

Capítulo 1

Introducción a la Geodesia

"Un viaje a través del universo en un mapa"

Miguel de Cervantes

1.1 Introducción

El objeto de la Geodesia es el estudio y determinación de la forma y dimensiones de la Tierra, de su campo de gravedad y sus variaciones temporales; constituye un apartado especialmente importante la determinación de posiciones de puntos de su superficie, así como la definición de Sistemas de Referencia Terrestre.

La Geodesia es una ciencia básica, con unos fundamentos fisicomatemáticos y con unas aplicaciones prácticas en amplias ramas del saber, como en topografía, cartografía, fotogrametría, navegación e ingenierías de todo tipo sin olvidar su interés para fines militares. Está íntimamente relacionada con la astronomía y la geofísica, apoyándose alternativamente unas Ciencias en otras en su desarrollo, en sus métodos y en la consecución de sus fines.

La definición de Sistemas de Referencia Terrestre y la determinación de posiciones geodésicas están intrínsecamente ligado con la forma y dimensiones de la Tierra, por lo tanto el problema de la determinación de la figura de la Tierra no es puramente teórico sino que tiene una proyección práctica en lo referente al cálculo de coordenadas de puntos y a la resolución de problemas geométricos sobre su superficie.

En Geodesia, la superficie física de la Tierra es el geoide, superficie equipotencial en el campo de la gravedad terrestre que se toma como cota cero en la determinación de altitudes ortométricas¹. La materialización aproximada del geoide sería una superficie que envolviera la Tierra y que resultase de la prolongación de la superficie media de los mares en calma a través de los continentes, siendo normal a

(1) Altitudes que se determinan a partir de superficies equipotenciales de gravedad.

todas las líneas de fuerza del campo gravitatorio terrestre. La determinación del geoide es uno de los objetivos fundamentales de la Geodesia. Por otro lado la necesidad matemática de representar la superficie de la Tierra crea un nuevo concepto, el elipsoide. Como sabemos la Tierra no es redonda, sino que se encuentra achatada por los polos y no existe ninguna figura geométrica que la represente, debido a las irregularidades existentes. Este elemento de representación de la Tierra se denomina elipsoide. Este elipsoide es el resultado de revolucionar una elipse sobre su eje.

1.2 Sistemas de Referencia Terrestre. El DATUM.

Los sistemas de referencia terrestre definen la forma y dimensión de la Tierra, así como el origen y orientación de los sistemas de coordenadas. Estos sistemas pueden ser globales o locales.

En un SRT local es necesario un **Datum**, que se define como el punto tangente al elipsoide y al geoide donde ambos son coincidentes. Cada Datum esta formado por:

- Un elipsoide, definido por sus semiejes, a (semieje mayor) y b (semieje menor), y su excentricidad, f. Estas tres magnitudes se relacionan mediante la siguiente fórmula.

$$f = (a^2 - b^2)/a$$

- Un punto llamado “Fundamental” en el que el elipsoide y la Tierra son tangentes. Este punto se define por sus coordenadas geográficas longitud y latitud, además del acimut.

En un SRT global además del elipsoide es necesario definir un centro de masas terrestre y algún parámetro más relativo a la gravedad.

Desde el lanzamiento de los primeros satélites artificiales para los primitivos sistemas de navegación y posicionamiento (TRANSIT², LORAN³, etc.) hasta llegar a los Sistemas de Navegación por Satélite (GNSS), como el GPS, el GLONASS y el actualmente en desarrollo Galileo, se han ido desarrollando modernos sistemas de referencia geodésicos, que permiten alta precisión y homogeneidad para el posicionamiento y la navegación. A continuación vamos a hablar de los más empleados.

1.2.1 SRT global

- **WGS84 (World Geodetic System) Elipsoide de 1984:**

Definido para la constelación GPS tras varios sistemas previos, fue creado el sistema WGS84.

(2) TRANSIT: Primer sistema de navegación basado en satélites
(3) LORAN: Sistema electrónico de ayuda a la navegación

El sistema de referencia tiene las características expresadas en la siguiente tabla:

Origen (0,0,0)	Centro de Masas de la Tierra
Eje Z	Paralelo al polo medio
Eje X	Intersección del meridiano de Greenwich y el plano del ecuador
Eje Y	Perpendicular a los ejes Z y X, y coincidente con ellos en el Centro de Masas terrestre

Los parámetros de WGS84 son:

$a = 6.378.137$ metros (semieje mayor)

$f = 1/298,257223563$ (achatamiento)

$\omega = 7.292.115 * 10^{-11}$ rad/s (velocidad angular de rotación)

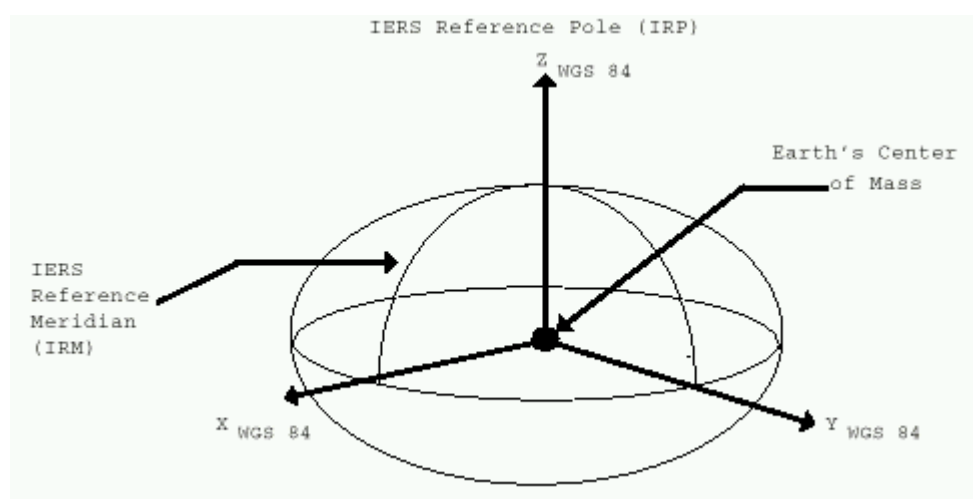


Figura 1. Sistema de coordenadas WGS84

- **ETRS89 (European Terrestrial Reference System 1989)**

El sistema ETRS89 es equivalente al WGS84 para la gran mayoría de aplicaciones topográficas o cartográficas. ETRS89 está basado en el elipsoide GRS80, adoptado por la Asociación Internacional de Geodesia en 1979. Ambos elipsoides son idénticos excepto la excentricidad en que difieren ligeramente. ETRS89 es el sistema de referencia geocéntrico oficial en Europa de precisiones mucho más elevadas que la última solución WGS84.

Desde el 29 de agosto de 2007 un Real Decreto regula la adopción en España del sistema de referencia geodésico global ETRS89, sustituyendo al sistema geodésico de referencia regional ED50, oficial hasta entonces en el país y sobre el que actualmente se está compilando toda la cartografía oficial en el ámbito de la Península Ibérica y las Islas Baleares, y el sistema REGCAN95 en el ámbito de las Islas Canarias, permitiendo una completa integración de la cartografía oficial española con los sistemas de navegación y la cartografía de otros países europeos.

Los parámetros del elipsoide GRS80 usado por ETRS84 son:

$a = 6.378.137$ metros (semieje mayor)

$f = 1/298,257222101$ (achatamiento)

- **PZ-90 (Parametry Zemli-1990)**

Es el datum geodésico al que está referida la constelación de satélites del sistema ruso GLONASS. El sistema PZ-90 es un sistema de referencia terrestre, donde las coordenadas están definidas de la misma forma que en el Marco Internacional de Referencia Terrestre (ITRF, International Terrestrial Reference Frame).

Los parámetros de PZ-90 son:

$$a = 6.378.136 \text{ metros (semieje mayor)}$$

$$f = 1/298,257839303 \text{ (achataamiento)}$$

1.2.2. SRT local

- **ED50 (European Datum 1950)**

En el caso del Datum ED50, se adoptó el llamado elipsoide de Hayford de 1909, que también se conoce como Internacional de 1924, pues fue en este año en una asamblea de la IAG (Asociación Internacional de Geodesia), precisamente en Madrid, donde se adoptó para su uso en actuaciones cartográficas. Sus datos geométricos son:

- Semieje mayor: $a = 6.378.388 \text{ m}$

- Aplanamiento: $1/f = 1/297$

Se estableció como origen de latitudes el Ecuador, y como origen de longitudes el Meridiano de Greenwich, adoptando éste el valor $0^\circ 0' 0''$.

Como Punto Astronómico Fundamental, se escogió la llamada Torre de Helmert situada en el Observatorio de Potsdam, en las cercanías de Berlín, por ser un lugar céntrico en la extensión europea donde se iba a usar.

1.3 Sistemas de coordenadas y sistemas de referencia

Un sistema de coordenadas es un conjunto de valores y puntos que permiten definir unívocamente la posición de cualquier punto de un espacio euclídeo o más generalmente variedad diferenciable. Un sistema de referencia, viene dado por un punto de referencia y un sistema de coordenadas. Existen múltiples sistemas de coordenadas dependiendo del problema o la intención que nos ocupe. Vamos a tratar a continuación los que se utilizan en navegación.

1.3.1 Coordenadas geocéntricas

Las coordenadas geocéntricas, es un sistema cartesiano (X,Y,Z) cuyo punto origen es el centro de la Tierra o el centro del elipsoide. El eje Z es el eje donde rota la elipse de revolución o el eje de rotación terrestre convencional. Suelen expresarse en coordenadas geocéntricas la Luna y todos los satélites artificiales que tienen su órbita alrededor de la Tierra, incluidos por tanto los satélites de constelaciones GNSS.

1.3.2 Coordenadas geográficas

Las coordenadas Geográficas son una forma de designar un punto sobre la superficie terrestre con el siguiente formato:

15°34'12'' W

23°58'11'' N

Esta designación supone la creación de un sistema de referencia de tres dimensiones:

- Se define el **eje de la Tierra** como la recta ideal de giro del globo terráqueo en su giro del movimiento de rotación. Es la recta que une los dos polos geográficos, Norte y Sur.
- Se definen los **meridianos** como las líneas de intersección con la superficie terrestre, de los infinitos planos que contienen el eje de la Tierra. El sistema toma como origen un meridiano determinado, denominado *Greenwich*. La existencia de este meridiano divide al globo terráqueo en dos zonas: las situadas al Oeste (W) de Greenwich, hasta el antimeridiano (180° E ó W), y las situadas al Este (E) al Este de Greenwich, hasta el antimeridiano.
- Se definen los **paralelos** como las líneas de intersección de los infinitos planos perpendiculares al eje terrestre con la superficie de la Tierra. Al paralelo de mayor radio se le denomina *Ecuador*, el cual divide el globo en dos hemisferios: el hemisferio norte y el hemisferio sur.

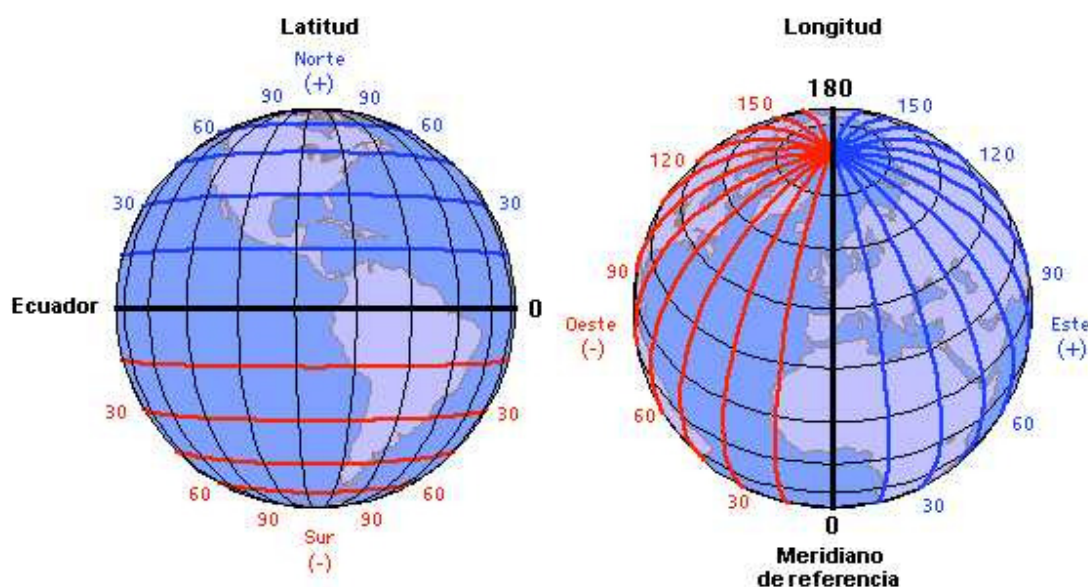


Figura 2. Paralelos y meridianos

Una vez que tenemos establecida una red de meridianos y paralelos, la situación geográfica de un punto viene definida por su longitud y su latitud, con referencia la red creada:

- Se define la **Longitud (λ)** de un punto P como el valor del diedro formado por el plano meridiano que pasa por P y el meridiano de Greenwich). La longitud presenta un mínimo posible de 0° hasta un máximo de 180° , (0° - 180° E) ó (0° - 180° W).
- Se denomina **Latitud geográfica (ω)** de un punto P al ángulo formado por la vertical a la Tierra que pasa por dicho punto con el plano ecuador. La vertical se considera la unión del punto con el origen o centro de la Tierra, obteniéndose la latitud midiendo el ángulo (ω) sobre

el meridiano que pasa por el punto P. La latitud máxima y mínima va desde los 0° a los 90° , (0° - 90° N) ó (0° - 90° S).

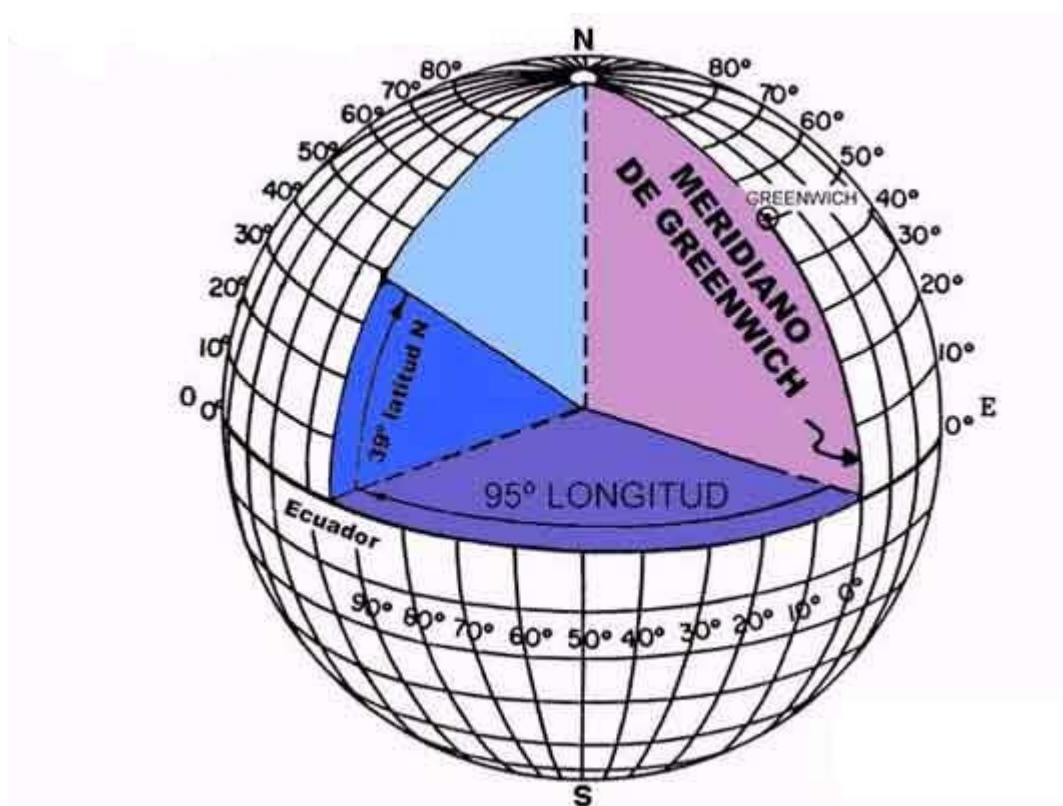


Figura 3. Ejemplo de designación de coordenadas geográficas

1.3.3 Proyecciones cartográficas. Tipos

La representación cartográfica del globo terrestre, ya sea considerando éste como una esfera o un elipsoide, supone un problema, ya que no existe modo alguno de representar toda la superficie desarrollada sin deformarla.

Las proyecciones estudian las distintas formas de desarrollar la superficie terrestre minimizando las deformaciones sufridas al representar la superficie terrestre. En todos los casos minimizan los errores, dependiendo la magnitud física que se desea conservar: su superficie, las distancias o los ángulos.

- **Proyecciones planas.**

Cuando la superficie a representar es pequeña y por lo tanto la esfericidad terrestre no va a influir en la representación cartográfica, se recurre a su representación en forma plana, de forma que todos los puntos representados están vistos desde su perpendicular. A esta representación se le denomina “plano”.

- **Proyecciones geodésicas.**

Son proyecciones en las que la esfericidad terrestre tiene repercusión importante sobre la representación de posiciones geográficas, sus superficies, sus ángulos y sus distancias.

Existen tres tipos en función de la variable que conservan una vez proyectados:

- **Proyecciones Conformes:** Aquellas en las que los ángulos se conservan, con una relación de semejanza de un valor de “1” en el centro de la proyección hasta un valor máximo de “1+c” en los límites del campo de proyección. La alteración “c” es proporcional al cuadrado de las distancias que une el centro de la proyección con el punto a proyectar. Esta variación se subsana multiplicando todas las escalas por un factor de “1-(2/c)”.
- **Proyecciones Equivalentes:** Son aquellas en las que la superficie se conserva después de la proyección.

- **Proyecciones Afilácticas:** Son aquellas en las que no se conservan ni los ángulos ni las distancias.

1.3.3.1 LA PROYECCIÓN MERCATOR - TRANSVERSAL MERCATOR

La proyección UTM conserva los ángulos pero distorsiona todas las superficies sobre los objetos originales así como las distancias existentes.

El sistema UTM es un sistema de proyección geodésica ideado en 1569 por Gerhard Kremer, denominado Mercator. Es un sistema en el cual se construye geoméricamente el mapa de manera que los meridianos y paralelos se transformen en una red regular, rectangular, de manera que se conserven los ángulos originales. Este tipo de transformación se denomina “conforme”.

El sistema de proyección UTM toma como base la proyección MERCATOR. Este es un sistema que emplea un cilindro situado de forma tangente al elipsoide en el ecuador.

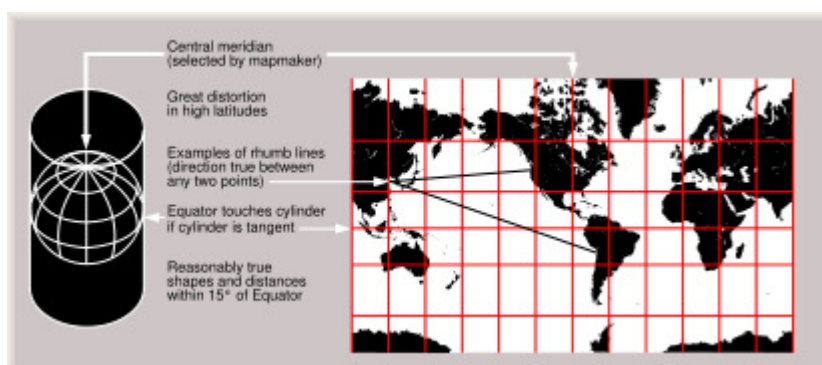


Figura 4. Proyección MERCATOR

La red creada hace que tanto meridianos como paralelos formen una cuadrícula oblicua, rejilla, de manera que una recta oblicua situada entre dos paralelos forma un ángulo constante con los meridianos.

La proyección **UNIVERSAL TRANSVERSAL MERCATOR (UTM)**, toma como base la proyección Mercator, sin embargo la posición del cilindro de proyección es transversal respecto del eje de la Tierra.

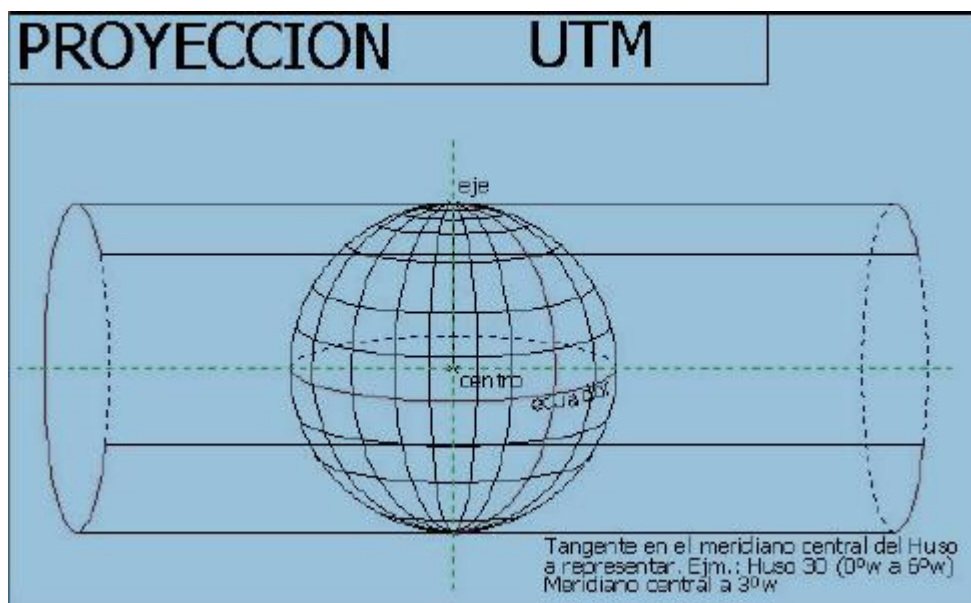


Figura 5. Proyección TRANSVERSAL MERCATOR

Se define un huso como las posiciones geográficas que ocupan todos los puntos comprendidos entre dos meridianos. Cada huso puede contener 3°, 6° u 8°. El sistema UTM emplea husos de 6° de Longitud.

La proyección UTM genera husos comprendidos entre meridianos de 6° de Longitud, generándose en cada huso un meridiano central equidistante 3° de longitud

de los extremos de cada huso. Los husos se generan a partir del antimeridiano y hay un total de 60 Husos.

Esta situación del cilindro de proyección, tangente al meridiano central del huso proyectado, hace que únicamente una línea sea considerada como autometrica⁴, la del meridiano central. Sobre esta línea, el módulo de deformación lineal K es la unidad (1), creciendo linealmente conforme se aumenta la distancia a este meridiano central. Esta relación entre las distancias reales y las proyectadas presenta un mínimo de 1 y un máximo de 1.01003 (distorsión lineal desde 0 a 1.003%).

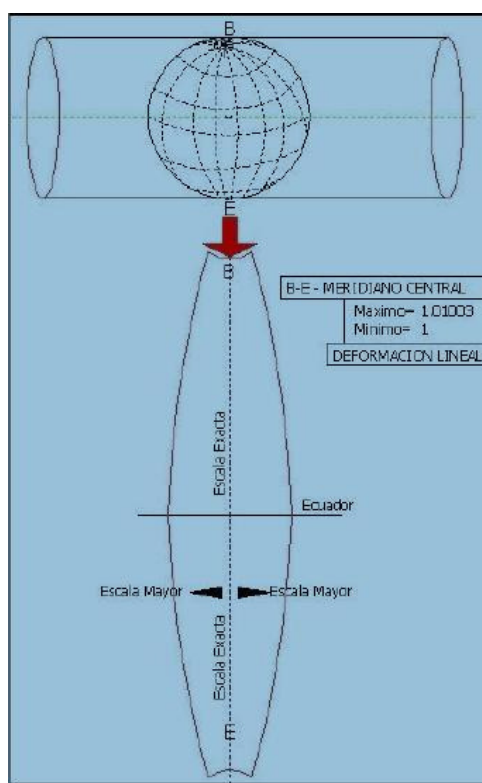


Figura 6. Representación de la deformación lineal en MERCATOR TRANSVERSAL

(4) Es decir, líneas que mantienen la medida en proyección

Para evitar que la distorsión de las magnitudes lineales aumente conforme se aumenta la distancia al meridiano central se aplica un factor $K_c = 0.9996$, a las distancias, de modo que la posición del cilindro de proyección sea secante al elipsoide, creándose dos líneas en las que el modulo de anamorfosis lineal sea la unidad.

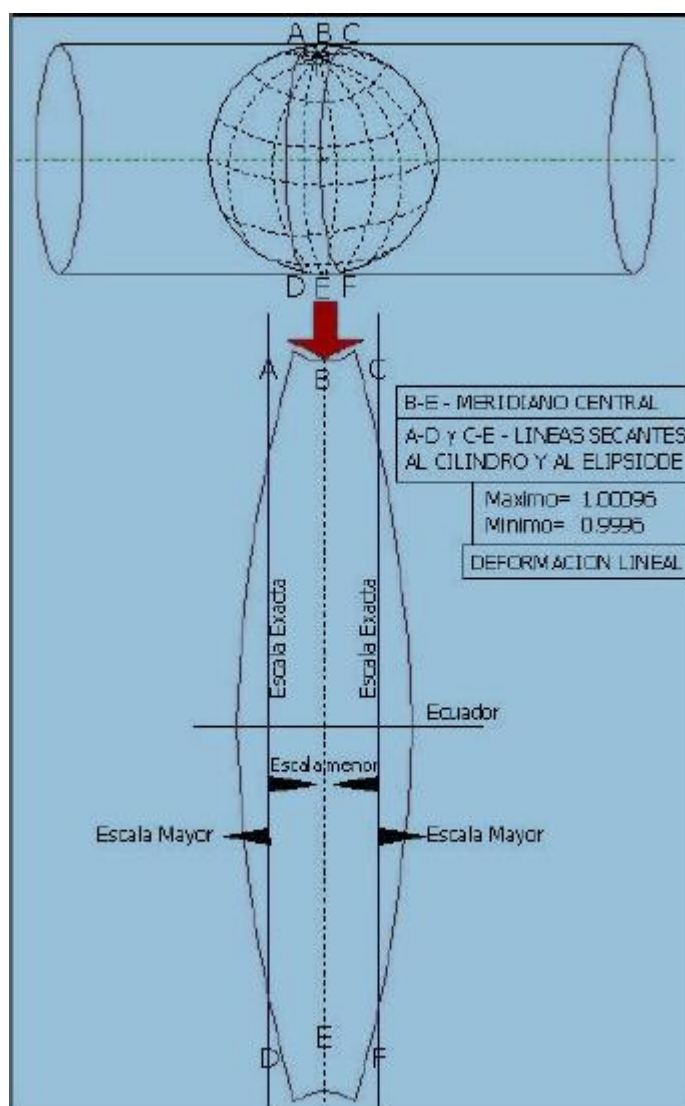


Figura 7. Mejora de la distorsión lineal en MERCATOR TRANSVERSAL

La transformación geométrica creada con la proyección hace que únicamente dos líneas se consideren “rectas”. Esta distorsión lineal presenta un mínimo de un -0.04% a un máximo de +0.096%.

1.3.3.2 VENTAJAS DEL SISTEMA UTM

El sistema de Proyección UTM tiene las siguientes ventajas frente a otros sistemas de proyección:

- Conservación de ángulos.
- No distorsiona las superficies en grandes magnitudes.
- Es un sistema que designa un punto o zona de manera concreta y fácil de localizar.
- Es la proyección más empleada en todo el mundo.

El sistema UTM es un sistema comúnmente utilizado entre los 0° y los 84° de latitud norte y los 80° de latitud sur. No se emplea a partir de los 80° de latitud ya que produce una distorsión más acusada cuanto mayor es la distancia al Ecuador. Para la cartografía de zonas existentes en los polos se emplea normalmente la proyección UPS (Universal Polar Stereographic).

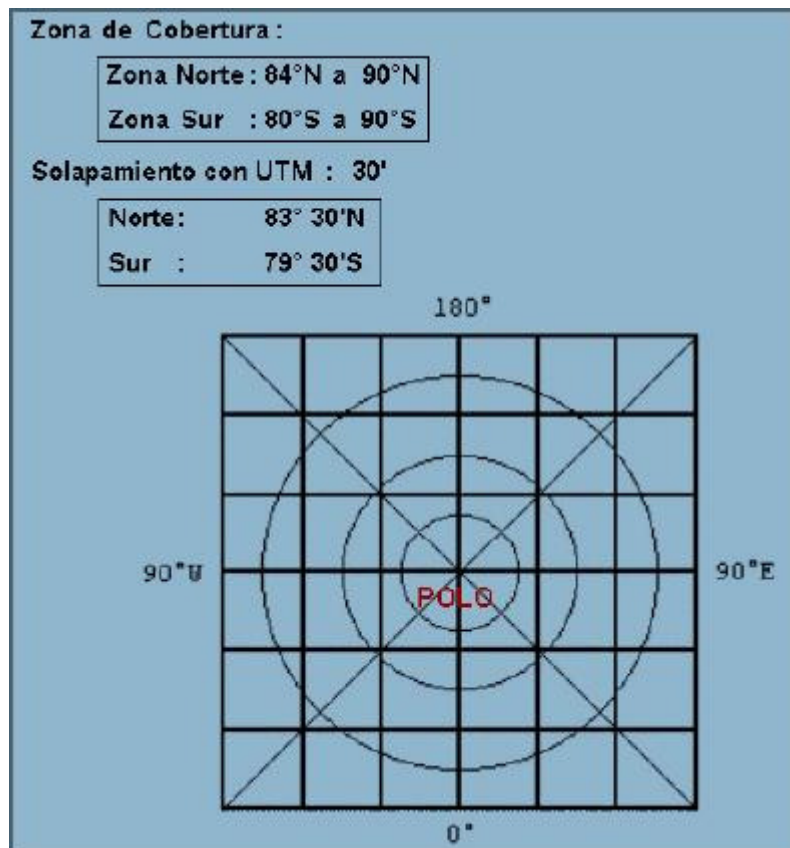


Figura 8. Proyección UPS

En ella el vértice de proyección se encuentra situado en cada uno de los polos.

1.3.3.3 DEFINICIÓN DE COORDENADAS UTM

El sistema localiza un punto por coordenadas del tipo:

$$X = 462.130$$

$$Y = 4.634.140$$

Únicamente con estos datos el punto no queda definido ya que carece de los siguientes datos:

- Los datos no tienen Unidades.
- Los datos no localizan el hemisferio donde se encuentra
- Los datos no localizan el Huso UTM de proyección
- Los datos no localizan el Datum (origen del sistema de coordenadas).

Para que el punto quede localizado perfectamente se debe de detallar como sigue:

$$X = 462.130$$

$$Y = 4.634.140$$

$$\text{Huso} = 30, \text{Zona} = T$$

$$\text{Datum: European 50 (ED50)}$$

1.4 Sistemas de alturas

Por mucho tiempo los geodestas han discutido sobre que sistema de alturas es más apropiado para la realización práctica de un datum vertical. Estas discusiones están resurgiendo en varias partes del mundo, este auge se ha dado por el advenimiento de la disponibilidad del GPS para medir de forma exacta diferencias de alturas geodésicas.

Existen dos conceptos básicos de alturas que han sido considerados seriamente en la próxima modernización de las redes de alturas nacionales. Estos son el sistema de alturas ortométricas y el concepto de Molodensky de alturas normales. En este

punto se intenta presentar alguna luz sobre estos conceptos y responder algunas de las principales cuestiones que surgen sobre la comparación de estos dos conceptos.

1.4.1 Altura Ortométrica

Este tipo de altura es especial por su significado puramente geométrico. La altura ortométrica se define como la distancia vertical entre la superficie física de la Tierra y la superficie del geoide. Esta distancia se mide a lo largo de la línea de plomada, la cual es la curva que es tangencial a la dirección de la gravedad en cualquier punto. La línea de plomada no es una línea recta, ya que tiene una leve curvatura y giro, debido a que la dirección de la gravedad varía dependiendo de las características de densidad local.

Para evaluar la altura ortométrica con exactitud es necesario conocer el valor medio de la gravedad a lo largo de la línea de plomada. En virtud de que la gravedad a lo largo de la línea de plomada no puede ser medida, el valor medio de la gravedad tiene que ser estimado de la gravedad observada en la superficie de la Tierra aceptándose alguna hipótesis sobre la distribución topográfica de la masa y densidad.

Las alturas ortométricas se relacionan con las alturas geodésicas sobre el elipsoide geocéntrico de referencia (las alturas geodésicas son más popularmente llamadas alturas elipsoidales) por medio de la altura geoidal N . La altura geodésica actualmente puede ser determinada directamente por sistemas geodésicos espaciales tal como el GPS. La relación entre la altura ortométrica y la altura geodésica se expresa por la siguiente ecuación:

$$N = h - H^o$$

(Donde h es la altura elipsoidica, y H^o la altitud sobre el geoide u ortométrica)

Esta expresión, simple como se ve, es muy importante. Indica que no importa cuan exacto pueda ser el valor de h dado por GPS, es N la que dicta la exactitud final de H_0 . Los valores de N están dados por las diferentes exactitudes de los diferentes modelos geoidales.

1.4.2 Alturas Normales

Las alturas normales son una aproximación a las alturas ortométricas, describiendo las alturas sobre una superficie ficticia, el quasigeoide. La altura normal H^N requiere el uso de una cantidad conocida como anomalía de altura ζ . La anomalía de altura se define como la distancia a lo largo de la normal elipsoidal entre el quasigeoide y el elipsoide referencia, o alternativamente, como la distancia entre la superficie de la Tierra y el teluroide. Estas anomalías de alturas son llamadas algunas veces “alturas quasigeoidales”.

La introducción de la altura normal elimina la necesidad de conocer la densidad topográfica, ya que en su definición clama por el conocimiento del valor medio de la gravedad normal a lo largo de la normal elipsoidal entre el elipsoide geocéntrico de referencia y el teluroide. Este hecho permite que la altura normal sea calculada exactamente (como exactamente pueda ser determinado el número geopotencial basado en gravedad actual) debido a que no requiere ningún conocimiento sobre la distribución de la densidad topográfica.

Para la conversión de alturas normales a alturas geodésicas es necesario conocer la anomalía de altura con “suficiente exactitud”. Esto puede lograrse, de acuerdo con los conceptos propuestos por Molodensky, debido a que la determinación de la anomalía de altura no requiere el conocimiento de la topo-densidad.

1.4.3 EGM96. Un modelo de geoide de precisión

Fue desarrollado mediante la colaboración de distintos centros de investigación, fundamentalmente al *Laboratory for Terrestrial Physics* -NASA *Goddard Space Flight Center* y la *National Imagery and Mapping Agency* (antes *Defense Mapping Agency*), aunque también han colaborado la *Hughes - STX Corporation*, *Ohio State University* y *The University of Texas at Austin*.

Se han utilizado para su elaboración gran cantidad de datos de la gravedad, incluso de zonas en donde antes no se disponían (zonas del océano Ártico, Groenlandia y la Antártida), observaciones láser a satélites (TOPEX/POSEIDON, Stella, Starlette, SEASAT, Peole, LAGEOS, etc.), observaciones Doppler a satélites (SEASAT, RADCAL, OSCAR-14, Nova-1, HILAT, GEOSAT, etc.), altimetría de satélite (TOPEX/POSEIDON, GEOSAT y ERS-1), observaciones GPS (TOPEX/POSEIDON, GPS/MET y ELJVE), observaciones TDRSS (*Tracking and Data Relay Satellite System*) al satélite EI7VE, observaciones SST Doppler (*Satellite to Satellite Tracking*) entre los satélites GEOS-3 y ATS-6, observaciones DORIS (*Doppler Orbit determination and Radiopositioning Integrated on Satellite*) a los satélites TOPEX/POSEIDON y SPOT-2 y, observaciones ópticas a satélites (GEOS-1, GEOS-2, Midas-4, BE-C, DI-D, Echo-IRB, etc.).

El modelo que nos ocupa está definido hasta grado 360, es decir, se han calculado del orden de 131000 coeficientes armónicos, lo que hace que podamos restituir ondulaciones del geoide con semilongitudes de onda del orden de 45 km para nuestras latitudes. Ha sido desarrollado para ser utilizado, principalmente, como referencia geodésica, determinación de órbitas de satélites más precisas, con fines oceanográficos y para estudios geofísicos.

Las calibraciones realizadas sobre el error cometido en la determinación de este geoide/modelo de geopotencial proporcionan los errores medios cuadráticos, considerando sólo hasta grado 70, que se exponen a continuación. En áreas continentales, 28 cm, en latitudes comprendidas entre 66° y 82° , 21 cm, considerando toda la superficie terrestre, 18 cm, en áreas oceánicas, 12 cm, y en latitudes inferiores a 66° , sólo 11 cm.

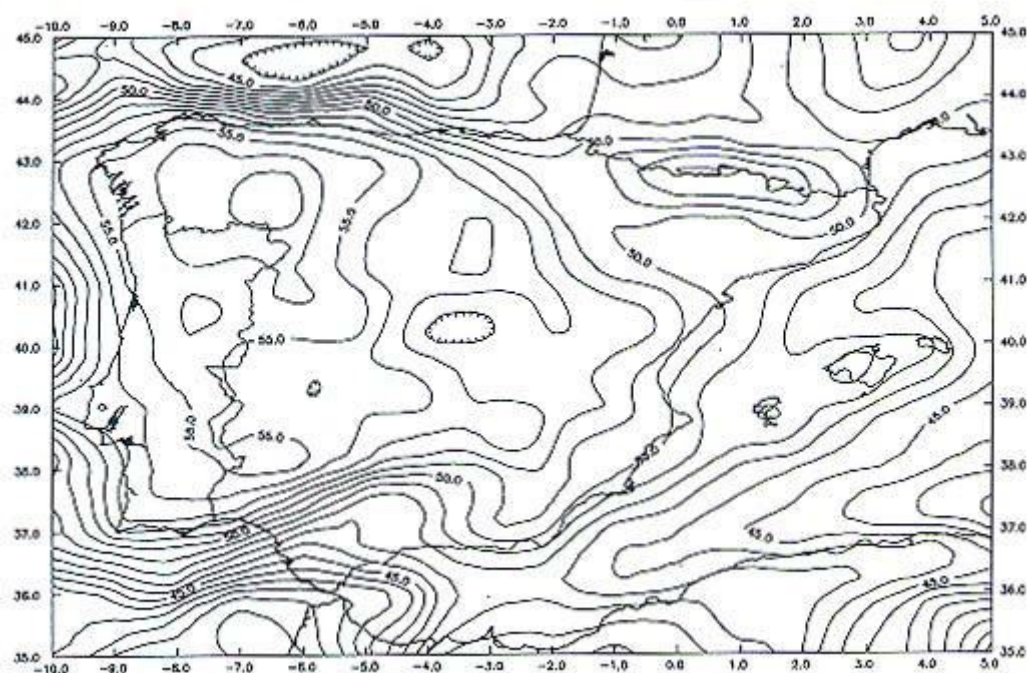


Figura 9. Ondulación del geoide. Modelo EGM96 en España