

APÉNDICES.

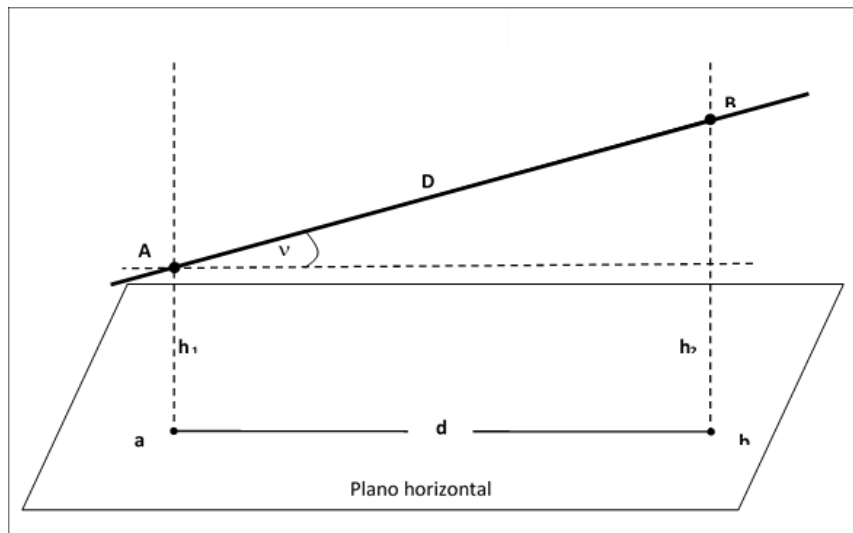
Georreferenciación: sistemas de coordenadas y registro de la altimetría.

- 1. APROXIMACIÓN PLANA.**
- 2. CÁLCULOS DE LA ALTITUD.**
- 3. RADIO DE CURVATURA.**
- 4. DATUMS (DATA) regionales o locales y WGS84.**
- 5. High-Quality Geodetic ITRF2000 Sites**
- 6. TÉCNICAS DE GEODESIA ESPACIAL.**

Septiembre 2016

APÉNDICE 1: APROXIMACIÓN PLANA.

En una primera aproximación, la representación de la Tierra puede considerarse como si fuera plana. Esto es suficiente en gran número de aplicaciones (no auténticamente cartográficas) que, generalmente, abarcan pequeñas extensiones territoriales aunque estas aproximaciones planas pueden ser fuente de numerosos errores y problemas pues, en ocasiones, se utilizan atendiendo a la simplicidad de los procedimientos de cálculo antes que a cualquier otra consideración. En este tipo de aproximación, **la localización de un punto se construye según la distancia a otro punto origen situado en el mismo plano**. Establecemos la posición de **B** midiendo su distancia a **A** y el ángulo v .



Gáficamente, la línea AB definida sobre el terreno se proyecta ortogonalmente sobre un plano horizontal, obteniéndose la línea **ab** a la que se la denomina **distancia horizontal (d)**.

Para la corrección de la distancia medida en **d** considerando la inclinación de la línea AB sobre la horizontal, partimos de la fórmula que permite el cálculo de **d** según el ángulo de pendiente y la distancia entre A y B (a la que llamaremos D):

$$d = D \cos v$$

Si a la corrección de la inclinación la denominamos ΔD :

$$d = D - \Delta D \quad \text{ó} \quad \Delta D = D - d \quad \text{y sustituyendo: } \Delta D = D - D \cos v = D (1 - \cos v) \quad \text{ó}$$

$$\text{Corrección de la inclinación } \Delta D = 2D \text{ sen}^2 v/2$$

Si esta distancia la comparamos con la obtenida en la Tierra esférica el error que cometemos al no considerar la curvatura terrestre se expresa mediante la fórmula:

$$\text{Error de la distancia horizontal debido a la esfericidad} = AB^3 / 12 R^2$$

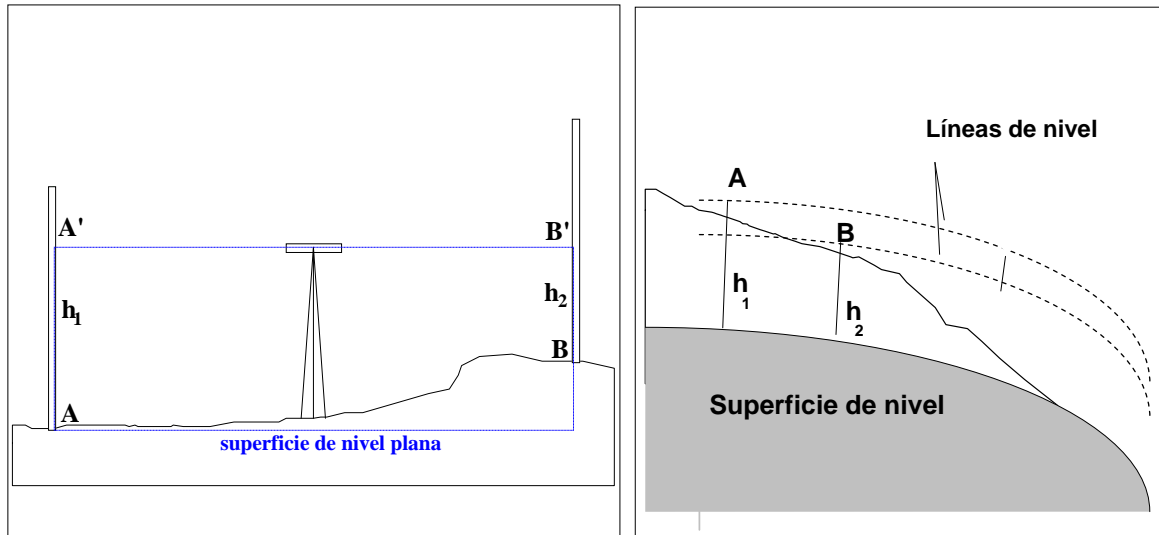
Siendo R el radio de la Tierra

Si conocemos la altura de A sobre el plano horizontal (h_1) podemos calcular la altura de B sobre el mismo plano (h_2) mediante la fórmula:

$$h_2 = h_1 + d \tan v$$

APÉNDICE 2: CÁLCULOS DE LA ALTITUD.

En la aproximación plana, para medir la diferencia de altitudes entre puntos pueden situarse miras verticales en cada uno de ellos y un instrumento de nivelación entre cada dos puntos (figura 2). En esta aproximación plana suponemos que la línea A'B' es horizontal y, por ello, la diferencia de altitud vendrá dada por la diferencia entre las dos lecturas en las miras ($h_1 - h_2$). A esta medición se la conoce como **altitud aparente** pues es una medida que está afectada, entre otras situaciones, por el hecho de que la Tierra no es un cuerpo plano.



Las coordenadas de la posición han de estar referidas a una superficie que defina la forma curvada de la Tierra y que permita el cálculo de lo que se conoce como altitud verdadera. Esa superficie es denominada superficie de nivel (figura 3). La diferencia de altitud entre A y B se establecería como la diferencia de las distancias ($h_1 - h_2$) medidas en la perpendicular desde cada uno de los puntos a una única superficie de nivel. Así mismo, puede ser medida como la distancia entre las líneas de nivel que pasan por A y por B, lo que expresará la altitud relativa de un punto respecto al otro. Cuando la superficie de nivel es una figura geométrica ambos procedimientos de medida darán un mismo resultado pero en la práctica se presentarán otras situaciones.

Las superficies de nivel pueden establecerse completamente fuera de la Tierra o interiores a esta, pueden utilizarse figuras arbitrarias definidas matemáticamente, como una esfera o un elipsoide, o pueden utilizarse superficies físicas que refieran la distribución de las masas de la Tierra (la configuración de la Tierra con sus irregularidades). A estas últimas se las denomina geoides con un término introducido por J. B. Listing en 1878 que parece mejor que el que se utilizaba por Gauss o Bessel (*superficie matemática de la Tierra*).

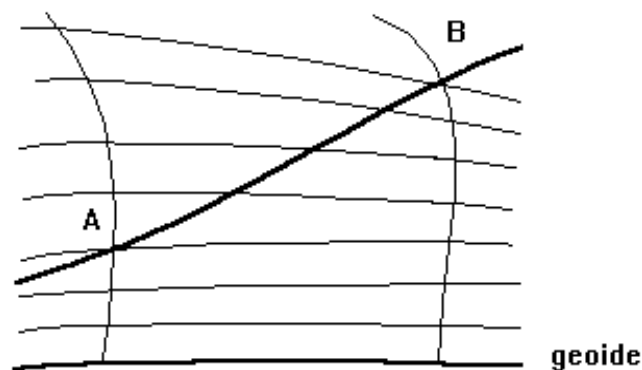
Aunque en la cartografía básica o topográfica es necesaria la utilización de superficies de nivel que no sean planas, no existe un solo tipo de superficie de nivel que facilite todo el conjunto de situaciones que se presentan en la práctica. Por ello hemos de considerar todas las posibilidades. Además, en la historia de la producción de cartografía se han utilizado las aproximaciones planas que es necesario conocer (aunque su consideración como productos cartográficos sea sólo aparente). Solían emplearse para dibujar catastros a grandes escalas y sin auténtica continuidad espacial, que era imposible con esa elección plana.

En el cálculo de las altitudes mediante el método de la nivelación se presentan unas situaciones que nos indicarán la incorrección del uso como superficies de nivel de figuras geométricas como el plano. También es el caso de la esfera o el elipsoide pues son figuras geométricas. Para la altitud es necesaria la utilización de una figura física.

Considerando la Tierra plana y cuando se realiza la nivelación en un circuito, cuando calculamos las altitudes partiendo de un punto A y, después de considerar otros puntos, volvemos a ese punto

inicial mediante una polilínea de nivelación cerrada, la suma de todas las diferencias de altitud no es igual a cero si efectuamos de forma rigurosa los cálculos. Es lo que se conoce como error (geométrico) de cierre.

De igual manera, cuando efectuamos la nivelación entre dos puntos A y B sumando las altitudes registradas en puntos intermedios, el resultado obtenido es distinto al que se obtiene si se efectúa la nivelación de A y de B refiriéndola a una misma superficie de nivel. No existe relación geométrica directa entre las mediciones de las altitudes. La causa principal estriba en la acción de la gravedad¹. Cuando efectuamos la nivelación sobre el terreno estamos obteniendo una combinación de la nivelación geométrica con medidas de la gravedad. Los problemas se presentan por la discontinuidad de la gravedad, por las variaciones de la gravedad en los distintos puntos de la Tierra. Las líneas de nivel que se definen con la plomada (mediante la acción de la gravedad) en cada punto no son paralelas. No estamos obteniendo directamente diferencias entre altitudes geométricas sino una relación física, diferencias del potencial de la gravedad de los puntos.



Las superficies sobre las que el potencial de gravedad (W) es constante se denominan superficies (físicas) de nivel. Cuando estas superficies son interiores a la Tierra, su curvatura varía discontinuamente con la densidad y no son superficies analíticas mediante los procedimientos geométricos o matemáticos. También son ligeramente curvadas las líneas de plomada, las líneas en la perpendicular de un punto que cortan perpendicularmente a las líneas de nivel (lo que se aprecia en las figuras contenidas en esta página).

Para la aproximación a la forma física de la Tierra mediante una superficie de nivel, para la definición del geoide, suele utilizarse la superficie media de los océanos prolongada bajo las tierras emergidas. Desde finales del siglo XVIII se pensó que la superficie media de los océanos, eliminando los efectos de las corrientes marinas, del oleaje o de la acción del viento, es parte de una superficie que muestra el equilibrio en la acción de la fuerza centrífuga, debida a la rotación, y de la fuerza de la gravedad, debida a la masa terrestre. Dicho de otra forma, es parte de una superficie con potencial de gravedad constante (W_0). En los océanos el geoide coincide con la superficie de la Tierra. Se define con ello una superficie de nivel interior con una curvatura que varía de forma discontinua según la distinta distribución de masas en los distintos puntos de la Tierra (si esta fuera un cuerpo homogéneo, el geoide sería un elipsoide de revolución). Cuando, como resultado directo de la nivelación, calculamos la diferencia del potencial de un punto y el potencial constante W_0 definimos lo que se conoce como el número geopotencial de dicho punto (C):

¹ La fuerza que actúa sobre un cuerpo en reposo situado sobre la superficie de la Tierra es la resultante de la fuerza gravitatoria y de la fuerza centrífuga debida a la rotación de la Tierra. A esta resultante se la denomina **gravedad**. A la magnitud del vector gravedad se le suele llamar también gravedad en un sentido menos amplio. Tiene la dimensión física de una aceleración y se mide en gales ($1 \text{ gal} = 1 \text{ cm seg}^{-2}$). La dirección del vector gravedad es la dirección de la plomada.

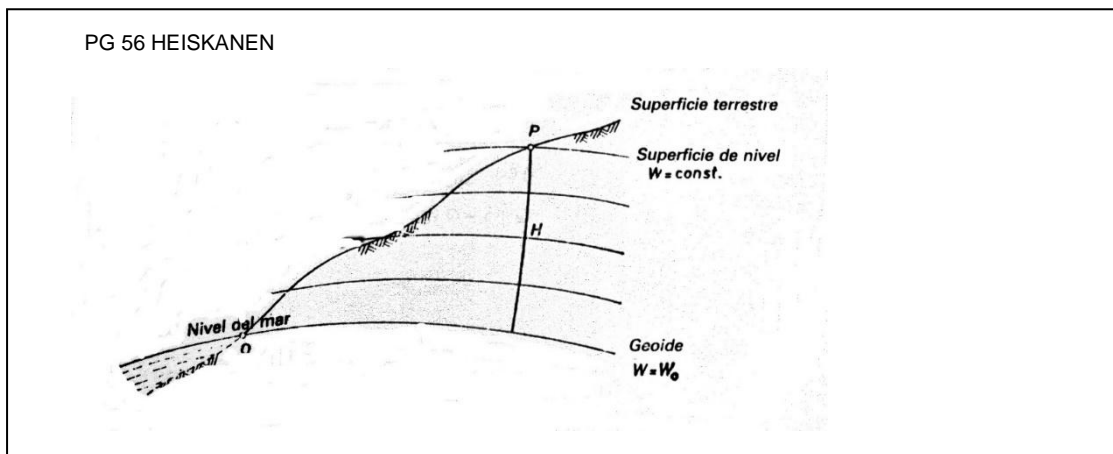
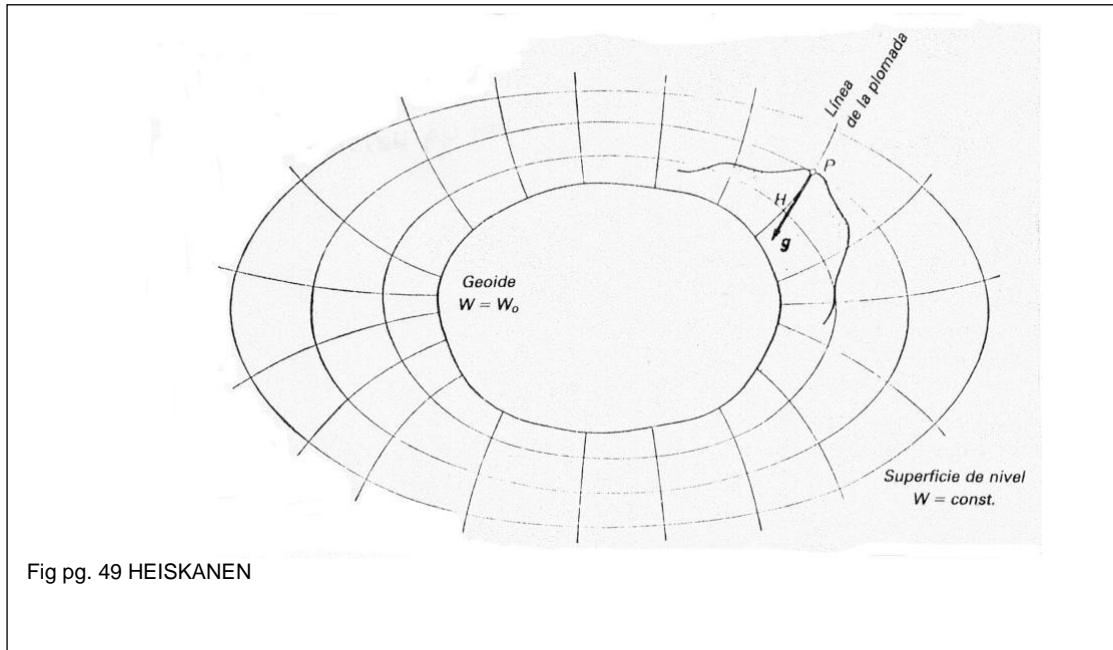
$$C = W_0 - W$$

De acuerdo con lo que decimos, C no es una altitud. Para el cálculo de la altitud debemos usar la expresión:

$$\text{altitud} = C / G$$

Dependiendo de la elección del valor de la gravedad G, obtendremos distintos sistemas de altitudes.

Altitudes ortométricas (H).



Cuando la altitud de un punto se mide utilizando como valor de G el valor medio de la gravedad entre el punto y el geoide sobre la línea (curva) de la plomada (g), recibe el nombre de altitud ortométrica (H) a veces referida, de forma imprecisa, como altitud sobre el nivel del mar. Para el cálculo de H utilizamos por consiguiente la relación:

$$H = C/g$$

El problema consiste en averiguar g. Un método simple es el ideado por Helmert en 1890 que, a

través de la medición de la gravedad en un punto sobre el terreno (g),² organiza la siguiente fórmula que permite la obtención de las conocidas como altitudes ortométricas Helmert (H en kilómetros) que son válidas para densidades terrestres constantes:

$$H = C / (g + 0.0424H)$$

Esta aproximación suele ser suficiente salvo en las altas montañas o cuando queremos obtener una precisión muy alta.

Otra aproximación es la que define las **altitudes ortométricas Mader**:

$$H = C / (\frac{1}{2} (g + g_0))$$

en donde g_0 es la gravedad calculada en el punto definido en el geoide por la línea de plomada.

Las altitudes dinámicas (H^{din}).

Otro procedimiento consiste en la utilización como valor de G el valor de la gravedad normal para una latitud estándar elegida arbitrariamente (γ_0) aunque generalmente se utiliza la de los 45° de latitud (γ_{45}) cuyo valor convenido internacionalmente es:

$$\gamma_{45} = 980.6294 \text{ gals}$$

Las altitudes dinámicas no tienen un significado geométrico sino físico. Difieren de las cantidades numéricas en unos 5.000 gals, del ecuador a los polos.

Las altitudes normales (H^*). Elipsoides de nivel.

Utilizan como valor de G el valor promedio de la gravedad en la superficie de un elipsoide que tenga el campo de gravedad del geoide γ .

Este campo de gravedad del elipsoide es conocido como **campo de gravedad normal** (U) y los elipsoides que tienen asignada una superficie equipotencial se conocen como **elipsoides de nivel**. Las desviaciones del campo de gravedad de la Tierra del campo de gravedad normal son muy pequeñas y pueden considerarse lineales. La definición más reciente de un elipsoide de nivel convenida internacionalmente es la que se conoce como **GRS80** (Geodetic Reference System 1980). Para la determinación de los elipsoides de nivel se utilizan los cuatro parámetros siguientes:

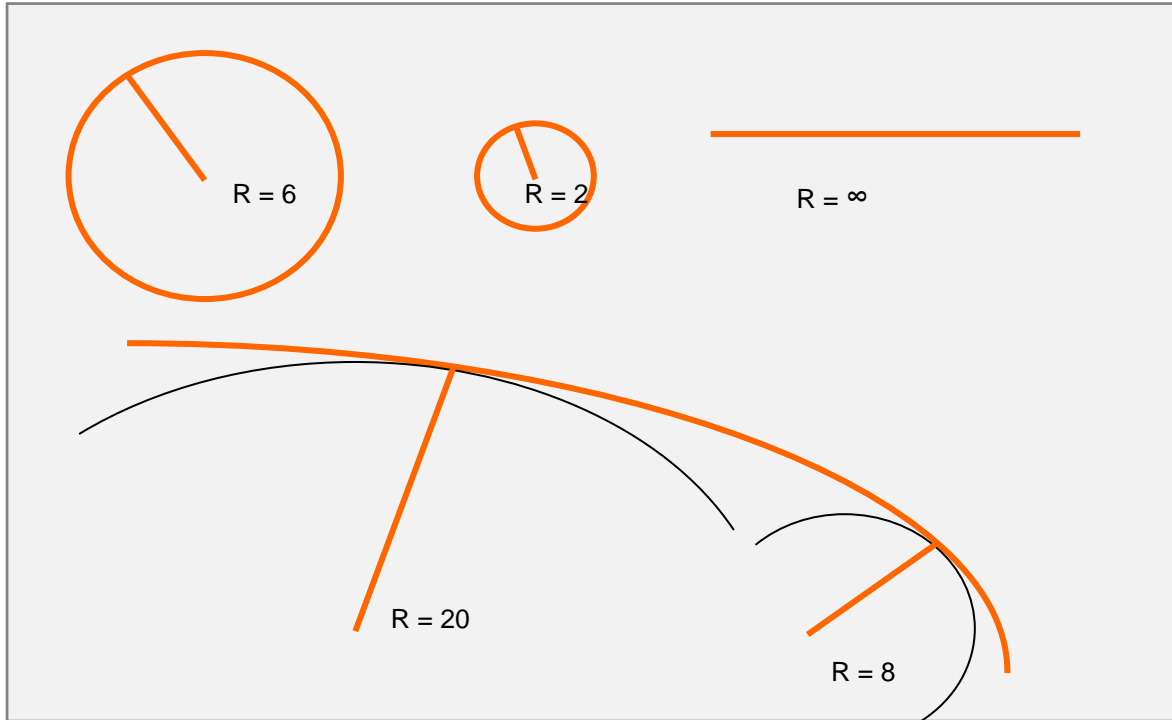
- a = semieje mayor
- f = aplanamiento o elipticidad
- γ_a = gravedad ecuatorial
- ω = velocidad angular

Las alturas medidas desde el geoide se conocen como alturas ortométricas. La relación entre alturas elipsoidales y alturas ortométricas posibilita el cálculo de las ondulaciones geoidales. Pero el método geométrico (GPS/nivelación) para la determinación del geoide consiste en obtener valores de ondulación geoidal partiendo de valores conocidos de alturas elipsoidales y alturas niveladas (toman como referencia el nivel medio del mar). Esta metodología genera valores de ondulación geoidal en forma puntual, por esta razón, cuando se requiere conocer cual es el comportamiento del geoide en un punto en el cual no se conocen los datos necesarios para su cálculo, se hace necesaria la aplicación de métodos de interpolación o estimación de variables que emplean principios geoestadísticos.

² Actualmente se obtiene una alta precisión en la medición de la gravedad gracias a la utilización, por ejemplo, de relojes de cuarzo para medir el tiempo, a las medidas interferométricas de distancias y a los contadores electrónicos. La gravedad se obtiene por la sencilla y conocida fórmula $g = 2s/t^2$.

APÉNDICE 3: RADIO DE CURVATURA.

En la circunferencia la curvatura es mayor cuanto menor es el radio. Curvatura y radio están en relación inversa. La recta tiene una curvatura igual a cero pudiendo considerársela como una circunferencia de radio infinito. Cuando mayor sea el radio, la circunferencia tendrá una curvatura menor y, al contrario, cuanto menor sea el radio, la curvatura será mayor. Todos los puntos de la circunferencia tienen igual curvatura. Lo mismo ocurre en la esfera. En el resto de curvas, como es el caso de la elipse, las curvaturas se definen mediante las circunferencias que pasan por cada uno de sus puntos y por los dos puntos infinitamente próximos a él.



La curvatura del elipsoide varía en cada punto de su superficie siendo mínima en la circunferencia de radio = a y máxima en los polos. El **radio de curvatura polar (c)** viene dado por la expresión:

$$\text{Radio de curvatura polar } c = a^2/b$$

La medida del radio de curvatura en cada uno de los puntos del elipsoide es necesaria para el cálculo de distancias. En el elipsoide, el radio de curvatura depende de la dirección en la que nos movamos, depende de la dirección de la curva que se trace sobre la superficie del elipsoide. El Teorema de Euler nos dice que en cada punto de una superficie existen dos direcciones para las cuales la curva-tura presenta unos valores máximo y mínimo. Además, estas dos direcciones son perpendiculares y se llaman **direcciones principales**. En el caso del elipsoide, la dirección con un radio menor (mayor curvatura) es la dirección de los meridianos. Será una de las direcciones principales. La otra dirección principal será la dirección perpendicular a ella. Los respectivos radios de curvatura se calculan según:

$$\text{Radio de curvatura de un meridiano } R_m = \rho = a(1 - e^2) / \sqrt{(1 - e^2 \cdot \text{sen}^2 \varphi)^3}$$

$$\text{Radio de curvatura transverso } R_p = v = a / \sqrt{1 - e^2 \text{sen}^2 \varphi} = \rho(1 + e^2 \cos^2 \varphi)$$

En un elipsoide de revolución el ecuador es un círculo cuyo radio es el semieje mayor (a). También los paralelos se definen como círculos, cuyo radio R_0 viene dado por:

$$\text{Radio de curvatura de un paralelo } R_0 = a \cdot \cos \varphi / \sqrt{1 - e^2 \text{sen}^2 \varphi} = R_p \cdot \cos \varphi$$

La relación $\rho/v = 1 - e^2 / 1 - e^2 \text{sen}^2 \varphi$ será mínima en el ecuador y máxima en los polos, como decíamos anteriormente.

APÉNDICE 4: DATUMS³ (DATA) regionales o locales y WGS84.

Antes de que estuvieran disponibles las técnicas geodésicas basadas en los satélites, se utilizaban datums que se definían independientemente como datums horizontales y verticales. La NIMA ha llevado a cabo la transformación de 120 datums locales al WGS84 mediante la selección de vértices geodésicos de los que se calcularon sus coordenadas con observaciones Doppler y posteriormente mediante GPS. Estos datums locales están basados en los siguientes elipsoides de referencia:

Elipsoides de referencia utilizados para transformaciones del datum⁴

Nombre del elipsoide de referencia	ID Code	a (Metros)	f ⁻¹
Airy 1830	AA	6377563.396	299.3249646
Australian National	AN	6378160	298.25
Bessel 1841			
Ethiopia, Indonesia, Japan y Korea	BR	6377397.155	299.1528128
Namibia	BN	6377483.865	299.1528128
Clarke 1866	CC	6378206.4	294.9786982
Clarke 1880**	CD	6378249.145	293.465
Everest			
Brunei y E. Malaysia (Sabah y Sarawak)	EB	6377298.556	300.8017
India 1830	EA	6377276.345	300.8017
India 1956***	EC	6377301.243	300.8017
Pakistan***	EF	6377309.613	300.8017
W. Malaysia y Singapore 1948	EE	6377304.063	300.8017
W. Malaysia 1969***	ED	6377295.664	300.8017
Geodetic Reference System 1980	RF	6378137	298.257222101
Helmert 1906	HE	6378200	298.3
Hough 1960	HO	6378270	297
Indonesian 1974	ID	6378160	298.247
International 1924	IN	6378388	297
Krassovsky 1940	KA	6378245	298.3
Modified Airy	AM	6377340.189	299.3249646
Modified Fischer 1960	FA	6378155	298.3
South American 1969	SA	6378160	298.25
WGS 1972	WD	6378135	298.26
WGS 1984	WE	6378137	298.257223563

* Apéndices B, C, and D.

** Según NIMA.

*** Según la conversión yardas a metros aceptada en cada país.

Se mantienen las denominaciones en inglés del original.

³ En latín, el plural de DATUM es DATA pero en la bibliografía cartográfica es usual, lamentablemente, el uso de DATUMS.

⁴ Originalmente, "Reference Ellipsoid Names and Constants Used for Datum Transformations"

Para el continente europeo:

Datums de referencia locales		Elipsoides de referencia y dferencias en los parámetros			Nº de estaciones de satélite usadas	Parámetros de transformación				
Nombre	Cód.	Nombre	$\Delta a(m)$	$\Delta f \times 10^4$		Número de ciclos	Fecha pub.	$\Delta X(m)$	$\Delta Y(m)$	$\Delta Z(m)$
EUROPEAN 1950 Mean Solution {Austria, Belgium, Denmark, Finland, France, FRG (Fede-ral Republic of Ger-many)*, Gibraltar, Greece, Italy, Luxembourg, Netherlands, Norway, Portugal, Spain, Sweden, and Switzerland}	EUR	Internatio- nal 1924	-251	-0.14192702						
	EUR-M				85	0	1987	-87 ± 3	-98 ± 8	-121 ± 5
Portugal and Spain	EUR-D				18	0	1991	-84 ± 5	-107 ± 6	-120 ± 3
EUROPEAN 1979 Mean Solution (Austria, Finland, Netherlands, Norway, Spain, Sweden, and Switzerland)	EUS	Internatio- nal 1924	-251	-0.14192702						
					22	0	1987	-86 ± 3	-98 ± 3	-119 ± 3
PICO DE LAS NIEVES Canary Islans	PLN	Internation al 1924	-251	-0.14192702						
					1	0	1987	-307 ± 25	-92 ± 25	127 ± 25

* Antes del 1 Enero 1993

Se mantienen las denominaciones en inglés del original.

APÉNDICE 5: High-Quality Geodetic ITRF2000 Sites

Domes	Cod. ^a	Nombre	T _b	λ, grad	φ, grad	Domes	Cod. ^a	Nombre	T _b	λ, grad	φ, grad
31303M002	MASP	MasPalomas	P	344.367	27.764	50207M001	CHAT	Chatham Island	P	183.434	-43.956
91201M002	KERG	Kerguelen	P	70.256	-49.351	40424S001	1311	Kauai	R	200.335	22.126
66010M001	DAV1	Davis	P	77.973	-68.577	40477S001	7617	Mauna Kea	R	204.544	19.801
66011M001	CAS1	Casey	P	110.520	-66.283	41510M001	LPGS	La Plata	P	302.068	-34.907
66001M003	MCMU	McMurdo	P	166.669	-77.838	97301M210	KOUR	Kourou	P	307.194	5.252
24901M002	BAHR	Bahrein	P	50.608	26.209	41602S001	7297	Fortaleza	R	321.574	-3.878
50107M001	7090	Yarragadee	L	115.347	-29.046	30602M001	ASC1	Ascension	P	345.588	-7.951
50133M001	PERT	Perth	P	115.885	-31.802	10002S001	7835	Grasse		6.921	43.755
50116S002	7242	Hobart	R	147.441	-42.804	10202M001	REYK	Reykjavik	P	338.045	64.139
50103S010	1545	Canberra	R	148.978	-35.398	12313M001	IRKT	Irkoutsk	P	104.316	52.219
13212S001	7840	Herstmonceux	L	0.336	50.867	12334M001	KIT3	Kitab	P	66.885	39.135
13101M004	BRUS	Brussels	P	4.359	50.798	12348M001	POL2	Poligan	P	74.694	42.680
13504M003	KOSG	Kootwijk	P	5.810	52.178	12711S001	7230	Bologna	R	11.647	44.520
14209S001	7203	Effelsberg	R	6.884	50.525	12717S001	7547	Noto	R	14.989	36.876
14001S001	7810	Zimmerwald	L	7.465	46.877	12725M003	CAGL	Cagliari	P	8.973	39.136
14208M001	OBER	Oberpfaffen.	P	11.280	48.086	12734S005	7243	Matera	R	16.704	40.650
10402S002	7213	Onsala	R	11.926	57.396	12750M002	UPAD	Padova	P	11.878	45.407
14201S004	7224	Wetzell	R	12.877	49.145	21602M001	WUHN	Wuhan	P	114.357	30.532
14106M003	POTS	Potsdam	P	13.066	52.379	21605S009	7227	Shanghai	R	121.200	31.099
11502M002	GOPE	Pecny	P	14.786	49.914	21613M001	LHAS	Lhasa	P	91.104	29.657
11001S002	7839	Graz	L	15.493	47.067	21701S001	1856	Kashima	R	140.663	35.954
12205S001	7811	Borowiec	L	17.075	52.277	21726S001	7838	Simosato	L	135.937	33.578
10302M003	TROM	Tromso	P	18.938	69.663	21729S007	USUD	Usuda	P	138.362	36.133
12209M001	LAMA	Lamkowko	P	20.670	53.892	21730S001	7311	Tsukuba	R	140.087	36.106
10403M002	KIRU	Kiruna	P	20.968	67.857	30302S001	7232	Hartebeest'k	R	27.685	-25.890
12204M001	JOZE	Jozefoslaw	P	21.032	52.097	40105M002	DRAO	Penticton	P	240.375	49.323
10503S011	METS	Metsahovi	P	24.395	60.217	40129M003	ALBH	Albert Head	P	236.513	48.390
12330M001	ZWEN	Zwenigorod	P	36.759	55.699	40134M001	WILL	Williams Lake	P	237.832	52.237
13407S010	1565	Madrid	R	355.749	40.427	40136M001	WHIT	Whitehorse	P	224.778	60.751
13406M001	VILL	Villafranca	P	356.048	40.444	40400M007	JPLM	Pasadena	P	241.827	34.205
41703M003	EISL	Easter Islands	P	250.617		40405S009	7222	Goldstone	R	243.112	35.332
40127M003	YELL	Yellowknife	P	245.519	62.481	40408S002	7225	Fairbanks	R	212.502	64.978
40442S017	7613	Fort Davis	R	256.053		40433M002	7109	Quincy	L	239.055	39.975
40135M001	FLIN	Flin Flow	P	258.022	54.726	40439S002	7207	Owens Valley	R	241.717	37.231
40128M002	CHUR	Churchill	P	265.911	58.759	40456S001	7234	Poetown	R	251.881	34.301
40465S001	7612	North Liberty	R	268.426	41.771	40463S001	7611	Los Alamos	R	253.754	35.775
40499S001	7219	Richmond	R	279.615	25.614	40466S001	7610	KittPeak	R	248.388	31.956
40441S001	7204	Greenbank	R	280.164	38.438	40473S001	7614	Brewster	R	240.317	48.131
40104S001	7282	Algonquin	R	281.927	45.955	40489S001	7218	Hat Creek	R	238.529	40.817
40451M105	7105	Washington	L	283.172	39.021	40497M001	7110	Monument Peak	L	243.577	32.892
40114M001	NRC1	Ottawa	P	284.376	45.454	40504M001	7122	Mazatlan	L	253.541	23.343
40471S001	7618	Hancock	R	288.013	42.934	41705S006	1404	Santiago	R	289.332	-33.151
40440S003	7209	Westford	R	288.506	42.613	42202M005	AREQ	Arequipa	P	288.507	-16.466
43001M001	THU1	Thule	P	291.212	76.537	43201S001	7615	Sainte Croix	R	295.416	17.757
42501S004	BRMU	Bermuda	P	295.304	32.370	50127M001	COCO	Coco Islands	P	96.834	-12.188
40101M001	STJO	St John's	P	307.322	47.595	50135M001	MAC1	Macquarielsland	P	158.936	-54.500
43005M001	KELY	Kellyville	P	309.055	66.987	50209M001	AUCK	Auckland	P	174.834	-36.603
50506M001	KWJ1	Kwajalein	P	167.730	8.722	50501M002	GUAM	Guam	P	144.868	13.589

^a Código CDP (Crustal Dynamic Project) número IGS/GPS.

^b Abreviaturas IERS R: VLBI; L: SLR y P: GPS.

7001	C	6377563,396	metre			299,3249646	
7002	Airy Modified 1849	6377340,189	metre			299,3249646	
7003	Australian National Spheroid	6378160	metre			298,25	
7004	Bessel 1841	6377397,155	metre			299,1528128	
7046	Bessel Namibia (GLM)	6377397,155	German legal m.	1,000013597	6377483,865	299,1528128	
7007	Clarke 1858	20926348	Clarke's foot	0,304797265	6378293,645		20855233
7008	Clarke 1866	6378206,4	Metre				6356583,8
7009	Clarke 1866 Michigan	20926631,53	US s. foot	0,30480061	6378450,048		20855688,67
7011	Clarke 1880 (IGN)	6378249,2	Metre				6356515
7012	Clarke 1880 (RGS)	6378249,145	Metre			293,465	
7015	Everest 1830 (1937 Adjustment)	6377276,345	Metre			300,8017	
7044	Everest 1830 (1962 Definition)	6377301,243	Metre			300,8017255	
7016	Everest 1830 (1967 Definition)	6377298,556	Metre			300,8017	
7045	Everest 1830 (1975 Definition)	6377299,151	Metre			300,8017255	
7018	Everest 1830 Modified	6377304,063	Metre			300,8017	
7036	GRS 1967	6378160	Metre			298,2471674	
7050	GRS 1967 Modified	6378160	Metre			298,25	
7019	GRS 1980	6378137	Metre			298,2572221	
7020	Helmert 1906	6378200	Metre			298,3	
7021	Indonesian National Spheroid	6378160	Metre			298,247	
7022	International 1924	6378388	Metre			297	
7024	Krassowsky 1940	6378245	Metre			298,3	
7029	War Office	6378300	Metre			296	
7043	WGS 72	6378135	Metre			298,26	
7030	WGS 84	6378137	Metre			298,2572236	
7049	Xian 1980	6378140	Metre			298,257	
7041	Average Terrestrial System 1977	6378135	Metre			298,257	
7005	Bessel Modified	6377492,018	Metre			299,1528128	
7052	Clarke 1866 Authalic Sphere	6370997	Metre				6370997
7034	Clarke 1880	20926202	Clarke's foot	0,304797265	6378249,145		20854895
7013	Clarke 1880 (Arc)	6378249,145	Metre			293,4663077	
7010	Clarke 1880 (Benoit)	6378300,789	Metre				6356566,435
7055	Clarke 1880 (international foot)	20926202	Foot	0,3048	6378306,37		20854895
7014	Clarke 1880 (SGA 1922)	6378249,2	Metre			293,46598	
7051	Danish 1876	6377019,27	Metre			300	
7042	Everest (1830 Definition)	20922931,8	Indian foot	0,30479951	6377299,366		20853374,58
7056	Everest 1830 (RSO 1969)	6377295,664	Metre			300,8017	
7031	GEM 10C	6378137	Metre			298,2572236	
7048	GRS 1980 Authalic Sphere	6371007	Metre				6371007
7053	Hough 1960	6378270	Metre			297	
7058	Hughes 1980	6378273	Metre				6356889,449
7057	International 1924 Authalic Sphere	6371228	Metre				6371228
7025	NWL 9D	6378145	Metre			298,25	
7032	OSU86F	6378136,2	Metre			298,2572236	
7033	OSU91A	6378136,3	Metre			298,2572236	
7027	Plessis 1817	6376523	Metre			308,64	
7059	Popular Visualisation Sphere	6378137	Metre				6378137
7054	PZ-90	6378136	Metre			298,2578393	
7028	Struve 1860	6378298,3	Metre			294,73	

APENDICE 6: TÉCNICAS DE GEODESIA ESPACIAL.

La geodesia actual utiliza técnicas espaciales con las que aumenta la precisión conseguida y se reducen los tiempos de estudio de sus variaciones temporales. Se utilizan en la determinación mediante coordenadas de los puntos terrestres, en el estudio del movimiento de la Tierra y su rotación. También, en la migración de los polos y del centro, del campo de gravedad y, por consiguiente, en el estudio del geode junto a otros asuntos relacionados. Son asuntos de la forma física y la figura de la Tierra que también se utilizan en cuestiones oceanográficas, hidrográficas, atmosféricas y, en general, medioambientales.⁵

Contribuciones científicas

Técnicas

	DORIS	GNSS	SLR	VLBI
Terrestrial reference frame (TRF)				
Posicionamiento de estaciones. Velocidades.	X	X	X	X
Escalas TRF y variaciones temporales.	x	X	X	X
Accesible en red.		X		
Homogenous network distribution	X	X		
Celestial reference frame				X
Determinación precisa de órbitas. (POD)				
Efemérides satelitales.	X	X	X	
Calibración/validación de misiones de sensores remotos, instrumentación.		X	X	
Control del nivel del mar.	X	X	X	
Parámetros de la orientación terrestre. Earth orientation parameters (EOP)				
Migración de los polos.	x	X	X	x
Duración del día.	x	X	X	X
Tiempo universal (UT1) y UTC (Coordinated Universal Time)				X
Atmósfera				
Retardo del zenit troposférico.	x	X		x
Global maps of ionosphere mean electron content	x	X		
Limb sounding for global profiles of water vapor		X		
Gravedad				
Coefficientes estáticos y variables del caampo de gravedad terrestre.	x	X	X	
Masa total de la Tierra.	x	X	X	
Variaciones temporales de la red para el estudio del centro de masas.	x	X	X	
Tiempo				
Soluciones temporales de estaciones (de control) y de satélites.		X	X	
Transferencia entre laboratorios de tiempos y frecuencias.		X	X	
Física Fundamental				
Teorías de la relatividad general y teorías alternativas.			X*	X
Light bending, time dilation				X

Notas: X, contribución principal (primary contribution).

x, contribución de apoyo (supporting contribution).

* Contribución tanto de SLR como de LLR.

⁵ NOLL, C. (2010) que cita a PLAG, H.-P., PEARLMAN, M. (Eds.) (2009). The Global Geodetic Observing System: Meeting the Requirements of a Global Society on a Changing Planet in 2020. Springer, Berlin Heidelberg, doi: 10.1007/978-3-642-02687-4, 2009.

“Positioning, gravity field determination, Earth rotation monitoring and geodetic remote sensing can be done much more accurately, completely and efficiently from space. Geodesy became truly global and three dimensional.” RUMMEL, Reiner (2010).