la función de deriva, sobretudo el parámetro b , es imposible de parametrizar de forma exacta para un instrumento trabajando en campo. Se debe tener en cuenta que este parámetro b irá variando con el tiempo para un mismo gravímetro, por lo que se debe ir actualizando a lo largo de la vida operativa de un instrumento.

El valor para dicho parámetro b se ha establecido mediante medidas en laboratorio (Martín et al., 2004) en 3 $\mu\text{gal/hora}$ para el D203 y 2 $\mu\text{gal/hora}$ para el G301.

Una vez se comprueba que todos los itinerarios entran en tolerancia, se procede a la corrección de la deriva proporcional al tiempo, de modo que obtenemos la gravedad absoluta en cada uno de los puntos.

Corrección debida a la atmósfera

En el caso de considerar que estamos trabajando sobre el geoides, y ya que se estima que no existen masas por encima de él será necesario eliminar toda la masa atmosférica o bien situarla por debajo del mismo. Para lo cual se aplica sobre el valor de gravedad observada una corrección que será siempre positiva y que viene dada a partir de la expresión obtenida de los estudios sobre el efecto de la atracción con los cambios de masas atmosféricas (Ecker et al., 1969) :

$$\delta g = 0.8658 - 9.724 \cdot 10^{-5} H + 3.482 \cdot 10^{-9} H^2 \text{ (mgal)} \quad (5.4)$$

siendo H la altura de la estación en metros.

5.3.4 Comprobación de las observaciones

En cualquier caso, antes de poder trabajar con las medidas de la gravedad observadas, así como las coordenadas de los puntos donde estas magnitudes han sido medidas, será necesario comprobar que están libres de errores groseros. Para lo cual puede seguirse la siguiente metodología (Sevilla et al, 1997b) (Sevilla et al, 1997c) (Gil, 1993) (Tscherning, 1991a):

- Validación gráfica, mediante la representación gráfica de los puntos es posible detectar cuales tienen fallos en coordenadas saliéndose de la zona de estudio y/o cuales están repetidos.
Todos los puntos en los que se han llevado a cabo observaciones se encuentran dentro de los límites de la zona de trabajo.
- Validación por altimetría. Con la λ y ϕ de los puntos se interpola en el MDT obteniendo una altitud que se contrasta con la observada.

En este caso, al tratarse de una zona muy llana y disponer de un modelo digital del terreno de poca precisión para la zona, como se verá en el próximo capítulo, esta comprobación carecía de sentido.

- Análisis de la recta de regresión entre anomalías aire-libre y altitudes, análisis estadístico de las anomalías de la gravedad (máximos y mínimos), desviaciones típicas de anomalías aire-libre, modelo, reducida y Bouguer. Esta última debe ser la menor de todas, en caso contrario puede suponerse la existencia de errores groseros.
- Los datos gravimétricos están correlados espacialmente, de modo que los datos residuales de haber sustraído la influencia regional y de la topografía local deben presentar una distribución simétrica, y en muchos casos siguen una distribución normal. Por lo tanto, si realizamos el histograma se pueden detectar aquellos datos que se apartan de la distribución del resto de la población.

Tras la eliminación de la contribución de las largas longitudes de onda a través del modelo global EGM96 y del efecto de la topografía, se comprobó que el histograma resultante de la distribución de las cantidades residuales presentaba dos de los puntos en un extremo, puntos que se consideraron sospechosos de estar afectados por algún tipo de error. Este proceso se realizó empleando el paquete Gravsoft (Tscherning, 1994).

Para su localización se pasó a la representación de las anomalías y ondulaciones residuales, tal y como se describe en el siguiente apartado.

- Realizar el mapa de curvas de nivel de las ondulaciones de geoide residuales obtenidas directamente de GPS/nivelación/gravimetría, por un lado y el de anomalías residuales por otro. En ambos casos al tratarse de campos muy suaves, las curvas deberían serlo también detectándose posibles fallos en aquellos puntos donde la curva presente inflexiones.

En las figuras 5.9 y 5.10 tenemos representadas la anomalía de gravedad residual y la ondulación del geoide residual tras eliminar la influencia del modelo geopotencial EGM96. En ellas se puede ver como existen puntos; N1, N2 y T27, que provocan una inflexión en las curvas y por lo tanto se deberán reobservar para ver si se trata de un error o de una anomalía local. Esta reobservación se realizó en la campaña de 2002, obteniéndose valores similares a los obtenidos en la campaña del 2000, concluyendo que no existe error en esos puntos.

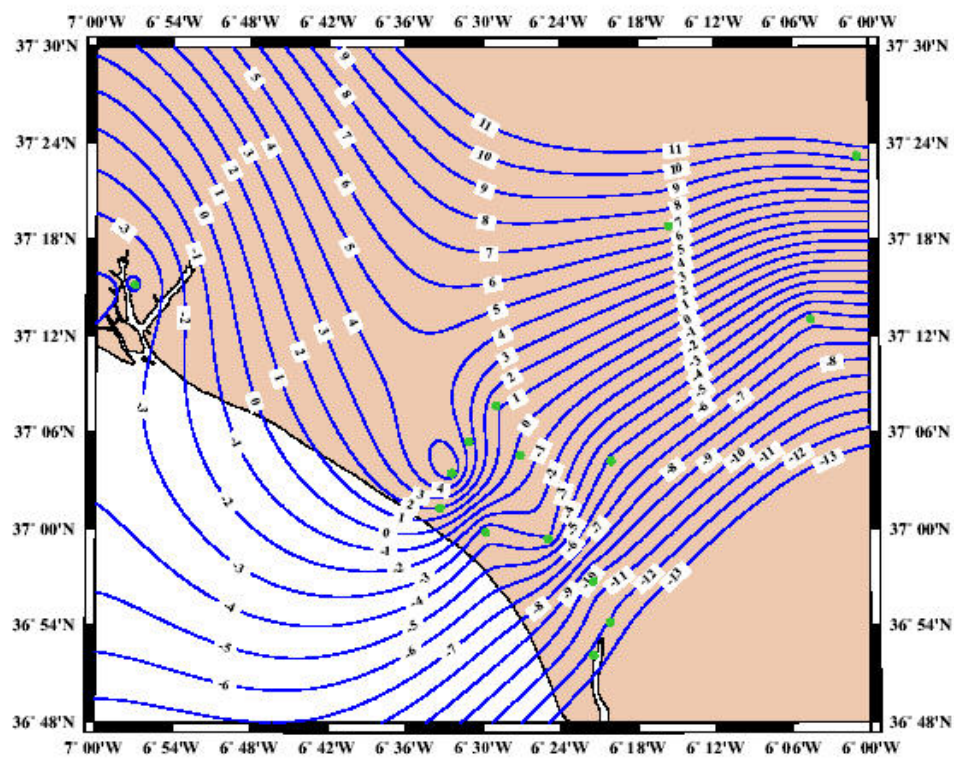


Fig. 5.9. Puntos de medida de gravedad, campaña 2000. Anomalías de gravedad residuales (mgal) tras eliminar las largas longitudes de onda (EGM96).

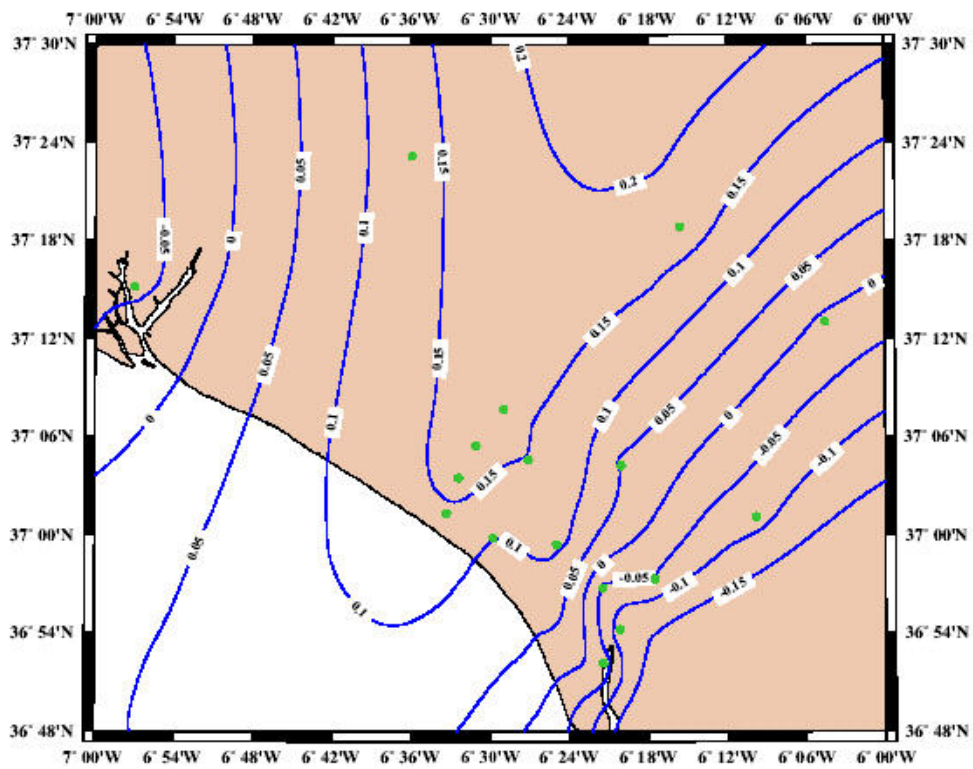


Fig. 5.10. Puntos de medida de gravedad, campaña 2000. Ondulaciones de geoid residuales (m) tras eliminar las largas longitudes de onda (EGM96).

Finalmente la gravedad observada en cada uno de los puntos queda recogida en las tablas 5.3 y 5.4:

Tabla 5.3. Gravedad medida en los puntos “exteriores”(ejes N-S y E-W).
Unidades miligales, sistema IGSN71.

Punto	Gravedad
HUELVA	979972.758
PILAS	979945.967
SEVILLA	979940.500
VILLARASA	979958.136
NT106	979867.155
NT122	979868.189
NT136	979905.276

Tabla 5.4. Gravedad medida en los puntos interiores.
Unidades miligales, sistema IGSN71.

Punto	Gravedad
N1	979903.035
N2	979895.225
N4	979911.063
N5	979916.165
P01	979877.773
T27	979893.378
V07	979910.697
V09	979871.023
TORUÑO	979923.422
C02	979870.040
XX	979896.891

5.4 OBTENCIÓN DE LA COTA ELIPSOIDAL

Para la obtención de la cota elipsoidal sobre WGS84, así como las coordenadas longitud y latitud de los puntos se procedió a la observación GPS en ellos.

Las observaciones GPS se llevaron a cabo entre 1998 y 2002. Empleándose receptores geodésicos Trimble 4000 SSi, Trimble 4800, en las campañas de julio de 1998, 2000 y 2002, y Leica GS530 en la campaña de octubre de 2002.

La observación GPS se llevó a cabo por el método estático con toma de datos mínima de 1 hora y épocas cada 15 segundos, la máscara de elevación se fijó en 15° para evitar sobre todo efectos de refracción puesto que el horizonte está completamente despejado en la mayoría de los puntos observados.

El procesamiento de las observaciones se llevó a cabo según el método relativo diferencial, teniendo siempre figuras cerradas con el fin de tener comprobación, para lo cual se dispuso como puntos fijos los vértices de la red geodésica nacional REGENTE (establecida sobre el elipsoide GRS80 coincidente a efectos prácticos con el elipsoide WGS84): Alcornocal, Retamales, Matochar y Bombo, figura 5.11. De este modo se cumplía con un doble objetivo, por un lado el enlace con el sistema de referencia nacional y a través de este con el ETRF89; y por otro, al disponer estos vértices de coordenadas WGS84, se evita tener que realizar la transformación a este sistema desde el ED50, con el consiguiente error que ello introduce.

Las coordenadas de estos puntos, tras el ajuste completo de la red REGENTE, se recogen en la tabla 5.5.:

Tabla 5.5. Coordenadas geodésicas GRS80 de los vértices de la red REGENTE usados como puntos fijos en los trabajos geodésicos en el área de estudio (Matesanz, 2002).

Nombre	Latitud	Longitud	h
BOMBO	37° 03' 25.66880"N	6° 39' 05.15720"W	156.728 m
MATOCHAR	37° 00' 31.01740"N	6° 15' 49.23150"W	54.407 m
ALCORNOCAL	37° 20' 54.12270"N	6° 37' 21.12530"W	218.576 m
RETAMALES	37° 20' 58.49550"N	6° 17' 28.06280"W	173.884 m

A partir de estos vértices REGENTE se dió coordenadas a varios vértices en la zona de trabajo, (desde los que se procedió a la observación de la red interna de la marisma), así como de los puntos situados en los ejes N-S y E-W que servirán para el ajuste a la zona de los modelos de geoide EGG97 e IBERGEO95, figura 5.11.

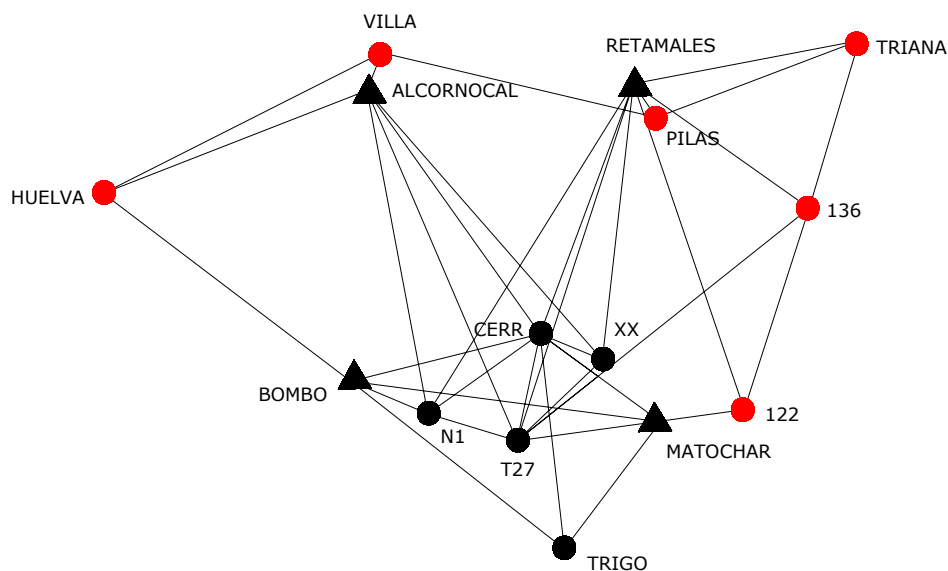


Fig. 5.11. Red de vértices observada con GPS. Los triángulos corresponden a cuatro vértices geodésicos REGENTE, los círculos rojos a los puntos empleados en el ajuste de los modelos EGG97 e IBERGEO95, los círculos negros a puntos interiores empleados para la comprobación de los ajustes.

5.5 CÁLCULO DE LA COTA ORTOMÉTRICA Y DE LA ONDULACIÓN DIRECTA

Una vez se dispone de la cota geométrica, epígrafe 5.2, y el valor de gravedad en todos los puntos, apartado 5.3, y debido a la falta de paralelismo de las superficies equipotenciales, se procede a aplicar la corrección necesaria para pasar de dichas cotas geométricas a cotas ortométricas.

La expresión que permite conocer la cota ortométrica H de un punto en función de la gravedad observada en él g viene dada por (Heiskanen et al. 1985):

$$H_i = \frac{C_i}{g_i + 0.0424H_i} \quad (5.5)$$

donde C es el número geopotencial.

Será por tanto necesario obtener el número geopotencial para cada uno de los puntos a partir de los desniveles obtenidos por nivelación geométrica y de los números geopotenciales, cedidos por el Sr. D. J.L. Caturla, conocidos para los puntos de la red de Nivelación de Alta Precisión, y la red de Nivelación de Precisión. Estos se recogen en la tabla 5.6. (Caturla, 2000)

Tabla 5.6. Números geopotenciales de los puntos de la NAP y NP.

Punto	Número geopotencial (u.g.p)
NP1821 (Puente Triana)	5.19062
NAPB999 (Estación de Pilas)	17.67820
NAPC18 (Estación de Villarrasa)	71.82759
NAPC40 (Estación de Huelva)	3.17051

Una vez se dispone de todos los datos, se puede calcular el número geopotencial de todos los puntos a partir de la conocida expresión:

$$C_B = C_A + g_m \delta n_A^B \quad (5.6)$$

C_A número geopotencial conocido en el punto A.

g_m gravedad media entre los puntos A y B.

δn_A^B desnivel entre los dos puntos, como diferencia de cotas geométricas.

Y a partir del número geopotencial se puede calcular la cota ortométrica resolviendo la ecuación de segundo grado que resulta de la expresión (5.5) planteada en cada uno de los puntos. Los resultados obtenidos se recogen en las tablas 5.7 y 5.8.

Tabla 5.7. Cota geométrica H_{geo} , número geopotencial C y cota ortométrica H para los puntos exteriores (eje N-S y E-W) participantes en el ajuste de los modelos de geoide.

Punto	H_{geo} (m)	C (u.g.p)	H (m)
HUELVA	3.097	3.06757904	3.130
PILAS	19.113	18.763000	19.147
SEVILLA	5.467	5.39711344	5.508
VILLARASA	73.712	72.23525	73.712
NT106	2.8130	2.79013077	2.849
NT 122	3.3685	3.33446122	3.403
NT 136	6.5755	6.47679073	6.610

NOTA: El punto SEVILLA corresponde al destacado de los existentes en el Puente de Triana, y pertenece a ambos ejes (N-S y E-W)

Tabla 5.8. Cota geométrica, número geopotencial C y cota ortométrica H para los puntos interiores utilizados en la comprobación de los modelos ajustados.

Punto	H_{geo} (m)	C (u.g.p)	H (m)
N1	35.724	35.0404183	35.759
N2	16.010	15.7215226	16.044
N4	34.641	33.9788500	34.676
N5	20.882	20.4959887	20.916
P01	2.095	2.0864680	2.129
T27	3.659	3.6186356	3.693
V07	3.737	3.6952301	3.771
V09	2.721	2.6999480	2.755
TORUÑO	3.341	3.3074015	3.374
C02	3.302	3.2692827	3.336
XX	3.960	3.9138587	3.995

En estos puntos, en los que se conoce tanto la cota ortométrica como elipsoidal a través de las observaciones GPS, el cálculo de la ondulación del geoide resulta ya inmediato (Heiskanen et al. 1985), a través de la expresión (1.1).

Los resultados se recogen en las tablas 5.9 y 5.10, junto con los valores obtenidos a partir de los modelos IBERGEO95 y EGG97 en esos mismos puntos:

Tabla 5.9. Ondulación directa y ondulación obtenida a partir de los modelos IBERGEO95 y EGG97 para los puntos exteriores (eje N-S y E-W) participantes en el ajuste. Valores en metros.

Punto	$N_{GPS/NIV}$	$N_{IBERGEO95}$	N_{EGG97}
HUELVA	51.629	52.792	52.218
PILAS	50.216	51.044	50.691
SEVILLA	49.896	50.669	50.463
VILLARASA	51.847	52.810	52.297
NT106	46.984	47.920	47.541
NT122	47.406	48.131	47.865
NT136	48.593	49.335	49.104

Tabla 5.10. Ondulación directa y ondulación obtenida a partir de los modelos IBERGEO95 y EGG97 para los puntos interiores a la zona de estudio que servirán para la comprobación de los modelos ajustados. Valores en metros.

Punto	$N_{GPS/NIV}$	$N_{IBERGEO95}$	N_{EGG97}
N1	48.868	49.797	49.257
N2	48.442	49.324	48.839
N4	49.089	50.023	49.496
N5	49.236	50.180	49.680
P01	47.494	48.399	48.013
T27	48.188	49.066	48.621
V07	48.843	49.781	49.327
V09	47.327	48.211	47.864
TORUÑO	49.376	50.334	49.858
C02	47.117	48.055	47.684
XX	48.285	49.219	48.838

5.6 AJUSTE Y COMPROBACIÓN DE LOS MODELOS IBERGEO95 Y EGG97

Los puntos que hemos llamado exteriores: Huelva, Pilas, Sevilla, Villarasa, NT106, NT122, NT136 son los empleados en el ajuste de los dos modelos. Mientras que los interiores: N1, N2, N4, N5, P01, T27, V07, V09, Toruño, C02, XX servirán en este caso únicamente como comprobación a los ajustes realizados, empleándose posteriormente en el cálculo de un modelo de geoide en la zona, capítulo 6.

Usando los valores de las tablas 5.9 y 5.10, en las figuras 5.12 a) y 5.12 b) podemos observar el modelo resultante obtenido mediante los modelos IBERGEO95 y EGG97 y en la figura 5.13 el modelo obtenido mediante la ondulación directa. Cabe decir que éste último, debido al escaso número de puntos empleados en su obtención, nos permite únicamente hacernos una idea de cómo se comporta el modelo de geoide geométrico.

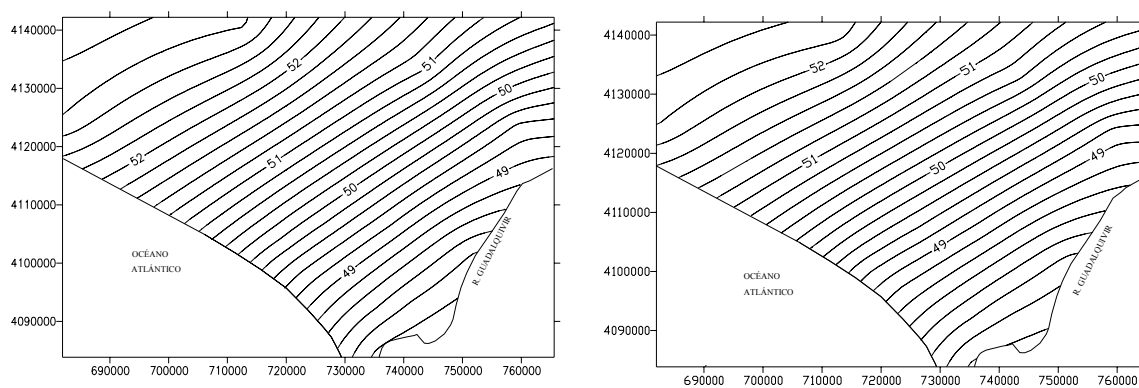


Fig. 5.12. a) Ondulaciones de geoide (m) según el geoide IBERGEO95 en la zona de estudio antes del ajuste Equidistancia 20 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29. b) Ondulaciones de geoide (m) según el geoide EGG97 en la zona de estudio antes del ajuste. Valores en metros, equidistancia 20 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

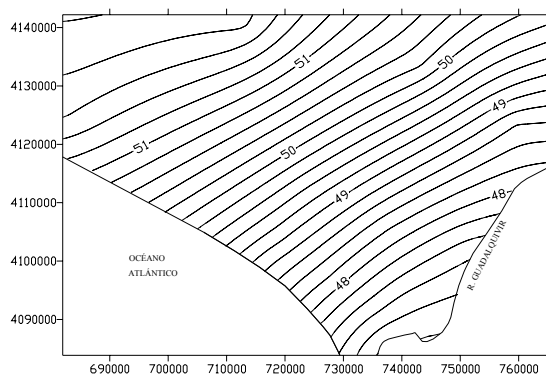


Fig.5.13. Ondulación directa en la zona de estudio. Valores en metros, equidistancia 20 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

Se puede observar la similitud entre los modelos IBERGEO95 y EGG97 en las figuras 5.12 a) y 5.12 b), en la que se puede apreciar, principalmente, el salto en altura existente entre ambos modelos. Las diferencias entre ambos modelos se presentan en la figura 5.14.

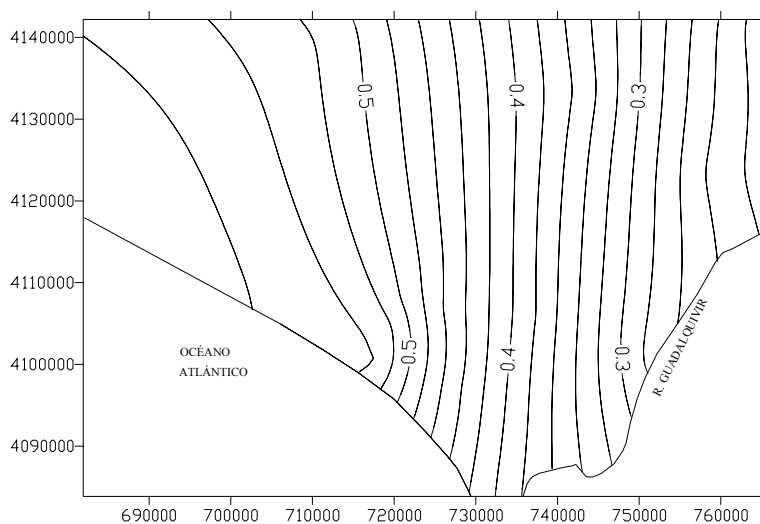


Fig.5.14. Diferencia entre la ondulación del modelo EGG97 e IBERGEO95. Valores en metros, equidistancia 2 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

A partir de los datos de las tablas 5.9 y 5.10 anteriores se calculan para cada uno de los puntos las diferencias entre las ondulaciones directas y las obtenidas para cada uno de los modelos, siendo el resumen estadístico para dichas diferencias en los 7 puntos con los que se va a realizar el ajuste el que se muestra a continuación:

Tabla 5.11. Estadísticas de la diferencia entre ondulación directa y ondulación modelo, en los 7 puntos de ajuste. Valores en metros.

	IBERGEO95	EGG97
MAX	-1.163	-0.589
MIN	-0.725	-0.450
MEDIA	-0.876	-0.515
σ	0.145	0.052

Para los 7 puntos que se van a emplear en los modelos IBERGEO97 y EGG97, se observa una diferencia máxima entre la ondulación directa observada y la obtenida a través de la interpolación de dichos modelos de 1.163 m y 0.589 m respectivamente. Se puede observar la mayor amplitud en las diferencias para el modelo IBERGEO95 ya que el valor mínimo para la diferencia entre ondulación directa y modelo se cifra en -0.725 m, mientras que para el EGG97 este valor se diferencia aproximadamente en 15 cm del máximo. La media se sitúa entorno al medio metro para el modelo EGG97 y casi 0.9 m en el caso del modelo IBERGEO95.

Para los 11 puntos empleados en la comprobación, tabla 5.10, estas estadísticas alcanzan los siguientes valores:

Tabla 5.12. Estadísticas diferencia entre ondulación directa-ondulación modelo, en los 11 puntos de comprobación. Valores en metros.

	IBERGEO95	EGG97
MAX	-0.958	-0.567
MIN	-0.878	-0.389
MEDIA	-0.920	-0.474
σ	0.027	0.061

Como se puede observar en la tabla 5.12 para los 11 puntos que se van a emplear en la comprobación del ajuste las diferencias entre el valor máximo y el valor mínimo para la diferencia entre la ondulación directa y el modelo IBERGEO95 es únicamente de 8 cm, mientras que para el modelo EGG97 esta diferencia se mantiene en los 15 cm ya obtenidos para el caso de los puntos que intervienen en el ajuste. Los valores para la media de la diferencia se mantienen en 0.9 m aproximadamente para el modelo IBERGEO95 y de 0.5 m para el EGG97.

Efectuando un ajuste del tipo polinómico, visto en el apartado 3.5, según la expresión (3.35), considerando los 7 puntos de los ejes en las direcciones N-S, E-W (figura 5.7 y tabla 5.7) obtenemos los valores que se recogen en la tabla 5.13 para ambos modelos:

Tabla 5.13. Parámetros de ajuste.

	IBERGEO95	EGG97
a_1	$0.007 \pm 0.01 \text{ m}^\circ$	$0.0366 \pm 0.01 \text{ m}^\circ$
a_2	$0.056 \pm 0.007 \text{ m}^\circ$	$0.0503 \pm 0.01 \text{ m}^\circ$
a_3	$-0.902 \pm 0.0006 \text{ m}$	$-0.522 \pm 0.0009 \text{ m}$

Como se puede observar prácticamente no existe oscilación en ninguna de las dos direcciones, presentándose un “salto” vertical de prácticamente 0.9 m para el modelo IBERGEO95 y aproximadamente la mitad para el modelo EGG97.

Tras el ajuste y escalado de los modelos gravimétricos, las estadísticas de las diferencias obtenidas entre las ondulaciones directas y los nuevos modelos escalados, para los puntos en los que se ha realizado el ajuste y para los puntos de comprobación, se recogen en las tablas 5.14 y 5.15:

Tabla 5.14. Estadísticas diferencia entre ondulación directa-ondulación modelo ajustado. Puntos de ajuste. Valores en metros.

	IBERGE095	EGG97
MAX	0.065	0.070
MIN	-0.154	-0.072
MEDIA	0.000	0.000
σ	0.041	0.050

En la tabla 5.14 se puede observar que una vez realizado el ajuste para los puntos empleados en el mismo la media para la diferencia entre la ondulación directa y la obtenida a partir de los modelos IBERGEO95 y EGG97, tal y como cabía esperar, es de 0 m. Se puede observar una mejora en el modelo IBERGEO95, cifrándose la precisión entre 0.04-0.05 m para ambos modelos.

Tabla 5.15. Estadísticas diferencia entre ondulación directa-ondulación modelo ajustado. Puntos de comprobación. Valores en metros.

	IBERGE095	EGG97
MAX	0.066	0.142
MIN	-0.065	-0.040
MEDIA	0.000	0.052
σ	0.045	0.064

En la tabla 5.15 se puede apreciar como la precisión se mantiene para ambos modelos en los puntos de comprobación. Destacando en el modelo EGG97 ajustado un valor máximo de 0.142 que se produce en el punto N1, mientras que el valor máximo de 0.066m para el modelo IBERGEO95 ajustado se localiza en el punto N2.

En las siguientes figuras quedan representadas las diferencias entre el IBERGEO95 y las ondulaciones directas a partir de datos GPS/Nivelación y el EGG97 y estas ondulaciones antes y después de realizar el ajuste de tres parámetros.

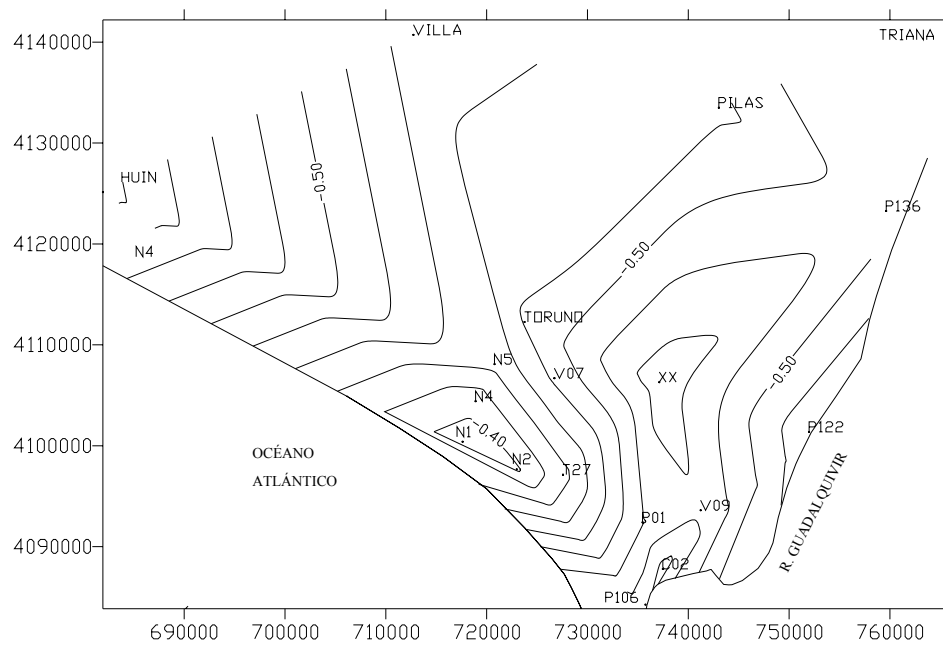


Fig. 5.15. Diferencia entre la ondulación directa y el modelo EGG97. Valores en metros, equidistancia 2 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

Como se puede apreciar existen disparidades entre las ondulaciones directas y las obtenidas por el modelo EGG97 en los puntos N1, N2 y XX.

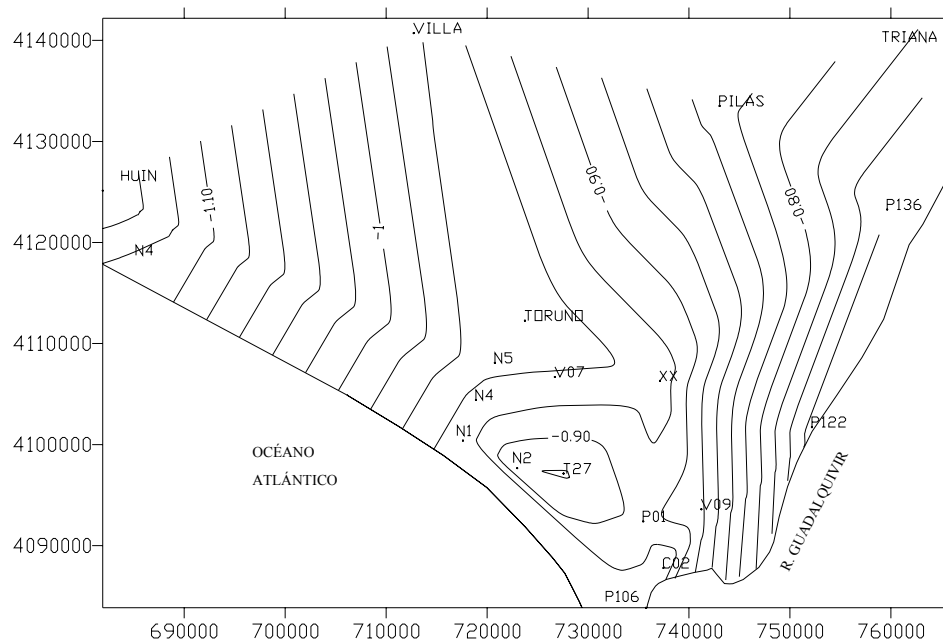


Fig. 5.16. Diferencia entre la ondulación directa y el modelo IBERGEO95. Valores en metros, equidistancia 2 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

Igual que en el caso anterior, se puede percibir una inflexión en la tendencia de las curvas en esta ocasión en los puntos N2 y T27, para los que la diferencia entre la ondulación directa y la proporcionada por el modelo IBERGEO95 es inferior a la de los puntos de su entorno.

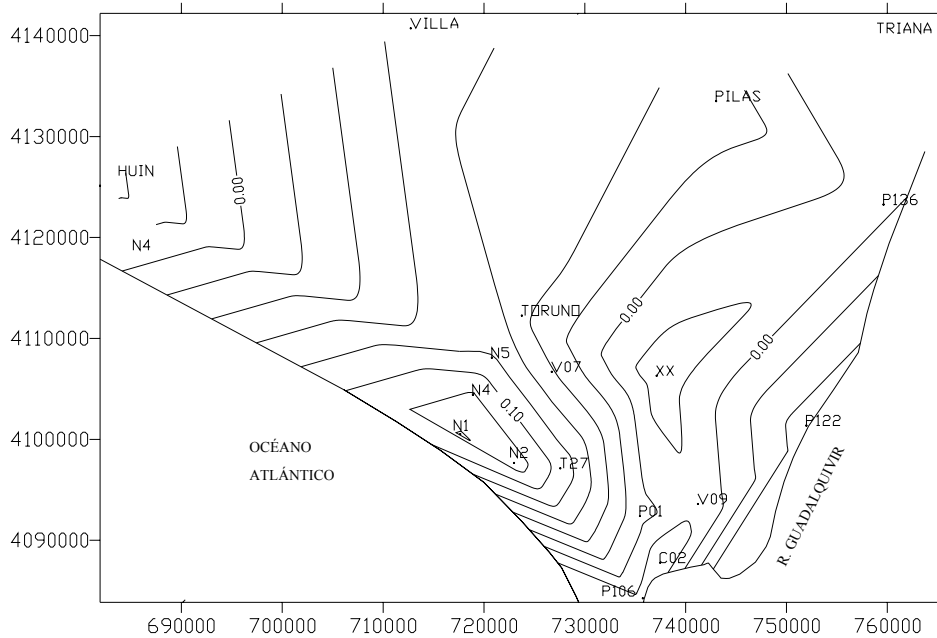


Fig. 5.17. Diferencia entre la ondulación directa y el modelo EGG97 ajustado. Valores en metros, equidistancia 2 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

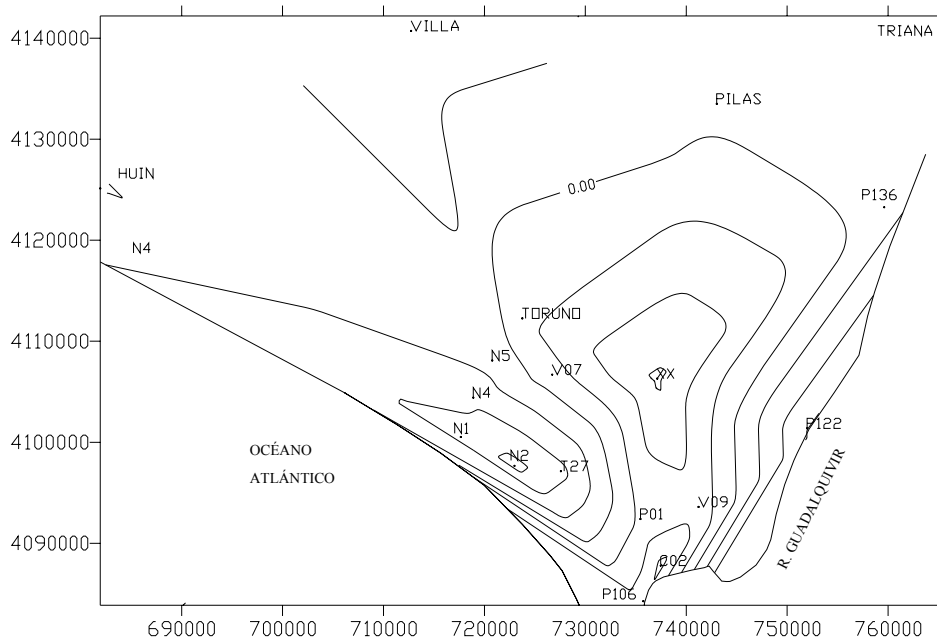


Fig. 5.18. Diferencia entre la ondulación directa y el modelo IBERGEO95 ajustado. Valores en metros, equidistancia 2 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

La representación de la diferencia entre la ondulación directa observada y modelo EGG97 ajustado, figura 5.17, nos indica que la discrepancia vista anteriormente en los puntos N1, N2 y XX se mantiene tras el ajuste, mientras que en la diferencia entre dicha ondulación y el modelo IBERGEO95 ajustado, figura 5.18, estas anomalías se detectan en los puntos N2 y el XX.

Si analizamos la calidad del ajuste de ambos modelos en los puntos de comprobación, tabla 5.15, podemos observar que en media es de 5 cm para el modelos EGG97 con una discrepancia máxima de aproximadamente 14 cm. Mientras que los resultados del modelo IBERGEO95 ajustado son algo mejores, con una discrepancia media nula, y una máxima de 6.5 cm.

Como se puede observar las discrepancias se producen en los mismos puntos, a excepción del XX, indicados en el apartado 5.3.4, en los que tras comprobar que no existía error en la observación se podría indicar que existe una anomalía no recogida en los modelos de carácter regional, continental y global debido a la escasa resolución de los mismos respecto a las dimensiones de la zona en la que estamos trabajando.

Los modelos ajustados tienen pues una precisión media de 5 cm, a pesar de haber corregido posibles errores se siguen encontrando discrepancias en puntos de ondulación directa conocida entre 6-14 cm, debido al hecho de que estamos trabajando con modelos gravimétricos de baja resolución en un área de pequeña extensión donde el gradiente del geoide es muy fuerte.

Ésta precisión puede ser suficiente para algunos trabajos de ingeniería, pero no para aplicaciones hidráulicas. Por tanto, si se desea mejorar las precisiones se debe calcular un modelo de geoide empleando una densidad de puntos suficiente para garantizar una buena resolución.

Para mejorar el modelo de ondulaciones, se ha decidido calcular un geoide geométrico para el Parque Nacional de Doñana. Dicho cálculo se desarrolla en el siguiente capítulo.

DETERMINACIÓN DE UN MODELO DE GEOIDE EN EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA

6 DETERMINACIÓN DE UN MODELO DE GEOIDE EN EL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA.

En este capítulo se realiza el cálculo de un modelo de geoide geométrico para la zona de estudio, por tanto, el observable principal será la ondulación del geoide obtenida a partir de las cotas ortométricas y elipsoidales en cada uno de los puntos.

Tal y como se ha comprobado en el capítulo anterior, para la obtención de unos resultados óptimos será necesario disponer de un número de puntos suficientes, homogéneamente distribuidos en la zona de estudio. Por lo tanto será necesario densificar las redes establecidas para el ajuste de los modelos de geoide IBERGEO95 y EGG97, realizando nuevas observaciones de GPS, gravedad y nivelación (epígrafe 6.1).

A partir de estos puntos y mediante interpolación se podrá obtener la ondulación en cualquiera de los puntos de la zona de estudio.

Para la realización de esta interpolación, con el objetivo de obtener una malla en cuyos nodos se conozca la ondulación del geoide, existen varios métodos. Los más empleados en el ámbito de la topografía son los de interpolación geométrica y entre estos la interpolación lineal o la inversa a la distancia; el inconveniente que presentan es la carencia de información sobre la precisión del valor estimado (Moritz, 1978)(Gerstl et al., 1979). Esta desventaja desaparece en el caso de emplear métodos geoestadísticos que permiten obtener la estimación del valor de una variable en un punto junto con una medida de la incertidumbre en la misma. Entre los métodos geoestadísticos el más empleado en todas las aplicaciones relacionadas con las ciencias de la Tierra (edafología, geología, hidrología, minería, geotecnia...) es el krigeado (Samper et al., 1990). Sin embargo, en el campo de la geodesia física la metodología predominante en la interpolación es la predicción mínimo cuadrática (Moritz, 1980)(Tscherning, 1994), aunque en realidad ambos métodos son el mismo (Dermanis, 1984).

En un primer momento, para el cálculo de la ondulación en cualquier punto se empleó la predicción mínimo cuadrática a partir de las ondulaciones observadas en los puntos de la red establecida y la función covarianza calculada con los mismos. Los resultados obtenidos tenían, en un alto porcentaje de los puntos, errores asociados superiores a los 10 cm (epígrafe 6.1.5), así que se optó por emplear el método de eliminación-restauración.

Por tanto para el cálculo de la ondulación residual (N_{res}) en los puntos de observación fue necesario disponer de un modelo de geopotencial global (epígrafe 6.2.1) que permita eliminar la contribución de las largas longitudes de onda, y del modelo digital del terreno de la zona de estudio y sus alrededores que permita eliminar la contribución de las masas topográficas (epígrafe 6.2.2). Esta influencia está patente en las cortas longitudes de onda y al eliminarla permite suavizar el campo gravitatorio con el objetivo de realizar cualquier proceso de modelado más fácilmente.

$$N_{res} = N_{obs} - N_{MG} - N_{top} \quad (6.1)$$

siendo:

- N_{res} Ondulación residual.
- N_{obs} Ondulación observada por GPS/nivelación/gravedad.
- N_{MG} Contribución del modelo de geoide global.
- N_{top} Contribución de la topografía.

Una vez eliminados estos efectos se dispondrá de unas cantidades residuales lo suficientemente suavizadas, para poder trabajar con ellas e interpolar con buena precisión (epígrafe 6.3), obteniendo el modelo de geoide geométrico “Doñana 2005”.

6.1 ONDULACIÓN FINAL OBSERVADA

Tal y como se ha comentado anteriormente, para el cálculo de la ondulación directa es necesario determinar una serie de puntos GPS/nivelación/gravedad. En ellos se medirá tanto la altura elipsoidal como la altura ortométrica: la primera de ellas obtenida mediante la observación GPS en todos los puntos y la segunda mediante nivelación geométrica y medida de gravedad en los mismos puntos.

Para la determinación de un geoide de precisión una de las premisas a tener en cuenta es disponer de un conjunto de datos distribuidos lo más homogéneamente en el territorio objeto del estudio, lo cual siempre resulta algo utópico y queda reducido a la teoría. En la práctica, las observaciones se encuentran claramente condicionadas por diferentes aspectos, como pueden ser: la topografía, acceso a los lugares, presupuesto (tiempo y equipo disponible)... La accesibilidad es un gran condicionante en el área de nuestro estudio, puesto que a la imposibilidad de llegar a diferentes puntos de la marisma durante las estaciones de otoño, invierno y primavera, se une, a veces (dependiendo de la climatología de cada año), la dificultad de alcanzar muchos lugares en verano debido a que algunos caños, lucios y brazos se encuentran cubiertos por agua o fango. Todo ello limita en la realidad la elección de los puntos donde realizar observaciones.

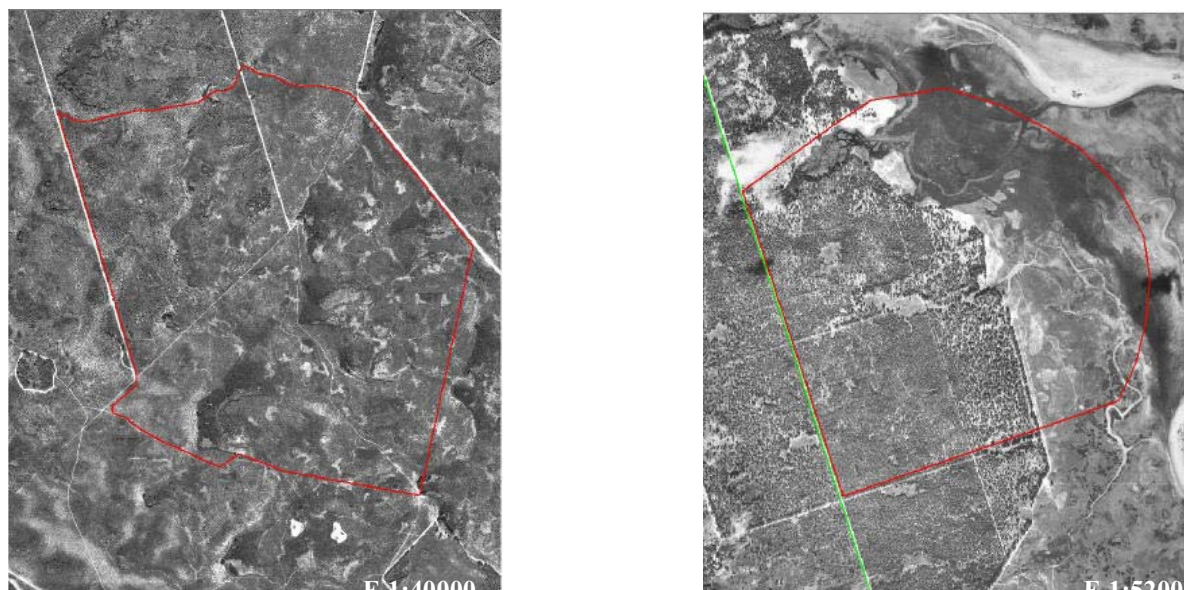


Fig 6.1. Zona de protección de nidificación de Águila Imperial. En la izquierda las Cañuelas, y a la derecha Casa del Guardia.

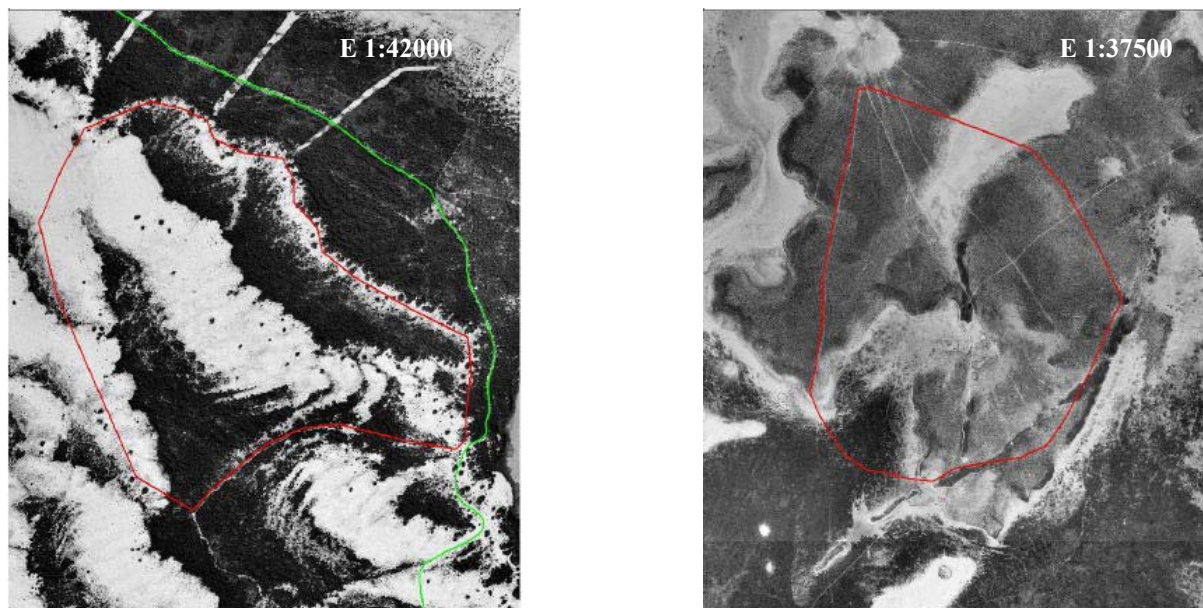


Fig 6.2. Zona de protección de nidificación de *Águila Imperial*. En la imagen de la izquierda el Corral del Álamo, y en la de la derecha Veta la Arena.

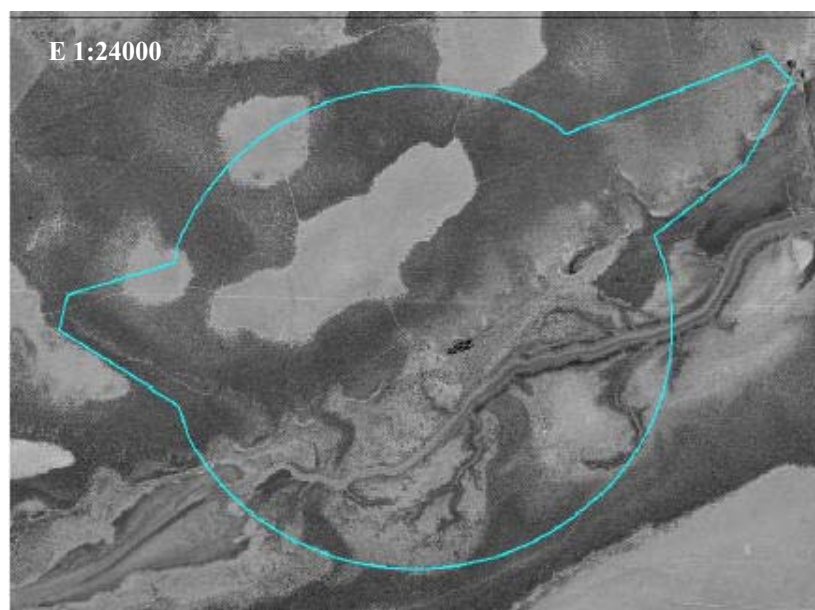


Fig 6.3. Zona de protección de Garzas, Huerto de los Zorros.

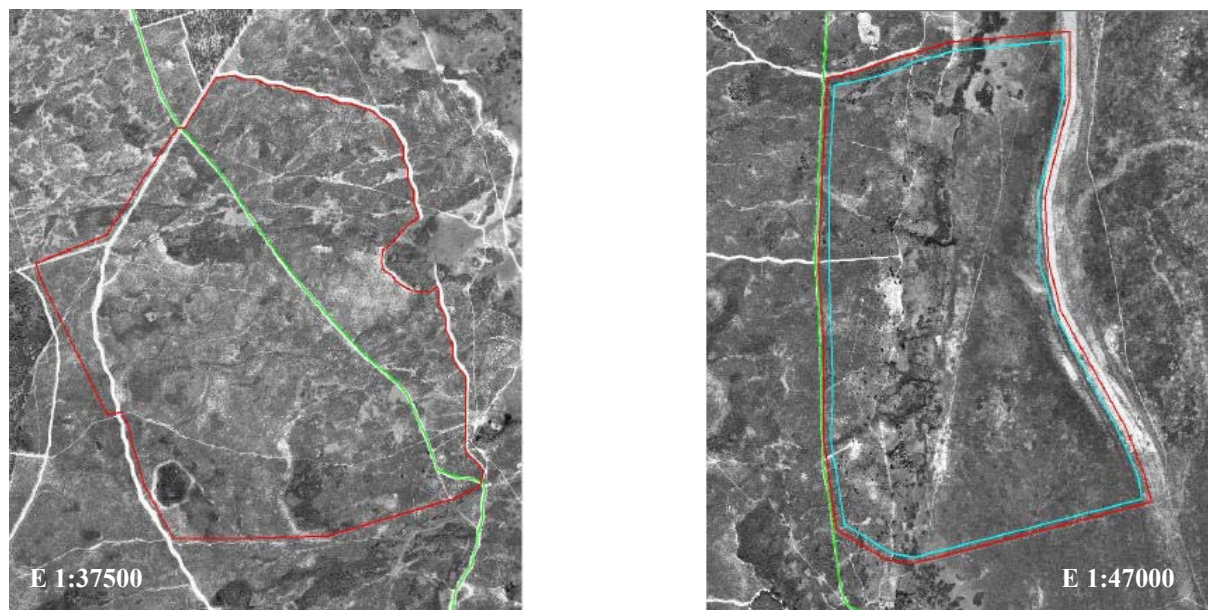


Fig 6.4. Izquierda Zona de protección de nidificación de Águila Imperial, Navazo Hondo, a la derecha Zona de protección de nidificación de Águila Imperial y colonias de Garzas, Las Pajareras.

Otro de los factores a tener en cuenta en esta limitación es la existencia de un gran número de zonas protegidas (figuras 6.1, 6.2, 6.3, 6.4), principalmente, por nidificación del águila imperial y colonias de garzas. Estas zonas, además, van siendo modificadas en el tiempo, por lo que es difícil planificar los lugares donde establecer puntos de observación. En las imágenes de las figuras citadas, a modo de ejemplo de la situación vivida, se pueden ver las zonas protegidas a fecha de marzo 2004. En la figura 6.8 se puede ver en conjunto la posición relativa de las distintas zonas dentro del Parque Nacional.

En aquellas zonas a las que fue posible acceder en las diversas campañas se llevaron a cabo las observaciones que se detallan en los epígrafes 6.1.1 a 6.1.4.

6.1.1 Nuevas observaciones GPS.

Para la obtención de la cota elipsoidal sobre el elipsoide WGS84 se procedió a establecer una red a partir de la ya observada y descrita en el epígrafe 5.4 y, por tanto, enlazada a la red REGENTE. En este caso se han establecido como vértices fijos los puntos XX, N1, T27 y Cerrabarba (CERR), calculados con la red exterior y enlazados con REGENTE (BOMBO, RETAMALES, ALCORNOCAL, MATOCHAR).

Los puntos observados y que conforman la red además de los ya empleados en el ajuste de modelos de geoide* son: C10, C15, CERR, E15, EB10, GONZ, H10, H24, H26, H31, H35, H47, H71, H84, H88, H91, H92, H97, H99, J02, MAZ4, MOGEA, P02, VP3, SAMS, TH, TRIGO (observado con la red exterior), V08, VP2P, XX1, XX2. El esquema de la red se puede apreciar en la figura 6.5.

* Los puntos empleados en el ajuste de los modelos IBERGEO95 y EGG97 en el capítulo 5, y utilizados en el cálculo de un nuevo modelo son: N1, N2, N4, N5, P01, T27, V07, V09, TORUÑO, C02, XX, 106.

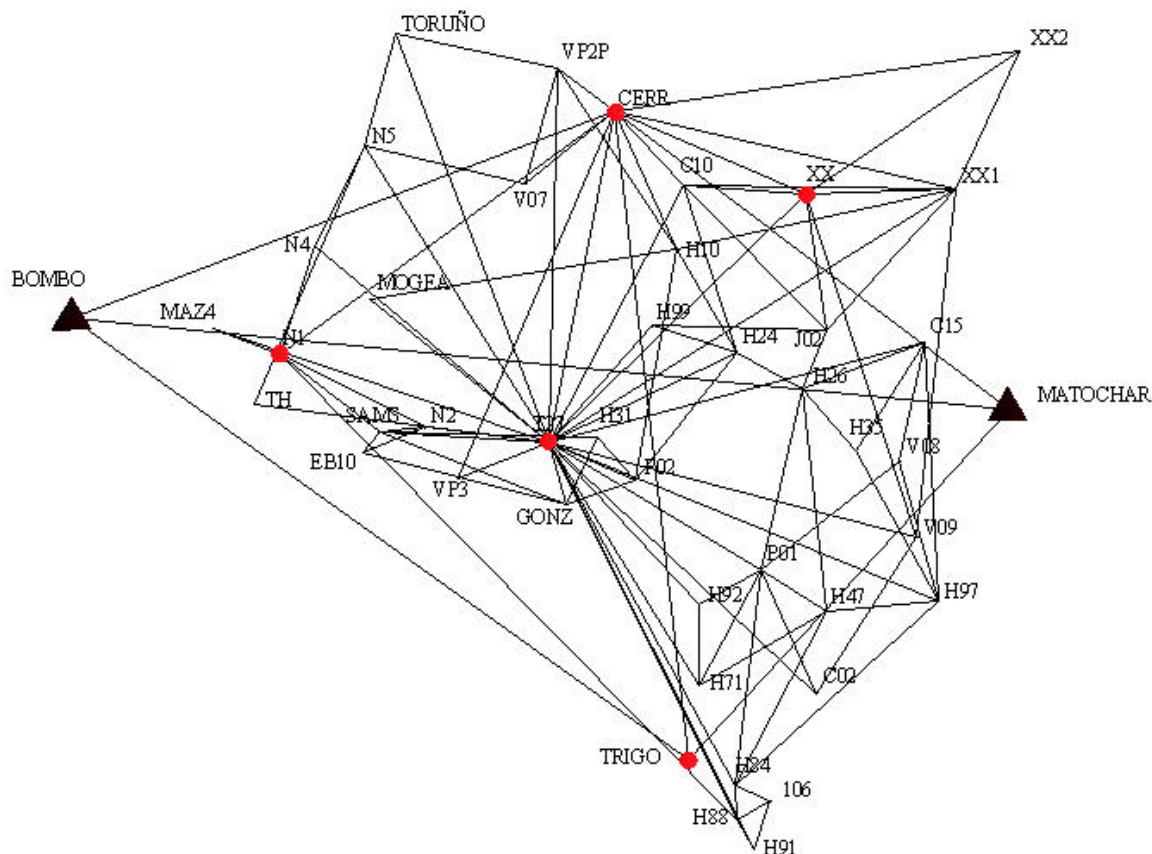


Fig. 6.5. Esquema de la red GPS observada en el interior del parque. Los triángulos indican los vértices REGENTE y los puntos rojos los vértices calculados en la red exterior.

Las observaciones se llevaron a cabo entre julio de 1998 y julio de 2004. Los receptores geodésicos fueron Trimble 4000 SSi, Trimble 4800, en las campañas de julio de 1998, 2000 y 2002; y Leica GS530 en la campaña del octubre de 2002. Su precisión planimétrica para cada línea base para el método estático empleado en la observación se cifran en $\pm(5\text{mm} + 2\text{ppm})$ y $\pm(5\text{mm} + 1\text{ppm})$ para los receptores Trimble y Leica respectivamente. Para la altimetría el error se considera que es el doble del planimétrico. La longitud de los vectores observados oscilan entre el kilómetro y los 22 km, siendo la media de ellos de aproximadamente 10 km. Se realizaron observaciones de 2 h y épocas de 15 segundos. Se han seguido las siguientes recomendaciones con el objetivo de poder detectar posibles errores (Seeber, 2003):

- Cada estación debe ser ocupada al menos dos veces en condiciones diferentes para la localización de errores groseros.
- Las estaciones adyacentes serán ocupadas simultáneamente, para optimizar la resolución de ambigüedades.
- Ciertas líneas base deberán ser observadas en más de una sesión para controlar la exactitud de la red.
- Cada una de las sesiones tendrá una línea base común con la sesión anterior y posterior.
- La medida de la altura de la antena deberá realizarse en varios puntos alrededor del perímetro de la misma, tomando como valor definitivo la media de todas las medidas realizadas.

Para el procesado de los vectores conviene emplear efemérides precisas para evitar introducir errores por este motivo, ya que el error causado en una componente de una línea base cuya observación es de 1-2 horas viene dado por (Hugentobler et al., 2001):

$$\Delta x \approx \frac{L}{d} \Delta X \quad (6.2)$$

siendo d la distancia entre el satélite y la estación, que consideramos de media 25000 km,
 Δx el error en una componente de un vector de longitud L ,
 ΔX el error en la órbita.

Lo que significa que un error de 3 m (típico de las órbitas radiodifundidas) en la órbita del satélite en el cálculo de uno de los vectores de longitud media (10 km) supondría un error de 1 mm a añadir sobre el error estimado en función del método y el receptor empleado.

Dependiendo de la procedencia de estas órbitas, su precisión y, por lo tanto, su contribución al error en el cálculo de la línea base será diferente. En la tabla 6.1 se recoge la precisión para cada caso.

Tabla 6.1. Calidad de las efemérides precisas.

Tipo de órbita	Precisión	Tiempo de disponibilidad
Radiodifundida	3.00 m	Tiempo real
Órbitas predichas CODE (extrapolación de 2-4h)	0.20 m	Tiempo real
Órbitas rápidas CODE	0.10 m	Después de 16h
Órbitas finales CODE	0.05 m	Después de 5-11 días
Órbitas ultrarrápidas IGS	0.20 m	Después de 3h
Órbitas rápidas IGS	0.10 m	Después de 19 horas
Órbitas finales IGS	0.05 m	Después de 13 días

En el seno de este trabajo, se han empleado las efemérides finales facilitadas por el IGS (Internacional GPS Service) en formato sp3 ([NGS](#)).

Antes de pasar a procesar las diferentes líneas base se comprobó el estado de los satélites en el momento en que se realizó la observación a través de la información proporcionada por USNO (United Status Naval Observatory)([USNO](#)).

El cálculo de los vectores se realizó al igual que en el caso de la red externa mediante el programa Trimble Geomatic Office (TGO) V.1. Antes de proceder al ajuste, se llevaron a cabo los siguientes controles sobre los vectores observados (Wolf et al., 1997):

- Comparación de la longitud de las líneas base observadas repetidamente, así como de los incrementos de las tres coordenadas individualmente.
- Comparación de las observaciones efectuadas entre puntos fijos con la obtenida a partir de sus coordenadas.
- Comprobación de cierres de figuras.

Tras el cálculo de todos los vectores y después de desechar 9 de ellos (debido en unos casos a que el cierre de los triángulos en que intervenían superaban la tolerancia y en otros a las diferencias de longitud entre varias observaciones del mismo vector), se procedió al ajuste de la red, proceso en el que se desecharon 3 nuevos vectores por ser sospechosos de introducir errores groseros, tras pasar el test de Pope (Wolf et al.,1997). Finalmente las coordenadas obtenidas se recogen en la tabla 6.2.

Tabla 6.2. Coordenadas geodésicas de los puntos de la red GPS sobre el elipsoide WGS84.

Nombre del punto	Latitud	Longitud	h (m)
I06	36° 52' 09.90430"N	6° 21' 22.20662"W	49.833
C02	36° 54' 15.92699"N	6° 20' 09.96112"W	50.453
C10	37° 04' 35.77159"N	6° 23' 11.07106"W	51.380
C15	37° 01' 14.92822"N	6° 17' 11.62706"W	50.925
CERR	37° 06' 01.88606"N	6° 24' 46.33669"W	53.181
E15	36° 58' 30.48034"N	6° 22' 39.85477"W	48.715
EB10	36° 59' 21.31724"N	6° 31' 18.23811"W	67.337
GONZ	36° 58' 12.62903"N	6° 26' 16.82062"W	54.199
H10	37° 03' 15.88306"N	6° 23' 20.57049"W	49.895
H24	37° 01' 08.92972"N	6° 21' 53.61021"W	49.297
H26	37° 00' 22.06290"N	6° 20' 16.58197"W	49.139
H31	36° 59' 31.31413"N	6° 25' 25.90810"W	49.314
H35	36° 59' 06.56901"N	6° 18' 59.31966"W	49.382
H47	36° 55' 55.76530"N	6° 19' 49.41237"W	48.180
H71	36° 54' 30.26935"N	6° 23' 04.57468"W	48.485
H84	36° 52' 28.59253"N	6° 22' 14.14928"W	49.991
H88	36° 51' 46.90108"N	6° 22' 12.35674"W	48.436
H91	36° 51' 10.72894"N	6° 21' 49.42394"W	48.759
H92	36° 56' 08.17778"N	6° 23' 00.88938"W	49.103
H97	36° 56' 04.53715"N	6° 17' 03.47699"W	48.508
H99	37° 01' 43.60392"N	6° 23' 59.43267"W	50.155
J02	37° 01' 32.56395"N	6° 19' 37.74107"W	50.033
MAZ4	37° 01' 53.94843"N	6° 34' 59.35367"W	81.416
MOGEA	37° 02' 23.89079"N	6° 31' 01.21751"W	81.372
N1	37° 01' 21.85614"N	6° 33' 18.46052"W	84.627
N2	36° 59' 48.78233"N	6° 29' 44.34854"W	64.486
N4	37° 03' 30.96146"N	6° 32' 22.30592"W	83.764
N5	37° 05' 28.50130"N	6° 31' 02.46354"W	70.152
P01	36° 56' 47.15593"N	6° 21' 25.76046"W	49.623
P02	36° 58' 38.98367"N	6° 24' 31.81264"W	51.226
VP3	36° 58' 46.17833"N	6° 28' 57.33559"W	55.129
SAMS	36° 59' 44.59489"N	6° 30' 52.89927"W	68.981
T27	36° 59' 27.56272"N	6° 26' 39.37494"W	51.881
TH	37° 00' 22.35815"N	6° 33' 58.10920"W	66.871
TORUÑO	37° 07' 41.32413"N	6° 28' 57.52335"W	52.752
TRIGO	36° 53' 00.50326"N	6° 23' 23.39922"W	68.547
V07	37° 04' 38.19580"N	6° 27' 03.52615"W	52.614
V08	36° 58' 53.39653"N	6° 17' 54.47830"W	49.100
V09	36° 57' 20.88085"N	6° 17' 31.91804"W	50.082
VP2P	37° 06' 56.12772"N	6° 26' 10.42938"W	51.895
XX	37° 04' 16.24141"N	6° 20' 02.99327"W	52.280
XX1	37° 04' 18.00369"N	6° 16' 18.06155"W	51.023
XX2	37° 07' 02.41068"N	6° 14' 38.33209"W	51.354

Una vez realizado el ajuste de la red, se recogen a continuación los errores asociados a cada una de las coordenadas por el programa TGO:

Tabla 6.3. Error asociado a cada una de las coordenadas geodésicas WGS84.

Nombre punto	Error en latitud (m)	Error en longitud (m)	Error en altura elipsoidal (m)
106	0.016	0.017	0.036
C02	0.013	0.012	0.027
C10	0.009	0.008	0.023
C15	0.011	0.009	0.020
CERR	0.007	0.006	0.014
EB10	0.008	0.008	0.013
GONZ	0.008	0.007	0.006
H10	0.008	0.007	0.013
H24	0.009	0.008	0.013
H26	0.010	0.009	0.017
H31	0.016	0.014	0.027
H35	0.010	0.009	0.023
H47	0.013	0.011	0.030
H71	0.015	0.013	0.030
H84	0.015	0.013	0.040
H88	0.014	0.013	0.042
H91	0.016	0.014	0.043
H92	0.017	0.015	0.031
H97	0.012	0.011	0.034
H99	0.010	0.008	0.016
J02	0.009	0.008	0.013
MAZ4	0.016	0.017	0.032
MOGEA	0.010	0.009	0.027
N1	0.007	0.006	0.031
N2	0.008	0.007	0.013
N4	0.010	0.009	0.018
N5	0.008	0.007	0.019
P01	0.012	0.011	0.025
P02	0.011	0.009	0.017
VP3	0.014	0.014	0.032
SAMS	0.009	0.008	0.012
T27	0.007	0.006	0.013
TH	0.013	0.012	0.024
TORUÑO	0.010	0.008	0.026
TRIGO	0.009	0.007	0.038
V07	0.009	0.008	0.019
V08	0.011	0.010	0.022
V09	0.019	0.017	0.040
VP2P	0.008	0.007	0.021
XX	0.009	0.007	0.015
XX1	0.009	0.008	0.020
XX2	0.011	0.009	0.021

La estadística de dichos errores se recoge en la tabla 6.4.

Tabla 6.4. Estadísticas del error asociado a cada una de las coordenadas geodésicas WGS84. Valores en metros.

	Error en latitud	Error en longitud	Error en altura elipsoidal
Max	0.019	0.017	0.043
Min	0.007	0.006	0.006
Med	0.011	0.010	0.024
σ	0.003	0.003	0.009

Como se puede observar los valores máximos presentes tanto en latitud como longitud en ninguno de los puntos alcanza los 2 cm estando en la mayoría de ellos por debajo del centímetro.

Para la altura elipsoidal la precisión obtenida se encuentra entorno a los 2 cm en la mayoría de los puntos. Los errores máximos se localizan en aquellos puntos ubicados en los límites del área de trabajo o exteriores a ella, de modo que la longitud de los vectores sobrepasan los 30 km, como para MAZ4, H88, H91.

En estos últimos casos, aunque hubiese sido conveniente realizar una nueva observación, fue imposible debido a encontrarse la zona inundada durante la última campaña realizada (2004). La desaparición del hito feno en el punto H91 impidió la reobservación en él.

En otros puntos, como el V09, este mayor error es posible que se produzca por el entorno: el primero de ellos se encuentra situado al lado de una valla metálica de 2 m de altura.

6.1.2 Observación de la nivelación geométrica. Densificación de la red propia.

Todos los puntos empleados en el cálculo de la ondulación directa pertenecen a la red existente en el parque y observada por el grupo del profesor Mintegui, descrita en el epígrafe 5.2.3. Se han escogido los materializados mediante hitos tipo feno (H) puesto que las estadias o escalas (E) han sufrido en la mayor parte de los casos un gran deterioro y es imposible estacionarse en la misma señal. Así mismo forman parte de este cálculo todos los puntos pertenecientes a la red de nivelación propia enlazada con la anterior por los puntos H31, H03 y XX, cuyas características fueron comentadas en el epígrafe anteriormente citado. Dicha red fue observada a lo largo de diferentes campañas, siendo la primera de ellas la de julio de 1998 en la que se observaron los puntos N1, N2, N3, N4, N5. En posteriores campañas se realizaron las siguientes observaciones:

- julio de 2000: MAZ4, TORUÑO
- noviembre 2002: SAMS, GONZ, XX1
- julio 2003: MOGEA, VP3, VP2P
- julio 2004: XX2, TH

Las dificultades en la selección de los puntos y en la realización de los trabajos son las comunes comentadas en el epígrafe 6.1: dificultad de acceso a determinadas zonas por la presencia de animales protegidos; marisma cubierta de agua o fango; itinerarios en la zona más occidental del parque (en gran parte cubierta de arena, figura 6.6), lo que reduce en gran medida el rendimiento; campañas en épocas con fuerte calor (lo que obliga a limitar el tiempo de trabajo evitando las horas centrales del día).



Fig. 6.6. Punto de paso de nivelación materializado con chincheta roja en terreno arenoso (zona de coto, itinerario al punto MOGEA).

El rendimiento obtenido en la nivelación geométrica realizando nivelación de ida y vuelta con una distancia de nivelada media de 50 m se cifra en 1 km/h en carretera o incluso en terreno de marisma (por ejemplo, en la nivelación de los puntos entre N1 y N5 y entre N1 y N3, entre el XX y XX1...). En zonas de arena este rendimiento se reducía a la mitad (por ejemplo en la nivelación a SAMS, MOGEA, VP3...).

Tabla 6.5. Resumen de las líneas de nivelación geométrica realizadas. Valores en Km.

Línea	Longitud (ida)	Terreno
H31-T27	2.2	Marisma
T27-N1	11.4	Camino
N1-N5	8.4	Carretera
N5-H03	8	Marisma
N1-MAZ4	4	Carretera
MAZ1-EB10	4.7	Carretera
N2-SAMS	2.5	Arena
H31-GONZ	2.9	Arena
XX-XX1	5.5	Camino
VP2P-CERRABARBA	2.9	Marisma
ACEBUCHE-MOGEA	1.7	Arena
B4CAM-VP3	2.1	Arena
XX1-XX2	6	Camino
MAZ1-TH	1.2	Carretera
TOTAL	63.5	

En la tabla 6.5 se muestran las longitudes de las líneas de nivelación observadas, así como el terreno sobre el que están implantadas. En algunos casos aparece, como punto de partida o final de una línea, alguno de los puntos situados para señalar los anillos de nivelación intermedios en la observación de las líneas principales, como es el caso de MAZ1 y B4CAM. Estos puntos coinciden con elementos presentes en el terreno o se materializaron mediante geopuntos, en el caso de que debieran perdurar, o chinchetas cuando únicamente tenían una validez temporal, como es el caso de la imagen 6.6.

Las cotas geométricas de todos estos puntos se encuentran recogidas en la tabla 6.6, que se presenta más adelante en el epígrafe 6.1.4.

6.1.3 Nuevas observaciones de gravedad.

Con el objetivo de convertir las cotas geométricas anteriormente obtenidas en cotas ortométricas, se procedió a observar la gravedad en todos los puntos, como ya se ha explicado.

Para ello se realizaron tres campañas, la primera de ellas en julio de 2000, descrita en detalle en el epígrafe 5.3 y las otras en noviembre de 2002 y julio de 2004.

En todas ellas se realizaron medidas de gravedad relativas empleando diferentes modelos de gravímetros Lacoste & Romberg. Para la obtención de la gravedad absoluta se realizaron medidas en los puntos de la red gravimétrica fundamental del Palacio de Justicia de Huelva y el Palacio de Justicia de Sevilla en la campaña del 2000 y 2004 y únicamente en el punto de Huelva en la campaña de 2002, ya que se disponía de puntos de control dentro del propio recinto del Parque Nacional de las campañas anteriores para comprobar el buen estado del gravímetro.

En la campaña de 2002 el gravímetro empleado fue el modelo D203 perteneciente al Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría de la Universidad Politécnica de Valencia.

En la campaña de 2004 se dispuso del modelo G1102, figura 6.7, cedido por el Instituto Geográfico Nacional. Para la observación con este gravímetro es necesario realizar la coincidencia a través del visor situado en el mismo, lo que dificulta la observación y las hace algo menos precisas.



Fig. 6.7. Gravímetro Lacoste&Romberg G1102

Los itinerarios seguidos se describen a continuación:

01-11-2002 (Mañana): T27, TORUÑO, HUELVA, MAZ4, EB10, N4, SAMS, GONZ, T27.

01-11-2002 (Tarde): T27, H97, V09, V08, H35, C15, C10, H31, P02, T27.

02-11-2002: T27, H99, H24, H10, J02, H26, H47, H84, 106b, H91, H88, H71, H92, P01, XX1, T27.

13-07-2004 (Mañana): T27, SEVILLA, HUELVA, T27.

13-07-2004 (Tarde): T27, N2, EB10, TH, C1, C2, C3, C4, T27.

14-07-2004 (Mañana): T27, VP3, SAMS, MOGEA, ACEBUCHE, AJ1, AJ2, AJ3, AJ4, AJ5, T27.

14-07-2004 (Tarde): T27, MATO1, MATO2, XX2, T27.

15-07-2004: T27, R1, R2, R3, R4, R5, R6, R7, R8, R9, R10, R11, R12, NO1, NO2, NO3, NO4, NO5, VP2P, RA1, T27.

16-07-2004 (Mañana): T27, TRIGO, PL1, PL2, PL3, PL4, PL5, PL6, PL7, MARISMILLAS, T27.

17-07-2004: T27, ACEBRÓN, G1, G2, G3, G4, G5, G6, T27.

Una vez convertidas todas las lecturas de dial en unidades gravimétricas se procedió a corregir las observaciones y comprobar las mismas siguiendo los pasos descritos en los apartados del 5.3.1 al 5.3.4 del capítulo anterior, de este modo se localizó un error en la medida de gravedad en el punto EB10 en la campaña de 2002 por lo que se reobservó en el 2004, tras la que se procedió de igual modo para la detección de errores. Las medidas finales se encuentran recogidas en la tabla 6.6.

Para el cálculo de la tolerancia de los itinerarios se ha establecido en laboratorio el valor del parámetro b , en 3 $\mu\text{gal/hora}$ para el D203, 2 $\mu\text{gal/hora}$ para el G301 (Martín et al., 2004) y 10 $\mu\text{gal/hora}$ para el G1102 (este último considerando ya que se trata de un modelo G donde el centrado, como se ha comentado anteriormente, se produce de forma visual y por tanto el error de lectura se considera mucho más alto que en los otros dos instrumentos).

En la figura 6.8. se muestra la localización de los puntos en los que se han realizado las observaciones junto con las zonas de acceso restringido (en rojo), zonas bajas de la marisma que puede presentar problemas de presencia de agua y fango incluso en los meses de julio (sombreado en azul) y los límites del Parque (en verde). Se distinguen los puntos en los que se realizaron observaciones GPS/nivelación/gravedad, representados en rojo, y puntos en los que únicamente se han realizado medidas de gravedad que serán empleadas en posteriores estudios geológicos y estructurales en la zona, representados en azul.

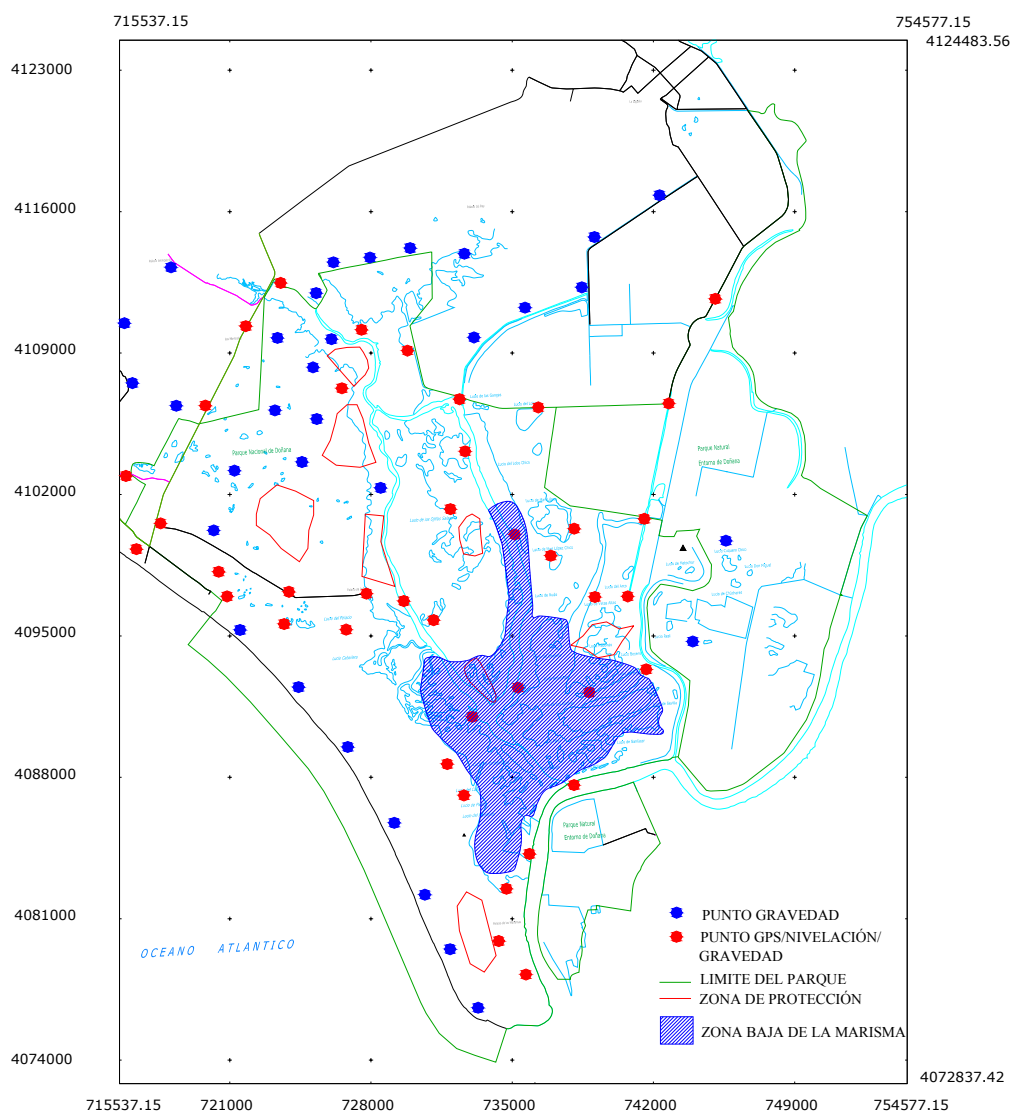


Fig. 6.8. Puntos observados, límites del parque y zonas de protección, coordenadas UTM (ED50), huso 29

6.1.4 Obtención de la cota ortométrica y de la ondulación directa.

Una vez disponemos de la medida de gravedad en cada uno de los puntos y de la cota geométrica de los mismos se puede proceder a determinar la cota ortométrica previo cálculo de los números geopotenciales tal y como se describió en el epígrafe 5.5.

Los resultados obtenidos tanto de número geopotencial, como de cota ortométrica y el error asociado a la misma se encuentran recogidos en la tabla 6.6.

Para el cálculo de los errores cometidos en las cotas ortométricas se ha considerado como origen el punto de enlace con la NAP, es decir, el JPS106. A este punto se le ha considerado carente de error, de manera que un posible error en 106 introduce un sistematismo en todos los puntos y no sería representativo del error de las observaciones al ser un error arrastrado del punto origen, situado en Alicante. Se han calculado los errores kilométricos para los niveles empleados en la observación de todas las redes, estimándose finalmente un error kilométrico de 2 mm.

La influencia del error producido en la observación de la gravedad en la determinación de la cota ortométrica se considera despreciable (Vanicek et al., 1991), por lo tanto el error en la misma está en función únicamente de su distancia al punto considerado como origen, es decir, el 106.

Tabla 6.6. Cotas geométricas, número geopotencial, cota ortométrica y su error asociado.

Nombre punto	<i>H</i> geométrica (m)	<i>G</i> (mgal)	<i>C</i> (u.g.p)	<i>H</i> (m)	Error <i>H</i> (m)
106	2.813	979867.155	2.790	2.849	0
C02	3.302	979870.040	3.270	3.336	0.004
C10	2.797	979903.701	2.770	2.831	0.010
C15	3.182	979881.658	3.150	3.212	0.008
CERRABARBA	4.241	979912.168	4.190	4.275	0.010
EB10	18.829	979894.713	18.500	18.864	0.009
GONZ	6.165	979888.577	6.070	6.200	0.007
H10	1.423	979900.026	1.430	1.457	0.009
H24	1.155	979890.443	1.170	1.189	0.008
H26	1.305	979884.682	1.310	1.339	0.008
H31	1.168	979903.701	1.180	1.203	0.008
H35	1.755	979878.118	1.750	1.789	0.007
H47	0.868	979872.369	0.884	0.902	0.005
H71	1.101	979876.897	1.110	1.135	0.004
H84	2.869	979869.206	2.840	2.904	0.002
H88	1.374	979868.777	1.380	1.409	0.002
H91	1.830	979867.300	1.830	1.864	0.003
H92	1.540	979880.263	1.540	1.575	0.006
H97	1.296	979867.344	1.300	1.330	0.006
H99	1.834	979896.051	1.830	1.867	0.009
J02	2.031	979887.301	2.020	2.066	0.008
MAZ4	32.445	979909.495	31.800	32.480	0.010
MOGEA	32.487	979904.945	31.900	32.524	0.010
N1	35.724	979903.035	35.000	35.759	0.009
N2	16.009	979895.225	15.700	16.044	0.009
N4	34.640	979911.063	34.000	34.676	0.010
N5	20.881	979916.165	20.500	20.916	0.011
P01	2.095	979877.773	2.090	2.129	0.006
P02	3.279	979887.878	3.250	3.314	0.007
TORUÑO	3.341	979923.422	3.310	3.374	0.011
SAMS	20.443	979894.925	20.100	20.478	0.009
T27	3.6587	979893.378	3.620	3.693	0.008
TH	18.030	979903.474	17.700	18.065	0.010
TRIGO	21.310	979868.247	20.900	21.345	0.004
V07	3.737	979910.697	3.700	3.771	0.010
V08	1.553	979875.849	1.560	1.587	0.007
V09	2.721	979871.023	2.700	2.755	0.007
VP2P	2.765	979917.200	2.740	2.799	0.011
VP3	6.777	979892.080	6.670	6.811	0.008
XX	3.960	979896.891	3.910	3.995	0.009
XX1	2.958	979890.745	2.930	2.993	0.010
XX2	3.025	979900.248	3.000	3.060	0.011

Como se puede apreciar los errores en las alturas ortométricas son inferiores sustancialmente a los errores cometidos en la determinación de las alturas elipsoidales, estando en la mayoría de los puntos por debajo del centímetro.

Disponiendo de la cota elipsoidal y ortométrica en cada uno de los puntos es ya sencillo obtener la ondulación del geoide directa (tabla 6.7) en cada uno de los puntos mediante la expresión (1.1).

Tabla 6.7. Ondulación del geoide directa u observada en el sistema WGS84 y su error asociado.

Nombre punto	N_{obs} (m)	Error en N (m)
106	46.982	0.036
C02	47.117	0.027
C10	48.549	0.025
C15	47.713	0.022
CERR	48.906	0.017
EB10	48.473	0.016
GONZ	48.000	0.009
H10	48.438	0.016
H24	48.108	0.015
H26	47.800	0.019
H31	48.112	0.028
H35	47.593	0.024
H47	47.278	0.030
H71	47.350	0.030
H84	47.088	0.040
H88	47.028	0.042
H91	46.895	0.043
H92	47.529	0.031
H97	47.178	0.035
H99	48.287	0.018
J02	47.968	0.015
MAZ4	48.936	0.034
MOGEA	48.849	0.029
N1	48.868	0.031
N2	48.442	0.016
N4	49.089	0.020
N5	49.236	0.022
P01	47.494	0.026
P02	47.913	0.018
SAMS	48.503	0.014
T27	48.188	0.016
TH	48.806	0.026
TORUÑO	49.377	0.028
TRIGO	47.202	0.039
V07	48.843	0.020
V08	47.513	0.023
V09	47.327	0.041
VP2P	49.096	0.023
VP3	48.317	0.033
XX	48.285	0.018
XX1	48.030	0.022
XX2	48.294	0.024

El error en la ondulación del geoide se ha obtenido aplicando la ley de propagación de varianzas-covarianzas a partir de los errores cometidos en la determinación de la cota elipsoidal y la cota ortométrica:

$$\sigma_N = \sqrt{\sigma_h^2 + \sigma_H^2} \quad (6.3)$$

En la figura 6.9 se ha representado las ondulaciones de geoide observadas a efectos de visualización exclusivamente. Dicha representación se ha realizado mediante interpolación lineal.

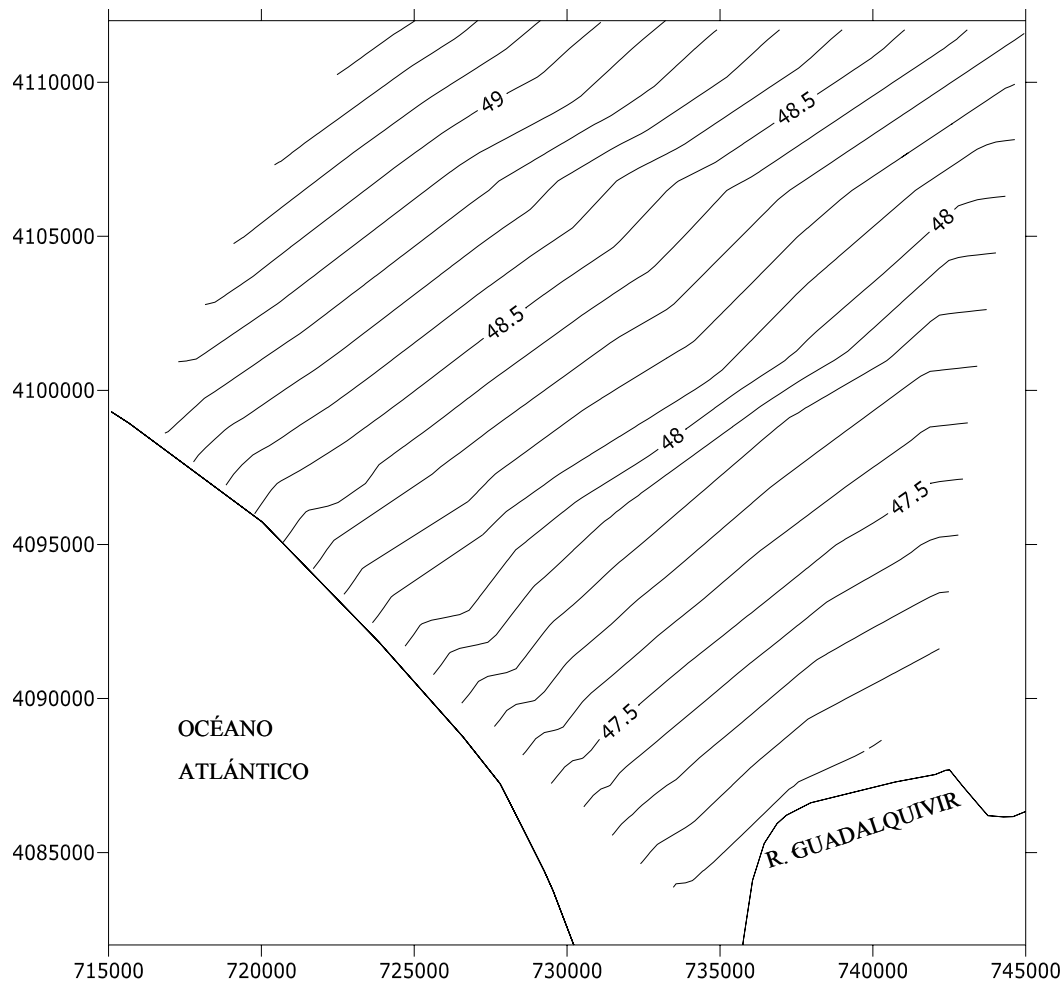


Fig. 6.9. Ondulación observada respecto al elipsoide WGS84. Valores en metros, equidistancia 10 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29. Figura obtenida por interpolación lineal.

6.1.5 Interpolación por predicción mínimo cuadrática

A partir de estos datos de ondulación del geoide podríamos proceder a la interpolación en cualquier otro punto de la zona. El método de interpolación elegido será determinante en la solución obtenida. Para poder analizar la validez de la misma será conveniente elegir un método que nos permita disponer de la incertidumbre en los valores estimados. Por ello se ha elegido la predicción mínimo cuadrática. De modo que se procederá a calcular la ondulación predicha, N_p , en un punto P a partir de los valores de N conocidos en los puntos cercanos a P (a una distancia inferior a la distancia de correlación) mediante la expresión:

$$N_p = C_{pl} C_{ll}^{-1} l \quad (6.4)$$

siendo:

C_{pl} vector de las covarianzas entre el punto P y los puntos en que se conoce la ondulación.

C_{ll} matriz covarianza entre todos los n puntos situados a una distancia inferior a la distancia de correlación del punto a calcular. La matriz covarianza de las medidas se divide en dos partes, correspondientes a la propia señal S , es decir la ondulación observada recogida en la tabla 6.7, y al ruido e , dado por la función varianza-covarianza, por lo que se puede escribir como:

$$C_{ll} = C_{ss} + C_{ee}$$

l vector con las observaciones

Es decir:

$$N_p = [C_{p1} C_{p2} \dots C_{pn}] \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & \dots & C_{1n} \\ C_{21} & C_{22} & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{n1} & \dots & \dots & C_{nn} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} l_1 \\ l_2 \\ \dots \\ l_n \end{bmatrix} \quad (6.5)$$

El error asociado a cada uno de los valores calculados vendrá dado por (Moritz, 1980)(Tscherning, 1991):

$$\sigma_{N_p}^2 = C_{pp} - C_{pl} C_{ll}^{-1} C_{lp} = C_0 - C_{pl} C_{ll}^{-1} C_{lp} \quad (6.6)$$

Siendo C_0 la varianza.

Para la comprobación de los resultados, en primer lugar se ha procedido a estimar la ondulación del geoide así como el error asociado en cada uno de los puntos de observación a partir de los valores conocidos en el resto de puntos. Es decir, del conjunto total de puntos se ha eliminado uno, para éste se ha estimado el valor de ondulación a partir del resto, después este punto ha sido restaurado, eliminando otro en el que se realiza la estimación y así sucesivamente para todos ellos.

Para ello se ha sustraído la media de las ondulaciones y se ha calculado la función covarianza empírica con todos los datos disponibles. En la figura 6.10 se representa dicha función covarianza.

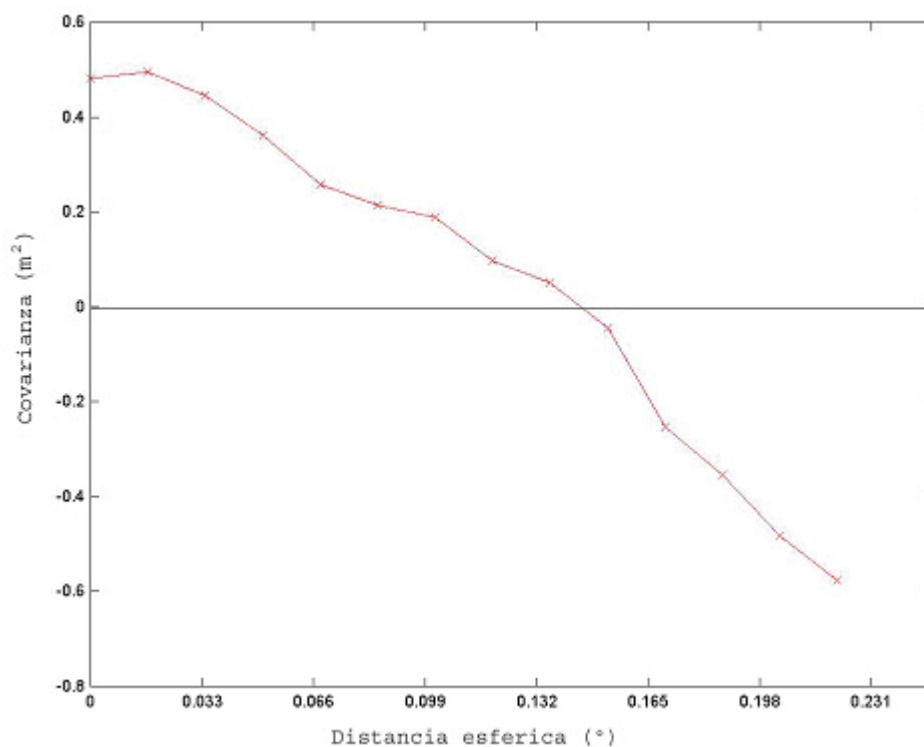


Fig. 6.10. Función covarianza empírica considerando el total de puntos.

Para comprobar la homogeneidad de esta función covarianza se ha procedido a dividir los datos en cuatro grupos y calcular la función covarianza para cada uno de ellos.

Los grupos elegidos son los correspondientes con la zona norte, sur, este y oeste, figura 6.11. En un primer momento se dividió la zona en cuatro tomando cada una de estas divisiones como un grupo, pero la escasa presencia de puntos en cada uno de ellos, aproximadamente 10, hacía que los resultados obtenidos no fueran representativos. Por lo que se decidió unir los mismos en dos grupos que cubrieran la zona norte y sur respectivamente, y posteriormente crear otros dos grupos que separaran los puntos de la zona este y oeste del parque. De este modo podríamos analizar la homogeneidad e isotropía de la función covarianza para cada uno de los grupos.

Cada grupo contiene los siguientes puntos:

Grupo norte: C10, CERR, H10, H99, N4, N5, TORUÑO, V07, VP2P, MOGEA, XX, XX1, XX2, V08, C15, H24, H26, H35, J02.

Grupo sur: C02, 106, H47, H84, H88, H91, H97, TRIGO, P01, V09, N1, N2, P02, EB10, GONZ, H31, H71, H92, SAMS, T27, TH, VP3, MAZ4.

Grupo este: N1, N2, P02, EB10, GONZ, H31, H71, H92, SAMS, T27, TH, VP3, MAZ4, C10, CERR, H10, H99, N4, N5, TORUÑO, V07, VP2P, MOGEA.

Grupo oeste: XX, XX1, XX2, V08, C15, H24, H26, H35, J02, C02, 106, H47, H84, H88, H91, H97, TRIGO, P01, V09.

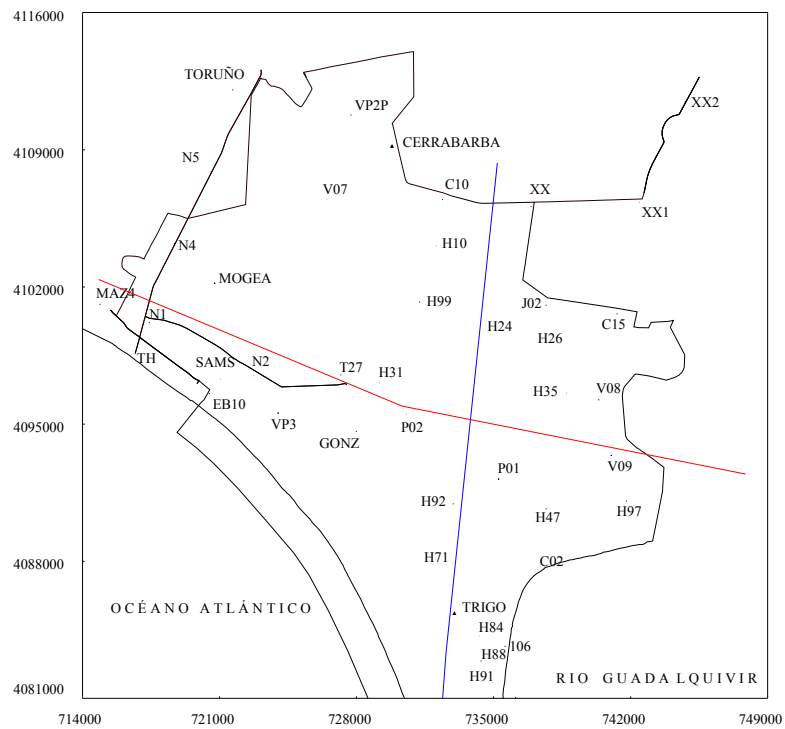


Fig. 6.11. División en grupos. La línea azul indica la división entre los grupos este-oeste, la línea roja marca la división entre los grupos norte-sur. Coordenadas UTM (ED50), huso 29.

En la tabla 6.8 se recoge la varianza y la distancia de correlación para cada una de las funciones covarianza, y en la figura 6.12 su representación.

Tabla 6.8. Varianza y distancia de correlación.

	Varianza C_o (m ²)	Ψ (°)
Grupo norte	0.3132	0.059
Grupo sur	0.4323	0.068
Grupo este	0.1997	0.034
Grupo oeste	0.2614	0.017
Todo	0.4822	0.070

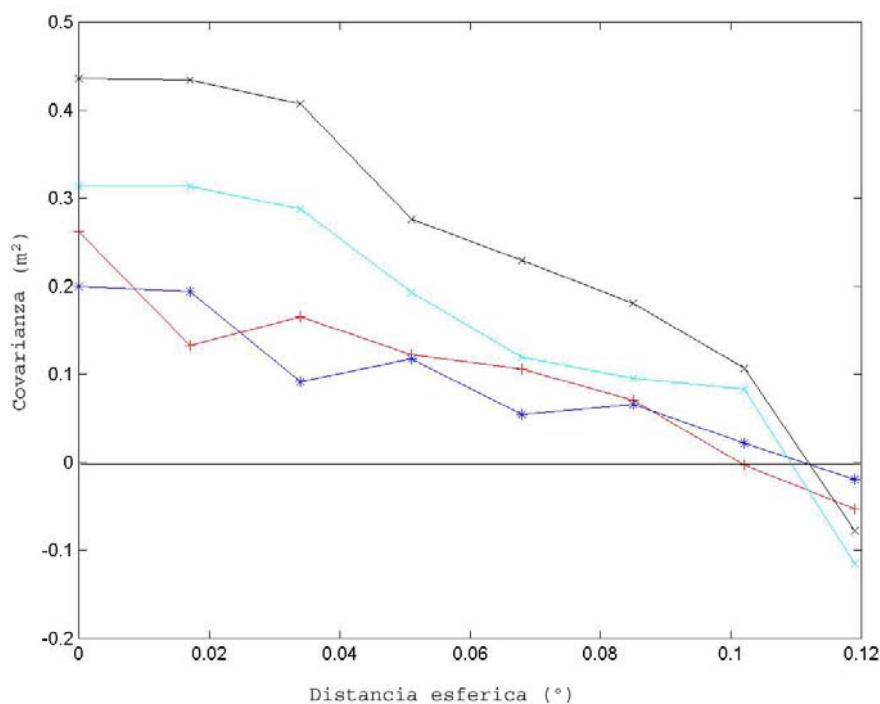


Fig. 6.12. Funciones covarianza empíricas: cian, norte; negro, grupo sur; rojo, grupo oeste; azul, grupo este.

Como se puede observar en la tabla 6.8 las funciones covarianza empíricas obtenidas para cada una de las zonas no presentan una alta homogeneidad, variando las varianzas entre los 0.19 m^2 y los 0.43 m^2 . En cuanto a las distancias de correlación se puede ver que son reducidas pero no existe homogeneidad entre los grupos.

A la vista de los resultados, se ha realizado la interpolación empleando la función covarianza para todos los puntos hasta la distancia de correlación y también se ha establecido una función covarianza más local, calculándola a partir únicamente de las observaciones más cercanas a cada uno de los puntos en los que calcular la ondulación, tomando 2, 3 ó 5 puntos. Los resultados obtenidos se pueden ver en la tabla 6.9.

Comparando los resultados obtenidos de ondulación del geoide en los diferentes puntos empleando las funciones covarianza locales se puede observar como en un alto porcentaje (72% para la comparación entre 2 y 3 puntos, 60% entre 2 y 5 puntos) presentan diferencias inferiores a los 3 centímetros, siendo este porcentaje de aproximadamente del 35% en todos los casos para las diferencias entre la ondulación observada y la predicha.

Para la obtención del error asociado a cada uno de los valores se ha considerado la ecuación 6.6 en valor absoluto, ya que en algunos puntos la proximidad de las estaciones empleadas en el cálculo produce que el sustraendo de dicha ecuación sea superior a la varianza, al ser la correlación muy fuerte y ser el valor de la covarianza igual a la propia varianza (Heiskanen et al., 1985).

Tabla 6.9 Ondulaciones directas y predichas variando el número de puntos en la predicción: todos los puntos a la distancia de correlación, 2 puntos, 3 puntos y 5 puntos, y estadísticas asociadas. Valores en metros.

Punto	N_{obs}	N_{pre} todo	Error asociado	N_{pre} 2 p	Error asociado	N_{pre} 3 p	Error asociado	N_{pre} 5 p	Error asociado
106	46.982	47.091	0.117	47.211	0.158	47.211	0.158	47.241	0.189
C02	47.117	47.121	0.207	47.010	0.079	47.010	0.079	47.046	0.094
C10	48.549	48.599	0.173	48.651	0.236	48.510	0.248	48.563	0.328
C15	47.713	47.756	0.237	47.737	0.178	47.737	0.178	47.787	0.208
CERR	48.906	48.874	0.183	48.853	0.222	48.853	0.222	48.809	0.357
EB10	48.473	48.488	0.119	48.480	0.030	48.502	0.157	48.511	0.180
GONZ	48.000	48.015	0.169	48.076	0.116	48.076	0.116	48.085	0.283
H10	48.438	48.424	0.162	48.425	0.131	48.428	0.269	48.428	0.269
H24	48.108	48.041	0.175	48.033	0.243	48.008	0.202	48.076	0.268
H26	47.800	47.863	0.146	47.899	0.217	47.899	0.217	47.838	0.221
H31	48.112	48.093	0.107	48.056	0.137	48.043	0.114	48.089	0.150
H35	47.593	47.571	0.117	47.632	0.142	47.548	0.189	47.613	0.210
H47	47.278	47.256	0.171	47.304	0.195	47.287	0.148	47.323	0.150
H71	47.350	47.304	0.173	47.362	0.163	47.253	0.177	47.249	0.187
H84	47.088	47.183	0.086	47.123	0.083	47.123	0.083	46.973	0.110
H88	47.028	46.992	0.076	46.991	0.077	46.991	0.077	46.992	0.119
H91	46.895	46.929	0.121	47.007	0.022	47.032	0.042	47.034	0.101
H92	47.529	47.501	0.177	47.424	0.072	47.426	0.265	47.426	0.265
H97	47.178	47.248	0.216	47.304	0.024	47.359	0.099	47.349	0.157
H99	48.287	48.324	0.204	48.277	0.165	48.296	0.194	48.206	0.203
J02	47.968	47.909	0.167	47.866	0.168	47.866	0.168	47.848	0.271
MAZ4	48.936	48.933	0.238	48.838	0.031	48.904	0.121	48.843	0.201
MOGEA	48.849	48.943	0.198	48.987	0.110	48.803	0.262	48.856	0.242
N1	48.868	48.896	0.151	48.868	0.065	48.897	0.106	48.817	0.213
N2	48.442	48.437	0.203	48.436	0.081	48.436	0.081	48.456	0.210
N4	49.089	49.067	0.203	49.085	0.021	49.084	0.019	49.079	0.017
N5	49.236	49.268	0.246	49.230	0.021	49.232	0.021	49.257	0.019
P01	47.494	47.446	0.175	47.406	0.125	47.349	0.150	47.392	0.190
P02	47.913	47.928	0.154	48.060	0.056	48.096	0.077	48.018	0.265
SAMS	48.503	48.481	0.085	48.459	0.015	48.432	0.064	48.463	0.173
T27	48.188	48.197	0.115	48.183	0.014	48.193	0.012	48.191	0.007
TH	48.806	48.742	0.189	48.900	0.034	48.792	0.201	48.799	0.222
TORUÑO	49.377	49.188	0.292	49.371	0.028	49.376	0.027	49.393	0.017
TRIGO	47.202	47.356	0.167	47.149	0.139	47.149	0.139	47.087	0.151
V07	48.843	49.039	0.227	49.003	0.092	48.941	0.341	48.941	0.341
V08	47.513	47.519	0.121	47.481	0.132	47.551	0.245	47.551	0.245
V09	47.327	47.312	0.161	47.340	0.165	47.371	0.166	47.382	0.152
VP2P	49.096	49.104	0.200	49.090	0.023	49.109	0.023	49.087	0.025
VP3	48.317	48.267	0.193	48.353	0.193	48.353	0.193	48.353	0.193
XX	48.285	48.328	0.246	48.264	0.245	48.264	0.245	48.241	0.227
XX1	48.030	48.085	0.265	48.067	0.021	48.055	0.013	48.061	0.012
XX2	48.294	48.040	0.459	48.156	0.120	48.156	0.120	48.156	0.120
MAX	49.377	49.268	0.292*	49.371	0.245	49.376	0.341	49.393	0.357
MIN	46.895	46.929	0.076	46.991	0.014	46.991	0.000	46.973	0.007
MEDIA	48.071	48.076	0.174	48.082	0.109	48.071	0.143	48.069	0.180
σ	0.703	0.700	0.050	0.701	0.072	0.694	0.083	0.694	0.091

* En el cálculo de los estadísticos, así como en la tabla 6.10, se ha obviado en punto XX2 por las razones esgrimidas en el texto.

Se puede observar que el error máximo se produce en el punto XX2 situado en el límite del ámbito de la zona de trabajo en el caso de emplear la interpolación a la distancia de correlación. Esto se produce porque a dicha distancia sólo se encuentra un punto: al incrementar el número de puntos que intervienen en el cálculo este error se reduce.

Como se puede apreciar al analizar la tabla 6.9, los valores de incertidumbre alcanzan magnitudes que están muy por encima de las precisiones buscadas. Estos errores tan elevados pueden ser debidos a que la interpolación se ve dificultada por el fuerte gradiente en la zona.

En la tabla 6.10 se muestran los valores estadísticos para las discrepancias entre las ondulaciones predichas, variando el número de puntos que intervienen en el cálculo, y las observadas directamente.

Tabla 6.10 Estadísticas de las diferencias entre las ondulaciones de geoide observadas y las predichas con diferente número de puntos. Valores en metros.

	$N_{obs}-N_{todo}$	$N_{obs}-N_{2p}$	$N_{obs}-N_{3p}$	$N_{obs}-N_{5p}$
MAX	0.189	0.138	0.145	0.138
MIN	-0.196	-0.160	-0.183	-0.171
MEDIA	-0.010	-0.011	0.001	0.002
σ	0.067	0.073	0.076	0.077

Analizando los valores recogidos en la tabla 6.10 se puede observar que los resultados obtenidos en las diferentes interpolaciones se muestran prácticamente invariantes (discrepancias inferiores a los 5 cm) respecto a las variaciones encontradas en la función covarianza. Es decir, a pesar de la aparente falta de homogeneidad e isotropía de la función covarianza esta se muestra estable en cuanto a los resultados obtenidos se refiere.

A la vista de los resultados recogidos en las tablas 6.9 y 6.10 se puede concluir que la mejor interpolación, aunque sin mucha diferencia, se obtiene en el caso de emplear la función covarianza calculada para todos los puntos hasta la distancia de correlación. En la figura 6.13 y 6.14 se recogen las ondulaciones de geoide y los errores obtenidos por predicción con dicha función.

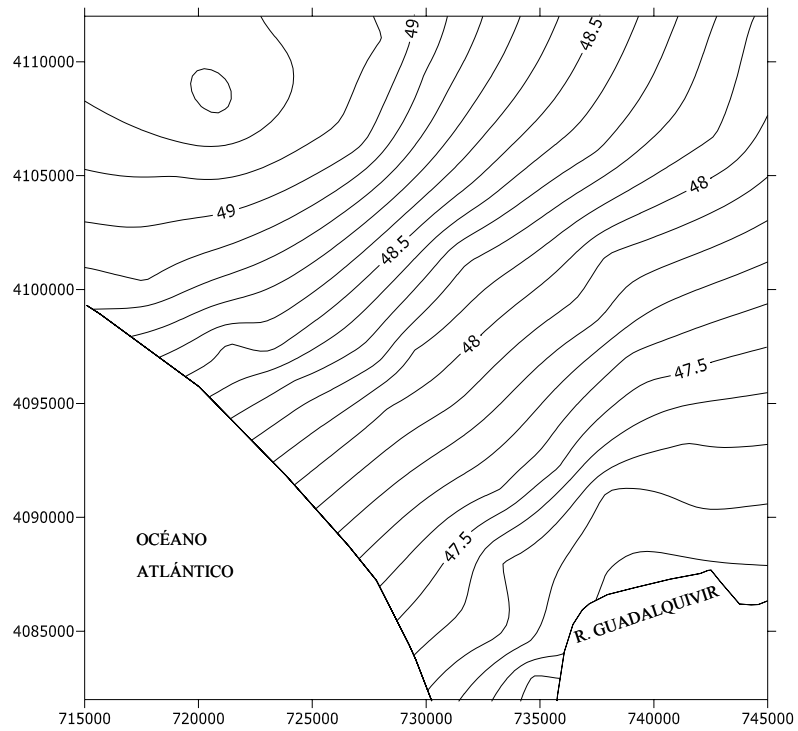


Fig. 6.13. Ondulaciones predichas en la zona de trabajo empleando la función covarianza total. Valores en metros, equidistancia 10 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

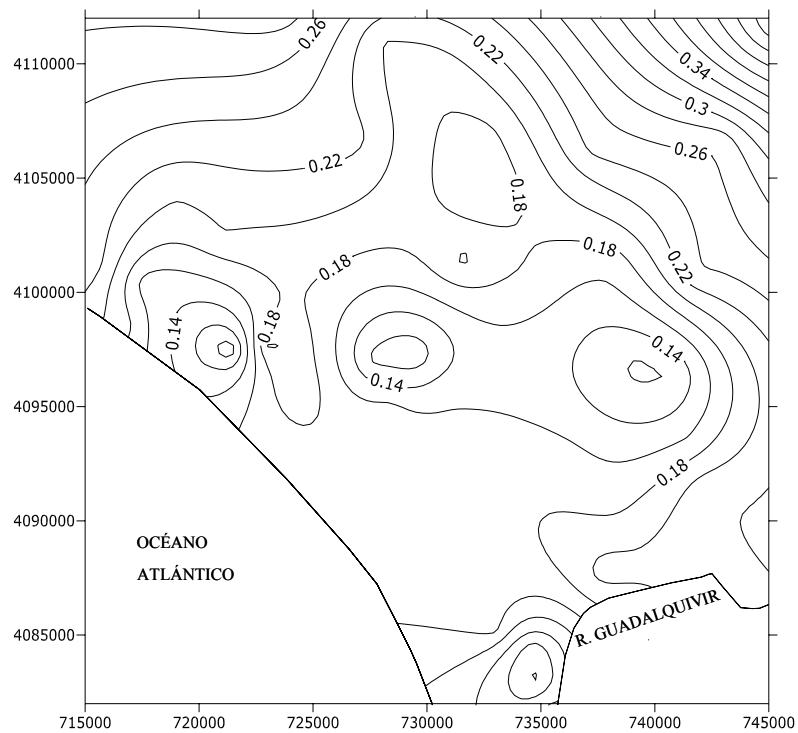


Fig. 6.14. Errores asociados a las ondulaciones predichas en la zona de trabajo empleando la función covarianza total, equidistancia 2 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29

6.2 OBTENCIÓN DE LA ONDULACIÓN RESIDUAL

6.2.1 Contribución del modelo global, N_{MG}

Un primer paso para la obtención de la ondulación residual es la eliminación de la aportación de las largas longitudes de onda, las cuales pueden ser obtenidas a partir de un modelo geopotencial mediante la expresión (3.6).

Hasta la obtención de los primeros resultados de las misiones gravimétricas satelitales, CHAMP y GRACE, el modelo global más empleado ha sido el EGM96 hasta grado y orden 360, descrito en el epígrafe 4.1.

Como se ha visto en el capítulo 4, las misiones satelitales han permitido la obtención de datos homogéneos en cuanto al tipo y origen de las determinaciones del campo gravitatorio y su distribución espacial lo que conlleva una mejora en la precisión.

En este caso, para el cálculo de la aportación de las largas longitudes de onda emplearemos el modelo global EIGEN-CG01C, presentado en el epígrafe 4.1.1, cuyo error acumulado hasta grado 360 es de 6.4 cm. En la figura 6.15 podemos ver los valores de la ondulación del geoide que presenta este modelo en la zona de trabajo.

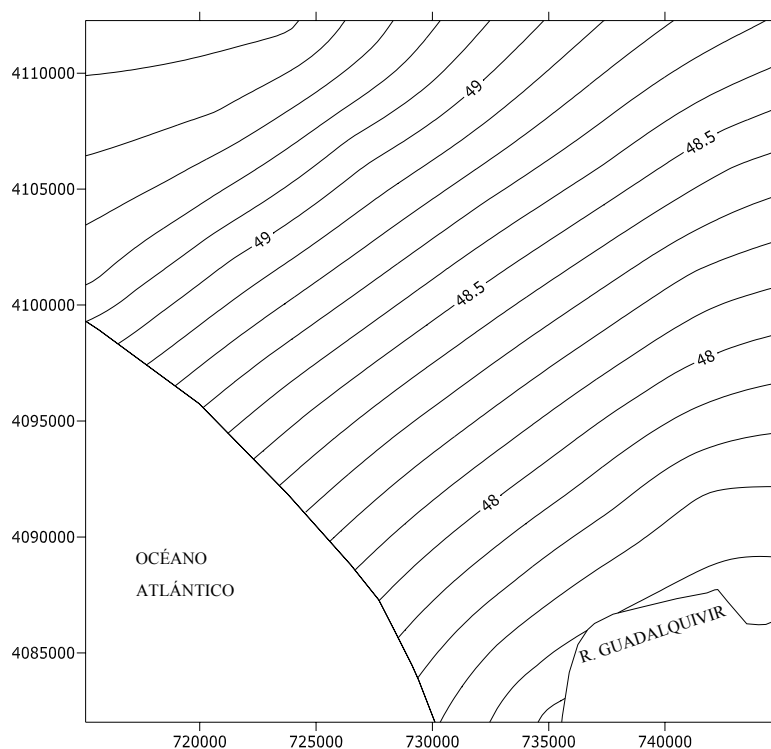


Fig. 6.15. Ondulaciones del modelo EIGEN-CG01C en la zona de trabajo. Valores en metros, equidistancia 10 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29

Esta contribución N_{MG} será utilizada en el epígrafe 6.2.3 para obtener la ondulación residual N_{res} .

6.2.2 Contribución de la topografía, N_{top} .

El siguiente paso para la obtención de las ondulaciones de geoide residuales es eliminar la aportación de las cortas longitudes de onda debidas a las masas topográficas, para lo cual es necesario disponer de un modelo digital del terreno.

Modelo Digital del Terreno

En este caso, y dada la zona donde se está desarrollando el trabajo, este modelo debe recoger tanto los datos terrestres como los marítimos.

Para la zona terrestre se pueden encontrar diferentes modelos a nivel mundial disponibles en la red como son:

- [*GTOPO30*](#): Modelo digital de elevaciones que cubre toda la superficie terrestre. El espaciado horizontal del mallado es de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km).
- [*Global-DEM*](#): The Global Land One-km Base Elevation (GLOBE) Project, proporciona un modelo digital de elevaciones que cubre toda la superficie terrestre. La malla presenta un espaciado horizontal de 30 segundos de arco (aproximadamente 1km).
- [*ETOPO5*](#): Base de datos digital de elevaciones de continentes y fondo oceánicos con un mallado de 5'. La resolución de la malla varía desde los 5' (USA, Europa, Japón y Australia) a 1° para Asia, Sur América, norte del Canadá y África.
- ([*SRTM*](#)) DTED®: Shuttle Radar Topography Mision, base de datos MDE ráster, con una resolución de malla de 30 a 90 metros para USA, Alaska, Hawaii, Puerto Rico y las Islas Vírgenes. Resolución de 90 metros para el resto de la superficie terrestre.

Centrándonos en nuestro país, se encuentran los modelos proporcionados por el Servicio Geográfico del Ejército (cuadrícula 100 por 100 metros) y los modelos del Instituto Geográfico Nacional, MDT200 (cuadrícula de 200 por 200 metros, obtenido de las curvas de nivel del Mapa 1:200000) y MDT25 (cuadrícula de 25 por 25 metros, obtenido de las curvas de nivel del Mapa 1:25000), todos ellos definidos por una malla cuadrada en proyección UTM, estableciendo en cada uno de los nodos la correspondiente cota.

En nuestro caso para la obtención del modelo digital del terreno se adquirió el MDT25 del IGN, distribuidos por el CNIG, para la zona terrestre, y para la zona marítima se empleó la carta náutica 442 del Instituto Hidrográfico de la Marina.

Las características de ambos modelos así como el proceso seguido para la obtención de un modelo continuo se recogen en el anejo B.

El fichero resultante tiene un tamaño de 11Mb y contiene un total de 4165824 puntos de datos distribuidos en 2496 columnas y 1669 filas, abarcando la superficie que se extiende entre 702475 m a 764850 m en coordenada X (huso 29), y de 4074600 m a 4116300 m en Y, sobre el sistema de referencia ED50. En la figura 6.16 se muestra una representación del mismo, en la que se puede apreciar la carencia de relieve en la zona de marisma.

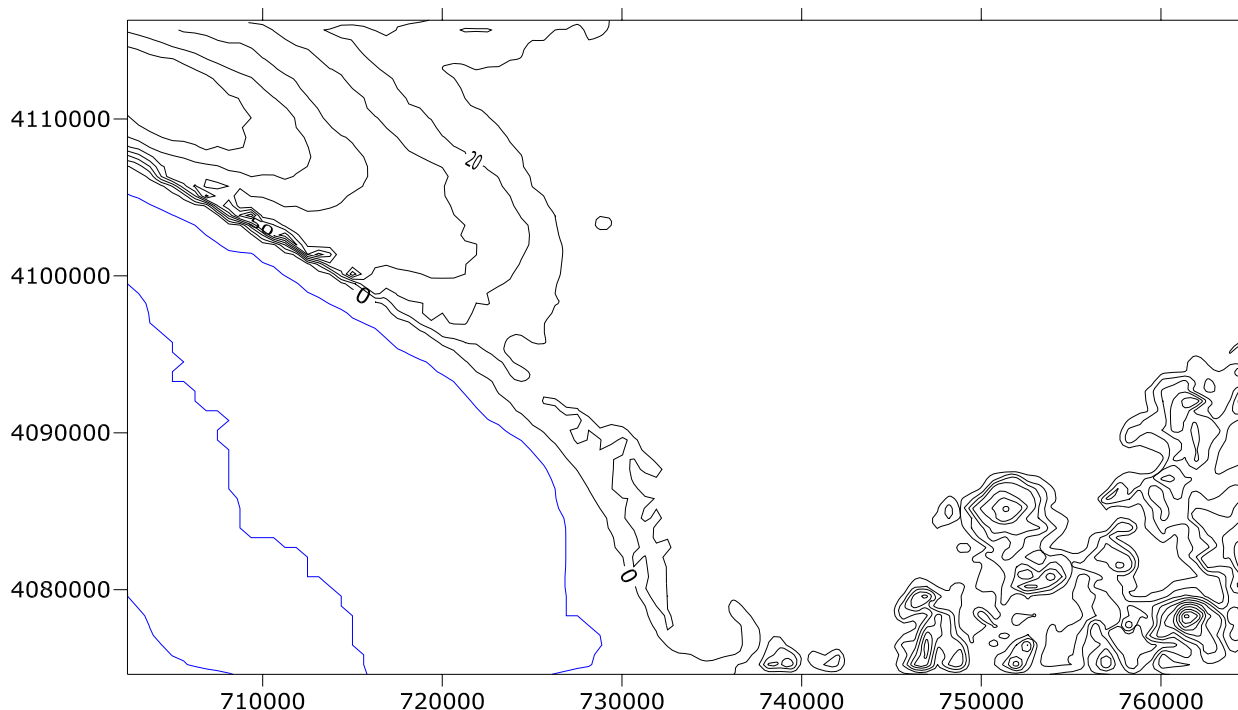


Fig. 6.16. Modelo Digital del Terreno en la zona de trabajo, coordenadas UTM (ED50), huso 29. Equidistancia 10 m.

Corrección por la topografía, N_{top}

Para llevar a cabo la eliminación de las cortas longitudes de onda se ha utilizado el método de modelo residual de terreno (RTM, Residual Terrain Model). El RTM es un modelo formado por las desviaciones de la topografía respecto a una superficie media calculada a partir de la media de un bloque de una longitud determinada que se recomienda sea la mínima longitud de onda utilizada en el desarrollo en armónicos esféricos (Forsberg et al., 1981)(Forsberg, 1994)(Gil, 1993)(Featherstone, 2000) (Featherstone et al., 2000) (Mainville et al., 1993).

Las ventajas de utilizar el RTM son:

- Reduce las anisotropías del campo de la gravedad, de gran utilidad al considerar en el cálculo posterior un modelo de covarianza isótropa.
- Las cantidades resultantes suelen tener una covarianza más pequeña y por tanto los errores asociados a la predicción también lo son. Esto es de gran importancia para lograr una mejor interpolación.
- Evita tener que realizar una reducción isostática, al afectar a ámbitos más reducidos.

El único inconveniente que presenta se halla en el hecho de que al establecer la altura de las estaciones respecto a una nueva superficie de referencia puede que éstas queden enterradas, y por tanto se pierda la armonicidad. Para “devolver” las estaciones a su posición sobre el terreno es necesario realizar la corrección armónica, consistente en eliminar la lámina de Bouguer que hay encima de la estación y añadir, por debajo, una masa plana equivalente, de forma que el potencial exterior a la superficie de referencia queda prácticamente invariante.

Para llevar a cabo los cálculos se ha utilizado el método de prismas (Forsberg, 1994)(Gil, 1993), calculando el valor del potencial gravitatorio T que generan dichos prismas y a partir de éste su influencia en la ondulación del geoide.

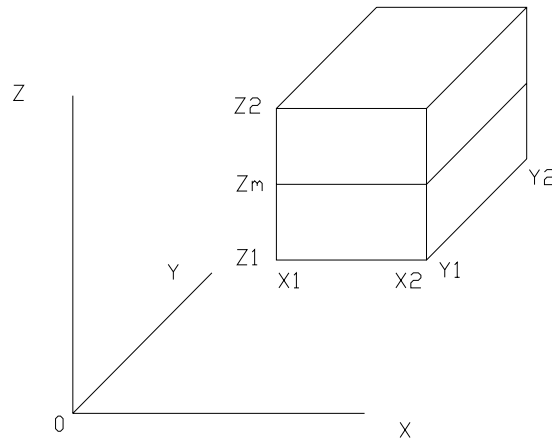


Fig. 6.17. Prisma rectangular el cual se sustituye por una superficie de igual masa a una altura Z_m .

Generalmente, el valor de T se calcula a partir de las fórmulas aproximadas, puesto que la fórmula exacta dada por McMillan (Forsberg et al., 1981) tiene un total de 36 términos con logaritmos y arco tangentes. Suponiendo que toda la masa de cada uno de los bloques está concentrada en una superficie a una altura media, de forma que:

$$z_m = \frac{z_1 + z_2}{2} \quad (6.7)$$

siendo z_1 la altura de la superficie de referencia, resulta que la contribución sobre este potencial anómalo vendrá dada por:

$$T_m = Gk \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \frac{1}{r} dx dy \quad (6.8)$$

siendo G la constante de gravitación universal

k la densidad de masa superficial, dada por: $k = \rho(z_2 - z_1)$

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \quad (6.9)$$

Integrando y considerando la masa concentrada en una altura z_m resulta:

$$T_m = Gk \left\| x \log(y+r) + y \log(x+r) - z_m \arctan \frac{xy}{z_m r} \right\|_{x_1}^{x_2} \Big|_{y_1}^{y_2} \quad (6.10)$$

Para el cálculo del efecto sobre la ondulación del geoide se parte de:

$$N_{top} = \frac{T}{\gamma} \quad (6.11)$$

Siendo T el potencial anómalo en el punto
 γ la gravedad normal

Así pues, la solución de la contribución de la topografía a la ondulación del geoide pasa por determinar el efecto sobre el potencial anómalo.

En el caso de estudio se ha considerado como superficie media de referencia z_m la cota cero, por dos motivos principalmente. En primer lugar, el área en la que están localizados todos los puntos en los que se ha observado la ondulación directa es relativamente pequeña en comparación con el área del modelo digital completo. En segundo lugar, todos los puntos se encuentran en la zona que un menor cambio de relieve presenta, localizándose la mayoría de ellos entre la cota 0 y 10 m. De este modo evitamos que las estaciones queden “enterradas” bajo esta superficie de referencia.

La magnitud de la corrección N_{top} (ecuación 6.11) oscila entre los 1.5 cm y los 3.8 cm, localizándose los máximos en la desembocadura del Guadalquivir, frente a la costa de Sanlúcar de Barrameda y próximos a la zona de mayor relieve, lo cual se puede observar en la figura 6.18. Las estadísticas de las correcciones por la contribución de la topografía se recogen en la tabla 6.11.

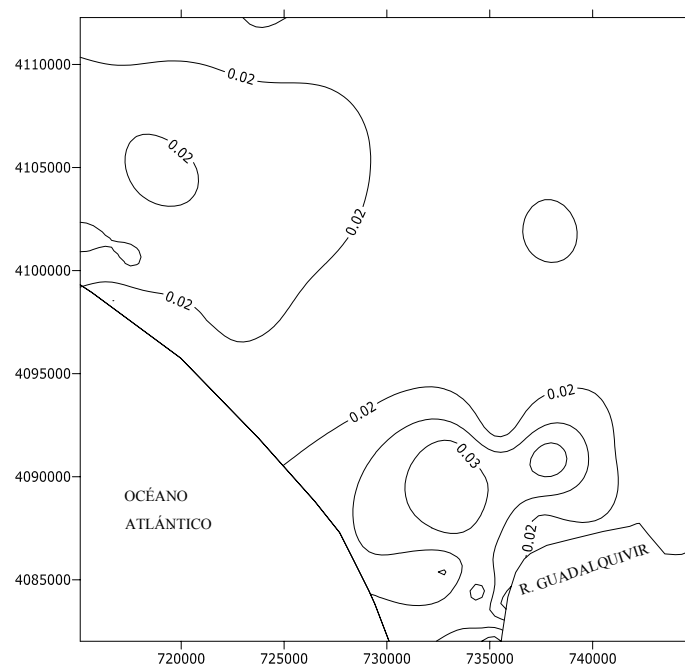


Fig. 6.18. Contribución debida a las masas topográficas N_{top} (en metros). Equidistancia 0.5 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

Tabla 6.11 Estadísticas de la contribución de la topografía N_{top} . Valores expresados en metros.

	N_{top}
MAX	0.038
MIN	0.014
MEDIA	0.021
σ	0.006

6.2.3 Ondulación residual, N_{res}

Tras la obtención en los epígrafes anteriores de la contribución del modelo geopotencial N_{MG} y de la contribución de la topografía N_{top} se puede calcular la ondulación residual N_{res} (ecuación 6.1)

Tabla 6.12 Estadísticas de la ondulación directa N_{obs} , $N_{obs} - N_{MG}$ y la ondulación residual $N_{obs} - N_{MG} - N_{top}$. Valores expresados en metros.

	N_{obs}	$N_{obs} - N_{MG}$	$N_{obs} - N_{MG} - N_{top}$
MAX	49.377	-0.149	-0.163
MIN	46.895	-0.574	-0.612
MEDIA	48.071	-0.345	-0.364
σ	0.703	0.127	0.130

En la tabla 6.12 se recogen los estadísticos de la ondulación directa u observada N_{obs} , $N_{obs} - N_{MG}$ y la ondulación residual. Para la obtención de esta última, se ha restado primero la contribución del modelo global (N_{MG}), y luego la contribución de la topografía (N_{top}). Tras la eliminación de la contribución del modelo global se puede apreciar como la desviación típica desciende considerablemente. Como ya se ha comentado anteriormente en la zona de estudio la contribución de las masas topográficas apenas es significativa (la desviación típica, en la última fila de la tabla, es prácticamente la misma que en el caso de disponer las cantidades $N_{obs} - N_{MG}$). En cualquier caso, con la ondulación residual, el valor de la señal se suaviza respecto a la N_{obs} original, con lo que se conseguirá una mejora en la precisión de la interpolación.

En la figura 6.19 se presenta la visualización de ondulación residual, representada mediante interpolación lineal, que será empleada para proceder a la predicción de la ondulación en los nodos de una malla.

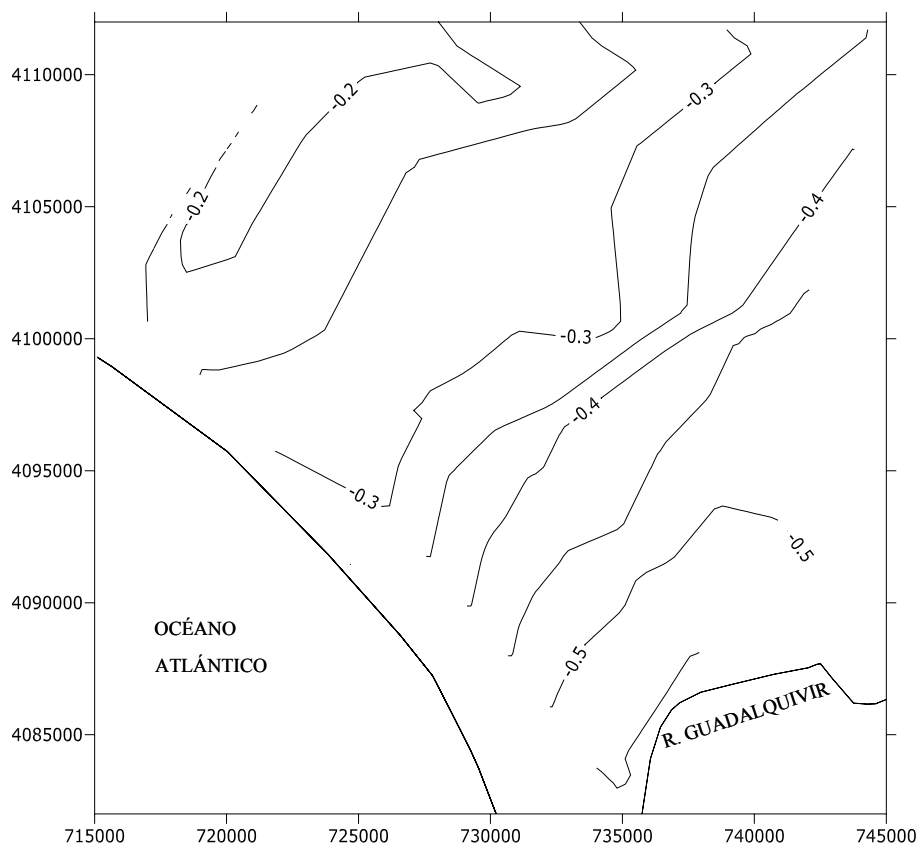


Fig. 6.19. Ondulación residual (N_{res}). Coordenadas UTM (GRS80), huso 29. Valores en metros, equidistancia 5 cm. Figura obtenida por interpolación lineal.

6.3 PREDICCIÓN DE LA ONDULACIÓN.

Una vez se dispone de las ondulaciones residuales en cada uno de los puntos se ha procedido a la interpolación precisa de las ondulaciones mediante el método de predicción mínimo cuadrática. Para lo cual se ha procedido a calcular la función covarianza observada.

Al igual que se hiciera al trabajar con la ondulación del geoida completa, se han dividido los datos en cuatro grupos obteniéndose la función covarianza para cada uno de ellos y para el total de los puntos. En la tabla 6.13 se recoge la varianza y la distancia de correlación para cada una de las funciones covarianza.

Tabla 6.13. Varianza y distancia de correlación.

	Varianza C_o (m^2)	Ψ ($^\circ$)
G. Norte	0.0106	0.071 $^\circ$
G. Sur	0.0159	0.069 $^\circ$
G. Este	0.0070	0.051 $^\circ$
G. Oeste	0.0073	0.030 $^\circ$
Todo	0.0160	0.083 $^\circ$

Comparando los valores recogidos en la tabla 6.8 con los de la tabla 6.13 se comprueba que con la ondulación residual se ha obtenido, por una parte, una mayor homogeneidad en los datos, por lo tanto se podrá emplear una función para toda la zona. Por otra parte, la distancia de correlación ha aumentado. En la figura 6.20 se encuentran las gráficas de la función covarianza para cada uno de los grupos y para el conjunto total de los puntos.

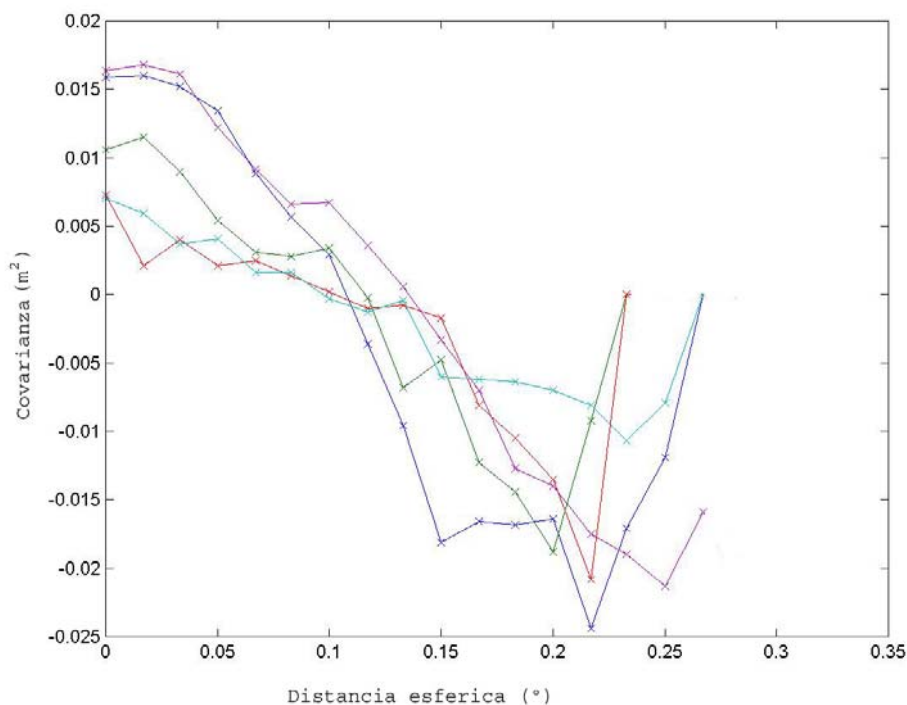


Fig. 6.20. Funciones covarianza empíricas: Violeta, todos los puntos; azul, grupo norte; verde, grupo sur; rojo, grupo oeste; cian, grupo este.

Empleando la función covarianza conjunta, se ha procedido al cálculo de la ondulación del geoide en cada punto a partir de los restantes situados a una distancia inferior a la distancia de correlación. El método utilizado ha sido la predicción mínimo cuadrática.

Para la creación de la matriz de covarianzas C_{ll} tal y como se ha comentado en el epígrafe 6.1.5 se ha de tener en cuenta que las observaciones se componen de una parte de señal y una parte de ruido. Por lo tanto, si la ondulación residual viene dada por la expresión (6.1), la desviación típica correspondiente a la misma vendrá dada por:

$$\sigma_{N_{res}} = \sqrt{\sigma_{N_{obs}}^2 + \sigma_{N_{MG}}^2 + \sigma_{N_{top}}^2} \quad (6.12)$$

La desviación típica asociada a la ondulación del geoide observada se encuentra recogida en la tabla 6.7. La desviación típica para el modelo global elegido para grado 360° , tal y como se vió en el apartado 6.2, se cifra en 6.4 cm, error que correspondería al acumulado hasta las longitudes de onda de 1° . El área de estudio tiene unas dimensiones de 30 km x 30 km aproximadamente, por lo que este error puede ser considerado como un sistematismo en todos los puntos. De esta manera se puede considerar $\sigma_{N_{MG}}^2 \cong 0$.

Para determinar el error cometido debido al modelo digital del terreno empleado, se ha introducido en el mismo un error aleatorio entre -3 m y 3 m, error máximo para el modelo empleado, y se ha recalculado la contribución de este nuevo modelo a las ondulaciones de geoide.

Los resultados obtenidos difieren de los obtenidos con el modelo original entre 2 mm y 3 mm, siendo la desviación estándar de las diferencias inferior al milímetro, por lo que se considera que $\sigma_{N_{top}}^2 \cong 0$.

Los resultados obtenidos para la ondulación, una vez restaurados los efectos del modelo global y del terreno, y su error asociado, resultado del proceso de predicción, se encuentran en la tabla 6.14.

Tabla 6.14. Ondulación del geoide obtenida por predicción mínimo cuadrática a partir de la ondulación residual y su error asociado. Valores en metros.

Nombre punto	$N_{predicha}$	Error asociado
106	46.987	0.032
C02	47.115	0.042
C10	48.591	0.036
C15	47.746	0.046
CERR	48.868	0.039
EB10	48.487	0.020
GONZ	47.999	0.034
H10	48.413	0.034
H24	48.034	0.034
H26	47.836	0.031
H31	48.093	0.027
H35	47.581	0.030
H47	47.299	0.036
H71	47.343	0.039
H84	47.086	0.027
H88	47.000	0.027
H91	46.972	0.041
H92	47.510	0.032
H97	47.166	0.050
H99	48.288	0.046
J02	47.907	0.032
MAZ4	49.045	0.049
MOGEA	48.858	0.038
N1	48.865	0.033
N2	48.455	0.027
N4	49.060	0.041
N5	49.237	0.047
P01	47.407	0.063
P02	47.968	0.043
SAMS	48.498	0.015
T27	48.199	0.023
TH	48.739	0.042
TORUÑO	49.343	0.058
TRIGO	47.200	0.040
V07	48.899	0.040
V08	47.504	0.033
V09	47.323	0.038
VP2P	49.107	0.041
VP3	48.255	0.036
XX	48.323	0.045
XX1	48.058	0.050
XX2	48.297	0.086

Como ya se ha comentado en el epígrafe 6.1.5 el error asociado a cada uno de los valores se ha considerado en valor absoluto, ya que en algunos puntos la proximidad de las estaciones empleadas en el cálculo produce que el valor de la covarianza sea igual a la propia varianza (Heiskanen et al., 1985).

Las diferencias entre las ondulaciones observadas y las obtenidas por predicción utilizando eliminar-restaurar se encuentran recogidas en la tabla 6.15.

Tabla 6.15. Diferencia entre ondulación directa y predicha. Valores en metros.

Nombre punto	$N_{obs} - N_{pred}$
106	-0.003
C02	0.002
C10	-0.042
C15	-0.033
CERR	0.044
EB10	-0.014
GONZ	0.001
H10	0.025
H24	0.074
H26	-0.036
H31	0.019
H35	0.012
H47	-0.021
H71	0.007
H84	0.002
H88	0.028
H91	-0.073
H92	0.019
H97	0.016
H99	-0.001
J02	0.061
MAZ4	-0.108
MOGEA	-0.009
N1	0.003
N2	-0.013
N4	0.029
N5	-0.001
P01	0.087
P02	-0.055
SAMS	0.005
T27	-0.011
TH	0.067
TORUÑO	0.034
TRIGO	0.002
V07	-0.069
V08	0.009
V09	0.004
VP2P	-0.011
VP3	0.062
XX	-0.022
XX1	0.000
XX2	0.025

A la vista de las tablas 6.14 y 6.15 se puede observar que la diferencia entre la ondulación directa y la predicha es inferior, en un 70% de los casos a la incertidumbre del valor de la ondulación predicha. Todos los valores se encuentran dentro de la tolerancia citada en 2.5 veces la composición cuadrática del error asociado a la ondulación observada (tabla 6.7) y el error asociado a la ondulación predicha (Tabla 6.14).

Las estadísticas de las ondulaciones observadas, predichas y la diferencia entre ambas se encuentran en la tabla 6.16. Se ha conseguido una predicción de la ondulación cuyas diferencias con el valor observado están bien centradas (0.087 m a -0.108 m, media 0.003 m). La desviación estándar de las diferencias (0.039 m) se ha reducido respecto a la obtenida con la ondulación completa (0.067 m, tabla 6.10).

Tabla 6.16. Estadísticas de las ondulaciones de geoida observada, predichas y diferencia de ambas, así como el error asociado a las mismas. Valores en metros.

	N_{obs}	N_{pre}	$N_{obs} - N_{pre}$	Error N_{obs}	Error N_{pre}
MAX	49.377	49.343	0.087	0.043	0.086
MIN	46.895	46.972	-0.108	0.009	0.015
MEDIA	48.071	48.070	0.003	0.025	0.039
σ	0.703	0.704	0.039	0.009	0.012

El error asociado a la predicción en los 42 puntos de observación se muestra en la última columna de las tablas 6.14 y 6.16. El error máximo se registra en el punto XX2 (0.086 m), que queda en un extremo de la red de puntos (ver figuras 6.4 y 6.9) en una posición relativamente desfavorable para la predicción. En general se puede observar como todos los errores superiores a 0.040 m, tabla 6.13, corresponden a puntos situados en la periferia de la red. En la zona interior del Parque los errores se encuentran en valores inferiores a los 0.040 m, lo que también ocurre en los puntos interpolados en la malla, que se describe a continuación.

Finalmente se ha calculado la ondulación en una malla de resolución 3 km, entre las coordenadas UTM (sistema de referencia GRS80) huso 29, X = 715000 m - X = 745000 m e Y = 4082000 m - Y = 4112000 m, para la que posteriormente se han eliminado las correspondientes al océano Atlántico y el río Guadalquivir. En la figura 6.21 se muestra la distribución espacial del error esperado en la predicción de la ondulación en cualquier punto del ámbito de trabajo.

El error máximo para la ondulación del geoida en esta figura es de 0.09 m, localizado en la zona NW; es debido fundamentalmente al alejamiento de los puntos empleados en la predicción. El error mínimo esperado es de 0.010 m, siendo la media de 0.030 m.

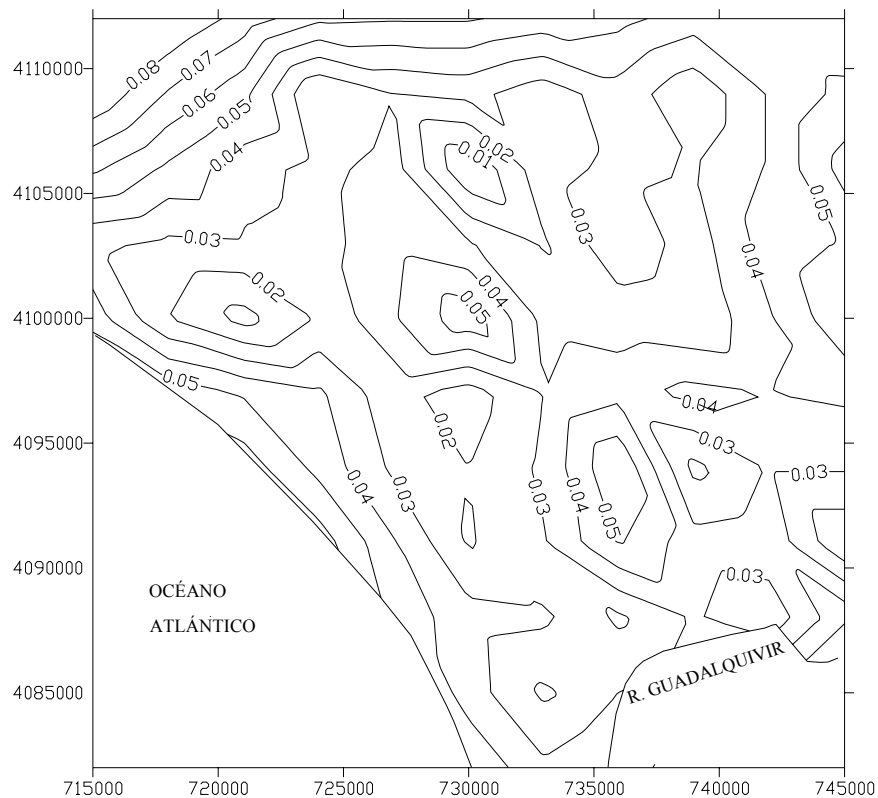


Fig. 6.21. Errores en la predicción. Valores en metros, equidistancia 1 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

Añadiendo de nuevo la contribución del modelo global y del modelo digital del terreno obtenemos los valores de la ondulación en los nodos de la malla que se han representado en la figura 6.22. En el anejo E se recogen los valores de la ondulación predicha en la malla de 3 km citada.

Esta malla puede ser empleada en trabajos de posicionamiento en tiempo real (RTK) en la marisma o en aplicaciones que requieran menor precisión.

Al modelo de geoide obtenido se le denomina con el nombre de Doñana 2005. Se trata de un modelo “puntual” válido únicamente para la zona de estudio (P. N. de Doñana, concretamente la zona interior de los puntos GPS/Nivelación/Gravedad, figura 6.8). Pero servirá como valiosa herramienta para los trabajos de precisión que se están desarrollando en el Parque.

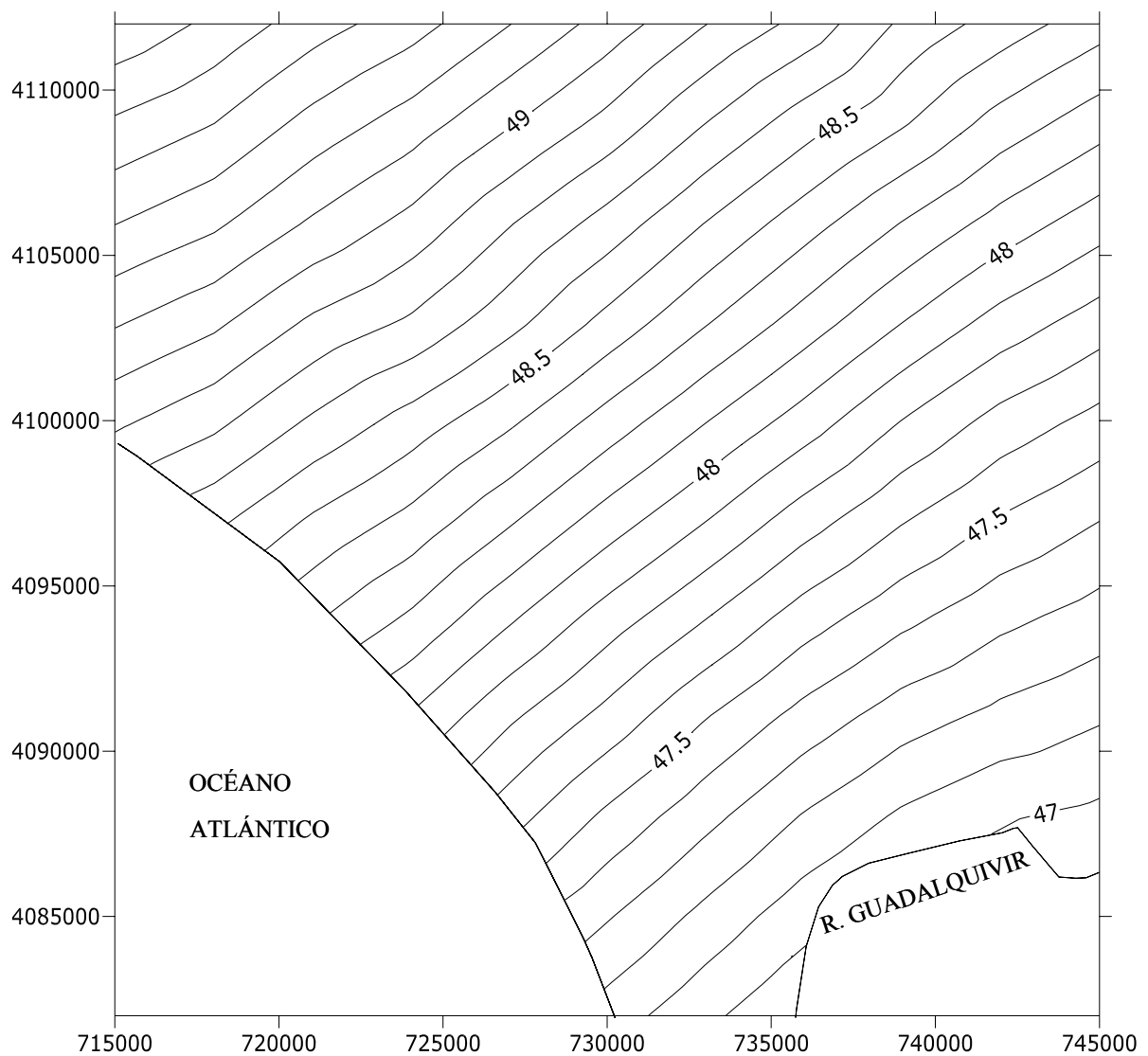


Fig. 6.22. Modelo de geoide geométrico Doñana 2005. Valores en metros, equidistancia 10 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

El geoide geométrico obtenido tiene una precisión media de 3 cm, magnitud similar a la obtenible mediante GPS con observaciones estáticas. Por lo tanto, se ha conseguido un modelo que permitirá obtener alturas ortométricas a partir de observaciones GPS sin incrementar el error de éstas significativamente.

Si comparamos el modelo obtenido con el disponible para el interior del Parque (modelo GEA, comentado en el epígrafe 4.3) se puede observar, figura 6.23, como el modelo Doñana 2005 es mucho más suave y no presenta las inflexiones en las isolineas existentes en el modelo GEA, posiblemente debidas a que en este último no se emplearon medidas de gravedad y todos los errores observacionales (básicamente en la obtención de las alturas elipsoidales) aparecen directamente reflejados en el modelo.

Otro inconveniente de este modelo es la carencia de información respecto al error.

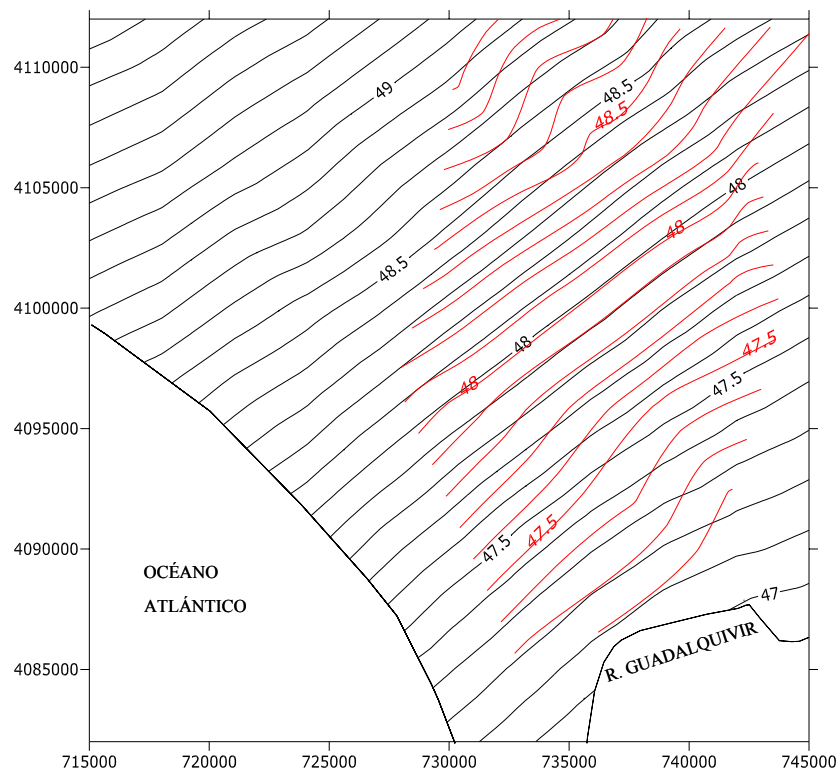


Fig. 6.23. Modelo de geoide geométrico Doñana 2005, en negro, vs el modelo disponible en la actualidad realizado por GEA, en rojo. Valores en metros, equidistancia 10 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

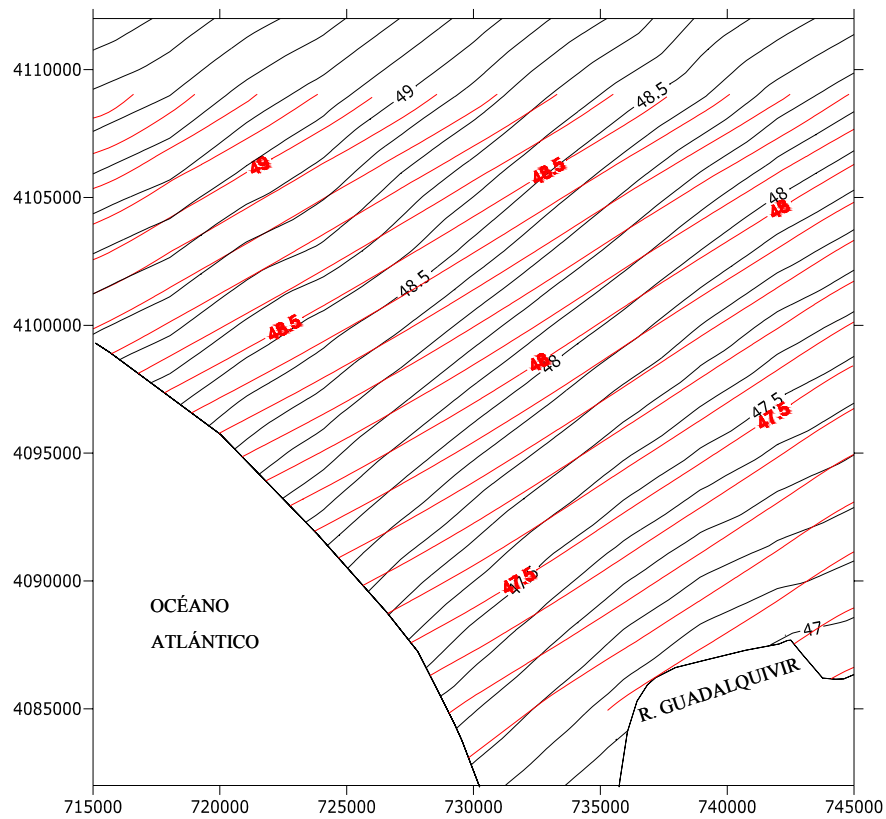


Fig. 6.24. Modelo de geoide geométrico Doñana 2005, en negro, vs el modelo gravimétrico EGG97 ajustado, en rojo. Valores en metros, equidistancia 10 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

Comparando el modelo gravimétrico EGG97 (ajustado empleando los parámetros calculados en el capítulo 5) con el modelo geométrico Doñana 2005, figura 6.24, se puede observar que el gradiente es el mismo en ambos, existiendo alguna pequeña discrepancia en la dirección.

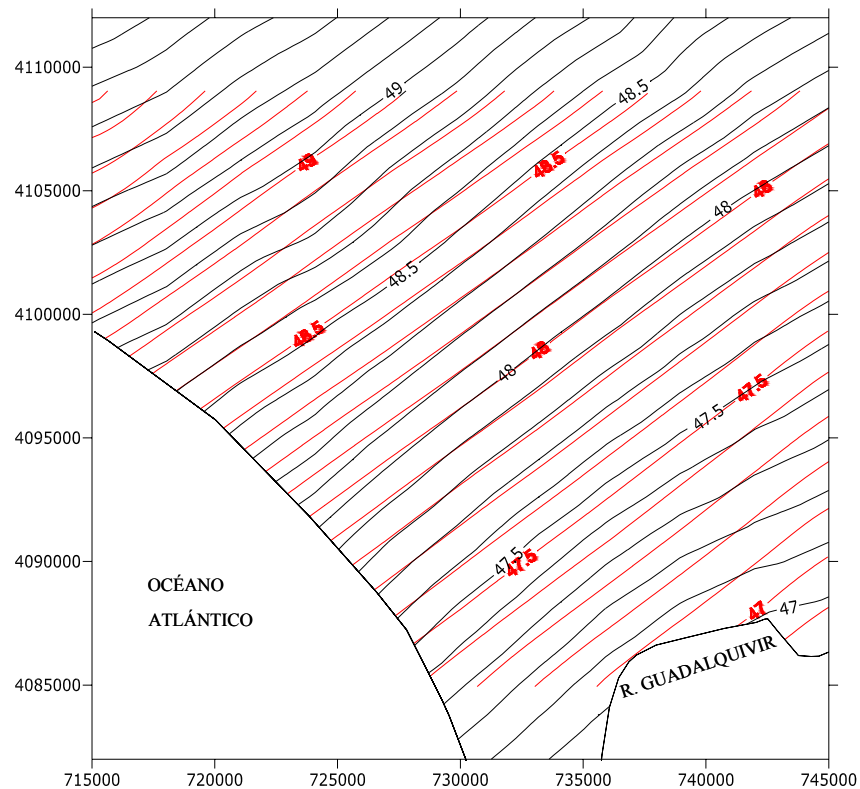


Fig. 6.25. Modelo de geoide geométrico Doñana 2005, en negro, vs el modelo gravimétrico IBERGEO95 ajustado, en rojo. Valores en metros, equidistancia 10 cm. Coordenadas UTM (GRS80), huso 29.

Finalmente, si se compara el modelo Doñana 2005 con el IBERGEO95 (ajustado con los parámetros calculados en el capítulo 5), vemos que la coincidencia es prácticamente perfecta en la zona norte del área de estudio, existiendo variaciones en dirección cerca de la desembocadura del Guadalquivir.

Estas diferencias pueden ser debidas en ambos modelos IBERGEO95 y EGG97 a la baja densidad de puntos observados en la zona de estudio, como se ha comentado en el epígrafe 4.3, y a las propias características del área de trabajo, por lo que respecta al fuerte gradiente presentado.

El modelo Doñana 2005 será de gran ayuda a los estudios de modelos hidrodinámicos que se están realizando en el Parque Nacional de Doñana.

CONCLUSIONES

7 CONCLUSIONES

- Las características geológicas y geomorfológicas de la zona del Parque Nacional de Doñana junto con los modelos de geoide existentes anticipaban un fuerte gradiente del mismo en la zona con dirección NW-SE. Las determinaciones de la tesis han confirmado plenamente este hecho, obteniéndose un gradiente medio de 8 cm/km (uno de los mayores de la Península Ibérica) bastante constante en el área y en la dirección indicada.
- Este hecho pone de relevancia la necesidad de disponer de un modelo de geoide con la precisión requerida por los diferentes grupos de trabajo en la zona, siendo los estudios hidrodinámicos los que requieren una mayor cantidad de datos altimétricos de precisión. En la actualidad dado el alto coste, económico y temporal, de la nivelación geométrica, las dificultades de movimiento y acceso dentro del propio Parque Nacional y la gran extensión de éste, una herramienta imprescindible para el posicionamiento tridimensional de precisión es el GPS acompañado de un buen modelo de geoide.
- Una de las primeras tareas realizadas fue el análisis de las redes geodésicas existentes en la zona del Parque, las cuales debían servir de base para los trabajos posteriores. De este modo quedó patente la carencia de una red planimétrica, escasez de la red de nivelación y existencia de modelos de geoide únicamente de carácter global o regional en la zona. Así pues, era necesario establecer un marco de referencia para la zona del Parque Nacional de Doñana al que referir todos los trabajos topográficos posteriores. Para ello se observó una red enlazada con la red REGENTE. Asimismo, se densificó la red de nivelación establecida por los profesores J.A. Mintegui y J.C. Robredo de la ETSI Montes (UPM) enlazada con la red de Nivelación de Precisión española.
- Posteriormente para poder transformar las alturas elipsoidales a ortométricas se han ajustado los modelos IBERGEO95 y EGG97 a puntos GPS/Nivelación/Gravedad, localizados en el exterior del Parque y distribuidos en dos ejes en dirección E-W N-S. El tipo de ajuste realizado ha sido polinómico de tres parámetros. A la vista de los resultados obtenidos para dichos parámetros se puede concluir que en ninguno de los modelos existe una desviación direccional, únicamente se ha detectado un salto vertical de 90 cm para el caso del IBERGEO95 y de 52 cm para el EGG97.
- Tras el ajuste se ha conseguido una mejora de ambos modelos pasando de una precisión de 0.145 m para el primero y 0.052 m para el segundo a una precisión de 0.041 m y 0.050 m respectivamente. No obstante se ha comprobado que debido a la propia resolución de los modelos empleados existen características de la zona de estudio que no son recogidas en los mismos. Por lo tanto se hizo necesario obtener un modelo que se adaptara mejor al Parque Nacional de Doñana.
- Se planteó en este momento el cálculo de un modelo de geoide geométrico en la zona para lo cual se aprovecharon las observaciones realizadas en el establecimiento de la red, las cuales se completaron con más puntos y observaciones de la gravedad.

- Aunque uno de los criterios para la selección de puntos de observación es la distribución homogénea de éstos, existen condicionantes en la zona de trabajo, principalmente económicas, de acceso (áreas inundadas o protegidas) y la dificultad de establecer señales permanentes en el tiempo. Finalmente se pudieron realizar observaciones completas, es decir, GPS/nivelación/gravedad en 42 puntos, de los cuales la mitad se encontrarían en la línea perimetral, de modo que la densidad media es de un punto cada 13.8 km², siendo la separación promedio entre ellos de 3.8 km.

Como se ha mencionado anteriormente el gradiente del geoide en la zona se mantiene constante, por lo que se decidió interpolar mediante predicción mínimo cuadrática directamente sobre la ondulación observada. Con este tipo de interpolación se dispone de información sobre el error asociado al valor estimado.

- Se ha comprobado que la función covarianza no es homogénea e isotrópica, intuyéndose una tendencia direccional, obteniéndose resultados similares en el caso de emplear una función local o general hasta la distancia de correlación, excepto en aquellos casos a los que a esta distancia sólo se encuentra un punto. Los errores asociados a los valores predichos superan los valores tolerables por lo que se ha decidido realizar la predicción sobre la ondulación residual obtenida mediante el método de eliminación-restauración.

No obstante hay que indicar que esta falta de homogeneidad e isotropía en la función covarianza no se ha reflejado en los resultados de la interpolación, obteniéndose resultados prácticamente invariantes (discrepancias por debajo de los 5 cm) para la ondulación del geoide predicha empleando las diferentes funciones.

Para la eliminación-restauración se ha empleado el modelo geopotencial, obtenido a partir de la misión GRACE, CG01C, con un error acumulado a 360° de 6.4 cm.

- Se ha obtenido un modelo digital continuo integrando el modelo terrestre proporcionado por el MDT25 y la batimetría de la zona digitalizada de la hoja 442 elaborada por el Instituto Hidrográfico de la Marina. Debido a que la batimetría se encuentra referida a la máxima bajamar y con puntos de sonda con posiciones en el sistema de referencia WGS84, se ha tenido que realizar un cambio en el sistema de referencia altimétrico y planimétrico para poder realizar la integración de ambos modelos. Se ha comprobado que debido a la carencia de vegetación y construcciones en la zona el modelo SRTM hubiese sido valido como malla de menor densidad.
- En el proceso de creación de un modelo continuo se han calculado los parámetros de transformación entre el sistema de referencia ED50 y ETRF89 para el Parque Nacional de Doñana.
- Los resultados obtenidos verifican que en la zona la contribución de las masas topográficas apenas es significativa, con una media de 0.020 m.
- A partir de las ondulaciones de geoide residuales se han calculado nuevas funciones covarianza que resultan más homogéneas. Con la obtenida para toda la zona se realiza la predicción sobre cada uno de los puntos observados empleándose los restantes, resultando la media de las diferencias entre valores observadas y predichos de 0.003 m y una desviación típica de 0.039 m. Los errores en la predicción para un punto cualquiera del ámbito de estudio son del orden de 3 a 4 cm, aumentando hacia la zona perimetral. Esta precisión es adecuada para los trabajos que han de servir de base para los estudios de hidrología subterránea y superficial (modelo hidrodinámico de la marisma del Parque Nacional de Doñana).

- En la figura 6.22 se presenta el modelo de geoide geométrico al que se ha llamado Doñana 2005. Cubre la zona del Parque Nacional con errores medios del orden de los 3 cm. La ondulación en cada punto se puede calcular por predicción de la ondulación residual a partir de los 42 puntos de observación, a lo que luego se le restituye la contribución de la topografía y del modelo global.

Lineas de investigación abiertas

Como resultado de las conclusiones obtenidas de los trabajos realizados algunas de las acciones que se podrían realizar en un futuro son:

- Realización de observaciones GPS/nivelación/gravedad en el exterior del Parque Nacional de Doñana, en las áreas cercanas a la línea perimetral para reducir el error en la misma. Empleo en el cálculo del modelo de geoide las observaciones gravimétricas realizadas en algunas zonas del NW del Parque y en zonas exteriores al mismo.
- Empleo de las observaciones de gravedad para el estudio de características geológicas e hidrogeológicas en el interior del Parque Nacional, analizando el comportamiento en profundidad.

CONCLUSIONS

8 CONCLUSIONS

- Because of the geomorphological and geological characteristics of the National Park of Doñana, together with the geoid models in this area, a great NW-SE geoid gradient was expected. The results of the thesis has completely confirmed this fact, obtaining an average gradient of 8 cm/km (one of the greatest gradients of the Iberian Peninsula), which is sufficiently constant in the area and in the indicated direction.
- This fact highlights the need for a geoid model with the accuracy required by the different work groups in the zone, being hydrodynamic studies those requiring a greater amount of accurate altimetric data. Nowadays the high cost, economic and in time, of spirit levelling, movement and access difficulties within the National Park and its great extension, turns GPS, together with a precise geoid model, into an essential tool for three-dimensional positioning.
- One of the first tasks was the analysis of existing geodetic networks in the Park, which would become the base for further works. Thus, it became obvious that there was a lack of planimetric network, that levelling network was scarce and that only global and regional geoid models were available. Therefore, it was necessary to establish a reference frame for the National Park of Doñana, to which all further topographic works would refer. In order to achieve this goal a network connected to the REGENTE network was observed. Moreover, the levelling network established by professors J.A. Mintegui and J.C. Robredo, from ETSI Montes (UPM), connected to the Spanish Accurate Levelling Network, was completed.
- Then, in order to transform ellipsoidal heights into orthometric heights, models IBERGEO95 and EGG97 were adjusted to GPS/Levelling/Gravity points, located outside of the Park and distributed into two axes (E-W and N-S). A three-parameter polinomic adjustment was used in this case. The results obtained for these parameters show that there is not any directional bias in the models, but only a vertical offset of 90 cm in the IBERGEO95 case, and of 52 cm, in the EGG97 case.
- After the adjustment, both models were improved by reducing the standard deviation of IBERGEO95 from 0,145 m to 0,041 m, and from 0,052 m to 0,050 m, in EGG97. Despite this, there is proof that some characteristics of the area of study were missing. Therefore a model that better adapts to the National Park of Doñana should be computed.
- At this point, the computation of a geometric geoid in the zone was considered for which the observations made in the establishment of the networks were used and completed with more observations.
- Although one of the criteria for the selection of observing points is their homogenous distribution, some difficulties arise, mainly economic, but also regarding the access to some areas (flooded or protected areas) and the establishment of permanent signals in time. Finally, complete observations, that is GPS/levelling/gravity, could be carried out, in 42 points, half of which would be in the perimetral line, so that the average density is of a point every 13.8 km², and the average separation among them equals 3.8 km.

As mentioned before, the gradient of the geoid in the zone remains constant, that is why it was decided to use a least square prediction interpolation on the observed undulation. Due to this type of interpolación, there is information on the error associated to the calculated value.

- There is proof that the covariance function is neither homogenous nor isotropic, a directional tendency seems exist. Similar results were obtained in the case of using a local or global function up to correlation distance, except in those cases in which, at this distance, the number of points found are equal to one. The errors associated to the predicted values exceed tolerable values, which leads to predictions on the residual undulation obtained by the remove-restore method.
- To remove long-waves, the geopotencial model CG01C was used, which was obtained from the GRACE mission, with an accumulated error at 360° of 6.4 cm.
- A continuous digital model was obtained integrating the terrestrial model provided by MDT25 and the bathymetry of the digitized zone of leaf 442 elaborated by the Naval Hydrographic Institute. Taking into account that the bathymetry refers to the maximum low tide and sounding points with positions in reference system WGS84, a change in the reference system had to be made to integrate both models.
- Due to the lack of vegetation and constructions in the area, it was clear that the SRTM model could have been used as a mesh of smaller density.
- While creating a continuous model, the parameters of transformation between reference systems ED50 and ETRF89 for the National Park of Doñana were calculated.
- The results obtained prove that the contribution of topographic masses is insignificant in the zone, with an average of 0,020 m.
- From the residual geoid undulations, more homogeneous covariance functions were calculated. The function obtained for the whole zone allows predicting each observed point by using the rest and obtaining an average, between observed points and calculated points, of 0,003 m and a standard deviation of 0,039 m. The prediction errors for any point of the study area range from 3 to 4 cm, increasing towards the perimetral zone. This accuracy is enough for the works that will serve as the base for underground and superficial hydrology studies (hydrodynamic model of the wetland in the National Park of Doñana).
- Figure 6.22 shows the Doñana2005 geometric geoid model, which covers the National Park area with mean errors close to 3 cm. The undulation at each point can be calculated by predicting the residual undulation from the 42 observing points and restoring then the contribution of topography and the global model.

Future Work

As a result of the conclusions obtained from the works, some of the steps that could be taken in the future are:

- To accomplish GPS/levelling/gravity observations, outside the National Park of Doñana, in those areas near the perimetral line, in order to reduce the error. To improve the geoid model using the gravimetric observations made in some areas of the NW part of the Park and outer zones.
- To use gravity observations to study the geological and hydrogeological characteristics within the National Park and analyze their behavior in depth.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

Andreu M.A y C. Simó (1992) “Determinació del geoide UB91 a Catalunya”. Institut Cartogràfic de Catalunya. Monografies tècniques, n. 1. Barcelona. 103 pp.

Balmino G., Perosanz F., Rummel R., Sneeuw N., Sunkel H. (1999) “CHAMP, GRACE and GOCE: mission concepts and simulations”. Bolletino di geofisica teorica ed applicata, vol. 40, n. 3-4, pp. 309-319.

Banerjee P., Foulger G.R., Satyaprakash, Dabral C.P (1999) “Geoid undulation modelling and interpretation at Ladak, NW Himalaya using GPS and levelling data”. Journal of Geodesy, n. 73, pp. 79-86.

Bastos L. (2003) “Exploring GPS/INS integration for airborne and terrestrial applications”. Conferencia del ciclo internacional de conferencias, Instituto de geomática, celebrada en Barcelona el 24-3-2003.

Bayán B., Dolz R. (1995) “Las aguas superficiales y la marisma del parque nacional de Doñana”. Revista de Obras Públicas, n. 3340, pp. 18-25.

Benkhelil J. (1976) “Etude néotectonique de la terminaison occidentale des cordillères Bétiques”. Thèse, Université de Nice, 180 pp.

Birardi G., Santarsiero D., Tuffillaro D., Surace L. (1995) “Setting-up local “mapping geoids” with the aid of GPS/LEV traverses. Applications to the geoids of Sardinia and Calabria”. Journal of Geodesy, n. 70, pp 98-109.

Blazquez E.B., (2003) “Determinación de un geoide de alta precisión en la comunidad autónoma de Andalucía” Tesis doctoral. Universidad de Jaén. Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. Junio 2003. 243 pp + 3 anejos.

Boedecker, G., Poitevin C. (1986) “Unified European gravity network UEGN status report”. Bureau Gravimétrique International, Bulletin d'Information, n. 59, Toulouse, pp. 133-143.

Boedecker, G. (1988) “International absolute gravity basestation network (IAGBN) absolute gravity observations data processing standards and station documentation”. Bureau Gravimétrique International, Bulletin d'Information, n. 63, Toulouse, pp. 51-57.

Camacho, A.G., Vieira, R. (1990) “Predicción de la corrección de marea en la Península Ibérica”. Física de la Tierra, n. 2, pp. 87-110.

- Cambronero, G. (2006) "Evaluación del Avance de las Cadenas de Dunas del Manto Eólico Litoral del Parque Nacional de Doñana". Tesina de especialidad, ETS Ingenieros de C.C. y P., UPC-UB, Febrero 2006, 76 pag. + 6 anejos.
- Cartwright D.E., Edden A.C. (1973) "Corrected tables of tidal harmonics". *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, vol. 33, pp. 253-264.
- Cartwright D.E., Tayler R.J. (1971) "New computations of the tide-generating potential" *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, vol. 23, pp. 45-74.
- Caturla J.L. (2000) "Cotas geopotenciales de la red de Nivelación de Alta Precisión y Nivelación de Precisión". Comunicación personal.
- Charles K., Hipkin R. (1995) "Vertical gradient and datum height corrections to absolute gravimeter data and the effect of structured fringe residual". *Metrología*, vol. 32, n. 3, pp. 193-200.
- Chao B. (2000) "Space Geodesy monitoring for Earth sciences". Conferencia impartida en Barcelona, Instituto de Geomática, 14 Septiembre 2000.
- Conforto J.R. (2004). Comunicación personal.
- Corchete V., Chourak M., Khattach D. (2005) "The high-resolution gravimetric geoid of Iberia: IGG2005". *Geophysical Journal International* n. 162, pp.676-684.
- Custodio E. (1994) "Posibles procesos de contaminación agrícola de aguas subterráneas en el área de Doñana (Huelva)". En *Análisis y evaluación de la contaminación de las aguas subterráneas en España*. Asoc. Intern. Hidrogeólogos - Grupo español II, pp. 283-308.
- Custodio E., Dolz J., Guimerà J., Manzano M., Poncela R., Samper J., Sánchez M., Velasco E. (1992) "Aportaciones al conocimiento hidrogeológico de los acuíferos del Parque Natural de Doñana y su entorno" *Hidrogeología y recursos hidráulicos XVI*, pp. 425-439.
- Custodio E., Iglesias M., Manzano M., Trik T. (1994) "Saltwater intrusion risk along the western Doñana area coast (Southwestern Spain)". *Proceedings of the 13th Salt Water Intrusion meeting*. University of Cagliari, Sardinia.
- Custodio E., Palancar M., (1995) "Las aguas subterráneas en Doñana". *Revista de Obras Públicas*, n. 3340, pp. 31-53.
- Defraigne P., Smits I. (1999) "Length of day variations due to zonal tides for an inelastic earth in non-hydrostatic equilibrium". *Geophysical Journal International*, n. 139, pp. 563-572.
- Dehant V. (1991) "Review of the Earth tidal models and contribution of Earth tides in geodynamics". *Journal of Geophysical Research*, vol.96, n. B12, pp. 20235-20240.
- Denker H., Torge W., Wenzel G., Ihde J., Schirmer U. (1999) "Investigation of different methods for the combination of gravity and GPS/levelling data". *IAG General Assembly, 19-30 July 1999*. IAG Symposia Vol.121, 137-142 pp. Ed. Springer-Verlag.
- Denker H., Wenzel G. (1987) "Local geoid determination and comparison with GPS results". *Bulletin Gèodésique*, n. 61, pp. 349-366.

- Dermanis A. (1984) "Kriging and collocation. A comparison" *Manuscripta Geodaetica*, n. 9, pp. 159-167.
- Duquenne H. (1999) "Comparison and combination of a gravimetric quasigeoid with a levelled GPS data set by statistical analysis". *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, vol. 24, n. 1, pp. 79-83.
- Duquenne H., Jiang Z., Lemarié C. (1994) "Geoid determination and levelling by GPS: some experiments on a test network". Joint symposium of the International Gravity Commission and the International Geoid Commission, Graz. *Gravity and Geoid. IAG Symposia Vol. 113*, pp.559-568. Ed. Springer-Verlag.
- Edwards K., Barbaste J., Saleh J. (1998) "Transformations of GPS coordinates and heights in Trinidad". *IAG Symposia Vol. 118*, 125-130pp. Ed. Springer-Verlag.
- Ekman M. (1981) "On the definition of gravity". *Bulletin Géodésique*, n. 55, pp. 167-168.
- Ekman M. (1989) "Impacts of geodynamic phenomena on systems for height and gravity". *Bulletin Géodésique*, n. 63, pp. 281-296.
- Ekman M. (1996) "The permanent problem of the permanent tide: What to do with it in geodetic reference systems?". *Marees terrestres*, vol. 125, pp. 9508-9513.
- Erker E., Mittenmayer E. (1969) "Gravity corrections for the influence of the atmosphere". *Bolletino di geofisica teorica ed applicata*, vol. XI, n. 41-42, pp. 70-80.
- Erker E., Hofmann H., Moritz H., Sünkel H. (1996) "Austrian geoid 2000". *Vermessung und Geoinformation*, n. 3, pp. 289-293.
- ESA (1999) "Gravity field and steady-state ocean circulation mission". Reports for mission selection. ESA SP-1233(1), July 1999. 217 pp.
- Featherstone W.E., Dentith M.C., Kirby J.F. (1998) "Strategies for the accurate determination of orthometric heights from GPS". *Survey review*, n. 34, pp. 278-296.
- Featherstone W.E (2000) "Refinement of gravimetric geoid using GPS and levelling data". *Journal of Surveying engineering*, mayo 2000, pp. 27-56.
- Featherstone W.E, Kirby J.F. (2000) "The reduction of aliasing in gravity anomalies and geoid heights using digital terrain data". *Geophys. J. Int*, n.141, pp. 204-212.
- Featherstone W.E, (2004) "A critique of fitting gravimetric quasi/geoid models to GPS-levelling data". *Proceedings GGSM2004, Oporto*. CD, 7 pp.
- Fernández M., Berasategui X., Puig C., García-Castellanos D., Jurado M.L, Torné M., Banks C. (1998) "Geophysical and geological constrains on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain". *Geological Soc. Special Publication*, vol 134, n. 4, pp. 29-48.
- Fernández M.D., González S., Buill F. (1999) "Aplicación de técnicas GPS y métodos topográficos clásicos para la implantación de un marco de referencia para el posicionamiento en el Parque Nacional de Doñana". Trabajo fin de carrera, Escuela Universitaria Politécnica de Barcelona (UPC). 57 pp + 7 anejos.

- Forsberg R., Tscherning C.C (1981) "The use of height data in gravity field approximation by collocation". *Journal of Geophysical Research*, vol 86, n. B9, pp. 7843-7854.
- Forsberg R. (1990) "A new high-resolution geoid of the nordic area". *Determination of the geoid. Present and Future. IAG Symposia Vol. 106*, pp. 241-253. Ed. Springer-Verlag.
- Forsberg R. (1993) "Modeling the fine-structure of the geoid: methods, data requirements and some results". *Surveys in Geophysics*, vol.14, pp. 403-418.
- Forsberg R. (1994) "Terrain effects in geoid computations". *International School for the determination and use of the geoid*, pp. 101-134. Milan, October 10-15, 1994.
- Forsberg R. (1996) "Geoid of the Nordic and Baltic region from gravimetry and satellite altimetry". *Proceedings of Symposium on gravity, geoid and marine geodesy (GRAGEOMAR)*, Tokyo, 8 pp.
- Forsberg R. (1997a) "Terrain effects in geoid computations". *International School for the determination and use of the geoid*, pp. 101-134. Rio de Janeiro, September 10-16, 1997.
- Forsberg R. (1997b) "Geoid Tayloring to GPS - with Example of a 1 cm Geoid of Denmark". *Proceedings 2nd Continental Workshop on the Geoid in Europe*, Budapest, March 1997, 8 pp.
- Forsberg R. (1997c) "Geoid information and GPS-a review and nordic status". *Lecture Notes for Nordic Autumn School; Båstad; August 1996*. In *Geodetic Applications of GPS, LMV-Report 1997:16*, pp.235-256. Ed. B. Jonsson .
- Forsberg R., Olensen A., Keller K. (1999) "Airbone gravity survey of the North Greenland Shelf 1998". *Kort & Matrikelstyrelsen, Technical report n. 10*. Copenhagen. 34 pp.
- Forsberg R., Solheim D. (2000) "Geoid of the Nordic/Baltic region from surface/airbone gravimetry and GPS draping". *IAG proceedings volume of Gravity; Geoid and Geodynamics conference; Banff*.
- Fotopoulos G., Kotsakis C., Sideris M.G., (2003) "How accurately can we determine orthometric height differences from GPS and geoid data?". *Journal of surveying engineering*, February 2003, pp. 1-10.
- Galera J.F., de Castro A.L.P. (2000) "Integration of GPS, Geoidal model and leveling networks for orthometric heights determination". *I.O.N. GPS 2000 Congress, SaltLake City, USA, 19-22 September*. 6 pp.
- GEA (2003) "Trabajos para la obtención del MDT en el Parque Nacional de Doñana mediante el empleo de Láser Escáner"
- Gerstl M., Heindl G., Reinhart E. (1979) "Interpolation and approximation by piecewise quadratic smooth functions of two variables" *XVII I.U.G.G General Assembly IAG, Canberra*, pp. 1-17.
- Gil A.J. (1993) "Determinación gravimétrica del Geoide. Aplicaciones". *Tesis Doctoral.. Facultad de Ciencias Matemáticas. Departamento. de Astronomía y Geodesia. Universidad Complutense de Madrid*. 157 pp.
- Gil A.J., Biagi L., de Lacy C., Rodríguez-Caderot G. (2000). "Cálculo del geoide a partir de gravimetría y datos GPS en Andalucía Oriental". *Actas 2^a Asamblea hispano-portuguesa de geodesia y geofísica. Lagos, 2000*, pp. 85-86.

- Gil A.J., Biagi L., de Lacy C., Rodríguez-Caderot G., (1997). "Establecimiento de una red GPS para contraste del geoide gravimétrico". Proc. III Semana Geomática. Abril 1997, pp 63-69.
- Gili J. A, Puig C., Buill F., Lantada N., López R., González S. (2000) "Estimación de un modelo de geoide local para navegación y posicionamiento GPS de precisión en la marisma de Doñana". Proceedings IV Semana Geomática. Sitges (Barcelona). Abril 2000, pp. 325-335.
- Gili J.A., Núñez A., Martín A., Puig C., Lantada N., Buill F., López R., Corral I., González S., Ibáñez E. (2000) "Marco de referencia para trabajos topográficos e hidrográficos mediante GPS en el Parque Nacional de Doñana (España)". 3ª Asamblea hispano-portuguesa de geodesia y geofísica. Valencia, febrero 2002, pp. 70-73.
- Goad, C.C., Tscherning, C.C., Miranda M. (1984) "Gravity empirical covariance values for the continental United States". Journal of Geophysical Research, vol.89, n. B9, pp.7962-7968.
- Groten E. (1980) "A remark on M. Heikkinen's paper *On the Honkasalo term in tidal corrections to gravimetric observations*". Bulletin Géodésique n. 54, pp. 221-223.
- Groten E. (1981) "Reply to M. Ekman *On the definition of gravity*, Remarks on *A remark on M. Heikkinen's paper: "On the Honkasalo term in tidal corrections to gravimetric observations"*". Bulletin Géodésique n.55, pp. 169.
- Heikkinen M. (1979) "On the Honkasalo term in tidal corrections to gravimetric observations". Bulletin Géodésique n.53, pp. 239-245.
- Heiskanen W.A., Moritz H. (1985) "Geodesia Física". Ed. Instituto Geográfico Nacional. Instituto de Astronomía y Geodesia. Madrid. 371 pp.
- Honkasalo T. (1964) "On the tidal gravity correction". Bolletino di geofisica teorica ed applicata, vol. VI, n. 21, pp. 34-36.
- Hugentobler U., Schaer S., Fridez P. (2001) "Bernese GPS Software version 4.2". Astronomical Institute. University of Berne. Ed. Hugentobler U., Schaer S., Fridez P. Berne. 515 pp.
- Instituto Tecnológico Geominero de España, ITGE (1992). "Hidrogeología del Parque Nacional de Doñana y su entorno". Colección Informes aguas subterráneas y geotecnia. Editado por ITGE, Madrid, 64 pp.
- Jachens R.C., (1978) "Temporal gravity changes as applied to studies of crustal deformations". In proceedings of Conference VII Stress and Strain Measurements related to earthquake prediction. U.S. Geological Survey open-file report 79-370, pp. 222-243.
- Jensen H. (1949) "Formulas for the astronomical correction to the precise levelling". Danish Geodetic Institute. Copenhagen.
- Jiang Z., Duquenne H. (1995) "On Optimal fitting of gravity geoid to GPS levelling points". In Latest developments in the computational geoid. Ed. Vermeer. pp. 33-42
- Jiang Z., Duquenne H. (1996) "On the combined adjustment of a gravimetrically determined geoid and GPS levelling stations". Journal of Geodesy n. 70, pp. 505-514.
- Knudsen (1985): "Estimation and modelling of the local empirical covariance function using gravity and satellite altimeter data". Bulletin Géodésique, n. 61, pp. 145-160.

- Kotsakis C., Sideris M. (1999) "On the adjustment of combined GPS/levelling/geoid networks". *Journal of Geodesy*, n. 73, pp. 412-421.
- Krakiwsky E.J., Zoltan F.B. (1990) "Least squares collocation and statistical testing". *Bulletin Géodésique*, n. 64, pp. 73-87.
- Krarup T., Tscherning C.C. (1984) "Evaluation of isotropic covariance functions of torsion balance observations". *Bulletin Géodésique*, n. 58, pp. 180-192.
- Lacy M.C de, Rodríguez-Caderot G., Gil A.J., Barzaghi R., Sansó F. (1998) "Quasigeoid computation in Jaen". *Int. Geoid Service Bulletin*, vol. 7, pp. 30-37.
- Lambert A., Beaumont C. (1977) "Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements implications for the gravitational detection of tectonic movements". *Journal of Geophysical Research*, vol. 82, n.2, pp. 297-306.
- Lemoine, F.G., Smith D.E., Kunz L., Smith R., Pavlis E.C., Klosko S.M., Chinn D.S., Torrence M.H., Williamson R.G., Cox C.M., Ratchlin K.E., Wang Y.M., Kenyon S.C., Salman R., Trimmer R.G., Rapp R.H., Nerem R.S. (1997) "The development of the NASA, GSFC and NIMA Joint Geopotential Model". *Gravity, geoid and marine geodesy. IAG Symposia*, vol. 117. Ed. Springer-Verlag.
- Lemoine, F.G., Kenyon S.C., Factor J.K., Trimmer R.G., Pavlis N.K., Chinn D.S., Cox C.M., Klosko S.M., Luthcke S.B., Torrence M.H., Wang Y.M., Williamson R.G., Pavlis E.C., Rapp R.H., Olson T.H. (1998) "The development of the join NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96". *NASA technical report NASA/TP-1996/8-206861*.
- Lerch F.J. (1992) "Geopotential models of the Earth from satellite tracking, altimeter and surface gravity observations, GEM-T3 and GEM-T3S". *NASA Tech Mem 104555*.
- Leser, H., (1991) "Landschaftsökologie". 3ª ed. Verlag Eugen Ulmer. Stuttgart.
- Lino de Oliveira K.C., Thomaz H.R., Galera J.F. (1999) "Modelo geoidal local para a regio de Presidente Prudente". Ed. UNESP, 7 pp.
- Longman I.M., (1959) "Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun". *Journal Geophysical Research*, vol. 64, n 12, pp. 2351-2355.
- Lozano E. (2004) "Las aguas subterráneas en Los Cotos de Doñana y su influencia en las lagunas". Tesis doctoral. Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica. Universidad Politécnica de Cataluña. CD-ROM, pp. X + 412 + 6 anejos.
- Mainville A., Forsberg R., Sideris M.G. (1992) "Global Positioning system testing of geoids computed from geopotential models and local gravity data; a case study". *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, n. B7, pp. 11137-11147.
- Mainville A., Véronneau M., Forsberg R., Sideris M.G. (1992) "A comparison of geoid and quasigeoid modeling methods in rough topography". *Joint symposium of the International Gravity Commission and the International Geoid Commission, Graz, Austria. Gravity and Geoid, Symposium 113*. Ed. Springer-Verlag, pp.559-568.
- Mäkinen J., Tattari S. (1988) "Soil moisture and groundwater: two sources of gravity variations". *Bulletin d'information bureau gravimétrique international*, n. 62, pp.103-110.

- Marsh J.G., Lerch F.J., Putney B.H., Felsentreger T.L., Sanchez B.V., Klosko S.M., Patel G.B., Robbins J.W., Williamson R.G., Engelis T.L., Hedi W.F., Chandler N.L., Chinn D.S., Kappor S., Rachlin K.E., Braatz L.E., Pavlis E.C., (1990) "The GEM-T2 gravitational model". *Journal of Geophysical Research*, vol.95, n. B13, pp. 22043-22071.
- Matesanz J. (2002) "Coordenadas REGENTE de los vértices del entorno del Parque Nacional de Doñana". Comunicación personal.
- Martí, U. (1999) "CHGEO98 El nuevo geoide de Suiza". *Leica Report* n. 43, pp. 4-7.
- Martí, U. (2004) "Comparison of SRTM data with the nacional DTMs of Switzerland". *Proceedings GGSM2004*, Oporto, agosto-septiembre, 2004. CD, 6 pp.
- Martín A., Térmens A. (1998) "El geoide UB91 tornat a visitar: comparació amb DEFLEX'91, DEFLEX'94 i model global EGM96". *Proceedings 1ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica y 9ª Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Aguadulce (Almería), febrero 1998, pp. 205-213.
- Martín A., Anquela A.B., Padín J., Berné J.L., García F. (2000) "Detección de deformaciones locales de modelos de geoide mediante el uso de observables GPS/gravedad". *Topcart 2000*. 16-20 octubre 2000, pp. 329-339.
- Martín A. (2001) "Análisis y ajuste de modelos de geoide. Observación y cálculo de la red gravimétrica de tercer orden en la Provincia de Valencia". Tesis Doctoral.. Departamento de Ingeniería en Cartografía, Geodesia y Fotogrametría. Universidad Politécnica de Valencia. 172 pp.
- Martín A., Anquela A.B., Padín J., Berné J.L. (2004) "Obtención de desviaciones de la vertical mediante observables GPS/nivelación". *Proceedings 4ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Figuera de Foz, febrero 2004, pp.551-552.
- Martín A., Anquela A.B., Padín J., Berné J.L. (2005) "Análisis y perspectivas sobre la determinación del campo gravitatorio terrestre a partir de las misiones por satélite CHAMP, GRACE; GOCE". *Actas 6ª Semana de Geomática*, Barcelona, febrero 2005. CD-ROM, 9 pp.
- Martín A., Padín J. (2004) "Establecimiento de la red gravimétrica de la provincia de Valencia". Ed. Universidad Politécnica de Valencia. Valencia. 115 pp.
- Melchior P. (1978) "The tides of the planet Earth". Pergamon Press. Oxford. 609 pp.
- Meuers B. (1994) "Problems of gravimeter calibration in high precision gravimetry". *Joint symposium of the International Gravity Commission and the International Geoid Commission*, Graz, Austria. *Gavity and Geoid, Symposium 113*. Ed. Springer-Verlag, pp. 19-26.
- Min, Erik de (1995) "A comparison of Stokes' numerical integration and collocation, and a new combination technique". *Bulletin Géodésique*, n. 69, pp 223-232.
- Mintegui J.A., Robredo J.C. (2001) "Bases para la elaboración de un modelo del terreno de la Marisma del Parque Nacional de Doñana. Trabajos topográficos y estimación de la sedimentación". Ed: Organismo Autónomo Parques Nacionales. Madrid. 244 pp.
- Mojzes M., Janák J. (1988) "Gravimetric model of Slovak quasigeoid". *Second continental workshop on the gemid in Europe*. Reports of the Finnish Geodetic Institute, n.98:4, pp. 277-280.

- Moreaux G., Tscherning C.C, Sansó F. (1999) "Approximation of harmonic covariance functions on the sphere by non-harmonic locally supported functions". *Journal of Geodesy*, n. 73, pp. 555-567.
- Moritz H. (1973) "Stepwise and sequential collocation". Ohio State University, report n. 203. Ohio. 43 pp.
- Moritz H. (1978) "Approximation methods in geodesy". Ed. Herbert Wichmann Verlag Karlsruhe, 45 pp.
- Moritz H. (1984) "Sistemas de referencia en geodesia". Edita Instituto Geográfico Nacional, serie Cursos y seminarios n. 1, 3-56 pp. Madrid, 8-9 Mayo 1984,
- Moritz, H. (1989) "Advanced Physical Geodesy", 2ª edición. Wichmann Verlag, Karlsruhe. 500 pp.
- Novák P., Kern M., Schwarz K., Heck B. (2003) "Evaluation of band-limited topographical effects in airborne gravimetry". *Journal of Geodesy*, vol. 76, pp. 597-604.
- Núñez A. (2004) ". Analysis of Digital Elevations Models In National Park of Doñana (Spain)". *Proceedings GGSM2004*, Oporto, agosto-septiembre, 2004. 1 pp.
- Papp G. (1992) "Trend models in the least-squares prediction of free-air gravity anomalies". *Proceedings of the First continental workshop on the geoid in Europe*, Praga, may 11-14, 1992. pp 224-239.
- Paramés A. (2002) "Red de nivelación de la Junta del Puerto de Sevilla". Comunicación personal.
- Peláez J.A., Gil A.J., Álvarez J., López D., Núñez E., Rodríguez A., Rodríguez G. (2004a) "Dos perfiles astrogeodésicos del geoide como control en el sur de España". *Proceedings 4ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Figuera de Foz, febrero 2004, pp.553-554.
- Peláez J.A., Gil A.J., Álvarez J., López D., Núñez E., Rodríguez A., Rodríguez G. (2004b) "Métodos astrogeodésicos como control de geoides gravimétricos". *Datum XXI* n 7, pp.10-16.
- Pritjana K. (1998) "A strategy for Geoid determination in the Indonesian Archipelago". *DEOS Progress letters* 98.1. pp 101-122.
- Rapp R.H. (1969) "Gravitational potential coefficients from gravity anomaly data alone", *Allgemeine Vermessungs-Nachrichten* n 76, pp. 228-233.
- Rapp R.H. (1973) "Improved models for potential coefficients and anomaly degree variances". *Journal of Geophysical Research*, vol. 78, n 17, pp. 3497-3500.
- Rapp R.H (1983) "Tidal gravity computations based on recommendations of the Standard Earth Tide Committee". *Bulletin d'Informations Marees*, n. 89, 5814-5819 pp.
- Rapp R.H. (1989) "The treatment of permanent tidal effects in the analysis of satellite altimeter data for sea surface topography". *Manuscripta Geodaetica*, vol. 14, n. 6, pp. 368-372.
- Rapp R.H., Pavlis N.K. (1990) ". The development and analysis of geopotential coefficient models to spherical harmonic degree 360". *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, n. B13, pp. 21885-21911.
- Rapp R.H., Wang Y.M., Pavlis N.K. (1991) ". The Ohio State 1991 geopotential and sea surface topography harmonic coefficient models". Ohio State University, report n. 410. Ohio. 94 pp.

- Rapp R.H. (1993) "Geoid undulation accuracy". IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, vol. 31, n. 2.
- Rapp R.H., Wang Y.M. (1993) "Geoid undulations differences between geopotential models". Surveys in Geophysics, vol.14, pp. 373-380.
- Rapp R.H (1994a) "Separation between reference surfaces of selected vertical datums". Bulletin Géodésique, n. 69, pp. 26-31.
- Rapp R.H (1994b) "The use of potential coefficient models in computing geoid undulations", International School for the determination and use of the geoid, Milan, October 10-15, 1994, pp. 71-99.
- Rapp R.H (1997a) "The use of potential coefficient models in computing geoid undulations", International School for the determination and use of the geoid, Rio de Janeiro, September 10-16, 1997, pp. 71-99.
- Rapp R.H (1997b) "Use of potential coefficient models for geoid undulation determinations using a spherical harmonic representation of the height anomaly/geoid undulation difference". Journal of Geodesy, n. 71, pp. 282-289.
- Rapp R.H (1998) "Past and future developments in geopotential modeling". Geodesy on the move, Forsberg, Feissel, Dietrich (eds.) Springer-Verlag, Berlin, pp 58-78.
- Rodríguez Velasco G. (1995) "Estudio de la precisión interna de un geoide gravimétrico en las proximidades de la costa"II Semana de Geomática 25-28 Abril 1995, pp 84-97.
- Rodríguez Velasco G., Sevilla M.J. (1993) "Sensibilidad de la colocación respecto a las dimensiones y uso de las zonas de predicción". Física de la Tierra, n. 5, pp.115-126.
- Rodriguez Vidal J. (1989) "La evolución neotectónica del Sector Occidental de la Depresión del Guadalquivir". En el Cuaternario en Andalucía Occidental, AEQUA, monografías 1, pp. 21-26.
- Rummel R., Balmino G., Johnhannessen J., Visser P., Woodworth P. (2002) "Dedicated gravity field missions - principles and aims". Journal of Geodynamics, 33: 3-20.
- Rummel R., Müller J., Oberndorfer H., Sneeuw N. (1998) "Satellite Gravity Gradiometry with GOCE". IAG Symposia Vol. 120. Towards an integrated Global Geodetic Observing system (IGGOS), pp. 66-72. Eds. Springer.
- Salvany J.M. (2004) "Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain". Earth Surface Processes and Landforms, n. 29, pp. 145-160.
- Salvany J.M., Custodio E. (1995) "Características litoestratigráficas de los depósitos pliocuaternarios del bajo Guadalquivir en el área de Doñana: implicaciones hidrogeológicas". Rev. Soc. Geol. España, vol 8, pp. 21-31.
- Sánchez B., Cambor A., Puente D., García L.C. (1995) "Aplicación de técnicas G.P.S a la determinación de la ondulación del geoide en la zona central asturiana". Ingeniería Civil, n. 109, pp. 117-123.
- Sánchez Sobrino J.A (1999) "Determinación del geoide de las Islas Canarias mediante GPS y nivelación". 2ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Lagos, pp. 73-74.

Sansó F., Schuh D. (1987) "Finite covariance functions". Bulletin Géodésique, n. 61, pp. 331-347.

Sansó F., Sideris M.G. (1997) "On the similarities and differences between systems theory and least-squares collocation in physical geodesy". Bolletino di Geodesia e scienze affini, n. 2, pp.173-206.

Schwintzer P., Reigber, C., Bode A., Kang Z., Zhu S.Y., Massmann F.H., Raimondo J.C., Biancale R., Balmino G., Lemoine J.M., Moynot B., Marty J.C., Barlier F., Boudon Y. (1992) "Improvement of GRIM4 Earth gravity models using Geosat altimeter and SPOT-2 and ERS-1 tracking data". Proceedings Geodesy and Physics of the Earth, IAG Sym. 112, pp. 75-78. Ed. Springer.

Schwintzer P., Reigber, C., Bode A., Kang Z., Zhu S.Y., Massmann F.H., Raimondo J.C., Biancale R., Balmino G., Lemoine J.M., Moynot B., Marty J.C., Barlier F., Boudon Y. (1997) "Long-wavelength global gravity field models: GRIM4-S4, GRIM4-C4". Journal of Geodesy, n. 71, pp. 189-208.

Seeber G. (1993) "Satellite Geodesy". Ed. Walter de Gruyter. Berlín, New York. 531 pp.

Semper F.J., Carrera J. (1990) "Geoestadística. Aplicaciones a hidrología subterránea" Ed. CIMNE, Barcelona. 484 pp.

Sevilla M.J., Núñez A. (1990) "Ajuste y análisis estadístico de ondulaciones del geoide obtenidos por métodos astrogeodésicos". Física de la Tierra, n. 2. Ed. Universidad Complutense de Madrid, pp. 55-86.

Sevilla M.J., Gil J.A., Sansó F. (1991): "The gravimetric geoid in Spain: first results". Determination of the geoid. Present and Future. International Association of Geodesy, Symposium 106, ed. Springer-Verlag, pp. 276-285.

Sevilla M.J., Rodríguez Velasco G., (1992a) "Elección de dimensiones para el uso de la colocación con datos gravimétricos". Conferencia Internacional de Geodesia y Cartografía, Maracaibo, pp. 62-265.

Sevilla M.J., Rodríguez Velasco G., (1992b) "Determinación preliminar de un geoide gravimétrico en Portugal". Conferencia Internacional de Geodesia y Cartografía, Maracaibo.

Sevilla M.J. (1994) "Ibergeo 1994, determinación del geoide ibérico". Topografía y cartografía, n. 61, pp. 9-25.

Sevilla M.J. (1995): "A new gravimetric geoid in the Iberian Peninsula. New geoids in the world". BGI, Bulletin d'Inf., n. 77 and IGeS Bull., n. 4, 163-180 pp.

Sevilla M.J., Rodríguez G. (1996) "Contrastación de geoides locales con regionales en el este de la península Ibérica". Física de la Tierra, n. 8, pp. 81-90.

Sevilla M.J. (1997) "A high-resolution gravimetric geoid in the Strait of Gibraltar". Journal of Geodesy, n. 71, pp. 402-410

Sevilla M.J., Ramírez D., Sánchez F.J.(1997a) "Metodología para la creación de bases de datos gravimétricos fiables. Métodos clásicos, gráficos y digitales (I)". Topografía y Cartografía, n. 79, 2-19 pp.

Sevilla M.J., Ramírez D., Sánchez F.J.(1997b) "Metodología para la creación de bases de datos gravimétricos fiables. Métodos clásicos, gráficos y digitales (II)". Topografía y Cartografía, n.80, 2-38 pp.

- Sevilla M.J. (1998) "El geoide ibérico Ibergeo95 integrado en la red GPS Iberia95". 1ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Almería.
- Sideris M.G. (1995): "Fourier geoid determination with irregular data". *Journal of Geodesy*, n.70, pp 2-12.
- Sideris M., Bin S. (1995) "A new, high-resolution geoid for Canada and part of the U.S. by the 1D-FFT method". *Bulletin Géodésique*, n. 69, pp. 92-108.
- Sjöberg L. (1997) "The total terrain effect in gravimetric geoid determinations". *Bolletino di Geodesia e scienze affini*, n. 2, pp.209-222.
- Sjöberg L. (2005) "A discussion on the approximations made in the practical implementation of the remove-compute-restore technique in regional geoid modelling". *Journal of Geodesy*, n. 78, pp. 645-653.
- Smith D (1998) "There is no such thing as "The" EGM96 geoid: Subtle points on the use of a global geopotential model". *IGeS Bulletin*, n. 8, International Geoid Service, Milan, pp. 17-28.
- Smith D., Milbert D.G (1999a) "The GEOID96 high resolution geoid height model for the Unites States". *Journal of Geodesy*, n. 73, pp. 219-236.
- Smith D.A., Small H.J (1999b) "The CARIB97 high resolution geoid height model for the Caribbean Sea". *Journal of Geodesy*, n. 73, pp. 1-9.
- Solís J. (1999) "Topografía de precisión para zonas de marisma. Aplicación a la marisma de Doñana". Tesina de especialidad. Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos (UPC). 150 pp.
- Solís J. (2000) "Navegación con GPS par la elaboración de perfiles de precisión en la marisma de Doñana". 4ª Semana de Geometría, Sitges, abril 2000. 315-324 pp.
- Strange W.E. (1975) "Land gravimetry". *Reviews of geophysics and space physics*, vol. 13, n.3, pp. 254-256.
- Tapley B.D., Bettadpur S., Ries J.C., Thompson P.F., Watkins M.M. (2004) "GRACE Measurements of mass variability in the Earth system". *Science*, vol.305, pp. 503-505.
- Torge W. (2001) "Geodesy. 3 Edition". Walter de Gruyter, 2001. Berlin, New York. 416 pp.
- Torge W., Timmen L., Röder R.H., Schnüll M. (1994) "Large scale absolute gravity control in South America-JILAG-3 campaigns 1988-1991". Joint symposium of the International Gravity Commission and the International Geoid Commission, GrazG. Gavity and Geoid, Symposium vol. 113, pp. 46-55. Ed. Springer-Verlag.
- Toth G., Rozsa Sz., Andritsanos V.D., Adam J., Tziavos I.N (2000) "Towards a cm-geoid for Hungary: Recent efforts and results". *Physical and chemistry of the Earth*, vol. 25, n. 1, pp. 47-52.
- Trick T.M. (1998) "Impactos de las extracciones de aguas subterránea en Doñana (aplicación de un modelo numérico con consideración de la variabilidad de la recarga)". Tesis doctoral. Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartografía. Universidad Politécnica de Cataluña. xvi + 271 + 256 (anejos) pp.

- Troll C. (1950) "Die geografische Landschaft und ihre Forschung". Studium generale 3. Jahrgang Heft 4/5. Ed. Springer Verlag. Berlin.
- Tscherning C.C. (1972) "Representation of covariance function related to the anomalous potential of the Earth using reproducing kernels". The Danish Geodetic Institute, Internal report n.3.
- Tscherning C.C. (1974) "A Fortran IV program for the determination of the anomalous potential using stepwise least squares collocation". Ohio State University, report n 212. iv + 125 pp.
- Tscherning C.C, R.H. Rapp (1974) "Closed covariance expressions for gravity anomalies, geoid undulations, and deflections of the vertical implied by anomaly degree variance models". Ohio State University, report n 208. v + 89 pp.
- Tscherning C.C. (1976) "Local approximation of the gravity potential by least squares collocation". Division of Surveying Engineering, The University of Calgary. Calgary, pp. 277-361.
- Tscherning C.C. (1985) "Geoid modeling using collocation in Scandinavia and Greenland". Marine Geodesy, vol. 9, n. 1, pp. 1-16.
- Tscherning C.C (1991) "A strategy for gross-errors detection in satellite altimeter data applied in the Baltic-sea area for enhanced geoid and gravity determination". Determination of the geoid. Present and Future. International association of geodesy symposia n. 106, pp. 93-108. Ed. Springer-Verlag.
- Tscherning C.C (1992) "Height determination using GPS. The need of a precise geoid". Jornada técnica de la Sociedad Española de Cartografía, Fotogrametría y Teledetección "Desarrollos y aplicaciones del sistema de Posicionamiento Global (GPS)", Barcelona. pp. 29-41.
- Tscherning C.C (1993) "Computation of covariances of derivatives of the anomalous gravity potential in a rotated reference frame". Manuscripta Geodaetica, n. 18, pp. 115-123.
- Tscherning C.C. (1994) "Geoid determination by least-square collocation using Gravsoft". International School for the determination and use of the geoid, Milan, October 10-15, 1994, pp. 135-164.
- Tscherning C.C (1999) "Construction of anisotropic covariance functions using Riesz-representers". Journal of Geodesy, n. 73, pp. 332-336.
- Tsuei G.C., Arabelos D., Forsberg R., Sideris M.G. Tziavos I.N. (1994) "Geoid computations in Taiwan". Joint symposium of the International Gravity Commission and the International Geoid Commission, Graz, Austria. Gravity and Geoid, Symposium 113, pp.446-458. Ed. Springer-Verlag.
- Vanicek P., Krakiwsky E.J. (1991) "Geodesy: the concepts". 2ª edición, Ed. Elsevier, Amsterdam, 697 pp.
- Vanicek P., Christou N.T. (1994) "The geoid and its geophysical interpretations". CRC Press, Inc. Boca Raton. 343 pp.
- Vermeer M. (1998) "The geoid as a product". Second continental workshop on the geoid in Europe. Reports of the Finnish Geodetic Institute n. 98:4, pp. 63-69.
- Viguier C. (1977) "Les grands traits de la tectonique du bassin néogène du Bas-Guadalquivir". Boletín Geológico y Minero, 88 (1), pp. 39-44.

Wahr J.M. (1981) "Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless earth". Geophys. J.R. Astr. Soc., vol. 64, pp. 677-703.

Wang Y.M, Rapp R.H (1990) "Terrain effects on geoid undulation computations". Manuscripta Geodaetica, n. 15, pp. 23-29.

Wang Y.M. (1993) "On the optimal combination of potential coefficient model with terrestrial gravity data for FFT geoid computations". Manuscripta geodaetica, vol. 18, pp. 406-416.

Wang Y.M, Jiang Z.W (1996) "Microgravimetry". Science Press, Beijing, China.

Wolf P.R., Ghilani C.D. (1997) "Adjustment computations. Statistics and least squares in surveying and SIG". John Wiley and Sons, INC. New York. 1997. XVII + 564 pp.

Ye Cai Li, Sideris G. (1994) "Minimization and estimation of geoid undulation errors". Bulletin Géodésique, n. 68, pp. 201-219.

Zazo C., Goy J.L., Dabrio C.J., Civis J., Baena J. (1985) "Paleografía de la desembocadura del Guadalquivir al comienzo del cuaternario (provincia de Cádiz, España)". Actas I reunión del Cuaternario Ibérico, Lisboa, pp. 461-472.

Paginas Web

Cagliani M. A. "La forma de la Tierra". www.saber.golwen.com.ar/laforma.htm

EGM96: ftp://cddisa.gsfc.nasa.gov/pub/egm96/general_info:

ESA <http://www.esa.int>

ETOPO <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.html>

GFZ <http://op.gfz-potsdam.de>

<http://www.gfz-postdam.de> (2003-2005)

http://www.gfz-postdam.de/pb1/op/grace/results/grav/g003_eigen-cg01c.html (marzo, 2005)

GLOBE <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml>

GTOPO <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.asp>

<http://www.gfy.ku.dk/~ctt/> (julio, 2004)

Junta de Andalucía1 www.juntadeandalucia.es/medioambiente/documentos_tecnicos/ReBiDon2.PDF
(enero, 2006)

Junta de Andalucía2 "Reconocimiento biofísico de espacios naturales protegidos. Doñana: Una Aproximación ecosistémica"
www.juntadeandalucia.es/medioambiente/espacios_naturales/parques_nacionales/pnacdonana/inddona_nanac.html (enero, 2005)

Ministerio de Medio Ambiente www.mma.es/parques/lared/info_general/La_Red.htm (junio, 2004)

Murray A.S., Tracey R.M. (1995) "Best practice in gravity survey". AGSO, Australian Geological Survey Organisation. <http://www.g.gov.au/pdf/RR0027.pdf>

NGS, efemerides precisas <http://www.ngs.gov/CORS/download2>

SRTM <ftp://edcsgs9.cr.usgs.gov/pub/data/srtm/> (julio 2004)

Tscherning C.C (2001) "Geoid Determination after the first satellite gravity missions". www.gfy.ku.dk/~cct/publications.htm

USNO <http://tycho.usno.navy.mil/ftp-gps/gpsnanu.1998>

<http://tycho.usno.navy.mil/ftp-gps/gpsnanu.2000>

<http://tycho.usno.navy.mil/ftp-gps/gpsnanu.2002>

<http://tycho.usno.navy.mil/ftp-gps/gpsnanu.2003>

<http://tycho.usno.navy.mil/ftp-gps/gpsnanu.2004>

Wenzel G. (1998a) "Format and structure for the exchange of high precision tidal data". www.ife.uni-hannover.de/~Wenzel/format/format.html.

Wenzel G. (1998b) "The nanogal software: earth tide data processing package Eterna 3.3.". www.ife.uni-hannover.de/~Wenzel/eterna33/eterna33.html

3dem <http://www.visualizationsoftware.com/3dem.html> (julio, 2004)

Otros documentos

Mapa 1: 50 000 Parque nacional de Doñana. Ortoimagen multitemporal de los satélites Landsat y Spot. Fecha imágenes: julio 1995. Junta de Andalucía, Consejería de Medio Ambiente.

ANEJOS

ANEJO A. REDES DE NIVELACIÓN NACIONALES

A.1 Red de Nivelación de Precisión (N.P.)

Como resultado de las conclusiones adoptadas en la reunión de Berlín, por la Asociación Internacional de Geodesia (A.I.G.), en el año 1867, se iniciaron en todos los países pertenecientes a esta Asociación, los trabajos de nivelación de precisión, con el fin de dar altitud geométrica a una serie de puntos (debidamente señalizados) distribuidos por todo el territorio de cada país.

En primer lugar, será necesario determinar cual es la cota cero de la red de nivelación. En el caso de España se adoptó el correspondiente al del nivel medio del mar en Alicante. Para determinar este valor se puso una escala de mareas en un punto Z y se estuvieron haciendo cuatro lecturas diarias en dicha escala, durante dos años consecutivos, desde el 1 de julio de 1870 al 30 de julio de 1872, obteniéndose que la altura del nivel del mar sobre el cero de la escala era 0.43 m. Para tener referencia estable del resultado de estas observaciones, se enlazó el punto Z, base de la escala, con la señal NP 1, colocada en el primer peldaño de la escalera del Ayuntamiento de Alicante, por medio de una doble nivelación de precisión, obteniéndose para dicho punto una altitud sobre el nivel medio del mar de 3.409 m.

Posteriormente se estableció como punto de referencia el NP 26, situado en el Observatorio Astronómico de Madrid, con el objetivo que fuera más accesible desde cualquier punto de la Península.

Para controlar la estabilidad de dicho punto se establecieron cuatro señales, Puerta de Alcalá (N.P.A.), Museo Nacional de Pinturas (N.P.M.), Ayuntamiento (N.P.C.) y Palacio Real (N.P.P.), que constituían el llamado polígono de Madrid.

Además para controlar las oscilaciones del nivel medio del mar, se proyectó la instalación de tres estaciones de mareógrafos con sus correspondientes equipos meteorológicos, convenientemente repartidas por las costas españolas: Mar Mediterráneo ubicada en Alicante, Mar Cantábrico establecida en Santander, y Océano Atlántico, estando esta última en Cádiz.

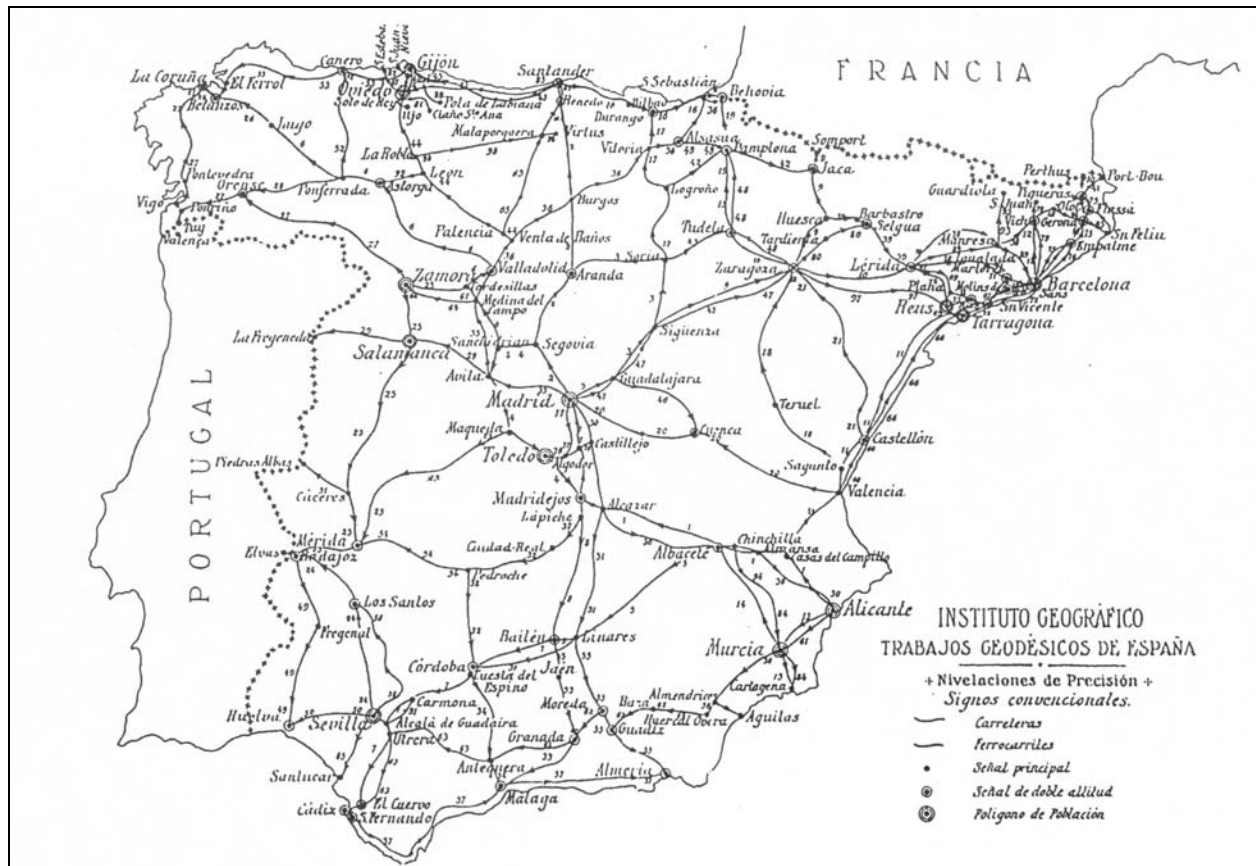


Fig. A.1. Red de Nivelación de Precisión (IGN, 2004).

La red N.P. estaba constituida por las siguientes líneas, figura A.1:

- Alicante – Madridejos – Madrid – Segovia – Santander
- Madrid – Sigüenza – Rosas – Le Perthus
- Segovia – Adanero – La Coruña
- Madridejos – Bailén – Cádiz
- Adanero – Avila – Badajoz
- Avila – La Fregeneda
- Sigüenza – Irún
- Bailén – Málaga

Esta distribución deja patente el objetivo de enlazar los mareógrafos con la base de Madridejos, con los puntos del polígono de Madrid y con cuantas capitales de provincia fuera posible.

Finalmente para completar la red se observaron una serie de líneas para llevar la nivelación a todas las capitales españolas, y a gran número de vértices geodésicos de primer orden, formando un conjunto de polígonos que permitió controlar los resultados.

Señalización

Se crearon dos tipos de señales, denominadas primarias y secundarias. Las primarias las constituyen unas piezas de bronce fundido embutidas en el suelo, formadas por un disco de 8 cm de diámetro y un espesor de 6 mm y rematado por un cilindro de 8 cm de largo y 3 cm de diámetro. En su cabeza aparecen grabados el número de orden que les corresponde y las iniciales N.P.

Las señales secundarias están formadas por un clavo de hierro de cabeza de forma de gota de cera de 1.5 cm de diámetro y longitud de espiga de 10 cm. Se clavaban de modo que la parte inferior de la cabeza enrasara con el suelo. Las señales primarias se colocaron de manera que entre cada dos consecutivas no existieran más de 25 km y las secundarias en puntos de interés, contándose entre ellos los de unión entre distintas líneas. También en las proximidades de aquellas primarias que por su situación no ofrecieran garantías de permanencia.

Observación

Antes de iniciar los trabajos de observación de la red, se niveló un polígono de prueba, cerca de Madrid, para confeccionar las instrucciones de los operadores de campo que se pueden resumir en los siguientes puntos:

- a) Nivelación por el método del punto medio siendo 100 m la longitud máxima de las niveladas.
- b) Nivelación doble. Ejecutada por distintos operadores y con aparatos diferentes, siendo el error máximo admisible entre ambas nivelaciones de $5 \text{ mm} \sqrt{K}$
- c) Cada equipo estaba formado por un observador, un portamiras y cuatro peones.
- d) El cálculo se realizaba independiente a la observación y por duplicado.
- e) Antes de iniciar los trabajos de campo se determinaban las constantes de los niveles y se comprobaban las miras, con el fin de confeccionar las tablas de reducción correspondientes, para facilitar los cálculos posteriores.
- f) La observación se suspendía entre las 11 y 16 horas con el fin de evitar los efectos de la refracción. En caso de existencia de viento fuerte también se suspendían las observaciones.
- g) En cada estación se anotaban las lecturas del nivel de los tres hilos de espalda y frente.

Las observaciones se consideraban de igual peso, con lo que el error medio de la nivelación hecha dos veces por distintos operadores y con diferentes instrumentos era la mitad de la diferencia entre los dos valores obtenidos para el desnivel. Dividiendo este error por la raíz cuadrada del número de kilómetros que separa las dos señales se obtiene el error medio kilométrico. Las terceras nivelaciones se hacían cuando este error medio kilométrico superaba la tolerancia admitida.

Como resumen se puede decir que la Red de Nivelación de Precisión está compuesta por 92 líneas (46 discurren por carreteras y 46 por ferrocarril), 12 polígonos de población y varios ramales a vértices geodésicos, lo que dan un total de 16611 km. Se dispusieron de 18025 señales a lo largo de las líneas, de las cuales 2714 eran de bronce, y también placas metálicas, en edificios importantes, en las que figura grabada la altitud correspondiente.

Las altitudes de los puntos de esta red son altitudes geométricas obtenidas directamente de las observaciones geométricas por arrastre de desniveles, no habiéndose aplicado ningún tipo de corrección para el cálculo de cotas ortométricas.

A.2 Red de Nivelación de Alta Precisión (N.A.P.)

En la XVII Conferencia de la Asociación Geodésica Internacional celebrada en Hamburgo en el año 1912 se fijaron límites a los errores admisibles en los trabajos de nivelación, acordándose clasificar, en lo sucesivo, en una nueva categoría de Nivelaciones de Alta Precisión, toda línea, grupo de líneas o red, niveladas dos veces en sentidos opuestos y en fechas distintas, y cuyo error accidental probable por kilómetro fuese igual o inferior a 1.5 mm.

Como consecuencia de este acuerdo, todos los países iniciaron nuevos planteamientos en lo referente a nivelaciones de precisión.

En España, a partir de 1922 en que se finalizó la red N.P., quedaron suspendidos todos los trabajos de nivelación con el fin de estudiar y dictar normas para la nueva N.A.P. Como resultado de estos estudios se redactó en el año 1925 el “Proyecto de Nivelación de Alta Precisión para la Península”, elaborado por los Ingenieros Sres. Cifuentes y Gil Lasanta, cuyos puntos fundamentales se resumen a continuación:

Esquema de la red

La nueva red de nivelación proyectada constaba de 11000 km de los cuales 7500 km discurrían por vías férreas y 3500 km por carretera. Esta distribución se basaba en que las pendientes eran más uniformes, las señales estarían mejor vigiladas por el personal de RENFE y los observadores de campo tendrían mayor facilidad de desplazamientos.

Se formaban 19 polígonos cerrados, designados por letras mayúsculas, y 8 abiertos, 4 en la frontera francesa y 4 en la portuguesa, limitados por los enlaces que se proyectaban con cada país.

El perímetro medio de estos polígonos era de 700 km y su número, aunque escaso, se consideró suficiente, con el fin de observar la red en un plazo breve de tiempo (inferior a diez o quince años), para que los resultados obtenidos fuesen homogéneos. En esta red estaban incluidas todas las capitales (excepto Ávila, Granada, Murcia y Soria), muchos vértices de primer orden y varias estaciones con determinaciones del valor de la gravedad.

El punto de partida, o de altitud cero, siguió siendo el mismo que en la red anterior para así poder comparar resultados.

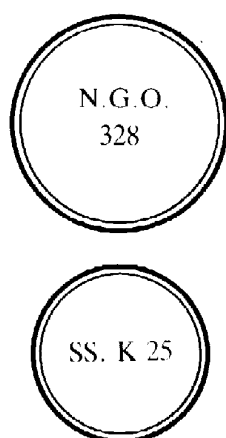
En 1925 el Instituto Geográfico comenzó a observar la nueva red denominada Nivelación de Alta Precisión y que posteriormente se cambió por Nivelación Geodésica, la cual se finalizó en 1974, durante este tiempo la red proyectada sufrió varias modificaciones quedando finalmente la red observada compuesta por 24 polígonos interiores, 6 polígonos fronterizos con Portugal y 5 polígonos fronterizos con Francia, con un desarrollo total de 11256 km.



Fig. A.2. Red de Nivelación de Alta Precisión en el entorno de la zona de trabajo (UELN: Red de Nivelación Unificada Europea 1973) (IGN, 2004).

Señalización de la N.A.P.

Las señales de esta red son diferentes de las anteriores, se trata de clavos de acero con cabeza troncocónica de 4 y 2.5 centímetros en sus bases mayor y menor respectivamente.



- Señal principal: se sitúan en lugares estables, generalmente en grupos de dos o tres. Tienen forma de casquete esférico y en su parte superior van grabadas las iniciales N.G así como una letra mayúscula de la A a la Z, y debajo un nº del 000 al 999.
- Señal secundaria: son más pequeñas y de distinto metal, grabadas con la iniciales S.S y la letra K seguida del N° del kilómetro más cercano a la señal ya sea de la carretera o del ferrocarril.

Fig. A.3. Nomenclatura de las señales.

Generalmente las señales se sitúan en lugares que sean estables y donde la señal pueda permanecer largamente en el tiempo. Una vez colocada la señal se realiza la reseña correspondiente tanto literal como gráfica acompañada de fotos, y croquis, apareciendo en ellas su denominación.

Cuando la señal está situada en una superficie horizontal se enrasa con ella el clavo, mientras que si está situada en una superficie vertical la cabeza queda fuera dando cota al punto más alto del borde.

Para estas nivelaciones de alta precisión las longitudes de los tramos se reducen a 40 m, empleándose doble nivelación, con cierres parciales de cada anillo, empleándose niveles Wild N3 o de similar precisión, y miras de precisión con cinta de invar para la observación.

El itinerario se marcará con ayuda de cinta para que las longitudes de nivelada sean las exactas, señalándose el punto de estación. Las estaciones secundarias se sitúan separadas una distancia de, generalmente, 1 km. Cada dos secundarias se sitúa un grupo de dos primarias, y cada dos primarias uno de tres. En ciudades y pueblos se establecieron señales principales en edificios notables.

Una vez señalizado el itinerario se observará haciéndose las nivelaciones de ida y vuelta simultáneas, para evitar los errores sistemáticos del sentido de marcha. En la observación se evitarán las horas centrales del día por los efectos de calima que falsea las lecturas. Hay que tener especial precaución en zonas donde se sospeche la presencia de campos magnéticos ya que los hilos del compensador no son antimagnéticos pudiéndose realizar lecturas erróneas.

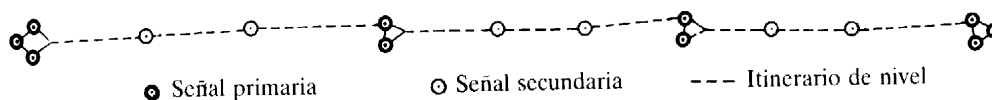


Fig. A.4. Esquema de señalización.

En todas las señales principales se realizaron observaciones gravimétricas para poder transformar las cotas geométricas en números geopotenciales (C) y cotas ortométricas (H).

Cálculo y compensación de la red

En 1955 con motivo de la REUN-55, compensación europea de las redes de nivelación, se realizó una primera compensación de aquellas partes que ya habían sido observadas. En ella intervinieron las cotas geopotenciales y el error medio cuadrático de la misma se cifró en 2.44 mm/km.

En el cálculo final de la nivelación los desniveles brutos obtenidos en campo se promedian y se corrigen según las especificaciones de Cifuentes y Gil. Una vez corregidos se transforman en diferencias de potencial.

Se obtiene la diferencia de potencial entre los extremos de la línea sumando las diferencias de potencial de los tramos intermedios, y esta se compensa una vez se han realizado todas las observaciones que cierran un polígono.

El error medio cuadrático de la red viene dado por la expresión:

$$e^2 = \frac{1}{N+1} \left[N \frac{\sum c^2}{\sum C} + \frac{c_E^2}{C_E} \right] \quad (A.1)$$

Donde

N es el número de polígonos de la red.

$\sum c^2$ es el sumatorio de los cuadrados de los cierres de los polígonos en u.g.p

$\sum C$ es el sumatorio de los perímetros de los polígonos

c_E cierre del polígono exterior

C_E perímetro del polígono exterior.

A partir de este error se aplicó el peso a cada una de las líneas en la compensación el cual venía dado por:

$$P = \frac{200}{e^2 L} \quad (\text{A.2})$$

Siendo L la longitud total de la línea.

ANEJO B. OBTENCIÓN DE UN MODELO DIGITAL DEL TERRENO CONTINUO

B.1 EI MDT25

Los datos utilizados para su formación son las coordenadas UTM y la altitud de los puntos de referencia que describen geoméricamente la altimetría del país, datos que han sido obtenidos mediante la digitalización/restitución numérica de las curvas de nivel y puntos acotados contenidos en la serie cartográfica a escala 1:25000 (MTN25) del Instituto Geográfico Nacional. La exactitud nominal de cada lititud en la malla cuadrada de 25 por 25 m es de 3 m.

El MDT25 se ha subdividido en mallas que cubren las “hojas” de 14 km x 9.8 km, con un solape entre zonas colindantes para asegurar la continuidad entre modelos que varía desde 100 metros hasta 500 metros, lo que supone una superficie total aproximada de 118 kilómetros cuadrados (unos 190000 nodos de malla).

Se distribuye en un formato ASCII flexible, de fácil manejo (formato matricial de filas y columnas, de forma que cada elemento de la matriz representa la altitud de un nodo de la malla).

Todos los elementos de una misma fila mantienen constante la coordenada Y, siendo de 25 m la diferencia en esa coordenada entre los elementos de una fila y los de la siguiente. Todos los elementos de una misma columna mantienen constante la coordenada X, siendo de 25 m la diferencia en esa coordenada entre los elementos de una columna y las de la adyacente.

En la cabecera del fichero se incluye la longitud del registro lógico y el huso correspondiente de la proyección:

Cabecera De Los Ficheros MDT25

IGN/MDT25 (malla 25m) NOMBRE XMIN YMIN XMAX YMAX HU LONREG Proyección

- 1^{er} campo..... Título del fichero IGN/MDT25 (malla 25m)
- 2^o campo..... Número de la hoja del modelo: 3 ó 4 dígitos-guión-cuadrante
- 3^o campo..... X mínima en metros
- 4^o campo..... Y mínima en metros
- 5^o campo..... X máxima en metros
- 6^o campo..... Y máxima en metros
- 7^o campo..... Huso UTM
- 8^o campo..... Longitud del registro
- 9^o campo..... Proyección y elipsoide de referencia, “Proyección UTM. Elipsoide Internacional”

En el resto del archivo, cada valor corresponde a la altitud expresada en metros. Lo valores nodales de la malla se dan en forma de matriz.

Las coordenadas -999 son frontera o zona censurada y las 000 son agua.

La zona cubierta por dicho modelo que abarca el Parque Nacional de Doñana y sus alrededores se encuentra dividida en 18 hojas, todas ellas pertenecientes al huso 29, existiendo una zona de solape entre hojas contiguas.

En la figura B.1 se muestra un esquema de la distribución de las hojas.

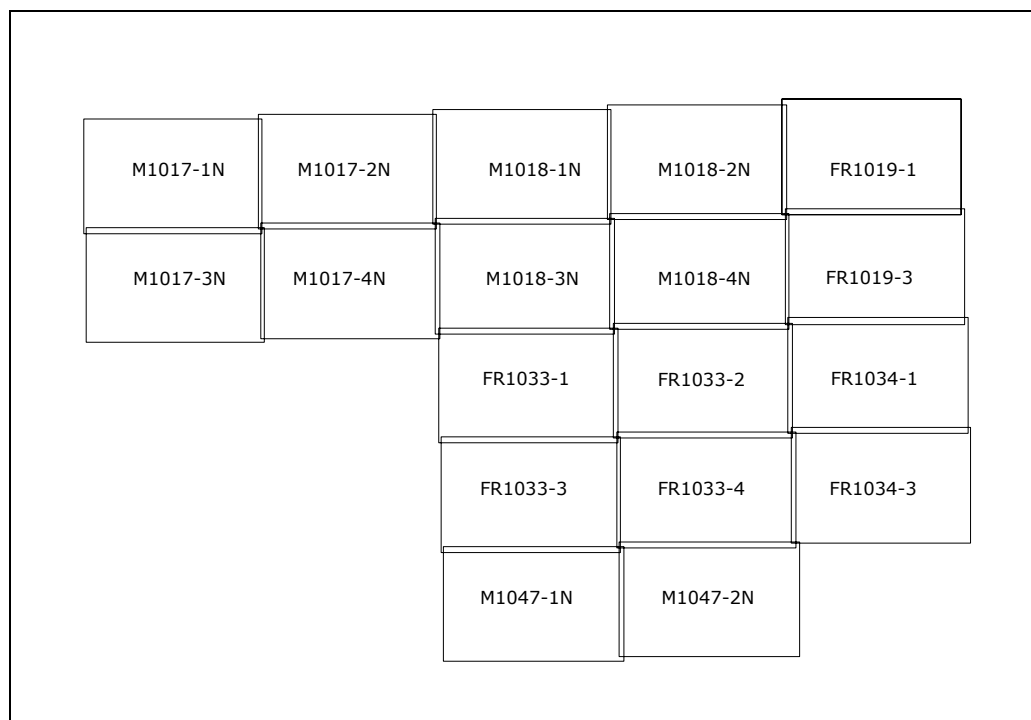


Fig.B.1. Distribución de las hojas del MDT25 del entorno de Doñana que se han usado para el Modelo Digital del Terreno para la zona terrestre.

Para trabajar con estos datos, y evitar zonas de solape, era necesario disponer de un modelo continuo (al que posteriormente se unirían los datos de batimetría). Para lo cual, el primer paso ha sido unir todos los ficheros eliminando los solapes, cuyo tamaño no es homogéneo en todas las hojas. Las fases en que se ha dividido el proceso han sido:

- Comprobación de las cabeceras y contenido de los ficheros.
- Determinación de los solapes entre ficheros consecutivos.
- Verificación de las cotas en la zona de solape.
- Eliminación de solapes y creación de un fichero único.

En la etapa de validación, se detectaron discrepancias superiores a los errores esperados, y propios de la escala del modelo, para la cota de un mismo punto recogida en ficheros contiguos. En la figura B.2 se representan en azul los puntos coincidentes y en rojo en los que había algún tipo de error.

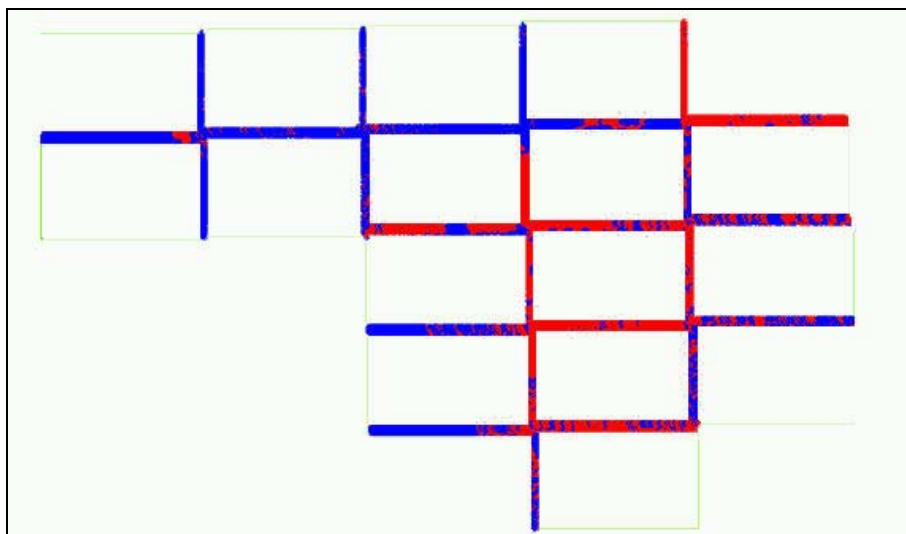


Fig. B.2. Comprobación de los solapes entre hojas del MDT25. En rojo los puntos que presentan discrepancias en su cota en la zona de solape, en azul los puntos correctos.

De los 239645 puntos existentes en zonas de solape, el 44% daban problemas en la cota entre ficheros contiguos, incluso de 14 metros, aunque en la mayoría de los casos se encuentran entre 1 y 3 metros. Tras ponerse en contacto con el IGN, se informó que parte de los errores se debían a una mala interpolación causada por no excluir las zonas militares a las que se les había asignado un valor de -999. Se corrigió este problema y se procedió de nuevo a la comprobación, fijando esta vez como discrepancia tolerable entre puntos 3 m, correspondientes a la precisión del modelo, reduciéndose considerablemente (hasta el 12%) los puntos que presentan discrepancias entre sus cotas entre ambos modelos.

No obstante y dada la escasez de datos en la zona, por la dificultad de toma de los mismos (la marisma permanece inundada gran parte del año), al trabajar de forma independiente en cada una de las hojas se producen errores puesto que en ocasiones los puntos se obtienen por extrapolación. Por lo que se decidió trabajar con un modelo continuo, proporcionado por el IGN, de la zona comprendida incluida en el rectángulo de coordenadas UTM (ED50) en el huso 29: esquina inferior izquierda $X = 721100$ m, $Y = 4070200$ m, y esquina superior derecha $X = 766100$ m, $Y = 4117800$ m, correspondiente con las hojas anteriores M1018-1N, M1018-2N, M1018-3N, M1018-4N, FR1033-1, FR1033-2, FR1033-3, FR1033-4, FR1033-1, FR1019-1, FR1019-3, FR1034-1, FR1034-3, M1047-1N, M1047-2N.

Para comprobar la bondad del modelo se ha realizado una comparación con los puntos disponibles de la red de nivelación propia y la de la ETSI Minas – P.N. Doñana (Mintegui et al., 2001). Para ello se ha llevado a cabo una interpolación bilineal en el modelo MDT25 continuo a partir de las coordenadas XY UTM de los puntos, obtenidas mediante GPS de código.

Así mismo se comparó el modelo SRTM con estos puntos, para analizar la fiabilidad de este modelo por si fuera necesario su uso en las zonas más alejadas del núcleo del Parque Nacional.

El modelo SRTM se encuentra disponible para cualquier usuario de forma libre con una resolución de $3'' \times 3''$, aproximadamente 90 m x 90 m. Su precisión vertical se cifra en 16 m (intervalo de confianza 90%), el datum horizontal es el elipsoide WGS84, por lo que será necesario realizar una transformación para su comparación con el modelo MDT25. Los parámetros de la transformación son calculados en el anejo C. El datum vertical es el modelo global EGM96.

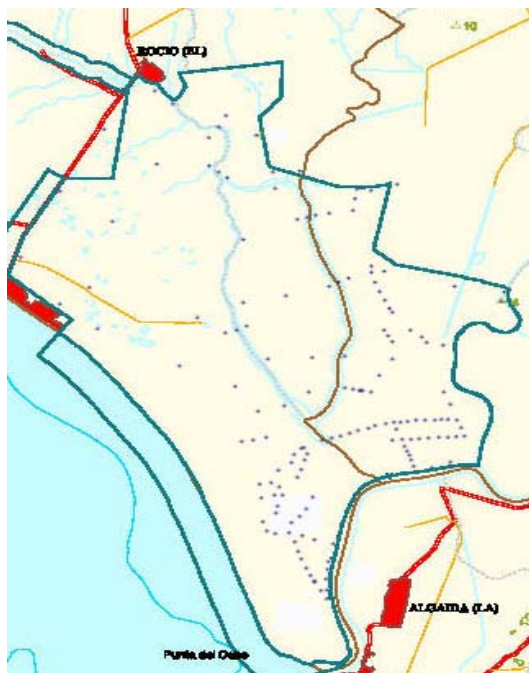


Fig. B.3. Distribución de puntos de comprobación de los modelos SRTM y MDT25.

Los resultados obtenidos de esta comprobación se recogen en la siguiente tabla (Núñez, 2004):

Tabla B.1 Comparación Modelos Digitales de Terreno y puntos del terreno (nivelación).

	MDT25- NIVELACIÓN	SRTM- NIVELACIÓN	MDT25-SRTM
MAX (m)	3.633	10.576	8.371
MIN (m)	-6.523	-5.157	-4.274
MEDIA (m)	-0.281	3.573	2.427
σ (m)	1.728	5.049	2.911

Del análisis de los resultados de la comparación indicar que para el SRTM en todos los casos la diferencia se encuentra por debajo de los 16 m, precisión del propio modelo, mientras que para el caso del MDT25 sí que se supera el error propio del modelo fijado en 3 m en el 1% de los puntos.

Los buenos resultados del modelo SRTM se deben fundamentalmente al hecho de que estamos trabajando en una zona sin apenas relieve, sin edificaciones y sin superficies arboladas que podrían causar problemas (Martí, 2004)(Muñoz et al., 2005) ya que el modelo SRTM se obtiene por INSAR y es un modelo de superficie. Por tanto no sería adecuado su empleo en zonas urbanas y boscosas.

La precisión que ofrece el modelo SRTM permite su empleo en la mayoría de aplicaciones, ya que se ha comprobado que los errores que dicho modelo introduciría en el cálculo del efecto de la topografía sobre las ondulaciones de geoide, no son significativos en comparación con los otros modelos disponibles (Martí, 2004)(Núñez, 2004) cuyo empleo supone un alto coste para los usuarios.

B.2 Modelo Digital del Terreno - Batimetría

La batimetría se ha obtenido de la hoja 442, elaborada por el Instituto Hidrográfico de la Marina, y que corresponde al Océano Atlántico Norte, costa sudoeste de España que concierne a la zona de costa comprendida entre el “Arroyo del Loro” y el “Puerto de Rota”. La escala de representación es 1:50000, y la equidistancia entre curvas de nivel es de 40 metros.

Esta es la 3ª edición de la carta, realizada en octubre de 2001, donde están corregidos los errores de anteriores ediciones, la cual únicamente esta disponible en formato papel o ráster en imagen digital. Así que se escogió la primera opción pasando posteriormente al escaneado en una sola pasada y digitalización sobre la imagen de aquellos puntos donde existía información de la sonda, así como de las curvas de nivel.

El sistema de referencia es el WGS84 y sistema de representación cartográfica UTM, estando las sondas referidas a la máxima bajamar y los datos de altimetría terrestre al nivel medio del mar (n.m.m) en Alicante.

Una vez digitalizados los puntos se ha realizado un cambio de sistema de referencia para pasar de WGS84 a ED50 en el que estaba el MDT25 terrestre, para ello los parámetros de transformación que se emplearon fueron los calculados a partir de las coordenadas conocidas en ambos sistemas de los vértices de la red REGENTE. Todos los detalles del cálculo de los parámetros de transformación se recogen en el anejo C.

En cuanto a las cotas, se planteó un problema a la hora de referir el desfase entre la máxima bajamar y el n.m.m para poder unir ambos modelos. Con el fin de obtener la relación entre ambos planos de referencia se realizó una consulta a la sección de Oceanográfica del Instituto Hidrográfico de la Marina desde donde se nos informó que para la fecha en que se tomaron los datos (años 1981, 1983 y 1988) las batimetrías se realizaban de modo “relativo”. Se establecía un puerto de referencia, en este caso el de Chipiona, en el que se colocaba una mira dividida en centímetros, sobre la que cada 10 minutos se leía la altura del mar datos que posteriormente se empleaban para corregir las observaciones de profundidades de sonda. El problema es que estos puertos de referencia no estaban enlazados con ningún punto de la red de nivelación, y por lo tanto las medidas batimétricas no compartían sistema de referencia altimétrico con la red de nivelación establecida en tierra.

En este caso y como respuesta a la consulta que planteamos de cómo relacionar ambos planos de referencia, se nos proporcionó la siguiente información (Conforto, 2004):

“El nivel cero hidrográfico de la carta náutica 442 corresponde a 1.2 veces la Unidad de Altura calculada para la zona de la carta, siendo dicha Unidad para este caso $U = 1.54$ m. El valor $1,2 \times U = 1.848$ m nos da la altura del nivel medio del mar por encima del cero hidrográfico de la carta en esa zona y en la época de los trabajos de levantamiento de la misma.

[...]para referir los valores de las sondas de la carta al nivel medio del mar “local”, deberá sumarse 1.8 metros.[...]

Asimismo les comunico que estos valores que les proporcionamos son aproximados y en ningún caso nos hacemos responsables del uso que les quieran dar más allá del mero estudio científico y en cualquier caso no podrán ser utilizados para otros propósitos,...”

Es decir, a las magnitudes digitalizadas se les ha de sumar un valor de 1.8 m para tener las sondas referidas a un n.m.m local. Falta, por tanto, referir este nivel medio del mar local al plano de referencia para las altitudes del MDT25, es decir, en n.m.m en Alicante. Para ello a las magnitudes corregidas se

les ha restado el valor de 0.4 m, que es aproximadamente la altitud que el n.m.m tiene en Cádiz por encima del nivel de referencia marcado por Alicante.

Así pues, una vez obtenidos los puntos de sonda digitalizados se ha de realizar la transformación de coordenadas planimétricas a coordenadas UTM en el sistema ED50, y referir las cotas al nivel medio del mar en Alicante.

Finalmente se generará una malla con paso 25 m formada por 3267369 puntos que se integran posteriormente al fichero que contiene los datos terrestres, gracias a un programa propio en Visual Basic y al programa 3dem ([3dem](#)), que permite, mediante interpolación rellenar, zonas de pequeña extensión carentes de datos.

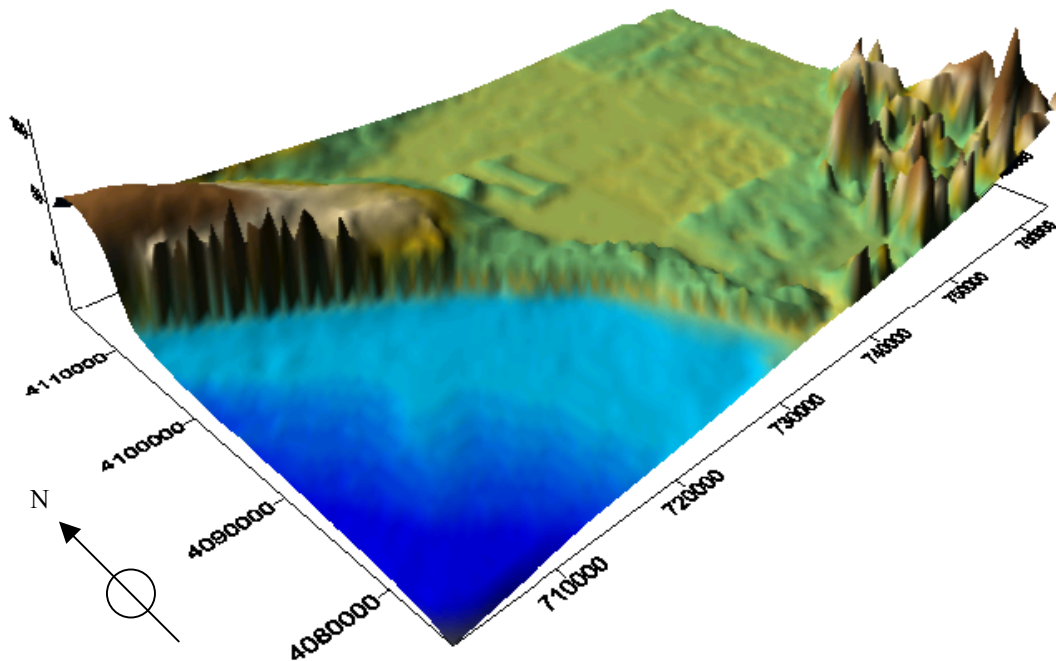


Fig. B.4. Representación 3D del modelo digital del terreno, coordenadas UTM (ED50), huso 29.

En la figura B.4 se muestra el modelo digital del terreno en el Parque Nacional de Doñana y sus alrededores. En esta representación la escala vertical se encuentra exagerada para una mejor apreciación del relieve.

ANEJO C. PARÁMETROS DE TRANSFORMACIÓN

Las coordenadas de los puntos empleados en el cálculo de los parámetros de transformación entre el sistema de referencia WGS84 y el dátum ED50 quedan recogidos en la siguiente tabla:

Tabla C.1. Coordenadas WGS84 de los vértices de la red REGENTE empleados en el cálculo de los parámetros de transformación.

	Latitud	Longitud	h
Arrascaderos	36° 51' 52.24241" N	6° 05' 14.27402" W	977.710m
Bombo	37° 03' 25.66884" N	6° 39' 05.15716" W	1567.280m
Quevedo	37° 03' 44.45977" N	6° 00' 30.89098" W	554.280m
Matochar	37° 00' 31.01741" N	6° 15' 49.23150" W	544.070m
Regatero	37° 10' 00.92775" N	6° 17' 52.21887" W	610.050m
San Joaquín	37° 13' 52.56099" N	6° 38' 47.22955" W	1584.400m
Ballena	36° 40' 35.01777" N	6° 24' 42.72271" W	552.150m

Las coordenadas cartesianas UTM de los mismos en ambos sistemas se recogen en las dos tablas siguientes:

Tabla C.2. Coordenadas UTM huso 29 (WGS84) de los vértices de la red REGENTE empleados en el cálculo de los parámetros de transformación.

	X	Y
Arrascaderos	759651.4540m	4083803.7700m
Alcornocal	710584.6266m	4136170.4412m
Bombo	708826.0056m	4103789.9946m
Quevedo	765980.5740m	4105975.9660m
Matochar	743465.6387m	4099329.1638m
Regatero	739925.3360m	4116809.5440m
San Joaquín	708789.3350m	4123123.4270m
Ballena	731276.8030m	4062095.8900m

Tabla C.3. Coordenadas UTM huso 29, (ED50) de los vértices de la red REGENTE empleados en el cálculo de los parámetros de transformación.

	X	Y
Arrascaderos	759778.6010m	4084014.6470m
Alcornocal	710710.4690m	4136381.1670m
Bombo	708952.5390m	4104000.5200m
Quevedo	766107.2510m	4106187.1040m
Matochar	743592.3600m	4099540.0500m
Regatero	740051.6900m	4117020.4900m
San Joaquín	708915.4500m	4123334.0300m
Ballena	731404.7140m	4062306.3700m

Se optó por realizar una transformación bidimensional de semejanza, más conocida como Helmert 2D, puesto que únicamente nos interesan realizar el cambio en las coordenadas planimétricas. Para lo cual plantearemos para cada uno de los puntos dos ecuaciones del tipo:

$$\begin{aligned}ax + by + g &= x' \\ -bx + ay + h &= y'\end{aligned}\tag{C.1}$$

donde $a = \lambda \cos \alpha$
 $b = \lambda \sin \alpha$

siendo λ el factor de escala de la transformación
 α el ángulo de rotación
 g la traslación en X
 h la traslación en Y

De forma matricial el sistema quedará expresado de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix} a & b \\ -b & a \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} g \\ h \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix}\tag{C.2}$$

En este caso se han empleado para el cálculo los vértices de Arrascaderos, Bombo, Matochar, San Joaquín, Regatero y Alcornocal quedando el resto de comprobación, por lo tanto se ha planteado un sistema de 12 ecuaciones con 4 incógnitas, el cual se ha resuelto por mínimos cuadrados obteniendo los parámetros de transformación:

$$\begin{aligned}a &= 1.0000087201 \\ b &= -0.0000140353 \\ g &= 177.791 \\ h &= 164.694\end{aligned}$$

siendo $\lambda = 1.0000087202$
 $\alpha = 399.9991^{\circ}$

Como se puede apreciar el giro es prácticamente inexistente y el factor de escala únicamente discrepa de la unidad en la 6ª cifra significativa, por lo que se puede concluir que únicamente existe una traslación entre ambos sistemas.

Aplicando esta transformación a los vértices Quevedo y Ballena se comprueba que la variación con las coordenadas teóricas alcanza como máximo 15 cm.