



UNIVERSITAT  
POLITÈCNICA  
DE VALÈNCIA



ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR  
DE INGENIERÍA GEODÉSICA  
CARTOGRÁFICA Y TOPOGRÁFICA

**UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA**

**E.T.S.I. GEODÉSICA, CARTOGRÁFICA Y TOPOGRÁFICA**

**ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL DE  
LA PENÍNSULA IBÉRICA A PARTIR DE  
OBSERVACIONES DEL CAMPO  
GRAVITATORIO DESDE SATÉLITE**

TRABAJO FINAL DE GRADO EN INGENIERÍA EN GEOMÁTICA Y TOPOGRAFÍA

CURSO ACADÉMICO 2017/2018

**AUTOR: PAULA MARTÍNEZ MOLINS**

**TUTOR: ÁNGEL ESTEBAN MARTÍN FURONES**

**TUTOR EXTERNO: ORLANDO ÁLVAREZ PONTORIERO**

**VALENCIA, SEPTIEMBRE DE 2018**



# COMPROMISO

"El presente documento ha sido realizado completamente por el firmante, no ha sido entregado como otro trabajo académico previo y todo el material tomado de otras fuentes ha sido convenientemente entrecomillado y citado su origen en el texto, así como referenciado en la bibliografía"



# AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas aquellas personas que me han ayudado a que este trabajo salga adelante. En primer lugar, a Ángel Esteban Martín Furones por aceptar ser mi tutor, dedicarme su tiempo y estar disponible en cualquier momento para prestarme su ayuda.

Gracias a Orlando Álvarez por plantearme una idea para realizar este trabajo durante mis prácticas en el Instituto Geofísico-Sismológico Ingeniero Volponi en San Juan (Argentina) y por dedicarme todo su tiempo para enseñarme todo lo necesario para poder desarrollarlo los dos meses que duraba mi estancia allí. También al resto de personas que trabajaban en el instituto y a los compañeros del programa de intercambio de estudiantes de la Universidad Nacional de San Juan, por prestarme siempre su ayuda y ser tan amables conmigo acogiéndome tan rápidamente y haciéndome sentir como en casa a pesar de estar a miles de kilómetros de ella.

Gracias a Guillermo por echarme una mano a pensar y a hacer lo complicado mucho más sencillo y por aparecer con chocolate en los momentos más oportunos. Gracias a mis padres por estar siempre ahí y apoyarme en todo lo que hago y también a mi hermana Mapi, que siempre me da lecciones de vida para que no se me olvide que la carrera universitaria es un complemento muy útil pero que se necesitan muchas horas de trabajo para forjarse una experiencia y hacer un buen trabajo. Gracias también a María por ser una segunda madre, siempre intentando ayudar y llena de buenas palabras y ánimos.

Por último, gracias a todos los que me han acompañado a lo largo de mi carrera universitaria, en especial a Andrea por siempre estar ahí pase lo que pase, apoyándome y aguantándome en mis peores momentos.



# RESUMEN

El presente trabajo versa sobre el estudio de las principales componentes morfoestructurales de la Península Ibérica a partir de datos de gradiente y perturbación de la gravedad para el modelo estático de campo gravitatorio GOCE-DIR-R5 obtenido de datos satelitales; junto con un modelo digital de elevaciones (MDE) e información de epicentros de sismos.

A estos datos satelitales se les aplica una corrección topográfica calculada a partir del MDE y se procesan para obtener un mapa final al cuál se le añade la información sobre epicentros de sismos. Teniendo en cuenta la geología de la Península Ibérica, se hace una interpretación de dónde se encuentran las principales componentes morfoestructurales de ésta.

Esto se detalla en diferentes capítulos que vienen apoyados por una introducción a la geodesia (y más concretamente la geodesia física) y la geología de la Península Ibérica, información que se considera de gran utilidad para la correcta comprensión de todo el proceso.

## **PALABRAS CLAVE:**

Geodesia física, Geología, campo gravitatorio, componentes morfoestructurales, Península Ibérica, gravedad, geoide, gradiente, perturbación, anomalía, GRACE, GOCE.



# RESUM

El present treball versa sobre l' estudi de les principals components morfoestructurals de la Península Ibèrica a partir de dades de gradient i pertorbació de la gravetat per al model estàtic de camp gravitatori GOCE-DIR-R5 obtingut de dades satel·litàries; junt amb un model digital d'elevacions (MDE) i informació d'epicentres de sismes.

A estes dades satel·litàries se'ls aplica una correcció topogràfica calculada a partir del MDE i es processen per a obtindre un mapa final al quin se li afeg la informació sobre epicentres de sismes. Tenint en compte la geologia de la Península Ibèrica, es fa una interpretació d'on es troben les principals components morfoestructurals d'esta.

Açó es detalla en diferents capítols que vénen recolzats per una introducció a la geodèsia (i més concretament la geodèsia física) i la geologia de la Península Ibèrica, informació que es considera de gran utilitat per a la correcta comprensió de tot el procés.

## PARAULES CLAU:

Geodèsia física, Geologia, camp gravitatori, components morfoestructurals, Península Ibèrica, gravetat, geoide, gradient, pertorbació, anomalia, GRACE, GOCE.



# ABSTRACT

This project is about the study of the main morpho-structural components of the Iberian Peninsula from gradient and gravity perturbation data for the static gravity field model GOCE-DIR-R5 obtained from satellite data; together with a digital elevation model (DEM) and information about epicenters of earthquakes.

A topographical correction calculated from the DEM is applied to these satellite data and processed to obtain a final map to which the information about epicentres of earthquakes is added. Taking into account the geology of the Iberian Peninsula, an interpretation of where the main morpho-structural components of it are located is made.

This is detailed in different chapters that are supported by an introduction to geodesy (and more specifically physical geodesy) and the geology of the Iberian Peninsula, information that is considered very useful for the correct understanding of the entire process.

## KEYWORDS:

Physical geodesy, geology, gravity field, morpho-structural components, Iberian Peninsula, gravity, geoid, gradient, perturbation, anomaly, GRACE, GOCE.



# ÍNDICE GENERAL

## DOCUMENTO N° 1. MEMORIA

CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES .....	20
1.1. Instituto Geofísico-Sismológico Ingeniero Volponi .....	20
CAPÍTULO 2. OBJETIVO Y ÁREA DE ESTUDIO .....	23
2.1. Objetivo del trabajo .....	23
2.2. Área de estudio .....	23
CAPÍTULO 3. INTRODUCCIÓN A LA GEODESIA .....	24
3.1. Geodesia .....	24
3.2. Historia y necesidad de la geodesia .....	25
3.3. La forma de la Tierra .....	25
3.3.1. Elipsoide de referencia .....	26
3.3.2. Geoide .....	26
3.3.3. Datum .....	28
3.3.4. Altitud, tercera coordenada o coordenada Z .....	28
3.4. Geodesia física .....	28
3.4.1. Modelos globales de campo gravitatorio .....	31
CAPÍTULO 4. MISIONES SATELITALES .....	33
4.1. Misión LAGEOS .....	33
4.2. Misión GRACE .....	34
4.3. Misión GOCE .....	35
CAPÍTULO 5. DATOS DE ENTRADA .....	38
5.1. Modelo global de campo gravitatorio .....	38
5.1.1. GOCE-DIR-R5 (GO-CONS-GCF-2-DIR-R5) .....	38
5.2. Modelo digital de elevaciones (MDE) .....	39
5.3. Epicentros de sismos .....	40
CAPÍTULO 6. MARCO GEOLÓGICO .....	41
CAPÍTULO 7. OBTENCIÓN Y PREPARACIÓN DE LOS DATOS .....	43
7.1. Modelo digital de elevaciones (MDE) .....	43

7.2. Modelo global de campo gravitatorio .....	44
7.2.1. GOCE-DIR-R5.....	44
7.3. Epicentros de sismos .....	45
CAPÍTULO 8. PROCESAMIENTO .....	46
8.1. Cálculo del valor del efecto topográfico (Ef) .....	46
8.2. Epicentros de sismos y mecanismos focales .....	49
8.3. Corrección por efecto topográfico de Tzz y Ga .....	51
8.3.1. Tensor de Gradiente gravimétrico vertical (Tzz) .....	52
8.3.2. Anomalía de gravedad reducida por topografía (Ga).....	54
CAPÍTULO 9. RESULTADOS.....	55
CAPÍTULO 10. CONCLUSIONES .....	58
CAPÍTULO 11. BIBLIOGRAFÍA .....	59

## DOCUMENTO N° 2. ANEXOS

ANEXO 1. CONFIGURACIÓN DE LA MÁQUINA VIRTUAL LINUX.....	65
1.1. Elección de la distribución Linux: Debian Gnome .....	65
1.2. Software empleado. GMT.....	65
ANEXO 2. SOFTWARE EMPLEADO EN WINDOWS .....	66
2.1. Surfer 9.....	66
2.2. Global Mapper version 15 .....	66
ANEXO 3. CÓDIGOS .....	67
3.1. Programa principal.....	67
3.2. Representación de epicentros de sismos sobre la topografía.....	70

## DOCUMENTO N° 3. PRESUPUESTO

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Antiguo sismógrafo del Instituto, ya en desuso (IGSV, 2016). .....	21
Figura 2. Actual sismógrafo del instituto: Quanterra modelo Q330S (IGSV, 2016). .....	21
Figura 3. Relación entre geoide y elipsoide y definición de ondulación del geoide (N) (Furones, 2012). .....	26
Figura 4. Relación de altura elipsoidal y ortométrica (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). .....	27
Figura 5. Relación entre la altura ortométrica (H), la altura elipsoidal h, la vertical del lugar y la ondulación del geoide (N) .....	30
Figura 6. Parámetros de descarga del MDE. ....	43
Figura 7. Archivo de Geoide "GOCE_DIR_R5_geoid_N300_Z0.gdf" .....	44
Figura 8. Archivo de perturbación de la gravedad "GOCE_DIR_R5_gravity_disturb_N300_Z5000.dat" .....	44
Figura 9. Archivo de Gradiente gravitatorio "GOCE_DIR_R5_grad_vertical_N300_Z5000.dat" .....	45
Figura 10. Ejecución del programa "surf_igmas_forsberg2xyz.exe" desde el Símbolo de sistema.....	47
Figura 11. Ficheros de salida del programa "read_Forsberg_Gradientcorr_geod_geoc.inp".....	48
Figura 12. Cabecera del programa en GMT para la superposición de los epicentros de sismos y los mecanismos focales sobre las distintas variables del modelo GOCE-DIR-R5 .....	49
Figura 13. Cuerpo del programa en GMT para la superposición de los epicentros de sismos y los mecanismos focales sobre las distintas variables del modelo GOCE-DIR-R5. ....	50
Figura 14. Cabecera del programa en GMT para la corrección por efecto topográfico de las variables del modelo GOCE-DIR-R5 Tzz, Ga y la representación de éstas junto con el geoide. ....	51
Figura 15. Cálculos para la corrección topográfica del gradiente gravimétrico vertical Tzz. ....	53
Figura 16. Cálculos para la corrección topográfica de la anomalía de la gravedad (Ga) 54	
Figura 17. Gradiente vertical de la gravedad Tzz corregido por topografía (izquierda) y anomalía de la gravedad corregida por topografía Ga (derecha). ....	55
Figura 18. Gradiente vertical de la gravedad Tzz corregido por topografía con sismos y mecanismos focales.....	56

Figura 19. Anomalía de la gravedad corregida por topografía Ga con epicentros de sismos y mecanismos focales. .... 57

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Presupuesto general. .... 75



UNIVERSITAT  
POLITÈCNICA  
DE VALÈNCIA



ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR  
DE INGENIERÍA GEODÉSICA  
CARTOGRÁFICA Y TOPOGRÁFICA

**UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA**  
**E.T.S.I. GEODÉSICA, CARTOGRÁFICA Y TOPOGRÁFICA**

**ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL DE  
LA PENÍNSULA IBÉRICA A PARTIR DE  
OBSERVACIONES DEL CAMPO  
GRAVITATORIO DESDE SATÉLITE**

TRABAJO FINAL DE GRADO EN INGENIERÍA EN GEOMÁTICA Y TOPOGRAFÍA  
CURSO ACADÉMICO 2017/2018

**DOCUMENTO Nº 1. MEMORIA**

**AUTOR: PAULA MARTÍNEZ MOLINS**

**TUTOR: ÁNGEL ESTEBAN MARTÍN FURONES**

**TUTOR EXTERNO: ORLANDO ÁLVAREZ PONTORIERO**

**VALENCIA, SEPTIEMBRE DE 2018**



# ÍNDICE MEMORIA

CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES .....	20
1.1. Instituto Geofísico-Sismológico Ingeniero Volponi .....	20
CAPÍTULO 2. OBJETIVO Y ÁREA DE ESTUDIO .....	23
2.1. Objetivo del trabajo .....	23
2.2. Área de estudio .....	23
CAPÍTULO 3. INTRODUCCIÓN A LA GEODESIA .....	24
3.1. Geodesia .....	24
3.2. Historia y necesidad de la geodesia .....	25
3.3. La forma de la Tierra .....	25
3.3.1. Elipsoide de referencia .....	26
3.3.2. Geoide .....	26
3.3.3. Datum .....	28
3.3.4. Altitud, tercera coordenada o coordenada Z .....	28
3.4. Geodesia física .....	28
3.4.1. Modelos globales de campo gravitatorio .....	31
CAPÍTULO 4. MISIONES SATELITALES .....	33
4.1. Misión LAGEOS .....	33
4.2. Misión GRACE .....	34
4.3. Misión GOCE .....	35
CAPÍTULO 5. DATOS DE ENTRADA .....	38
5.1. Modelo global de campo gravitatorio .....	38
5.1.1. GOCE-DIR-R5 (GO-CONS-GCF-2-DIR-R5) .....	38
5.2. Modelo digital de elevaciones (MDE) .....	39
5.3. Epicentros de sismos .....	40
CAPÍTULO 6. MARCO GEOLÓGICO .....	41
CAPÍTULO 7. OBTENCIÓN Y PREPARACIÓN DE LOS DATOS .....	43
7.1. Modelo digital de elevaciones (MDE) .....	43
7.2. Modelo global de campo gravitatorio .....	44
7.2.1. GOCE-DIR-R5 .....	44

7.3. Epicentros de sismos .....	45
CAPÍTULO 8. PROCESAMIENTO .....	46
8.1. Cálculo del valor del efecto topográfico (Ef) .....	46
8.2. Epicentros de sismos y mecanismos focales .....	49
8.3. Corrección por efecto topográfico de Tzz y Ga .....	51
8.3.1. Tensor de Gradiente gravimétrico vertical (Tzz) .....	52
8.3.2. Anomalía de gravedad reducida por topografía (Ga).....	54
CAPÍTULO 9. RESULTADOS.....	55
CAPÍTULO 10. CONCLUSIONES .....	58
CAPÍTULO 11. BIBLIOGRAFÍA .....	59

# CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES

El trabajo consiste en obtener un mapa de las diferentes componentes morfoestructurales de la Península Ibérica a partir de, principalmente, datos de gravedad satelitales y un modelo digital de elevaciones.

Estos datos de partida se descargarán de diferentes páginas científicas como el Servicio Geológico de los Estados Unidos (*United States Geological Survey, USGS*), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*) y el Centro Internacional para Modelos Globales de la Tierra (*International Centre for Global Earth Models, ICGEM*).

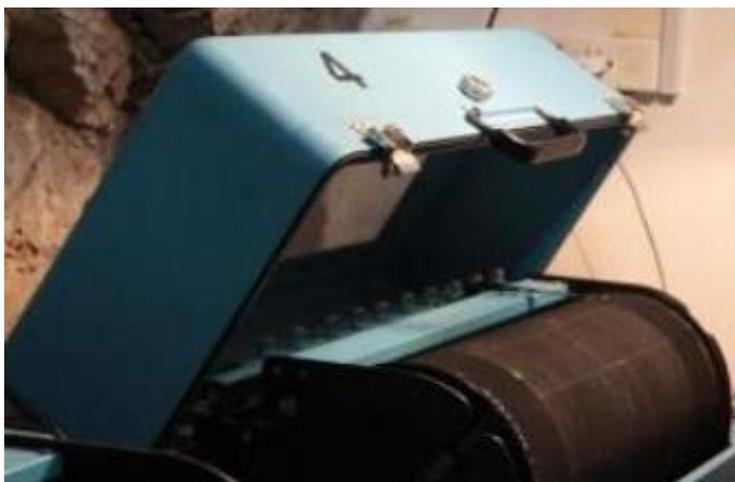
La elección del tema de este trabajo se decide por recomendación de Orlando Álvarez, doctor en geofísica del Instituto Geofísico-Sismológico Ingeniero Volponi, durante la realización de unas prácticas universitarias en éste de las cuáles es coordinador. El instituto está situado en la ciudad de San Juan (Argentina), dicha ciudad se sitúa al oeste del país en el comienzo de la Precordillera de los Andes, en una región de alto riesgo sísmico.

## 1.1. Instituto Geofísico-Sismológico Ingeniero Volponi

El Instituto Geofísico-Sismológico Ingeniero Volponi es un centro de investigación que depende de la Facultad de Ciencias Exactas de la Universidad Nacional de San Juan (Argentina). Se encuentra lejos de la ciudad, a una media hora, para que las señales que detectan los aparatos no se vean alteradas.

En él se estudia sobre todo la actividad sísmica y el comportamiento de la corteza terrestre principalmente en tres provincias argentinas: San Juan, Mendoza y Neuquén. En estas dos últimas tienen instalados 12 sismógrafos en cada una. También una actividad de importancia es la geofísica de exploración y aplicada, para prospección de hidrocarburos, agua y minerales.

Fue creado en el año 1954 por el ingeniero italiano Fernando S. Volponi con la idea de estudiar la sismología de la región y evitar posibles futuros terremotos como el del año 1944 en San Juan. Dicho terremoto es considerado el evento natural más destructivo en la historia del país, tuvo una magnitud de 7'4 y su intensidad máxima fue 9 según la Escala de Mercalli. Esto llevó al instituto a convertirse en el primer centro donde se realizaron estudios sísmicos en el país y por ese motivo allí se instaló el primer sismógrafo de Argentina (*figura 1*).



*Figura 1. Antiguo sismógrafo del Instituto, ya en desuso (IGSV, 2016).*

Con el paso de los años la aparatología se ha ido renovando y actualmente el sismógrafo que posee el instituto es de última generación (*figura 2*). Tiene un sistema digital de adquisición de datos y un sensor de tres componentes y banda ancha para registrar todas las frecuencias sísmicas.



*Figura 2. Actual sismógrafo del instituto: Quanterra modelo Q330S (IGSV, 2016).*

Hoy en día el instituto se ha convertido en un centro de renombre nacional donde se forman especialistas de las disciplinas que allí se desarrollan. Estas disciplinas o áreas de investigación son:

- **Geodesia y movilidad cortical:** Esta área es la encargada de realizar estudios referidos a la movilidad cortical en varias zonas de Argentina. En esta área se lleva el mantenimiento de algunas estaciones permanentes GPS repartidas por Argentina y de la Estación Magnética Zonda.
- **Geofísica aplicada:** En esta área se desarrolla principalmente el Programa Permanente de Investigación "Exploración geofísica" y el Programa Permanente de Transferencia Educativa con el cual los alumnos de geofísica de las Universidades Nacionales de San Juan, Córdoba, La Pampa, La Rioja y San Luis realizan prácticas y actividades con el instrumental del instituto.

- **Métodos Potenciales:** En esta área se realizan estudios geofísicos de corteza y litosfera terrestre a partir de los campos potenciales de la Tierra. También se aplica la gravimetría y magnetometría para poder resolver diversos problemas geotécnicos, geodinámicos, geomagnéticos y geodésicos.
- **Sismología:** El instituto posee una estación sismológica que forma parte desde 2010 de la red mundial de la FDSN (Fedetarion of Digital Seismographs Network) bajo la sigla "ZON". Se realizan interpretaciones y lecturas de forma continua de sismogramas y los datos de las fases sísmicas son enviados a diferentes instituciones americanas como la U.S. Geological Survey (USGS) de forma periódica. También se realizan diferentes experimentos por el país y a partir de los datos que se obtienen en estos, se realizan diferentes tesis de Grado y Doctorado.

A día de hoy hay un gran número de personas realizando su doctorado en alguna de las áreas del instituto y varios investigadores.

## CAPÍTULO 2. OBJETIVO Y ÁREA DE ESTUDIO

### 2.1. Objetivo del trabajo

El presente trabajo pretende el estudio de las principales componentes morfoestructurales de la Península Ibérica a partir de datos de gradiente, geoide y perturbación de la gravedad para el modelo estático de campo gravitatorio GOCE-DIR-R5 obtenido de datos satelitales; junto con un modelo digital de elevaciones e información de epicentros de sismos.

En este trabajo se detalla el procesamiento de los datos satelitales junto con la topografía que da como resultado final dos mapas de la Península Ibérica (gradiente y anomalía). A estos dos mapas se les añade la información sobre sismos que ayuda en la interpretación de las componentes morfoestructurales que se realiza sobre dichos mapas.

Como la materia a tratar es compleja y el objetivo es que todo aquel que lea este trabajo entienda sin gran dificultad el proceso, se hace una introducción a todos los conceptos necesarios, partiendo desde lo general hasta entrar más en detalle en aquellos puntos que así lo requieran.

### 2.2. Área de estudio

El área de estudio como bien se ha indicado previamente, es toda la Península Ibérica y no un área en concreto dentro de ésta, ya que se van a estudiar las grandes componentes morfoestructurales de la Península y no de un área local. El estudio, por tanto, sería de interés tanto en España como en Portugal.

# CAPÍTULO 3. INTRODUCCIÓN A LA GEODESIA

## 3.1. Geodesia

La definición clásica de la geodesia es “la ciencia de la medida y cartografiado de la Tierra” (Helmert, 1880), esta definición es aun dada por válida y se incluye la determinación del campo gravitatorio externo de la Tierra y la superficie del fondo oceánico, además de la orientación y posición de la Tierra en el espacio.

“Una parte fundamental de la geodesia es la determinación de la posición de puntos sobre la superficie terrestre mediante coordenadas (latitud, longitud, altura). La materialización de estos puntos sobre el terreno constituyen las redes geodésicas, conformadas por una serie de puntos (vértices geodésicos o también señales de nivelación), con coordenadas que configuran la base de la cartografía de un país.” (IGN)

La geodesia es considerada como una ciencia básica para otras disciplinas debido a los fundamentos físicos y matemáticos necesarios para su obtención. Se puede dividir en diferentes especialidades, aunque es habitual que en la mayoría de trabajos geodésicos intervengan varias de estas subdivisiones:

- **Geodesia geométrica:** Es la encargada de determinar la forma y dimensiones de la Tierra desde el punto de vista geométrico mediante el estudio de los parámetros de tamaño, forma y posición del elipsoide de revolución. “Esta rama se ocupa en la actualidad de todo lo concerniente a la determinación de coordenadas en redes geodésicas, ya sea a partir de observaciones clásicas o de observaciones a satélites artificiales.” (Villamayor, 2014)
- **Geodesia física:** Es la encargada del estudio del campo gravitatorio de la Tierra y sus variaciones, mareas (oceánicas y terrestres) y su relación con el concepto de altitud. A esta rama de la geodesia se le dedicará un apartado de este capítulo, debido a su importancia para la correcta comprensión del trabajo.
- **Geodesia espacial:** Esta rama de la geodesia “se basa en la recepción de señales electromagnéticas emitidas por dispositivos embarcados en satélites artificiales, o emitidas por cuásares extra galácticos, observaciones a la Luna y a las estrellas. Aparece con la aplicación de técnicas espaciales para la definición de marcos de referencia y el estudio de la forma de la Tierra, de su campo de gravedad y de su comportamiento. La Geodesia espacial incluye la Geodesia por satélite (GNSS, DORIS, GRACE,...) y técnicas de interferometría de muy larga base VLBI, SLR, LLR.” (Berné Valero, 2014)
- **Microgeodesia:** Esta rama de la geodesia es la encargada de la medida de deformaciones en estructuras de obra civil o pequeñas extensiones de terreno mediante técnicas geodésicas de alta precisión.

## 3.2. Historia y necesidad de la geodesia

El hombre se ha preocupado por el conocimiento de la Tierra y su forma desde la prehistoria y las primeras referencias documentadas a aspectos de la Geodesia se remontan a la época de Tales de Mileto (625 – 547 A.C.). Pero fue la escuela de Pitágoras (580 – 500 A.C.) la primera en considerar la Tierra como esférica, idea que fue apoyada por los filósofos de su época.

La Astronomía también continuó desarrollándose, aunque basándose muchas veces en puntos de vista filosóficos y no en la observación. El primero en pensar en la existencia de la gravedad y justificar la esfericidad terrestre fue Aristóteles (384 – 322 A.C.).

Pero de todos los pensadores, Eratóstenes fue considerado como “el fundador de la Geodesia” ya que además de aceptar como válida la hipótesis de esfericidad terrestre, realizó mediciones para determinar su tamaño. Midió la diferencia de latitud entre Alejandría y Assuan (situadas aproximadamente en el mismo meridiano) y su distancia. Con estos datos obtuvo el primer valor para el radio de la Tierra.

La idea de la esfericidad terrestre fue relegada unos dos mil años más tarde cuando el astrónomo J.D. Cassini observó el achatamiento de los polos de Júpiter y este descubrimiento llevó a Newton a desarrollar modelos de Tierra achatada por los polos. Éste, basándose en la Ley de Gravitación Universal, determinó que la figura de la Tierra era un Elipsoide de rotación achatado por los polos y con el eje principal de simetría coincidente con el eje de rotación terrestre (Newton, 1687).

Por el contrario, J.D. Cassini determinó que la figura de la Tierra era un Elipsoide de revolución alargado por los polos. Fue entonces cuando se abrió una disputa entre los partidarios de ambos y, para aclarar la cuestión, se organizó una expedición a Laponia y otra al Ecuador donde se realizarían diversas mediciones. Los cálculos obtenidos a partir de dichas mediciones validaron el modelo de Newton. Los motivos del error de cálculo de Cassini se debieron principalmente a errores cometidos en sus mediciones.

A partir del siglo XVII fueron aumentando las investigaciones y se introdujeron mejoras en instrumentación y métodos de cálculo aunque no fue hasta finales del siglo XX y la aparición de las nuevas tecnologías que se han conseguido resultados más precisos.

## 3.3. La forma de la Tierra

La forma de la Tierra no pudo ser determinada con garantías hasta el siglo XX debido a que las medidas no tenían la precisión requerida y a la reducción de éstas al elipsoide de referencia. Laplace (1802), Gauss (1828) y Bessel (1837) afirmaban que no se podía seguir ignorando la desviación de la vertical física y reconocían también que el modelo de Tierra elipsoidal no respondía con rigor. Fue entonces cuando en 1880 Helmert

presentó, junto con la definición de Geodesia, el concepto de Geoide como definición de la superficie física de la Tierra.

La determinación del Geoide se convertiría desde entonces y hasta mediados del siglo XX uno de los principales objetos de investigación de la Geodesia.

### 3.3.1. Elipsoide de referencia

La superficie de la Tierra se considera matemáticamente como un elipsoide de revolución generado al rotar una elipse 360° en torno a su eje menor. En Geodesia recibe el nombre de elipsoide de referencia. Este modelo matemático es el que más se asemeja a las irregularidades de la Tierra.

El elipsoide de referencia empleado en España es el GRS80 (*Geodetic Reference System 1980*).

### 3.3.2. Geoide

Geoide significa etimológicamente “Forma de la Tierra”. Su forma coincidiría con la forma de un elipsoide de revolución si su densidad fuese uniforme, no existieran los diferentes accidentes geográficos, la rotación fuese constante y no influyesen campos gravitatorios exteriores.

Se define como “figura determinada por una superficie equipotencial del campo de gravedad terrestre y perpendicular a su dirección, y que se tomaría como origen de altitudes” (Gauss, 1828) y se materializa tradicionalmente considerándolo como la superficie media de los océanos en calma prolongada por debajo de los continentes.

Éste no tiene representación matemática debido a la irregularidad de su forma y por ello se trata de materializar su superficie sobre un elipsoide de referencia gracias a la ondulación del Geoide ( $N$ ) (figura 3), que no es más que la distancia entre el elipsoide (figura geométrica) y el geoide (figura física).

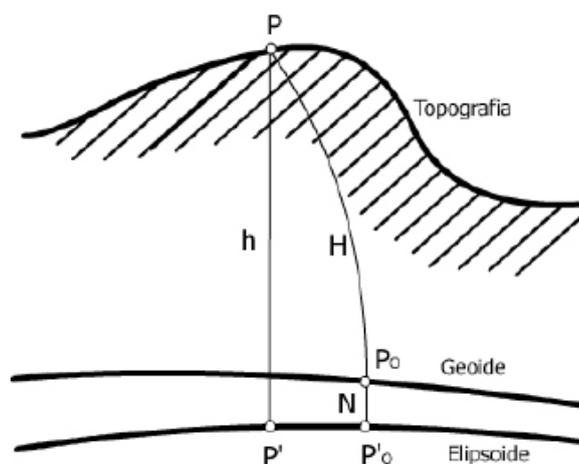


Figura 3. Relación entre geoide y elipsoide y definición de ondulación del geoide ( $N$ ) (Furones, 2012).

El conocimiento del campo gravitatorio es de gran utilidad para la obtención de la superficie de referencia para las alturas, ya que si se dispone de un buen modelo de geoide, solo se tiene que restar la ondulación del geoide ( $N$ ) a la altura elipsoidal ( $h$ ) dada por un GPS y considerando muy pequeño el ángulo de la desviación de la vertical, se llega a la expresión (1).

$$h = H + N \quad (1)$$

Con esta es posible materializar la altitud de los puntos sobre el nivel del mar (altitud ortométrica) (Furones, 2012).

También es de gran utilidad en la geofísica y la geología, ya que el campo gravitatorio externo refleja las variaciones de densidad internas del planeta y puede ayudar a determinar la estructura interna de la Tierra. Esto será de gran utilidad en la búsqueda de materiales mediante prospecciones geofísicas, en la tectónica de placas, etc.

La distribución de la gravedad superficial es desigual y las perturbaciones son locales, por ello existen zonas de la Tierra por encima del elipsoide y otras por debajo de este. Normalmente el geoide queda por encima del elipsoide en la zona continental y por debajo en la zona oceánica (figura 4). Estas diferencias gravitatorias se deben a la composición terrestre y la presencia de una gran masa de agua en los océanos, la cual causa una menor atracción.



Figura 4. Relación de altura elipsoidal y ortométrica (Instituto Nacional de Estadística y Geografía).

Los avances en la tecnología han llevado a la aparición de numerosas misiones satelitales y gracias a las misiones específicas de los satélites GRACE y GOCE, se puede obtener un mapa gravitatorio global de precisión cada 15-30 días. Esta información jugará un gran papel en el desarrollo de este trabajo, por eso se le dedicará el Capítulo 4 "Misiones satelitales".

### 3.3.3. Datum

El término **Datum** geodésico se refiere al “conjunto de parámetros que definen la situación y orientación de un sistema de coordenadas geodésicas. Se asocia a la posición, orientación, tamaño y forma de una figura geométrica (elipsoide) lo más coincidente con la figura de la Tierra (geoide)” (Berné Valero, 2014). Debido a que la Tierra no es una superficie regular, el datum se define de forma local o regional mientras que el sistema de referencia se define a nivel global.

### 3.3.4. Altitud, tercera coordenada o coordenada Z

La altitud es la coordenada que representa la altura de un punto sobre una superficie. Se diferencia entre dos tipos de altitudes principalmente y cada una está medida sobre una superficie de referencia diferente.

- **Altitud ortométrica (H):** es la altitud de un punto sobre el geoide o sobre el nivel del mar y se mide a lo largo de la línea de la plomada (vertical del lugar) partiendo del geoide. Esta altitud es la idónea para ser utilizada en levantamientos geodésicos y en cálculos de ingeniería por su significado geométrico y su relación con el potencial, ya que fija la posición de un punto sobre el Geoide ( $\varphi, \lambda, h$ ). Pero tiene un inconveniente y es que para ser medida, además de una nivelación topográfica, son necesarias observaciones gravimétricas y no es posible medir la gravedad en el interior de la corteza terrestre. Por tanto, es necesario hacer una hipótesis del comportamiento de  $g$  en la zona existente entre el geoide y la superficie terrestre. De forma más corriente se suele tomar por aceptada la expresión (1) ya que se considera mínimo el ángulo de la desviación de la vertical (*Figura 4*) y es más fácil obtener  $H$  a partir de obtener  $h$ , teniendo un buen modelo de geoide.
- **Altitud elipsoidal o elipsoidal (h):** es la altitud de un punto sobre el elipsoide y se mide a lo largo de la normal al elipsoide, es decir, según la proyección de Helmert. No tiene significado físico, solamente geométrico (Villamayor, 2014). Se obtiene con técnicas de medición GPS (sobre el elipsoide de referencia del sistema geodésico WGS84).

## 3.4. Geodesia física

Como anteriormente se indicó, en este apartado se explican todos los conceptos físicos a los cuáles se hace referencia posteriormente en el desarrollo del trabajo, con intención de que ayuden a una correcta comprensión de éste.

Como indica (Furones, 2012), se podría definir de forma más detallada la geodesia física como “la rama de la geodesia que utiliza las leyes físicas y observaciones puramente físicas, como lo es la medida de la gravedad, para la determinación del

campo de gravedad así como el tamaño y forma de la Tierra, lo cual se hará de forma indirecta: resolviendo la forma que la Tierra debe tener para producir los valores de gravedad observados." También se podría afirmar, tal como hizo (Bruns, 1878), que "el objeto de la geodesia física es la determinación de la función potencial  $W(z, y, z)$ ."

El potencial del campo gravitatorio terrestre  $W$  es el resultado de la suma del potencial del campo de la gravedad  $V$ , expresión (2), y el potencial de la fuerza centrífuga  $\Phi$ ,  $W = V + \Phi$ . El potencial gravitatorio al ser una función armónica en el exterior de las masas terrestres, puede ser expresado en forma de armónicos esféricos (Heiskanen & Moritz, 1985):

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

Donde:  $GM$  es el producto de la constante universal de gravedad  $G$  por la masa terrestre  $M$

$r$  es la distancia entre el centro de la Tierra y el punto considerado

$a$  es el radio ecuatorial de la Tierra

$C_{nm}$  y  $S_{nm}$  son los coeficientes del modelo geopotencial

$\lambda$  es la longitud geocéntrica del punto y  $\vartheta$  la latitud geocéntrica del punto

$P_{nm}$  son las funciones de Legendre

Aunque el primer sumatorio se ha expresado como una suma infinita de términos, esto en la realidad no es posible por lo que se llega a un desarrollo de cierto grado y orden máximo. El grado  $n$  corresponde al número límite que se puede alcanzar con la ecuación de Laplace en el caso de 1 dimensión, mientras que el orden  $m$  corresponde a 2 dimensiones. Por tanto, se dice que el grado y el orden representan el número de términos que se tienen en cuenta cuando se realiza una aproximación a la función de Legendre.

Cuando el potencial  $W$  es constante en una superficie, se llama a éstas superficies equipotenciales o superficies de nivel. La superficie de los océanos en calma y prolongada por debajo de los continentes se considera una superficie de nivel a la que se le da el nombre de **geoide**.

Se llama  $\vec{g}$  al vector de la gravedad, que es la fuerza por unidad de masa que actúa sobre un cuerpo en reposo sobre la superficie terrestre y es dado por el gradiente de  $W$ . La magnitud de  $\vec{g}$  es la gravedad  $g$  y la dirección en cada punto es la línea de la plomada o vertical del lugar. La altitud ortométrica ( $H$ ) de un punto sobre el geoide se mide a lo largo de la línea de la plomada partiendo del geoide.

Si la distribución de masas en ambos hemisferios fuera igual y la densidad en el interior terrestre fuera constante, la forma de la Tierra sería similar a la de un elipsoide

de revolución. El potencial de la gravedad de esta figura se conoce como potencial de gravedad normal  $U$  y su gradiente es el vector de la gravedad normal  $\vec{\gamma}$ . La diferencia entre el potencial de la gravedad real  $W$  y el potencial de la gravedad normal  $U$  en un mismo punto es el potencial perturbador  $T$ , expresión (3) (Janak & Sprlak, 2006).

$$T = W - U \quad (3)$$

Si  $P$  es un punto de la superficie de la Tierra (figura 5), la línea de la plomada que pase por él cortará al geode en un punto  $P_o$ , esta distancia  $PP_o$  entre ambos puntos será la cota ortométrica  $H$  del punto  $P$ . Mientras que si se traza la normal al elipsoide por el punto  $P_o$ , ésta corta al elipsoide en el punto  $Q_o$  y la distancia  $P_oQ_o$  entre ambos puntos es la ondulación del geode  $N$ .

La diferencia entre el vector de la gravedad  $\mathbf{g}$  en  $P_o$  y el vector de la gravedad normal  $\vec{\gamma}$  en  $Q_o$  es el vector de la anomalía de la gravedad  $\Delta\mathbf{g}$ , expresión (4).

$$\Delta\mathbf{g} = \mathbf{g}_{P_o} - \gamma_{Q_o} \quad (4)$$

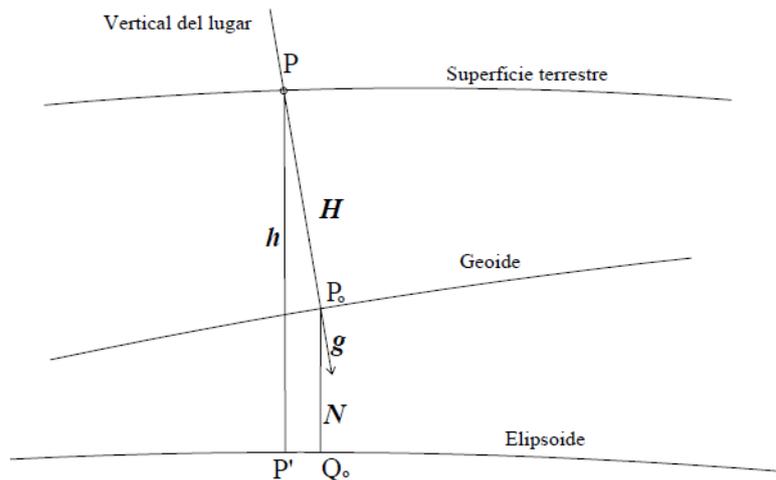


Figura 5. Relación entre la altura ortométrica ( $H$ ), la altura elipsoidal  $h$ , la vertical del lugar y la ondulación del geode ( $N$ )

Sin embargo, la diferencia entre la gravedad real  $\mathbf{g}$  y la gravedad normal  $\gamma$  considerada sobre el mismo punto  $P_o$  es la perturbación de la gravedad  $\delta$ , expresión (5).

$$\delta\mathbf{g} = \mathbf{g}_{P_o} - \gamma_{P_o} \quad (5)$$

La diferencia en magnitud de dicho vector es también la perturbación de la gravedad en  $P_o$  y la diferencia en dirección es igual a la desviación de la vertical, debido a que las direcciones de  $\gamma_{P_o}$  y  $\gamma_{Q_o}$  son prácticamente coincidentes.

En la ecuación de Bruns, expresión (6), viene dada la relación entre el potencial anómalo o perturbador  $T$  y la ondulación del geode  $N$ .

$$N = \frac{T_{P_o}}{\gamma_{P_o}} = \frac{W-U}{\gamma} \quad (6)$$

Con esta ecuación se obtiene la ondulación del geode, ya que el potencial anómalo  $T$  no es más que  $W$  menos  $U$ . Si se desarrolla la ondulación del geode en armónicos esféricos (Heiskanen & Moritz, 1985) se obtiene la expresión (7).

$$N(\theta, \lambda) = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{n=2}^N \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n [\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\sin \theta) \quad (7)$$

Donde:  $GM$  es el producto de la constante universal de gravedad  $G$  por la masa terrestre  $M$

$r$  es la distancia entre el centro de la Tierra y el punto considerado

$a$  es el radio ecuatorial de la Tierra (o semieje mayor)

$C_{nm}$  y  $S_{nm}$  son los coeficientes del modelo geopotencial

$\lambda$  es la longitud geocéntrica del punto y  $\vartheta$  la latitud geocéntrica del punto

$\gamma$  es la gravedad normal en el punto

$P_{nm}$  son las funciones de Legendre

Esta es la forma más común de obtener la ondulación de geode a partir de modelos geopotenciales.

### 3.4.1. Modelos globales de campo gravitatorio

Los modelos de campo gravitatorio terrestre son presentados como un conjunto de coeficientes de una expansión en armónicos esféricos del campo de gravedad hasta un determinado grado y orden, del cual depende la resolución espacial del modelo (Barthelmes, 2009). Estos pueden obtenerse solamente a partir de datos de gravedad satelital o combinando éstos con datos terrestres, marinos y aéreos para conseguir un aumento de la resolución espacial.

Los modelos globales de geode son un reflejo del campo gravitatorio de la Tierra ya que a partir de estos modelos es obtenido el potencial real u observado  $W$  que se relaciona con el potencial anómalo (o potencial perturbador)  $T$ , expresión (3).

Como el potencial anómalo  $T$  es una función armónica, puede desarrollarse en serie de armónicos esféricos (Hoffmann-Wellenhof & Moritz, 2006), expresión (8).

$$T(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} T_n(\theta, \lambda) = \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^n T_n(\theta, \lambda) \quad (8)$$

El objetivo de esto, será relacionar las variables de anomalía de la gravedad  $\Delta g$  y el gradiente vertical de la gravedad  $T_{zz}$  con dicha expresión del potencial anómalo, ya que serán las principales variables que se utilizarán en este trabajo.

Si se realiza la primera derivada a la expresión del potencial anómalo, expresión (8), se obtiene la ecuación de la anomalía de gravedad  $\Delta g$  (Barthelmes, 2009), expresión (9).

$$\Delta g = \frac{1}{r^2} \sum_{n=0}^{\infty} (n-1) \left(\frac{R}{r}\right)^n T_n(\theta, \lambda) \quad (9)$$

El valor directo que se obtiene de derivar el potencial perturbador  $T$  es el de anomalía de la gravedad  $\Delta g$ , pero el valor que se utiliza en el estudio y que, por tanto, se obtendrá en el script es el de anomalía de la gravedad reducida por topografía  $Ga$ . Este valor es la derivada del geopotencial que se obtiene al corregir los datos de la anomalía del efecto topográfico. Es muy útil para resaltar los efectos de las distintas densidades de las rocas que componen la corteza.

En realidad la variable que se utiliza como dato de entrada es la perturbación de la gravedad, pero ésta es más comúnmente conocida como anomalía de gravedad. El archivo de entrada está en formato "xyz" y en coordenadas geocéntricas.

Por otra parte, el gradiente vertical de la gravedad  $T_{zz}$  es uno de los nueve elementos que tiene el Tensor de gradiente gravitatorio o Tensor de Marussi, expresión (10). Estos nueve elementos comprenden las segundas derivadas del potencial anómalo (Hoffmann-Wellenhof & Moritz, 2006). Estas componentes del tensor de Marussi están dadas en un sistema de coordenadas esféricas (Tscherning, 1976).

$$M = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 T}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 T}{\partial x \partial z} \\ \frac{\partial^2 T}{\partial y \partial x} & \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} & \frac{\partial^2 T}{\partial y \partial z} \\ \frac{\partial^2 T}{\partial z \partial x} & \frac{\partial^2 T}{\partial z \partial y} & \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \end{bmatrix} \quad (10)$$

Los gradientes del campo gravitatorio  $TGG$  resaltan las principales estructuras relacionadas a contrastes de densidad, que pueden estar cubiertas por sedimentos o que aún no han sido reconocidas en campo debido a áreas de acceso dificultoso (Li, 2001). Para el mapeo geológico, la segunda derivada vertical del potencial anómalo  $T_{zz}$  es ideal, ya que resalta el centro de la masa anómala.

Por tanto, aunque el gradiente vertical y la anomalía de gravedad reflejan variaciones de densidad en la corteza, ambos resaltan características geológicas bien distintas, pero a la vez de forma complementaria: el  $T_{zz}$  resalta heterogeneidades de masa principalmente en corteza superior, en donde los contrastes de densidad son importantes, mientras que la  $Ga$  se vuelve útil cuando el contraste de densidad es más bajo y las estructuras más profundas, en este caso el  $T_{zz}$  pierde sensibilidad.

En la expresión (11) vemos la relación entre "Eötvös" y mGal, ambas son unidades de medida para la gravedad que se emplearán. La unidad Eötvös se utiliza en geofísica para medir el ratio de cambio o el gradiente en la aceleración de la gravedad horizontal con la distancia.

$$T_{zz} = \frac{\partial^2 T}{\partial r^2} \left[ 1 \text{ Eötvös} = 10^{-4} \frac{\text{mGal}}{\text{m}} \right] \quad (11)$$

## CAPÍTULO 4. MISIONES SATELITALES

Gracias a las misiones satelitales se han obtenido grandes avances en el mapeo de gravedad terrestre ya que la gravimetría satelital es altamente sensible a las variaciones del campo de gravedad de la Tierra. Este campo de gravedad puede ser determinado mediante el monitoreo de las órbitas que se fundamentan en dos sistemas de medidas desde satélite, aunque los principios físicos para ambas son los mismos. Estos dos sistemas son:

- Satélite a Satélite (SST)
- Gradiometría de Gravedad en Satélite (SGG)

Para el estudio realizado en este trabajo, se emplean modelos de geoide obtenidos a partir de datos de gravedad satelitales. Estos datos de gravedad satelitales se obtienen a partir de las misiones realizadas que a continuación se detallan.

### 4.1. Misión LAGEOS

LAGEOS (*LAser GEOdynamic Satellite*, Satélite Geodinámico Láser) son una serie de dos satélites artificiales usados en la investigación científica, diseñados para proporcionar órbitas de referencia para los estudios de geodinámica de la Tierra. Actualmente se encuentran en pleno funcionamiento el LAGEOS-1 y el LAGEOS-2 y se estima que seguirán orbitando alrededor de la tierra hasta que dentro de 8'4 millones de años finalmente caigan a ésta.

El LAGEOS-1 se lanzó en 1976. Fue el primer satélite de la NASA dedicado a una técnica de medidas de alta precisión llamada SLR (*Satellite Laser Ranging*, Mediciones láser por satélites). Algunos de objetivos originales de LAGEOS era medir el movimiento de las placas tectónicas asociados a la deriva continental, detectar irregularidades en la rotación del planeta, pesarlo y rastrear pequeños cambios en su centro de masa y determinar la forma del planeta (geoide).

El LAGEOS-2 se lanzó en 1992 y está basado en LAGEOS-1. Su sistema, por tanto, también es idéntico al de este y está destinado para realizar sus mismas funciones, pero el principal motivo por el que fue enviado al espacio fue para tener una mayor cobertura de datos de áreas de sismicidad activa debido a que su inclinación era diferente a la de LAGEOS-1. Está previsto lanzar también el LAGEOS-3, aunque este tendrá otros objetivos más concretos y mejores precisiones.

Los satélites LAGEOS tienen un cuerpo esférico de latón recubierto de aluminio, materiales elegidos para reducir el efecto del campo magnético terrestre sobre ellos. Tienen un diámetro de 60 cm y un peso de 405 kg, el motivo de que sean tan densos es para que su órbita tenga una mayor estabilidad. Se mueven siguiendo una órbita terrestre media (MEO) a 5900 km aproximadamente con un período orbital de 204

minutos. Su superficie está recubierta con 426 retroreflectores que son los únicos instrumentos de medición que llevan a bordo. No llevan ningún sensor o dispositivo electrónico ni sistemas de control de altitud.

Para poder llevar a cabo los objetivos para los cuales fueron diseñados los satélites, se utilizaba la técnica SLR. Esta consiste en emitir pulsos láser desde estaciones en la Tierra al satélite que rebotan en un retroreflector, dirigiendo parte de la señal de vuelta a la estación. Entonces se mide con precisión el tiempo que tarda el pulso en hacer este camino y se usa para calcular la distancia entre la estación y el satélite. Haciendo estas mediciones constantemente, se consigue determinar la posición absoluta de las estaciones con respecto al centro de masas terrestre. A partir de ahí, se podrían medir posibles cambios en las posiciones de las estaciones con respecto a otras.

Para poder hacer esto posible se tuvo que mejorar las precisiones de las de medidas de 1 metro a 1 centímetro, ya que era la precisión necesaria para detectar el movimiento de placas tectónicas. Además estas medidas tan precisas hicieron también posible detectar pequeñas irregularidades en la rotación terrestre, causadas por el movimiento de la masa en la atmósfera y océanos y el movimiento polar. También fueron de utilidad para revelar pequeñas perturbaciones en la órbita de los satélites que proporcionaron la base para obtener los primeros modelos de gravedad terrestre.

## 4.2. Misión GRACE

GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*, Experimento de Clima y Recuperación Gravitatoria) es una misión conjunta entre la NASA y la Agencia Espacial Alemana (*German Aerospace Center*, DLR) que se llevó a cabo en marzo de 2002 cuando se lanzó al espacio el satélite que da nombre a la misión. Esta fue la primera misión cuyas mediciones no se derivaban de las ondas electromagnéticas reflejadas, emitidas o transmitidas a través de la superficie y/o la atmósfera de la Tierra, sino que empleaba el sistema SST.

La misión constaba de dos naves idénticas (apodadas "Tom y Jerry") que volaban sincronizadas a una distancia entre ellas de 220 km, siguiendo una órbita polar a 500 km de la superficie terrestre. Dicha misión utilizaba a un sistema de rango de microondas para medir con precisión los cambios en la velocidad y la distancia entre ambas naves. Era tan sensible el sistema que podría detectar cambios de separación entre ambas de hasta 10 micrómetros, para ello tomaba medidas precisas de la posición, movimiento y orientación de cada satélite.

Ambos satélites gemelos tomaron medidas detalladas de las anomalías de campo gravitatorio terrestre. Orbitaban alrededor de la Tierra 15 veces al día y entonces percibían variaciones mínimas en la atracción gravitacional de la Tierra. Cuando el primer satélite pasaba sobre una región de gravedad ligeramente más fuerte (una anomalía de gravedad), éste se impulsaba ligeramente produciendo un incremento en

la distancia entre ambos. Luego, cuando pasaba la anomalía, deceleraba de nuevo al mismo tiempo que el segundo satélite aceleraba al pasar sobre la anomalía y volvía a decelerar como lo había hecho su satélite gemelo.

Gracias a la constante medición de cambios de distancias entre ambos satélites, combinado con datos de receptores GPS que establecían la posición precisa de cada satélite a lo largo de la línea base entre ambos, los científicos pudieron construir un mapa detallado de las anomalías del campo gravitatorio terrestre. De esta forma se mostró cómo se distribuye la masa alrededor del planeta y cómo varía con el tiempo, información que sirvió para estudiar el océano, la geología y el clima de la Tierra.

El sistema de GRACE reunió datos con una cobertura global cada 30 días durante 15 años, triplicando así la vida útil de 5 años que se calculó que tendría, hasta su desmantelamiento en octubre de 2017.

Los mapas mensuales de anomalías gravimétricas generadas por GRACE son hasta 1000 veces más precisos que los mapas anteriores, estos ayudan principalmente a detectar cambios en la distribución del agua en todo el planeta. Los científicos usan los datos de GRACE para estimar la presión en el fondo del océano (el peso combinado de las aguas del océano y la atmósfera), que es tan importante para los oceanógrafos como lo es la presión atmosférica para los meteorólogos.

También han detallado métodos mejorados para usar los datos de GRACE para describir el campo de gravedad de la Tierra.

### 4.3. Misión GOCE

GOCE (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*, Explorador de la Circulación Oceánica y de Gravedad) es una misión de la Agencia Espacial Europea (*European Space Agency*, ESA) que se llevó a cabo en marzo de 2009 cuando se lanzó al espacio el satélite que da nombre a la misión. Esta misión fue la primera dedicada a la gradiometría gravitatoria (SGG), una técnica que consiste en la medida de las derivadas segundas del potencial gravitatorio.

El resultado sería modelar el geoide con la más alta precisión y resolución y con una gran homogeneidad. Este aumento de conocimiento sobre las anomalías de la gravedad contribuiría en una mejora de la comprensión de los procesos del interior terrestre, como la física y la dinámica asociada con los volcanes y los terremotos. (ESA, 2010)

La señal de la gravedad es mejor cuanto más cerca de la Tierra se encuentre un satélite, por ello la misión se pensó para que el satélite tuviese una órbita muy baja, lo más cercana a la Tierra posible, para obtener mejor calidad de los datos. Este satélite fue, por tanto, el primero en orbitar tan cerca de la tierra.

Pero una órbita tan baja conllevaba que la misión tendría una corta duración, ya que el satélite fue diseñado lo más pequeño posible para minimizar el rozamiento

atmosférico que sufriría, reduciendo así el tamaño de todos sus componentes incluido el depósito de combustible. Este depósito contenía el xenón que era utilizado por los motores iónicos del satélite para generar un pequeño impulso que mantuviese la altura del satélite constante. Se estimó para tan solo 24 meses de duración, después el satélite sería atraído por el campo gravitatorio terrestre.

El consumo de combustible fue mucho menor al previsto debido a la baja actividad del Sol, entonces la ESA prolongó la vida del satélite hasta que en octubre de 2013 se dio por finalizada la misión, dos años más tarde de lo planeado.

GOCE medía las variaciones de su órbita polar mediante un gradiómetro y un receptor GPS. El gradiómetro era el sensible instrumento que medía la gravedad en 3D y, por tanto, el corazón del satélite. Estaba formado por tres pares de acelerómetros perpendiculares entre sí montados en una estructura extremadamente estable hecha de carbono-carbono. Así, cada par constituía un brazo (o eje) del gradiómetro, el eje X alineado con la trayectoria del satélite, el eje Y perpendicular a dicha trayectoria y el eje Z perpendicular a los otros dos siguiendo la alineación que apunta al centro de la Tierra pero en dirección opuesta a éste.

El objetivo científico de la misión sería calcular la diferencia entre las aceleraciones medidas por cada par del mismo brazo que se corresponden con las derivadas de la aceleración de la gravedad, es decir, el gradiente gravitatorio.

Este gradiómetro fue el primero en operar desde el espacio y detectó variaciones en la gravedad de la Tierra con una precisión de 1 mGal (una millonésima de la gravedad terrestre), la mejor precisión alcanzada para aquel entonces. El resultado fue un modelo único del geoide que se corresponde con la forma ideal de un océano global en reposo, con una precisión de 1-2 cm de altura y una resolución espacial mejor que 100 km. Pero éste se usó para determinar las variaciones del campo gravitatorio a pequeña escala, a escalas mayores este sistema no servía, de ahí la necesidad de un receptor GPS.

Esto fue esencial para medir también con precisión la circulación oceánica y los cambios en el nivel del mar. Las corrientes oceánicas juegan un papel crucial en la regulación del clima porque transportan calor desde zonas de bajas a altas latitudes en las superficies del agua, mientras que las corrientes más frías en las altas latitudes circulan en las profundidades hasta el Ecuador. Esta información es de gran utilidad para estudiar el cambio climático, pero sin embargo el conocimiento que se tiene es insuficiente y por ello es necesario tener un buen modelo de geoide de la Tierra. El modelo derivado de geoide de GOCE sirvió como referencia para estudiar estos fenómenos.

Los datos de GOCE también sirvieron para estudiar los procesos en el interior de la Tierra, con ellos se creó el primer mapa de alta resolución de la frontera entre la corteza terrestre y el manto, una zona llamada Moho. Esto fue gracias a la combinación de información sobre el campo gravitatorio y datos sísmicos. Esta información es útil, entre

otras cosas, para comprender como están formadas las raíces de las montañas, donde hay depósitos de minerales y/o campos de petróleo o donde la lava brota de las entrañas de la Tierra a través de la corteza terrestre hasta la superficie.

## CAPÍTULO 5. DATOS DE ENTRADA

En este apartado se va a hablar de los datos de entrada que se van a emplear para el estudio y de las bases de datos de las cuales se van a descargar.

### 5.1. Modelo global de campo gravitatorio

Los modelos globales de geoide son un reflejo del campo gravitatorio de la Tierra, por tanto, la información obtenida de estos va a servir como base para el estudio a realizar y la vamos a obtener del Centro Internacional para Modelos globales de la Tierra (*International Centre for Global Earth Models* ICGEM). Este es uno de los cinco servicios coordinados por el Servicio Internacional de Campos Gravitatorios (*International Gravity Field Service*, IGFS) de la Asociación Internacional de Geodesia (*Association of Geodesy*, IAG).

En la página del ICGEM se ofrece un listado de modelos estáticos de diferentes autores obtenidos a partir de datos satelitales de GOCE, GRACE o LAGEOS o combinaciones de datos de dos o de los tres satélites. Algunos de estos modelos contienen también datos de altimetría y de suelo, como por ejemplo de mediciones terrestres o mediciones desde barcos o aéreas.

Por recomendación del tutor de prácticas, se escogen un modelo de los 164 modelos que había publicados en el momento en que se realizaron las prácticas en octubre de 2017, a día de hoy hay 168 modelos. Este modelo es el *GO-CONS-GCF-2-DIR-R5* para el cual se descargarán los datos de geoide, gradiente (segunda derivada) y perturbación de la gravedad.

#### 5.1.1. GOCE-DIR-R5 (GO-CONS-GCF-2-DIR-R5)

*GOCE-DIR-R5* es un modelo global de campo gravitatorio que únicamente contiene datos satelitales ya que combina datos de gradiente de GOCE con GRACE y LAGEOS. Este modelo tiene un grado/orden máximo de 300 y presenta como una mejora del anterior modelo *GOCE-DIR-R4*. (Bruinsma, 2014)

Los datos que se usaron fueron los relativos a las cuatro componentes del gradiente ( $T_{xx}$ ,  $T_{yy}$ ,  $T_{zz}$ ,  $T_{xz}$ ) del satélite GOCE que se tenían registrados (desde noviembre de 2009 hasta octubre de 2013) llegando al grado/orden 300. Luego se combinó la ecuación normal de gradiente de GOCE con la ecuación normal de GRACE, donde la parte de GRACE alcanzó el grado/orden 175 para los datos registrados entre los años 2003 y 2012.

Los armónicos de grado muy bajo, concretamente los grados 2 y 3, no podían ser estimados con precisión con datos de GRACE o GOCE, entonces se utilizaron las ecuaciones normales de LAGEOS-1 y LAGEOS-2 entre los años 1985 y 2010 para mejorar la solución para el campo gravitatorio.

Comparado con modelos anteriores con datos GOCE obtenidos por la ESA, este modelo tiene mayor precisión para los grados altos debido al mayor número de datos empleados. Además en este modelo se obtienen unos errores para una resolución de 100 km de 1.3 cm en geoide y 0.4 mGal en anomalía de la gravedad, lo cual demuestra que los objetivos fijados que se esperaban de la misión GOCE han sido cumplidos.

## 5.2. Modelo digital de elevaciones (MDE)

La mayor parte de las aplicaciones de los estudios obtenidos a partir de modelos globales de gravedad que emplean datos satelitales, exigen efectuar la reducción o corrección topográfica de las medidas. Dicha corrección “representa los efectos gravitatorios de las masas topográficas sobre las mediciones de gravedad del satélite y este efecto debe ser eliminado de los observables satelitales para poder establecer el geoide como una superficie de referencia” (Forsberg, 1981). Es decir, la señal gravimétrica generada por la topografía enmascara la señal litosférica. El efecto generado por las masas topográficas sobre el campo de gravedad y sus derivadas puede ser calculado de acuerdo a la ley de la gravitación universal de Newton.

Para realizar el cálculo del efecto topográfico, se debe conocer la topografía alrededor de cada punto de cálculo y para ello las masas topográficas son subdivididas en cuerpos elementales, para las que existe una solución cerrada de las integrales de masa (Torge, 1989). Para calcular este efecto topográfico también es necesario conocer la densidad del interior de la superficie de la Tierra, aunque basta con utilizar un valor medio sin ser necesario realizar en este trabajo una hipótesis de distribución de densidades dentro de ella.

Los datos de partida de topografía se obtienen de la página del Centro Nacional de Datos Geofísicos (*National Geophysical Data Center*, NGDC) perteneciente a la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (*National Oceanic and Atmospheric Administration*, NOAA). Esta es una agencia científica del Departamento de Comercio de los Estados Unidos que estudia las condiciones de los océanos y la atmósfera.

La NOAA tiene varias tareas entre las cuales se encuentra suministrar productos de información ambiental, por ello creó tres centros donde se proporcionan dichos datos:

- Centro Nacional de Datos Climáticos (*National Climatic Data Center*, NCDC)
- Centro Nacional de Datos Geofísicos (*National Geophysical Data Center*, NGDC)
- Centro Nacional de Datos Oceanográficos (*National Oceanographic Data Center*, NODC)

Estos centros se agrupan en los Centros Nacionales para Información Medioambiental (*National Centers for Environmental Information*, NCEI). El NCEI es el responsable de una de las bases de archivos sobre la Tierra más importante, con datos ambientales que se utilizan en todo tipo de estudios.

### 5.3. Epicentros de sismos

Sismos, temblores y terremotos son palabras sinónimas que se usan habitualmente para referirse a los movimientos de la corteza terrestre. Pero técnicamente solo se suele hablar de terremoto cuando es un sismo de grandes dimensiones.

Los sismos se originan en el interior de la Tierra a través de la cual sus ondas se propagan en todas direcciones. Si se estudia la propagación de estas ondas, se puede averiguar información sobre el interior de la Tierra. Son de corta duración e intensidad variable y se producen como consecuencia de liberación repentina de energía.

Se podría decir que se producen principalmente por alguna de las causas siguientes:

- Tectónica: Se originan por el desplazamiento de las placas tectónicas que forman la corteza terrestre. Esta es la causa que más sismos genera y afectan a grandes extensiones.
- Volcánica: Poco frecuente, se genera con una erupción violenta cuando ésta genera grandes sacudidas, pero solo suelen afectar a lugares cercanos.
- Deslizamientos: Las montañas, por su propio peso, tienden a aplanarse lo cual puede generar deslizamientos a lo largo de fallas que produzcan un sismo, aunque no suelen ser de gran magnitud.

En las zonas de subducción es en donde se registran los temblores más profundos. Esto se debe a que la placa subducida avanza sin resbalar aumentando la deformación hasta que los esfuerzos son mayores a la fricción entre ellas, el contacto se rompe y los dos lados de la ruptura se desplazan, produciendo así un sismo.

Una de las zonas conocidas como más activas desde el punto de vista geológico, es el Cinturón Eurasiático-Melanésico (Alpino-Himalaya). Va desde España, donde se prolonga por el Mediterráneo hasta Turquía, el Himalaya y las Indias Orientales. Esta gran falla se produce por el choque de las plataformas continentales Africana e India, que se mueven hacia el norte rozando con la plataforma Eurasiática.

Como la Península Ibérica se encuentra en dicha zona, será de interés tener en cuenta los epicentros de sismos en el estudio, porque dada la relación de los sismos con la geología, estos servirán para verificar o desmentir las suposiciones que se hagan a partir de los datos de gradiente gravitatorio vertical y anomalía de la gravedad.

Estos datos se obtienen del Servicio Geológico de los Estados Unidos (*United States Geological Survey*, USGS), que es una agencia científica del gobierno federal de los Estados Unidos en la que se estudia el terreno, los recursos naturales y los peligros naturales por los que se ven amenazados. La agencia se divide en cuatro especialidades científicas: biología, geografía, geología e hidrología. Además controla en Centro Nacional de Información Sísmica (National Earthquake Information Center) que se encarga de la localización de terremotos por todo el mundo.

## CAPÍTULO 6. MARCO GEOLÓGICO

Para poder hacer una correcta interpretación de las componentes morfoestructurales de la Península Ibérica a partir de los mapas finales que se obtengan para la Anomalía y el Gradiente, será de gran importancia estudiar la evolución geológica de la Península y los tipos de componentes morfoestructurales existentes.

Para ello, en primer lugar recordar cuales son las formas básicas del relieve: sierras, cordilleras, montañas, colinas, llanuras, valles, depresiones y mesetas.

Por otra parte, los tipos de unidades morfoestructurales existentes son:

- **Meseta o zócalo:** Zona llana y elevada formada en la era primaria resultante del arrastramiento de una cordillera de la era primaria por erosión. Son muy rígidos debido a sus materiales (granizo, pizarra, cuarcita, esquisto) por lo que frente a un empuje orogénico no se pliega, sino que se fractura. Actualmente son relieves predominantemente horizontales que ocupan grandes áreas en la mitad occidental de la Península.
- **Macizo antiguo:** Montaña baja y de cumbre aplanada resultante del levantamiento de un bloque de un zócalo o meseta en la era terciaria a causa de las presiones de la orogénesis alpina. Actualmente presentan formas redondeadas y cumbres aplanadas debido a la alta erosión. En la Península son macizos antiguos las sierras interiores de la Meseta, el Macizo Galaico y la parte occidental de la cordillera Cantábrica.
- **Cuenca sedimentaria:** Zona hundida resultante del hundimiento de un bloque de un zócalo o meseta de la era terciaria. Posteriormente se rellenan con materiales terciarios y cuaternarios y constituye una llanura.
- **Cordillera intermedia:** Gran montaña surgida en la orogénesis alpina de la era terciaria y formada por el plegamiento de materiales sedimentarios (calizos...) depositados por el mar en la era secundaria. Actualmente aún conservan las fuertes pendientes y formas escarpadas debido a que son montañas jóvenes que aún no han sido suavizadas por la erosión. Estas son de dos tipos:
  - Cordillera intermedia: Montaña formada por el plegamiento de materiales depositados por el mar en los bordes de los zócalos.
  - Cordillera alpina: Montaña formada por el plegamiento de materiales depositados por el mar en el fondo de fosas marinas largas y profundas de la era terciaria.
- **Cuencas sedimentarias o depresiones prealpinas:** Zonas hundidas paralelas a las cordilleras alpinas formadas en la era terciaria por la descompresión de las cordilleras y que se llenaron con sedimentos (principalmente arcilla y caliza). Actualmente constituyen relieves horizontales o poco inclinados porque no se han visto afectados por orogénesis posteriores.

Para ponerse en contexto histórico, será interesante saber cuáles y cuando fueron las eras geológicas y los hechos más importantes, es decir, la evolución geológica de la Península Ibérica:

- **Era Arcaica o Precámbrica (4000 – 600 m. a.):** Macizo Galaico queda arrasado y cubierto por mares.
- **Era Primaria o Paleozoica (600 – 225 m.a.):** Se produce una orogénesis herciniana y surgen macizos como el Macizo Hespérico, Macizo del Ebro, Macizo Catalano-Balear. Formación de grandes fosas marinas como la fosa pirenaica o la fosa bética.
- **Era Secundaria o Mesozoico (225 – 68 m.a.):** Se caracterizó por ser una era de calma tectónica, lo cual favoreció a la erosión. También fue una era de basculamiento de la Península hacia el este, lo cual, junto con la gran sedimentación, favoreció a la aparición de fosas.
- **Era Terciaria o Cenozoico, orogénesis alpina (68 – 1.7 m.a.):** Se llama orogénesis al proceso geológico de formación de las montañas. Este se produce cuando la corteza terrestre se acorta y pliega en un área alargada producto de un empuje. Normalmente las orogénesis son acompañadas por la formación de cabalgamientos y plegamientos.
  - Plegamientos de los sedimentos de las fosas tectónicas que dan pie a la formación de las Cordilleras alpinas (Pirineos y cordilleras Béticas)
  - Depresiones prealpinas: Depresiones del Ebro y del Guadalquivir
  - Inclinación de la Meseta al Atlántico
  - Fractura del zócalo y elevación y hundimiento de bloques: Sierras Interiores: Sistema central y montes de Toledo, Cuencas sedimentarias de la submeseta Norte y Sur
  - Fractura del zócalo y plegamiento de los sedimentos sobre él dando pie a la formación de los rebordes montañosos de la meseta: Macizo Galaico, Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico, Sierra Morena
  - Creación de la red fluvial
  - Fenómenos de vulcanismo
- **Era Cuaternaria (desde hace 1.7 m.a.):** glacialismo en cordilleras más elevadas y terrazas fluviales del Duero, Tajo, Guadiana, Guadalquivir, Ebro.

# CAPÍTULO 7. OBTENCIÓN Y PREPARACIÓN DE LOS DATOS

Lo primero es descargar los datos correspondientes a la topografía que se utilizan para calcular el efecto topográfico, luego los datos del modelo global de campo gravitatorio y los datos de epicentros de sismos.

## 7.1. Modelo digital de elevaciones (MDE)

Los datos de topografía, como anteriormente se ha indicado, se obtendrán de la página de la NOAA. En ésta, el producto a descargar es “ETOPO1”, que consiste en un Modelo Global de Elevaciones que integra topografía y batimetría oceánica. Está construido a partir de conjuntos de datos globales y regionales y está disponible en las opciones “Ice Surface” (parte superior de las capas de hielo de la Antártida y Groenlandia) y “Bedrock” (base rocosa bajo las capas de hielo). Estos productos se utilizan para calcular los volúmenes de los océanos del mundo, por ejemplo.

Para este trabajo se descargan los datos para la opción “Bedrock” (figura 6) seleccionando un área de 2,5° superior a la de interés por dos razones:

- Los valores de gravedad necesitan compensarse entre masas continentales y oceánicas.
- Al procesar los datos con el software *Surfer*, en las zonas de borde suele haber valores erróneos que será necesario recortar y, para no perder información, se selecciona de partida un área superior a la necesaria.

El formato de salida para el archivo obtenido es “XYZ” de coordenadas geocéntricas.

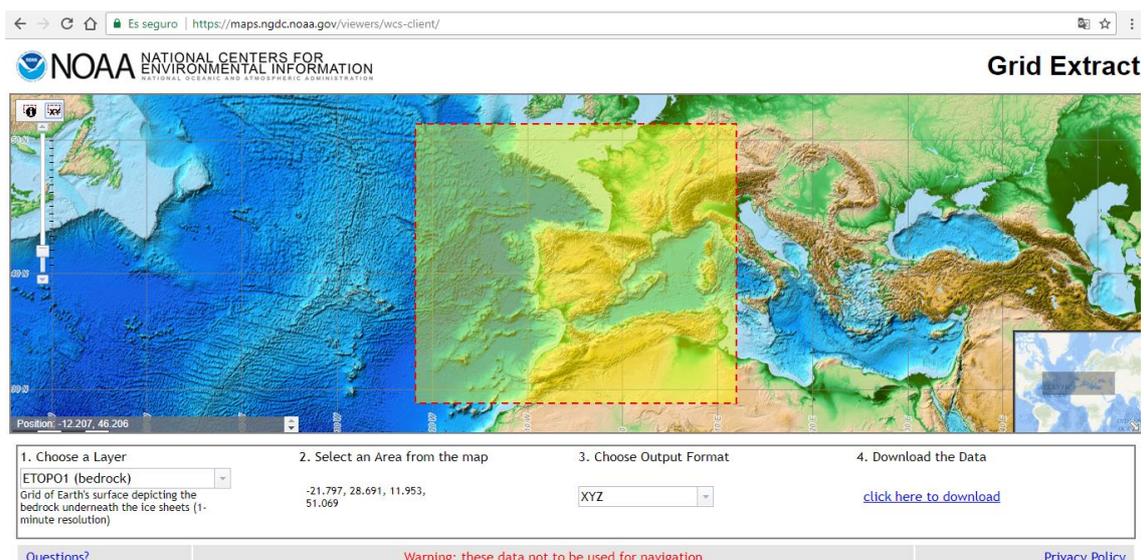


Figura 6. Parámetros de descarga del MDE.

Las coordenadas introducidas W/E y N/S son -21.797/11.953 y 51.069/28.691 y se deben usar las mismas también cuando se descarguen los datos del modelo global de campo gravitatorio. El fichero obtenido se llamará “**etopo.xyz**”.

## 7.2. Modelo global de campo gravitatorio

A continuación se descargan de la página del ICGEM los datos de gravedad relativos a Geoide, perturbación de la gravedad y gradiente (segunda derivada) para el modelo estático de geoides GO\_CONS\_GCF\_2\_DIR\_R5.

### 7.2.1. GOCE-DIR-R5

Para este modelo se descargan los datos para un grado y orden máximo de desarrollo  $N=300$ , cuadrícula a  $0.05^\circ$  y una altitud elipsoidal de 5000 metros en caso de la perturbación y el gradiente de gravedad. Esta será la previsualización de los datos crudos obtenidos:

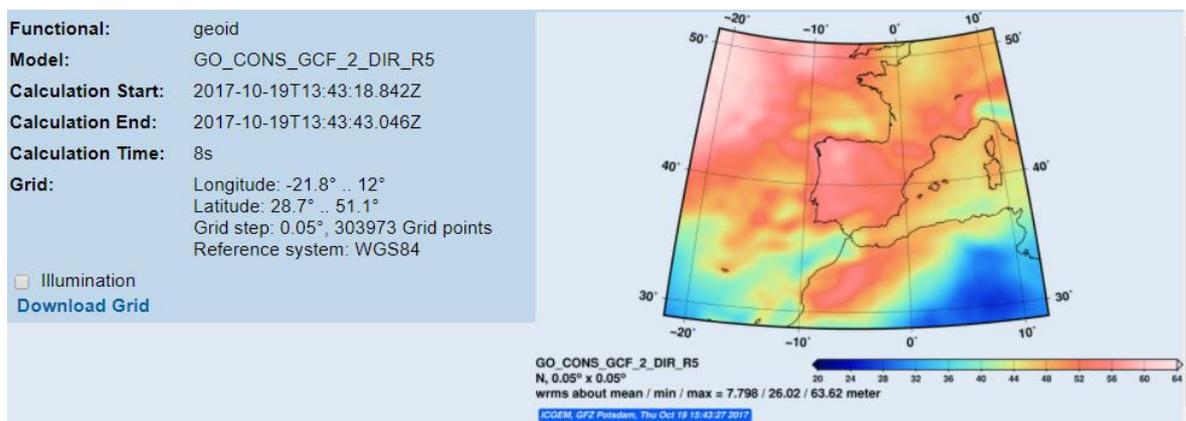


Figura 7. Archivo de Geoide “GOCE\_DIR\_R5\_geoid\_N300\_Z0.gdf”

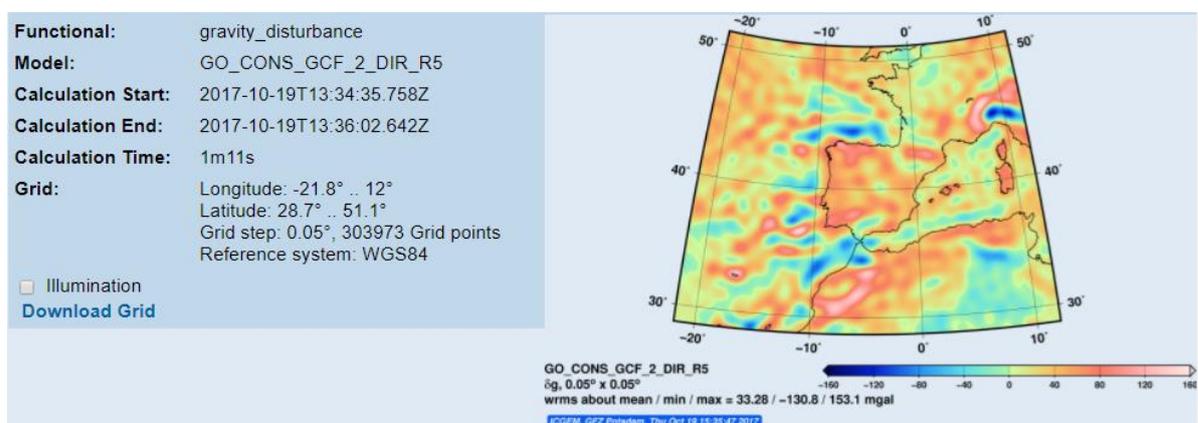


Figura 8. Archivo de perturbación de la gravedad “GOCE\_DIR\_R5\_gravity\_disturb\_N300\_Z5000.dat”

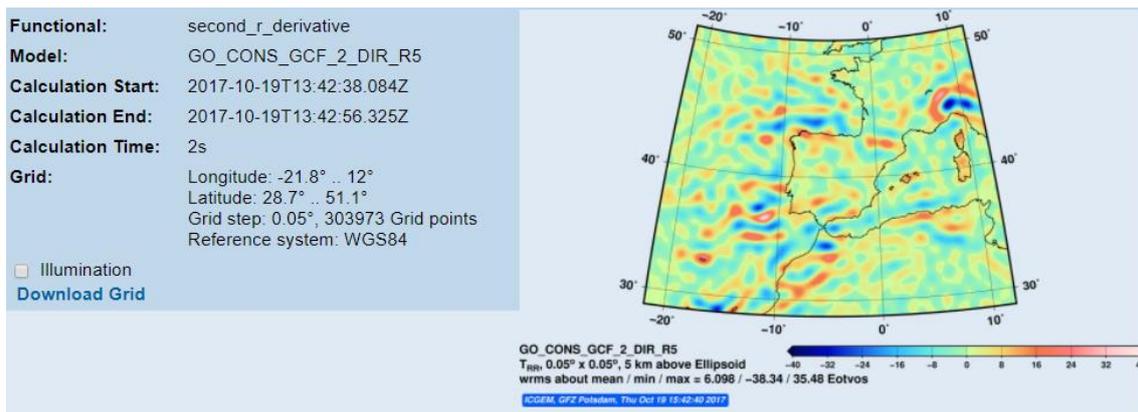


Figura 9. Archivo de Gradiente gravitatorio “GOCE\_DIR\_R5\_grad\_vertical\_N300\_Z5000.dat”

Estos archivos se abren con *Surfer* para eliminar la cabecera para poder utilizarlos dentro del software de Linux *GMT* en el cual se realiza el procesamiento de la información para obtener las figuras (o mapas) necesarias para el estudio.

Los nombres que recibirán estos archivos serán:

GOCE\_DIR\_R5\_geoid\_N300\_Z0.gdf

GOCE\_DIR\_R5\_grad\_vertical\_N300\_Z5000.dat

GOCE\_DIR\_R5\_gravity\_disturb\_N300\_Z5000.dat

### 7.3. Epicentros de sismos

Se va a descargar de la página de la USGS un archivo con todo el historial de sismos para los valores iniciales que se indican a continuación:

- **Magnitud:** comprendida entre 2.5 y 6.5.
- **Periodo de tiempo (en formato UTC):** Aquí se introduce como periodo de tiempo el comprendido entre el 26 de octubre de 2017 (día de la descarga de los datos) y el 26 de octubre de 1995. La elección del periodo es completamente aleatorio.
- **Región geográfica:** Nuestra área de interés es la Península Ibérica, pero para la descarga se introducen concretamente las mismas coordenadas que se utilizaron para la descarga del MDE.

Como formato de salida se selecciona “CSV” ya que es un formato que admite el software *Surfer* y se indica que los valores se ordenen por tiempo (el más reciente primero). El nombre de dicho fichero de salida será “**Sismicidad\_Iberia.dat**”.

Este archivo no se utilizará hasta el final de todo el procedimiento, cuando se añadirá como un archivo de puntos a los mapas finales mediante un script (independiente al principal) programado con el software *GMT*.

## CAPÍTULO 8. PROCESAMIENTO

Mediante el software *Generic Mapping Tools* (GMT) se escribirán dos scripts por cada modelo global. En el primero procesaremos los datos de gravedad satelitales los cuales filtraremos y les restaremos el efecto topográfico para finalmente obtener las figuras a estudiar. En el segundo se representarán los sismos y los mecanismos focales sobre la topografía. A continuación se detalla el procesamiento de todos los datos y los resultados obtenidos.

### 8.1. Cálculo del valor del efecto topográfico (Ef)

Lo primero en calcularse antes de escribir el script general va a ser el Efecto topográfico que ejercen las masas terrestres sobre los datos satelitales de gradiente y anomalía (perturbación), para posteriormente aplicar la corrección topográfica a dichas variables.

Para este cálculo concreto se emplearán programas en código *Fortran*, los cuales cabe destacar que no son de creación propia sino que son facilitados por el IGSV, debido a su complejidad de programación. Estos utilizan prismas rectangulares en coordenadas geodésicas que realizan una aproximación plana, entonces será posible restarle directamente a los datos satelitales el efecto que generan las masas topográficas.

Para ello, a partir de la cuadrícula del MDE descargada de la *NOAA*, lo primero que se hace es abrir el archivo con el software *Surfer* para eliminar los datos de cabecera que contiene dicho archivo para evitar posibles errores en el cálculo.

Después se calculan dos cuadrículas con las que se obtiene el efecto topográfico, una con un espaciamiento de  $0.05^\circ$  y otra de  $0.5^\circ$ , utilizándose *Kriging* como método de interpolación y el software *Surfer*. El método *Kriging* considera que los puntos próximos en el espacio tienden a tener valores más parecidos que los puntos más distantes. Se considera que es un método de estimación que da la mejor estimación lineal insesgada de los valores de los puntos. Es lineal porque sus estimadores son combinaciones lineales ponderadas de los datos existentes, es insesgado porque procura que la media de los errores (desviaciones entre el valor real y el valor estimado) sea nula; es el mejor porque los errores de estimación tienen una variancia (variancia de estimación) mínima.

La primera que se calcula es la cuadrícula de  $0.05^\circ$  y luego se vuelve a calcular otra cuadrícula de  $0.05^\circ$  a partir de la anterior, pero con el software *Global Mapper*, esto se realiza porque a veces quedan “dummies” que pueden generar errores en los cálculos. Los “dummies” son valores ficticios que genera el programa *Surfer* por error al calcular las cuadrículas y que carecen de valor, por eso es recomendable eliminarlos, para evitar que participen en el cálculo de la corrección topográfica.

A partir de ese archivo se calcula una última cuadrícula a 0.5°. Ambos archivos de cuadrícula se exportan a un formato ASCII (.grd), pero el programa que calcula la corrección topográfica solo lee archivos en formato del programa *Terrain Correction (TC)* (Forsberg, 1981) (.gri). Por ello, previo al cálculo de la corrección topográfica, se tienen que preparar las cuadrículas pasándolas de un formato a otro. A ambos archivos de entrada se les llamará "0\_05.grd" y "0\_5.grd" y los de salida se llamarán "0\_05.gri" y "0\_5.gri".

Esta conversión se realiza con el programa *surf\_igmas\_forsberg2xyz.f90* ejecutado desde el símbolo de sistema (*figura 10*), que además de esta conversión también realiza otras desde otros formatos al formato Forsberg. El archivo de entrada para éste es el fichero *surf2xyz\_forsberg.inp* en el cual se indica el tipo de conversión que debe realizar el programa, el archivo de cuadrícula de entrada y el de salida con su correspondiente formato final. Este procedimiento se realiza dos veces, una por cada cuadrícula.

```

C:\Users\Paula>cd Documents
C:\Users\Paula\Documents>cd COSAS_UNI
C:\Users\Paula\Documents\COSAS_UNI>cd PRACTICA_IAESTE
C:\Users\Paula\Documents\COSAS_UNI\PRACTICA_IAESTE>cd Tc_Forsberg_corr_topo
C:\Users\Paula\Documents\COSAS_UNI\PRACTICA_IAESTE\Tc_Forsberg_corr_topo>surf_igmas_forsberg2xyz.exe
scaling and sign change only for option-2. Adjust input file accordingly!
for option 1: add line for elevation of satellite data
surfgrd2inputTC_list (1) xyz2inputTClist (11) xy2surf(2) igmasgrid2xy(3) surf2
forsberg(4)
option: 4
name of inputfile:
05.grd
name of outputfile:
0_05.gri
again (1)?
answer: 0
C:\Users\Paula\Documents\COSAS_UNI\PRACTICA_IAESTE\Tc_Forsberg_corr_topo>_

```

Figura 10. Ejecución del programa "surf\_igmas\_forsberg2xyz.exe" desde el Símbolo de sistema.

Una vez obtenidas las cuadrículas, se realizan dos procedimientos, uno para obtener la corrección topográfica para la anomalía (Ga), la ondulación del geoide y la desviación de la vertical NS y EW; y otro para calcular los elementos del tensor del gradiente gravimétrico (TGG). Ambos se realizan con el programa *TC\_test.exe*, que se trata de un programa versión del programa *Terrain Correction (TC)* de (Forsberg, 1981).

Éste se ejecuta desde el símbolo de sistema y utiliza como archivos de entrada las cuadrículas anteriormente obtenidas. También se indican los valores de salida y un valor de la densidad terrestre medio que se establece en 2'67 g/cm<sup>3</sup>. También se indica que se obtendrán dos regiones como archivos de salida: la región grande se corresponde con la región de descarga de los datos y la región pequeña que es la región grande recortada para eliminar los errores en los bordes de los que se hablaba al principio. Estos cálculos se realizan a una altura de 5000 metros ya que las masas montañosas de la Península no alcanzan dicho valor.

Luego con otro programa llamado **Read\_Forsberg\_Gradientcorr\_geod\_geoc.f90** se pasa el archivo en formato de salida de columnas Forsberg obtenido cuyas coordenadas son geodésicas ( $\varphi, \lambda, h$ ) a formato (.xyz) con coordenadas geocéntricas ( $x, y, z$ ) y esta operación se realiza para cada componente del tensor del gradiente (TGG). Esto se hace para posteriormente poder aplicar una ecuación y obtener las coordenadas geográficas reales que son “las que definen la dirección de la línea de la plomada (vertical del lugar) o el vector de la gravedad” (Furones, 2012).

En dicho programa indicamos todos los ficheros que queremos de salida (*figura 11*), uno con todas las componentes del tensor y luego uno por cada componente del tensor:



Figura 11. Ficheros de salida del programa "read\_Forsberg\_Gradientcorr\_geod\_geoc.inp"

Para este trabajo solo será de interés el fichero de la componente Tzz. Éste se abrirá con el programa *Surfer* para aplicar la siguiente ecuación de (Torge, 1989), expresión (12), que pasa la coordenada latitud de geocéntrica a geográfica:

$$\varphi_{geog} = ATAN \left( \left( \frac{b}{a} \right)^2 * TAN \varphi_{geoc} \right) * \frac{180}{\pi} \quad (12)$$

Donde  $a = 6378137 \text{ m}$  es el radio ecuatorial de la Tierra y  $b = 6356752.3141 \text{ m}$  es el radio polar de la Tierra. Entonces la expresión (13) a aplicar en *Surfer* queda de la siguiente forma:

$$\varphi_{geog} = ATAN \left( \left( \left( \frac{6356752.3141}{6378137} \right)^2 \right) * TAN \left( B * \frac{3.1415926536}{180} \right) \right) * \frac{180}{3.1415926536} \quad (13)$$

Una vez realizado este cálculo, ya están listos todos los archivos del efecto topográfico que se deben restar a los datos satelitales en el script de GMT:

**Tzz\_ef\_topo\_peninsula\_geog.dat**

**Ga\_ef\_topo\_peninsula\_geog.txt**

## 8.2. Epicentros de sismos y mecanismos focales

El segundo paso a realizar, después de calcular la corrección topográfica que se deberá aplicar a los datos descargados de gradiente y anomalía, es escribir un script donde para cada archivo que se obtiene como resultado del programa principal (que aplica dicha corrección al gradiente y la anomalía) se le añade el archivo de datos de epicentros de sismos y mecanismos focales. El objetivo de esto va a ser tener una información adicional útil a la hora de realizar la interpretación de los resultados.

Para ello, el primer paso será abrir el software del sistema operativo Linux *GMT* (para más información, ver el siguiente documento “Anexos”) y comenzar a escribir el script con su correspondiente cabecera donde se introducen las características para la representación de las figuras, el archivo de entrada sobre el cuál se superpondrán los sismos y los mecanismos focales (como un archivo de puntos), la proyección y la región (que corresponde con la región pequeña). En la *figura 12* se muestra el comienzo del script:

```
#!/bin/sh
gmtset ANNOT_FONT_SIZE_PRIMARY 10P
gmtset ANNOT_FONT_SIZE_SECONDARY 10P
gmtset HEADER_FONT_SIZE 12p
gmtset BASEMAP_AXES WSen
gmtset TICK_PEN 0.1p
gmtset COLOR_BACKGROUND lightmagenta
gmtset COLOR_FOREGROUND white

gmt_cpt_file="/home/paula/GMT5/share/cpt/GMT_globe.cpt"
plot="Topo_Iberia_plus_sismos_cmt.ps"      #cambiar este nombre según datos de entrada
grd_file_topo="etopo.grd=sd" #datos de entrada del archivo donde se superponen los sismos
grad_file="Peninsula_grad.grd" #Archivo que da la iluminación al mapa
cpt_file="cpt_temp1.cpt"
proy="-JM6i"
reg="-R-11/6/34/46"
```

*Figura 12. Cabecera del programa en GMT para la superposición de los epicentros de sismos y los mecanismos focales sobre las distintas variables del modelo GOCE-DIR-R5*

En la siguiente parte del programa (*figura 13*):

1. Se pasan los datos de entrada a formato paleta de colores.
2. Se añaden las líneas de costa y se escala el archivo de entrada.
3. Se añade el fichero de datos de epicentros de sismos (indicando que se dibujen los epicentros en círculos) y se relaciona éstos en función de la profundidad.
4. Se añaden los mecanismos focales con su correspondiente leyenda.

```

grd2cpt $grd_file_topo -C$gmt_cpt_file -N -L-7000/7000 -S-3000/3000/10 > $cpt_file
#paso de los datos de cuadrícula a paleta de colores
grdgradient $grd_file_topo -G$grad_file -A45/45 -Nt -V
grdimage $grd_file_topo -C$cpt_file $reg $proy -S -E300 -P -K -V > $plot #-I$grad_file
psscale -C$cpt_file -D6.5i/0.8i/1i/0.2i -Ba2000/:m: -E -O -S -P -K >> $plot

gmtset COLOR_BACKGROUND black
gmtset COLOR_FOREGROUND white
pscoast $reg $proy -Ba1f0.5/a1f0.5WSne:."Topo_Iberia": -Bsf1 -N1/3,- -lr/0.12p/blue -
W3,black -L-10/34.75/10/100 -T-10/45/1/2 -Df -P -K -O >> $plot
gmtset COLOR_BACKGROUND darkred
gmtset COLOR_FOREGROUND darkblue

awk '{print $2, $1, $3, $4*0.05}' Sismicidad_iberia.dat > Sismicidad_iberia_2.dat
#AWK es un comando ext. a GMT que hace ref. al programa de AWK que trabaja con datos
psxy Sismicidad_iberia_2.dat $reg $proy -O -K -Sc -CGMT_quake.cpt -L -W1 -V >> $plot
#fichero de entrada de la gráfica de datos de epicentros de sismos y mecanismos
#aqui se indica que dibuje en círculos los epicentros
psscale -D6.5i/2.3i/1i/0.2i -CGMT_quake.cpt -Ba10/:"Depth": -S -E -K -P -O >> $plot
#escala p/profundidad, relaciona terremotos con profundidad

gmtset COLOR_BACKGROUND black
gmtset COLOR_FOREGROUND white
#Ploteo de mecanismos focales, comandos para mecanismos focales
psmecha mec_foc_menos_15km.dat $proy $reg -P -Sc0.4 -C -O -K -Gred >> $plot
psmecha mec_foc_mas_15_a_50km.dat $proy $reg -P -Sc0.4 -C -O -K -Gblue >> $plot
pstext $proy $reg -G0/0/0 -N -O -V << EOF >> $plot
8.5 43 8 0.0 5 CB 0-15 km
8.5 44 8 0.0 5 CB 16-50 km
EOF
ps2raster $plot -A -E300 -Tt
evince $plot &

```

Figura 13. Cuerpo del programa en GMT para la superposición de los epicentros de sismos y los mecanismos focales sobre las distintas variables del modelo GOCE-DIR-R5.

Con este programa se obtienen 4 mapas:

- Topografía Península (con sismos)
- Tzz satélite corregido topográficamente (con sismos)
- Ga satélite corregido topográficamente (con sismos)
- Geoide satélite (con sismos)

Estos se analizarán en los siguientes apartados junto con los mapas que no tienen datos de sismos ni mecanismos focales.

### 8.3. Corrección por efecto topográfico de Tzz y Ga

En este apartado se va a explicar el procedimiento seguido para obtener las figuras a estudiar del modelo global de campo gravitatorio *GOCE-DIR-R5*.

El primer paso será abrir *GMT* y comenzar a escribir el script principal con su correspondiente cabecera donde se introducen las características para la representación de las figuras, el elipsoide de referencia, la proyección y el tamaño de la región grande (la utilizada en el cálculo) y de la región pequeña (la región grande recortada para eliminar los errores de borde). En la *figura 14* se muestra el comienzo del script:

```
#!/bin/sh
gmtset ANNOT_FONT_SIZE_PRIMARY 12P
gmtset ANNOT_FONT_SIZE_SECONDARY 12P
gmtset HEADER_FONT_SIZE 12p           #cabecera tamaño letra
gmtset BASEMAP_AXES WSen              #ejes origen
gmtset TICK_PEN 0.1p                  #grosor lápiz
gmtset COLOR_BACKGROUND plum1         #lightmagenta
gmtset COLOR_FOREGROUND darkred      #lightcoral
gmtset ELLIPSOID WGS-84

gmt_cpt_file="/home/paula/GMT5/share/cpt/GMT_rainbow.cpt" #paleta por defecto
cpt_file="cpt_temp.cpt"           #paleta temporal generada para modificar la anterior
cont_file="cont_file.d"          #archivo de contorno

proy="-JM6i" #proyección Mercator
reg="-R-11/6/34/46" #región pequeña para sacar más adelante el efecto de borde
reg_filt="-R-18/8/32.2/47" #región grande para hacer los cálculos
```

*Figura 14. Cabecera del programa en GMT para la corrección por efecto topográfico de las variables del modelo GOCE-DIR-R5 Tzz, Ga y la representación de éstas junto con el geoid.*

### 8.3.1. Tensor de Gradiente gravimétrico vertical (Tzz)

En la siguiente parte del programa, como vemos en la *figura 15*, se realizan los cálculos para la corrección topográfica del gradiente gravimétrico vertical **Tzz**. Aquí se introducen los archivos de entrada, las variables que luego se utilizarán como archivos de salida cuando se realicen los cálculos y se indica el archivo “plot” que va a almacenar cada cambio realizado en el programa. Los cálculos realizados en esta parte serán:

1. Paso del archivo de entrada del gradiente con formato “.xyz” a “.grd” para poder recortarlo tomando como referencia el tamaño de la región grande.
2. Una vez recortado el archivo, se pasa de nuevo al formato “.xyz” para poder aplicar operaciones matemáticas sobre los datos.
3. Se repite el paso 1 pero para el archivo de entrada de corrección del efecto topográfico **TC** en el gradiente.
4. Se filtra dicho archivo aplicando la expresión (14) para pasar el archivo del efecto topográfico calculado (**TC**) con cortas longitudes de onda (debido a una altitud de cálculo de 5000 metros) a largas longitudes de onda, ya que los datos satelitales están tomados a una altura superior.

$$\text{Valor filtro} = \frac{2\pi R}{N} = \frac{2\pi 6370}{300} = 133 \text{ km} \quad (14)$$

5. Se pasa el archivo filtrado **TC** de formato “.grd” a “.xyz”.
6. Se resta al archivo de entrada de gradiente **Tzz** el efecto topográfico filtrado.
7. Se añaden las líneas de contorno correspondientes a líneas de costa, límites administrativos nacionales; además del marco escalado de la figura, norte geográfico, la escala gráfica y las líneas de contorno.

```

xyz_Tzz_Iberia="GOCE_DIR_R5_grad_vertical_N300_Z5000.dat" #Archivo entrada Dato Sat
grd_Tzz_Iberia="Tzz_Iberia.grd" #Creo variable del archivo de salida que usaré luego
xyz_Tzz_Iberia_2="Tzz_Iberia_2.xyz" #idem

xyz_ef_topo="Tzz_ef_topo_peninsula_geog.dat" #Archivo entrada Efecto Topográfico
grd_ef_topo="grd_ef_topo.grd" #Creo variable del archivo de salida que usaré luego
grd_ef_topo_filt="grd_ef_topo_filt.grd" #idem
xyz_ef_topo_filt="xyz_ef_topo_filt.xyz" #idem

xyz_file_corr="xyz_file_corr.xyz" #idem
grd_file_corr="grd_file_corr.grd" #idem, cuadrícula final corregida
plot="Tzz_Iberia_Sat-Eftopo_filt.ps" #imagen salida sobre la que se representa cada cambio

xyz2grd $xyz_Tzz_Iberia -G$grd_Tzz_Iberia $reg_filt -I0.05-V #Modelo Satelital
grd2xyz $grd_Tzz_Iberia $reg_filt > $xyz_Tzz_Iberia_2
xyz2grd $xyz_ef_topo -G$grd_ef_topo $reg_filt -I0.05 -V #Filtrado Efecto topo
grdfft $grd_ef_topo -G$grd_ef_topo_filt -F-/133000/5 -M #paso cortas a largas long de onda
grd2xyz $grd_ef_topo_filt $reg_filt > $xyz_ef_topo_filt

gmtmath -C2 $xyz_Tzz_Iberia_2 $xyz_ef_topo_filt SUB = $xyz_file_corr #Mod Sat – Ef topo filt
xyz2grd $xyz_file_corr -G$grd_file_corr $reg -I0.05 -fg
grd_file=$grd_file_corr

grd2cpt $grd_file -C$gmt_cpt_file -L-25/25 -S-20/20/0.5 > $cpt_file
grdimage $grd_file $reg -C$cpt_file $proy -S -E300 -K -P > $plot
gmtset COLOR_BACKGROUND black
gmtset COLOR_FOREGROUND white
grdcontour $grd_file -C$cont_file $proy $reg -W2,black -Gd10 -A+g+s6+o -K -P -O >> $plot
pscoast $reg $proy -Ba1f0.5/a1f0.5WSne:."Tzz_Iberia_Sat-Eftopo_filt": -Bsf1 -N1/3,- -
W3,black -L-10/34.75/10/100 -T-10/45/1/2 -Df -P -K -O >> $plot
psscale -D6.5i/1.5i/2.5i/0.2i -C$cpt_file -Ba5/:"E\366tv\366s": -S -E -P -O -K >> $plot

```

Figura 15. Cálculos para la corrección topográfica del gradiente gravimétrico vertical Tzz.

### 8.3.2. Anomalía de gravedad reducida por topografía (Ga)

En la siguiente parte se repiten los mismos pasos de antes, pero para la anomalía de la gravedad reducida por topografía (Ga).

```
gmtset COLOR_BACKGROUND plum1
gmtset COLOR_FOREGROUND darkred
plot_Ga="Dg_Iberia_Sat-Eftopo_filt.ps" #Sat-Eftopo_filt
cont_file="cont_file_Ga.d"

xyz_Ga_Iberia="GOCE_DIR_R5_gravity_disturb_N300_Z5000.dat" #Archivo Entrada Dato Sat
grd_Ga_Iberia="Ga_Iberia.grd"
xyz_Ga_Iberia_2="Ga_Iberia_2.xyz"

xyz_ef_topo="Ga_ef_topo_peninsula_geog.txt" #Archivo Efecto Topografico
grd_ef_topo="Ga_ef_topo_peninsula_geog.grd=sd" #"grd_ef_topo.grd"
xyz_ef_topo_filt="xyz_ef_topo_filt.xyz"
grd_ef_topo_filt="grd_ef_topo_filt.grd"

xyz_file_corr="Ga_xyz_file_corr.xyz"
grd_file_corr="Ga_grd_file_corr.grd"

xyz2grd $xyz_Ga_Iberia -G$grd_Ga_Iberia $reg_filt -I0.05 #Modelo #Satelital
grd2xyz $grd_Ga_Iberia $reg_filt > $xyz_Ga_Iberia_2
xyz2grd $xyz_ef_topo -G$grd_ef_topo $reg_filt -I0.05 #Filtrado Efecto topo
grdfft $grd_ef_topo -G$grd_ef_topo_filt -F-/133000/5 -M
grd2xyz $grd_ef_topo_filt $reg_filt > $xyz_ef_topo_filt

gmtmath -C2 $xyz_Ga_Iberia_2 $xyz_ef_topo_filt SUB = $xyz_file_corr #Mod Sat – Ef topo filt
xyz2grd $xyz_file_corr -G$grd_file_corr $reg -I0.05
grd_file=$grd_file_corr

grd2cpt $grd_file -C$gmt_cpt_file -L-190/260 -S-180/250/1 > $cpt_file #L-100/150 -
S-80/100/5

grdimage $grd_file $reg -C$cpt_file $proy -S -E300 -K -P > $plot_Ga
gmtset COLOR_BACKGROUND black
gmtset COLOR_FOREGROUND white
pscoast $reg $proy -Ba1f0.5/a1f0.5WSne:."Ga_Iberia_Sat-Eftopo_filt": -Bsf1 -N1/3,- -W3,black
-L-10/34.75/10/100 -T-10/45/1/2 -Df -P -K -O >> $plot_Ga
grdcontour $grd_file -C$cont_file $proy $reg -W1 -Gd8 -A+g+s7+o -K -P -O >> $plot_Ga
psscale -D6.5i/1.5i/2.5i/0.2i -C$cpt_file -Ba50/:"mGal": -S -E -P -O -K >> $plot_Ga
```

Figura 16. Cálculos para la corrección topográfica de la anomalía de la gravedad (Ga)

## CAPÍTULO 9. RESULTADOS

### 9.1. Principales diferencias entre Ga y Tzz. Estudio de los resultados.

Ambos elementos funcionan como si fueran dos niveles de estudio, la anomalía de gravedad corregida por topografía (Ga) sirve para estudiar estructuras geológicas más profundas y el gradiente gravitatorio vertical (Tzz) resalta las heterogeneidades de masa cuando el contraste de densidad es elevado, especialmente en corteza superior. Es decir, sirve para estudiar bordes de estructuras y así poder interpretar la existencia de cuencas, fallas, etc.

Con la anomalía se puede deducir la profundidad de las raíces de las cordilleras (área central de una estructura), útil para el estudio de la compensación isostática que consiste en conocer si la profundidad de la raíz de las cordilleras se compensa con la parte superficial de éstas y por tanto es suficiente para sostener toda su masa. En caso de que fuese insuficiente o excesiva con respecto a la masa de la cordillera, sería de interés estudiar el comportamiento de dicha morfoestructura.

Si se estudian conjuntamente los resultados obtenidos para ambas variables:

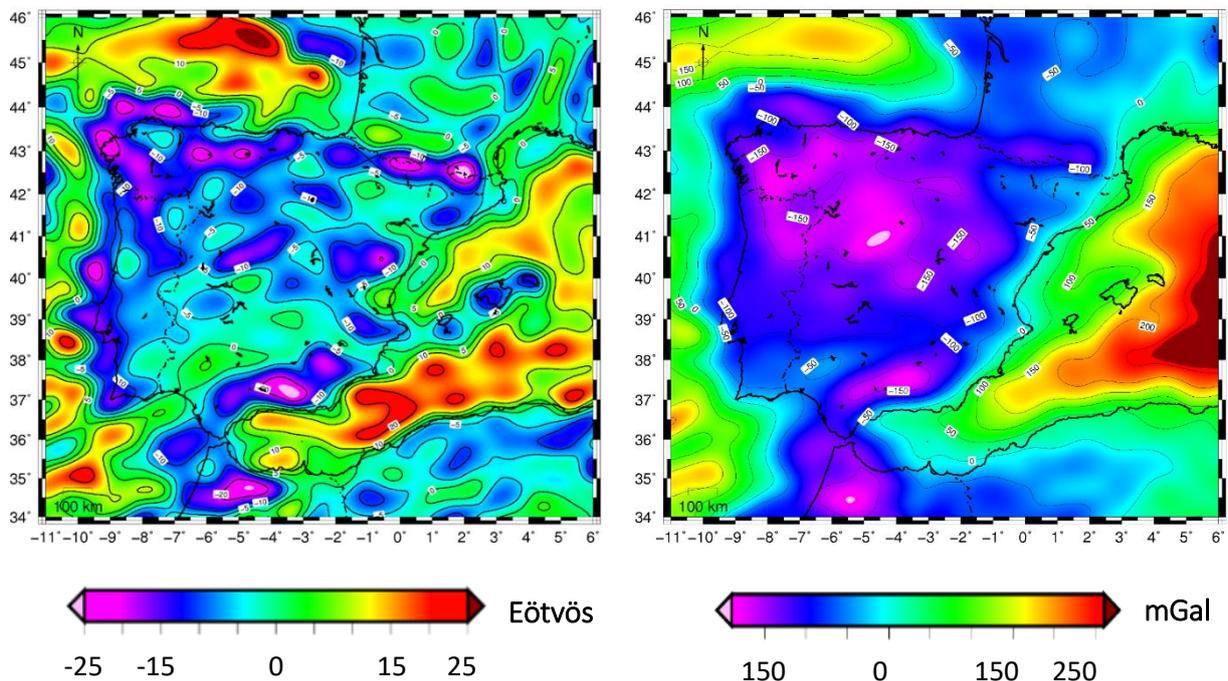
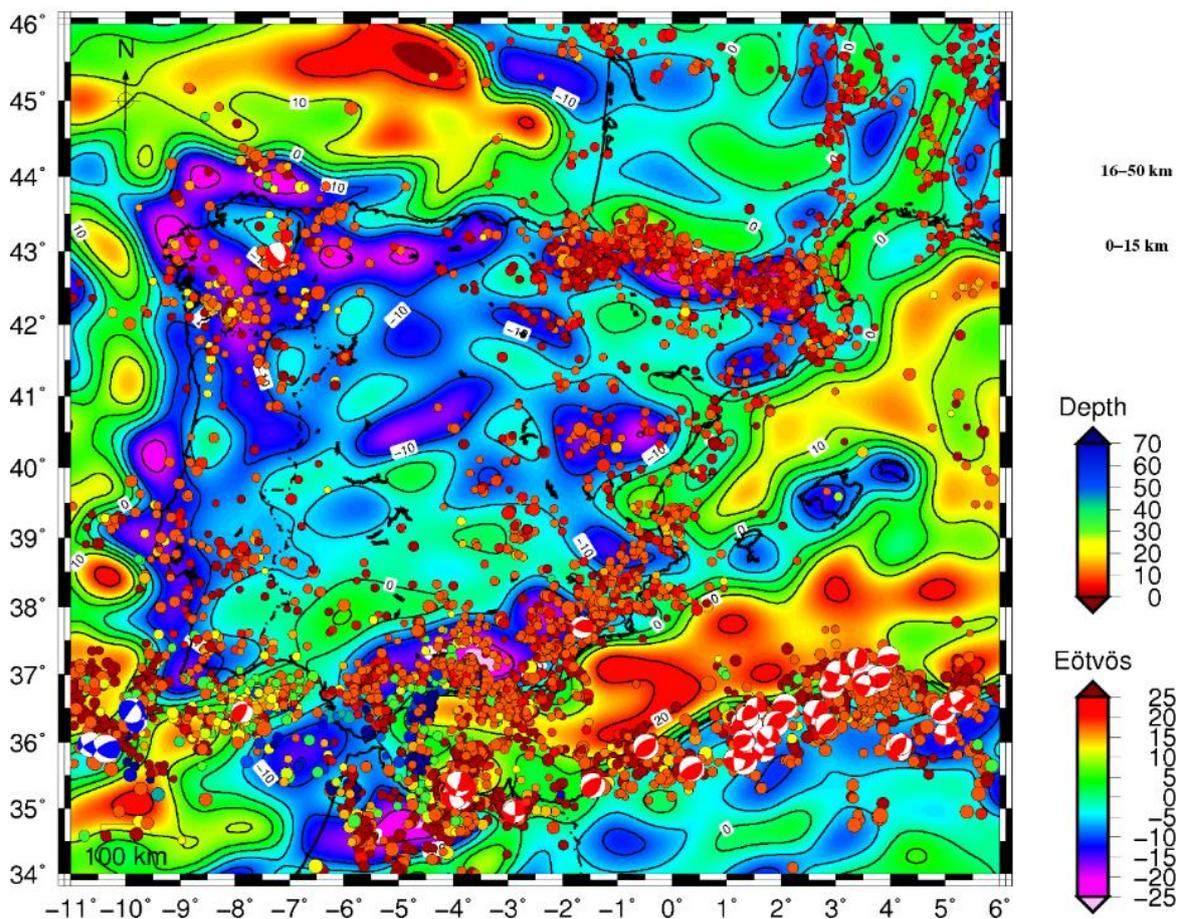


Figura 17. Gradiente vertical de la gravedad **Tzz** corregido por topografía (izquierda) y anomalía de la gravedad corregida por topografía **Ga** (derecha). Ambos obtenidos a partir del modelo GOCE-DIR-R5.

Observando el resultado obtenido en la *figura 17* para la anomalía, se comprueba como el mapa da buen resultado, ya que los valores más negativos se corresponden con zonas montañosas que se pueden apreciar perfectamente, como es el caso de los Pirineos, Sistema Bético y todo el Sistema central en general. También se observan valores mínimos negativos cercanos a la línea de costa los cuales están mostrando la presencia de cuencas oceánicas, como es el caso de las costas el Oeste y Noroeste.

A su vez, los valores positivos se corresponden con zonas de mar (por ejemplo al Este de las Islas Baleares) como es lo correcto, ya que estas son zonas donde la corteza oceánica es menos espesa y el espesor de sedimentos marinos también es menor, entonces el contraste de densidad es más alto debido a la proximidad del manto. En concreto estas zonas de positivos máximos se corresponderán con zonas donde la proximidad al manto es muy alta como sucede cuando hay una expansión del suelo oceánico.

Si se observa ahora el resultado obtenido en la *figura 17* para el gradiente, se ven valores negativos cerca de la zona de los Pirineos, del sistema Bético y de la cordillera Ibérica. Estos valores negativos paralelos a zonas de cordilleras alpinas creadas en el terciario se corresponden con cuencas cenozoicas.



*Figura 18. Gradiente vertical de la gravedad  $T_{zz}$  corregido por topografía con sismos y mecanismos focales.*

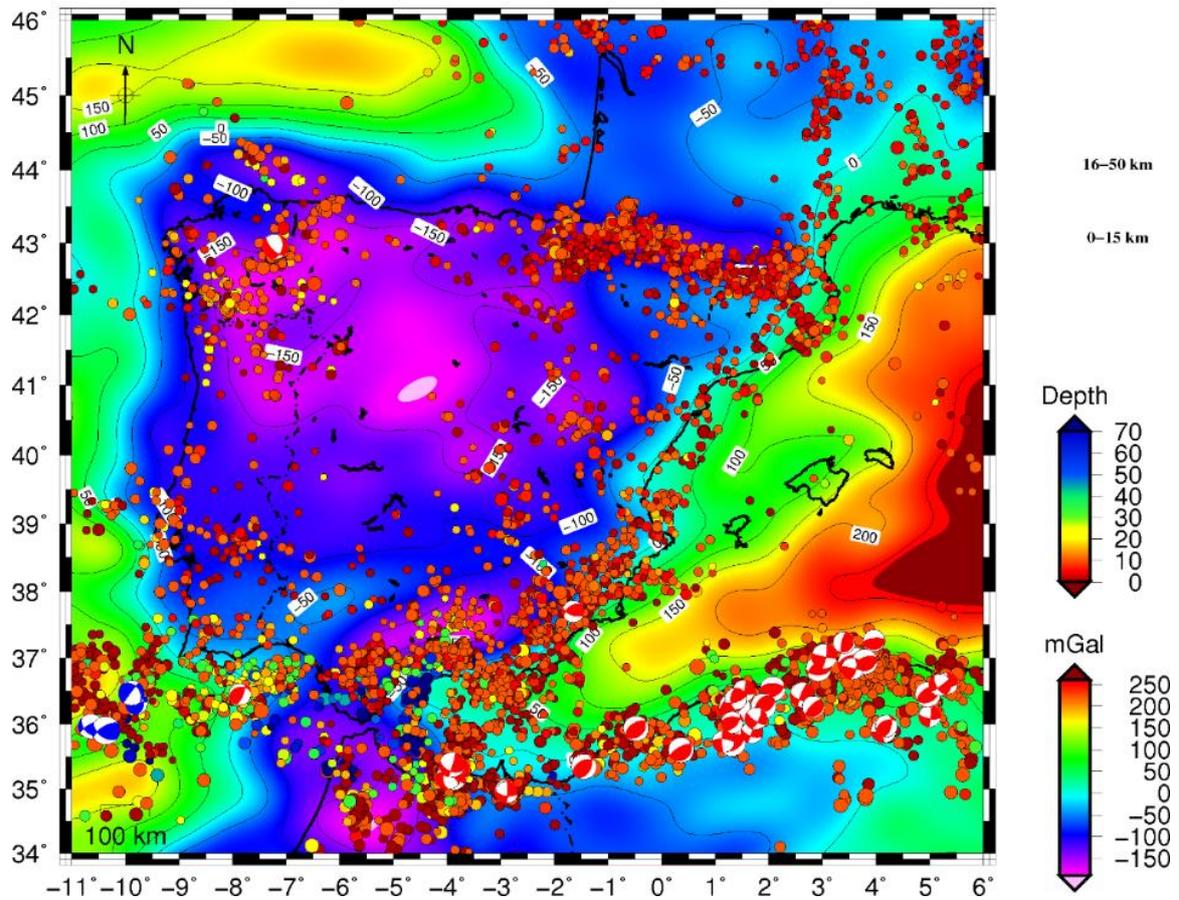


Figura 19. Anomalía de la gravedad corregida por topografía  $G_a$  con epicentros de sismos y mecanismos focales.

Las figuras 18 y 19 son las mismas a las de la figura 17 pero con los sismos superpuestos. Esta información va a servir de ayuda para verificar las afirmaciones anteriores, ya que la tectónica está relacionada con la geología.

La causa de los sismos será por tectónica ya que en la zona donde se encuentran se producen choques entre la placa Africana con la Eurasiática. Aunque esto no se aprecia en las imágenes de anomalía y gradiente, en la imagen de anomalía si se aprecia la posible expansión del suelo oceánico y este hecho si produce sismos.

## CAPÍTULO 10. CONCLUSIONES

En conclusión, se puede afirmar que el objetivo principal que se planteaba al inicio de este trabajo se ha conseguido ya que con las imágenes finales obtenidas se ha podido realizar la interpretación de las morfoestructuras como era intención.

Los resultados han sido los esperados aunque no al 100% debido a que se ha podido realizar menos interpretación sobre las imágenes de la esperada al ser un estudio general para toda la Península Ibérica y no para un área concreta. Posiblemente si el estudio hubiese estado centrado en alguna área de la Península en concreto, las imágenes resultantes hubiesen tenido más detalles sobre los cuales poder realizar interpretaciones. Esta sería, por tanto, una propuesta de mejora para próximos estudios.

Además de conseguir cumplir con el objetivo planteado inicialmente, también se han conseguido otros logros como el aprendizaje de una metodología en la que no se profundiza tanto en la carrera y que es de gran interés. Todo conocimiento nuevo que vaya más allá del aprendido en las aulas será interesante para el alumnado.

Este es un trabajo meramente científico cuya aplicación en la sociedad es para aportar nuevo conocimiento sobre la Tierra en la que vivimos, pero no va destinado para poder lucrarse con su contenido.

## CAPÍTULO 11. BIBLIOGRAFÍA

- Barthelmes, F. (2009). *Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models*. Postdam. Germany: Scientific Technical Report STR09/02. GFZ German Research Centre for Geosciences.
- Berné Valero, J. L. (2014). *GNSS. GPS: fundamentos y aplicaciones en Geomática*. Valencia: Universitat Politècnica de València.
- Bruinsma, S. L. (2014). *The new ESA satellite-only gravity field model via the direct approach*.
- Bruns, H. (1878). *Estudio teórico de la forma de la Tierra*. Berlín.
- ESA. (2010). *GOCE: ESA's gravity mission*. European Space Agency.
- Forsberg, R. (1981). *Terrain effects in geoid computations*.
- Furones, Á. E. (2012). *Geodesia Física*. Valencia: Universitat Politècnica de València.
- Gauss, C. F. (1828).
- Heiskanen, W., & Moritz, H. (1985). *Geodesia física*. Madrid: Instituto Geográfico Nacional. Instituto de Astronomía y Geodesia.
- Helmert, F. R. (1880). *Teoría física y matemática de la Geodesia*.
- Hoffmann-Wellenhof, B., & Moritz, H. (2006). *Physical Geodesy*.
- IGN. (n.d.). *Teoría sobre Geodesia*. Instituto Geográfico Nacional.
- Janak, J., & Sprlak, M. (2006). *New software for gravity field modelling using spherical harmonic. Geodetic and cartographic horizon*.
- Li, X. (2001). *Vertical resolution: gravity versus vertical gravity gradient*.
- Newton, I. (1687). *Philosophiae naturalis principia mathematica*. Reino Unido.
- Torge, W. (1989). *Gravimetry*. Berlín.
- Tscherning, C. (1976). *Computation of the second-order derivatives of the normal potential based on the representation by a Legendre series*.
- Villamayor, L. G.-A. (2014). *Apuntes de Geodesia Geométrica*. Valencia: Universitat Politècnica de València.

## SITIOS WEB

Instituto Geográfico Nacional. *Teoría sobre Geodesia*.

<http://www.ign.es/web/resources/docs>

National Geophysical Data Center (NOAA). <https://www.ngdc.noaa.gov/>

International Centre for Global Earth Models (ICGEM).

[http://icgem.gfz-potsdam.de/tom\\_longtime](http://icgem.gfz-potsdam.de/tom_longtime)

United States Geological Survey (USGS)

<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/>

European Space Agency (ESA). <https://www.esa.int/ESA>

Junta de Andalucía. <https://www.juntadeandalucia.es/medioambiente>





UNIVERSITAT  
POLITÈCNICA  
DE VALÈNCIA



ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR  
DE INGENIERÍA GEODÉSICA  
CARTOGRÁFICA Y TOPOGRÁFICA

**UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA**

**E.T.S.I. GEODÉSICA, CARTOGRÁFICA Y TOPOGRÁFICA**

**ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL DE  
LA PENÍNSULA IBÉRICA A PARTIR DE  
OBSERVACIONES DEL CAMPO  
GRAVITATORIO DESDE SATÉLITE**

**TRABAJO FINAL DE GRADO EN INGENIERÍA EN GEOMÁTICA Y TOPOGRAFÍA**

**CURSO ACADÉMICO 2017/2018**

**DOCUMENTO Nº 2. ANEXOS**

**AUTOR: PAULA MARTÍNEZ MOLINS**

**TUTOR: ÁNGEL ESTEBAN MARTÍN FURONES**

**TUTOR EXTERNO: ORLANDO ÁLVAREZ PONTORIERO**

**VALENCIA, SEPTIEMBRE DE 2018**



# ÍNDICE ANEXOS

ANEXO 1. CONFIGURACIÓN DE LA MÁQUINA VIRTUAL LINUX.....	65
1.1. Elección de la distribución Linux: Debian Gnome .....	65
1.2. Software empleado. GMT.....	65
ANEXO 2. SOFTWARE EMPLEADO EN WINDOWS .....	66
2.1. Surfer 9.....	66
2.2. Global Mapper version 15 .....	66
ANEXO 3. CÓDIGOS .....	67
3.1. Programa principal.....	67
3.2. Representación de epicentros de sismos sobre la topografía.....	70



# ANEXO 1. CONFIGURACIÓN DE LA MÁQUINA VIRTUAL LINUX

## 1.1. Elección de la distribución Linux: Debian Gnome

Debian es un sistema operativo GNU basado en software libre. El sistema se encuentra precompilado, empaquetado y en formato deb para múltiples arquitecturas de ordenadores y para varios núcleos. En este software se basa por ejemplo Ubuntu.

La primera adaptación del sistema Debian, siendo también la más desarrollada, es Debian GNU/Linux, basada en el núcleo Linux y utilizando herramientas de GNU. Debian es la distribución de Linux más utilizada ya que también es la más estable.

Después de instalar el software *Oracle VM Virtual Box* en el ordenador, había que instalarle el Sistema Operativo y para ello había que escoger una distribución Linux de entre todas las que había disponibles. Por recomendación de algunos compañeros del instituto que trabajaban con los datos de sismología que registraba todos los días la estación sismológica ZON, esta distribución fue finalmente la escogida.

## 1.2. Software empleado. GMT

Como se ha indicado en el apartado anterior, el software empleado dentro de la máquina virtual es *Generic Mapping Tools* (GMT). Este contiene un conjunto de 80 herramientas para el manejo de datos espaciales en coordenadas geográficas y cartesianas y que permiten la representación de datos en un contexto geográfico y la creación de gráficos en formato vectorial en el que se combinan estos datos y la información geográfica asociada.

Este software ha sido desarrollado por la Universidad de Hawaii por Paul Wessel y Walter Smith y existen dos versiones, 4 y 5. Aunque la versión en desarrollo es la 5 y es la que se ha utilizado en este trabajo.

La elección de dicho software fue por recomendación del tutor de prácticas, ya que es un software de aprendizaje rápido y que da buenos resultados.

## ANEXO 2. SOFTWARE EMPLEADO EN WINDOWS

Durante el desarrollo de este trabajo se hace uso de diversos software (aparte del lenguaje GMT empleado en la máquina virtual).

### 2.1. Surfer 9

Surfer 9 es un programa de trazado de líneas y contorno en 3D. Éste convierte rápida y fácilmente un archivo de datos en mapas de contorno y gráficos de superficies. Además es posible modificar los mapas para producir exactamente lo que se necesite.

Lo mejor de este software es que permite hacer todo tipo de cálculos porque es muy potente y para abrir tablas con datos y añadir mallas a mapas es muy útil. Pero se ha utilizado principalmente para estas funciones indicadas, ya que no tiene limitación de celdas cuando se trabaja con tablas como tiene *Microsoft Excel*, por ejemplo.

### 2.2. Global Mapper version 15

Global Mapper es una aplicación GIS asequible y fácil de usar que ofrece acceso a una gran variedad de conjuntos de datos espaciales y proporciona el nivel adecuado de funcionalidad para satisfacer tanto a los profesionales con experiencia en SIG como a los usuarios principiantes.

Para este trabajo solo se ha utilizado para retocar las imágenes obtenidas con el software GMT y sus leyendas, para plotear los archivos “.xyz” y las curvas de nivel.

# ANEXO 3. CÓDIGOS

## 3.1. Programa principal

```
#!/bin/sh
gmtset ANNOT_FONT_SIZE_PRIMARY 12P
gmtset ANNOT_FONT_SIZE_SECONDARY 12P
gmtset HEADER_FONT_SIZE 12p           #cabecera tamaño letra
gmtset BASEMAP_AXES WSen              #ejes origen
gmtset TICK_PEN 0.1p                 #grosor lápiz
gmtset COLOR_BACKGROUND plum1        #lightmagenta
gmtset COLOR_FOREGROUND darkred      #lightcoral
gmtset ELLIPSOID WGS-84

gmt_cpt_file="/home/paula/GMT5/share/cpt/GMT_rainbow.cpt"    #paleta por defecto
cpt_file="cpt_temp.cpt"          #paleta temporal generada para modificar la anterior
cont_file="cont_file.d"         #archivo de contorno

proy="-JM6i"    #proyección Mercator
reg="-R-11/6/34/46"    #región pequeña para sacar más adelante el efecto de borde
reg_filt="-R-18/8/32.2/47"    #región grande para hacer los cálculos

#-----GRADIENTE GRAVITATORIO VERTICAL-----#

xyz_Tzz_Iberia="GOCE_DIR_R5_grad_vertical_N300_Z5000.dat" #Archivo entrada Dato Sat
grd_Tzz_Iberia="Tzz_Iberia.grd"          #Creo variable del archivo de salida que usaré luego
xyz_Tzz_Iberia_2="Tzz_Iberia_2.xyz"      #idem

xyz_ef_topo="Tzz_ef_topo_peninsula_geog.dat"          #Archivo entrada Efecto Topográfico
grd_ef_topo="grd_ef_topo.grd"          #Creo variable del archivo de salida que usaré luego
grd_ef_topo_filt="grd_ef_topo_filt.grd"          #idem
xyz_ef_topo_filt="xyz_ef_topo_filt.xyz"          #idem

xyz_file_corr="xyz_file_corr.xyz"          #idem
grd_file_corr="grd_file_corr.grd"          #idem, cuadrícula final corregida
plot="Tzz_Iberia_Sat-Eftopo_filt.ps"       #imagen salida sobre la que se representa cada cambio

xyz2grd $xyz_Tzz_Iberia -G$grd_Tzz_Iberia $reg_filt -I0.05-V    #Modelo Satelital
grd2xyz $grd_Tzz_Iberia $reg_filt > $xyz_Tzz_Iberia_2
xyz2grd $xyz_ef_topo -G$grd_ef_topo $reg_filt -I0.05 -V        #Filtrado Efecto topo
grdfft $grd_ef_topo -G$grd_ef_topo_filt -F-/133000/5 -M #paso cortas a largas long de onda
grd2xyz $grd_ef_topo_filt $reg_filt > $xyz_ef_topo_filt

gmtmath -C2 $xyz_Tzz_Iberia_2 $xyz_ef_topo_filt SUB = $xyz_file_corr #Mod Sat – Ef topo filt
```

```

xyz2grd $xyz_file_corr -G$grd_file_corr $reg -l0.05 -fg

grd_file=$grd_file_corr

grd2cpt $grd_file -C$gmt_cpt_file -L-25/25 -S-20/20/0.5 > $cpt_file
grdimage $grd_file $reg -C$cpt_file $proy -S -E300 -K -P > $plot
gmtset COLOR_BACKGROUND black
gmtset COLOR_FOREGROUND white
grdcontour $grd_file -C$cont_file $proy $reg -W2,black -Gd10 -A+g+s6+o -K -P -O >> $plot
pscoast $reg $proy -Ba1f0.5/a1f0.5WSne:."Tzz_Iberia_Sat-Eftopo_filt": -Bsf1 -N1/3,- -
W3,black -L-10/34.75/10/100 -T-10/45/1/2 -Df -P -K -O >> $plot
psscale -D6.5i/1.5i/2.5i/0.2i -C$cpt_file -Ba5/:"E\366tv\366s": -S -E -P -O -K >> $plot

#-----ANOMALÍA DE GRAVEDAD-----#

gmtset COLOR_BACKGROUND plum1
gmtset COLOR_FOREGROUND darkred
plot_Ga="Dg_Iberia_Sat-Eftopo_filt.ps" #Sat-Eftopo_filt
cont_file="cont_file_Ga.d"

xyz_Ga_Iberia="GOCE_DIR_R5_gravity_disturb_N300_Z5000.dat" #Archivo Entrada Dato Sat
grd_Ga_Iberia="Ga_Iberia.grd"
xyz_Ga_Iberia_2="Ga_Iberia_2.xyz"

xyz_ef_topo="Ga_ef_topo_peninsula_geog.txt" #Archivo Efecto Topografico
grd_ef_topo="Ga_ef_topo_peninsula_geog.grd=sd" #"grd_ef_topo.grd"
xyz_ef_topo_filt="xyz_ef_topo_filt.xyz"
grd_ef_topo_filt="grd_ef_topo_filt.grd"

xyz_file_corr="Ga_xyz_file_corr.xyz"
grd_file_corr="Ga_grd_file_corr.grd"

xyz2grd $xyz_Ga_Iberia -G$grd_Ga_Iberia $reg_filt -l0.05 #Modelo #Satelital
grd2xyz $grd_Ga_Iberia $reg_filt > $xyz_Ga_Iberia_2
xyz2grd $xyz_ef_topo -G$grd_ef_topo $reg_filt -l0.05 #Filtrado Efecto topo
grdfft $grd_ef_topo -G$grd_ef_topo_filt -F-/133000/5 -M
grd2xyz $grd_ef_topo_filt $reg_filt > $xyz_ef_topo_filt

gmtmath -C2 $xyz_Ga_Iberia_2 $xyz_ef_topo_filt SUB = $xyz_file_corr #Mod Sat – Ef topo filt
xyz2grd $xyz_file_corr -G$grd_file_corr $reg -l0.05
grd_file=$grd_file_corr

grd2cpt $grd_file -C$gmt_cpt_file -L-190/260 -S-180/250/1 > $cpt_file #-L-100/150 -
S-80/100/5
grdimage $grd_file $reg -C$cpt_file $proy -S -E300 -K -P > $plot_Ga

```

```

gmtset COLOR_BACKGROUND black
gmtset COLOR_FOREGROUND white
pscoast $reg $proy -Ba1f0.5/a1f0.5WSne:."Ga_Iberia_Sat-Eftopo_filt": -Bsf1 -N1/3,- -W3,black
-L-10/34.75/10/100 -T-10/45/1/2 -Df -P -K -O >> $plot_Ga
grdcontour $grd_file -C$cont_file $proy $reg -W1 -Gd8 -A+g+s7+o -K -P -O >> $plot_Ga
psscale -D6.5i/1.5i/2.5i/0.2i -C$cpt_file -Ba50/:"mGal": -S -E -P -O -K >> $plot_Ga

```

```
#----- Geoide -----#
```

```

gmtset COLOR_BACKGROUND plum1
gmtset COLOR_FOREGROUND darkred
plot_Geoid="Geoide.ps"
xyz_Geoid_Iberia="GOCE_DIR_R5_geoid_N300_Z0.gdf" #Archivo Entrada Dato Sat
grd_Geoid_Iberia="Ga_Iberia.grd"
cont_file="cont_file_Geoid.d"

```

```

xyz2grd $xyz_Geoid_Iberia -G$grd_Geoid_Iberia $reg -I0.05
grd2cpt $grd_Geoid_Iberia -C$gmt_cpt_file -L34/58 -S36/57/0.1 > $cpt_file #-L-50/82 -S-
30/75/5

```

```

grdimage $grd_Geoid_Iberia $reg -C$cpt_file $proy -S -E300 -K -P > $plot_Geoid
gmtset COLOR_BACKGROUND black
gmtset COLOR_FOREGROUND white
pscoast $reg $proy -Ba1f0.5/a1f0.5WSne:."Geoide_Iberia_Sat": -Bsf1 -N1/3,- -W3,black -L-
10/34.75/10/100 -T-10/45/1/2 -Df -P -K -O >> $plot_Geoid
grdcontour $grd_Geoid_Iberia -C$cont_file $proy $reg -W1 -Gn+1 -A+g+s7+o -K -P -O >>
$plot_Geoid
psscale -D6.5i/1.5i/2.5i/0.2i -C$cpt_file -Ba5/:"Km": -S -E -P -O -K >> $plot_Geoid

```

```

ps2raster $plot -A -E300 -Tt
evince $plot &
ps2raster $plot_Ga -A -E300 -Tt
evince $plot_Ga &
ps2raster $plot_Geoid -A -E300 -Tt
evince $plot_Geoid &

```

## 3.2. Representación de epicentros de sismos sobre la topografía

```
#!/bin/sh
gmtset ANNOT_FONT_SIZE_PRIMARY 10P
gmtset ANNOT_FONT_SIZE_SECONDARY 10P
gmtset HEADER_FONT_SIZE 12p
gmtset BASEMAP_AXES WSen
gmtset TICK_PEN 0.1p
gmtset COLOR_BACKGROUND lightmagenta
gmtset COLOR_FOREGROUND white

gmt_cpt_file="/home/paula/GMT5/share/cpt/GMT_globe.cpt"
plot="Topo_Iberia_plus_sismos_cmt.ps"      #cambiar este nombre según datos de entrada
grd_file_topo="etopo.grd=sd"             #datos de entrada del archivo donde se superponen los sismos
grad_file="Peninsula_grad.grd"         #Archivo que da la iluminación al mapa
cpt_file="cpt_temp1.cpt"
proy="-JM6i"
reg="-R-11/6/34/46"

grd2cpt $grd_file_topo -C$gmt_cpt_file -N -L-7000/7000 -S-3000/3000/10 > $cpt_file
      #paso de los datos de cuadrícula a paleta de colores
grdgradient $grd_file_topo -G$grad_file -A45/45 -Nt -V
grdimage $grd_file_topo -C$cpt_file $reg $proy -S -E300 -P -K -V > $plot #-I$grad_file
psscale -C$cpt_file -D6.5i/0.8i/1i/0.2i -Ba2000/:m: -E -O -S -P -K >> $plot

gmtset COLOR_BACKGROUND black
gmtset COLOR_FOREGROUND white
pscoast $reg $proy -Ba1f0.5/a1f0.5WSne:."Topo_Iberia": -Bsf1 -N1/3,- -lr/0.12p/blue -
W3,black -L-10/34.75/10/100 -T-10/45/1/2 -Df -P -K -O >> $plot
gmtset COLOR_BACKGROUND darkred
gmtset COLOR_FOREGROUND darkblue

awk '{print $2, $1, $3, $4*0.05}' Sismicidad_iberia.dat > Sismicidad_iberia_2.dat
#AWK es un comando ext. a GMT que hace ref. al programa de AWK que trabaja con datos
psxy Sismicidad_iberia_2.dat $reg $proy -O -K -Sc -CGMT_quake.cpt -L -W1 -V >> $plot
      #fichero de entrada de la gráfica de datos de epicentros de sismos y mecanismos
      #aqui se indica que dibuje en círculos los epicentros
psscale -D6.5i/2.3i/1i/0.2i -CGMT_quake.cpt -Ba10/:"Depth": -S -E -K -P -O >> $plot
      #escala p/profundidad, relaciona terremotos con profundidad

gmtset COLOR_BACKGROUND black
gmtset COLOR_FOREGROUND white
      #Ploteo de mecanismos focales, comandos para mecanismos focales
psmeca mec_foc_menos_15km.dat $proy $reg -P -Sc0.4 -C -O -K -Gred >> $plot
psmeca mec_foc_mas_15_a_50km.dat $proy $reg -P -Sc0.4 -C -O -K -Gblue >> $plot
```

```
pstext $proy $reg -G0/0/0 -N -O -V << EOF >> $plot
8.5 43 8 0.0 5 CB 0-15 km
8.5 44 8 0.0 5 CB 16-50 km
EOF
ps2raster $plot -A -E300 -Tt
evince $plot &
```





UNIVERSITAT  
POLITÈCNICA  
DE VALÈNCIA



ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR  
DE INGENIERÍA GEODÉSICA  
CARTOGRÁFICA Y TOPOGRÁFICA

**UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA**  
**E.T.S.I. GEODÉSICA, CARTOGRÁFICA Y TOPOGRÁFICA**

**ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL DE  
LA PENÍNSULA IBÉRICA A PARTIR DE  
OBSERVACIONES DEL CAMPO  
GRAVITATORIO DESDE SATÉLITE**

TRABAJO FINAL DE GRADO EN INGENIERÍA EN GEOMÁTICA Y TOPOGRAFÍA  
CURSO ACADÉMICO 2017/2018

**DOCUMENTO Nº 3.**  
**PRESUPUESTO**

AUTOR: PAULA MARTÍNEZ MOLINS

TUTOR: ÁNGEL ESTEBAN MARTÍN FURONES

TUTOR EXTERNO: ORLANDO ÁLVAREZ PONTORIERO

VALENCIA, SEPTIEMBRE DE 2018



<b>COSTES DIRECTOS</b>	<b>CUADRO DE PRECIOS Nº 1. MANO DE OBRA</b>					
	Unidad	Cantidad	Descripción	Precio unitario (€)		Total
	h	150	Técnico (becario)	4,16		624
	h	15	Supervisor proyecto (tutor)	18		270
	h	40	Supervisor proyecto (tutor externo)	18		720
	TOTAL					1614
	<b>CUADRO DE PRECIOS Nº 2. GASTOS EQUIPOS Y SOFTWARE</b>					
	Unidad	Cantidad	Descripción	Precio unitario (€)	Precio amortizado valor comercial (10%)	Total
	Año	1	Ordenador portátil Lenovo	850	85	85
	Año	1	Licencia "Global Mapper 15"	450	45	45
Año	1	Licencia "Surfer 9"	800	80	80	
Año	1	Licencia "Generic Mapping Tools"	Software libre	0	0	
Año	1	Licencia "Microsoft word"	69	6,9	6,9	
TOTAL					216,9	
<b>TOTAL CD</b>					<b>1830,9</b>	
<b>COSTES INDIRECTOS</b>	<b>CUADRO DE PRECIOS Nº 1. OTROS</b>					
	Unidad	Cantidad	Descripción	Precio unitario (€)	Precio por trabajo (1% del coste anual)	Total
	Año	1	Infraestructura IGSV	3750	37,5	37,5
	Año	1	Agua y luz	750	7,5	7,5
	Año	1	Limpieza	1200	12	12
	Año	1	Papelería	700	7	7
TOTAL					64	
<b>TOTAL CI</b>					<b>64</b>	
<b>TOTAL = Costes directos + Costes indirectos =</b>					<b>1.894,90 €</b>	

Tabla 1. Presupuesto general.