

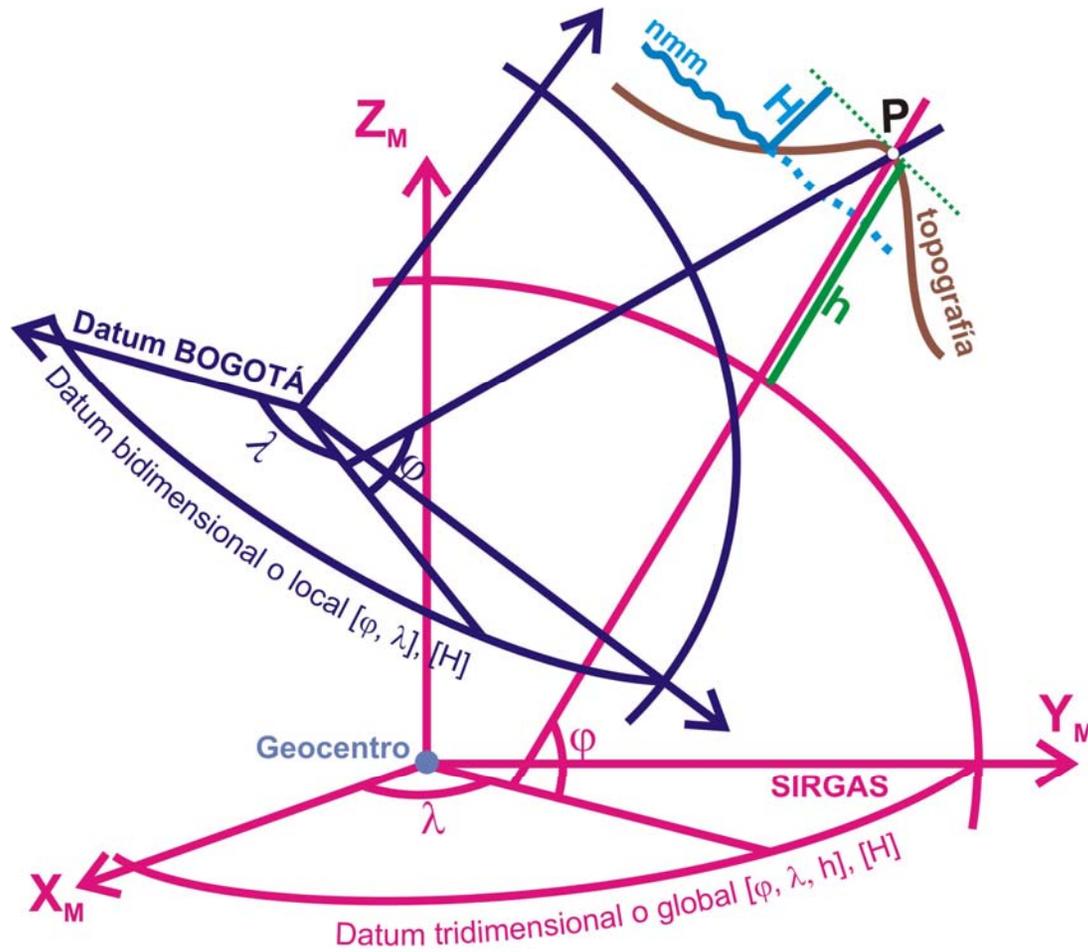
Realización del nivel de referencia vertical para SIRGAS dentro de una definición global

SIRGAS-GTIII: Datum Vertical

Laura Sánchez



Semana Geomática 2007, IGAC, junio 8 de 2007, Bogotá, Colombia



Geodesia moderna:

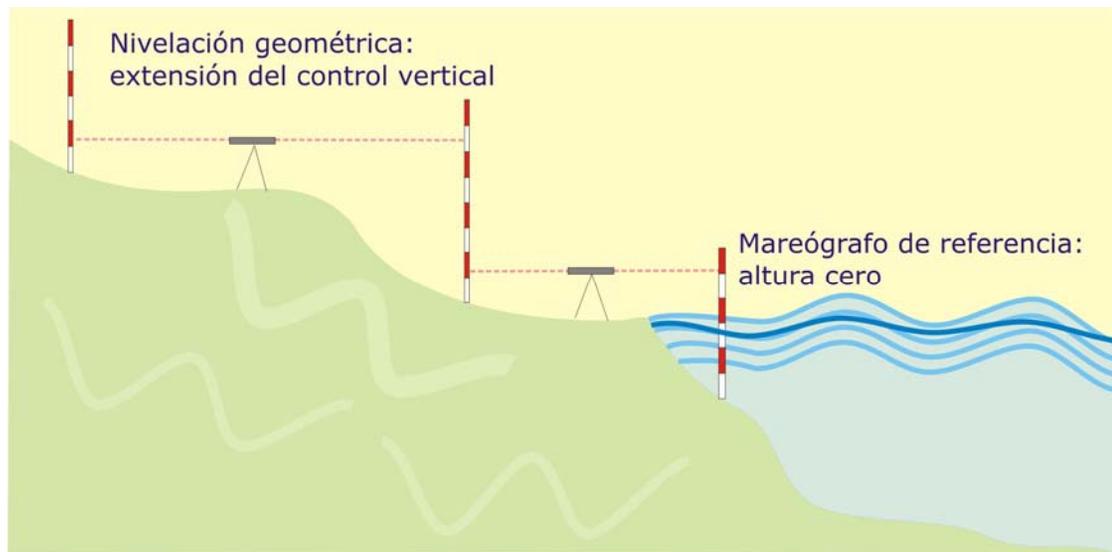
- determinación simultánea con la posición horizontal
- elipsoide de referencia
- posicionamiento GNSS (p. ej. GPS)

Geodesia clásica:

- independiente de la posición horizontal
- nivel medio del mar (geoide)
- nivelación geométrica

Nivel de referencia en los sistemas de alturas clásicos

1. El nivel medio del mar y el geoide son idénticos.
2. Observación del nivel del mar durante cierto período (ideal 18,6 años).
3. Reducción de mareas oceánicas.
4. Cálculo del valor promedio de los niveles observados.



Buenaventura:

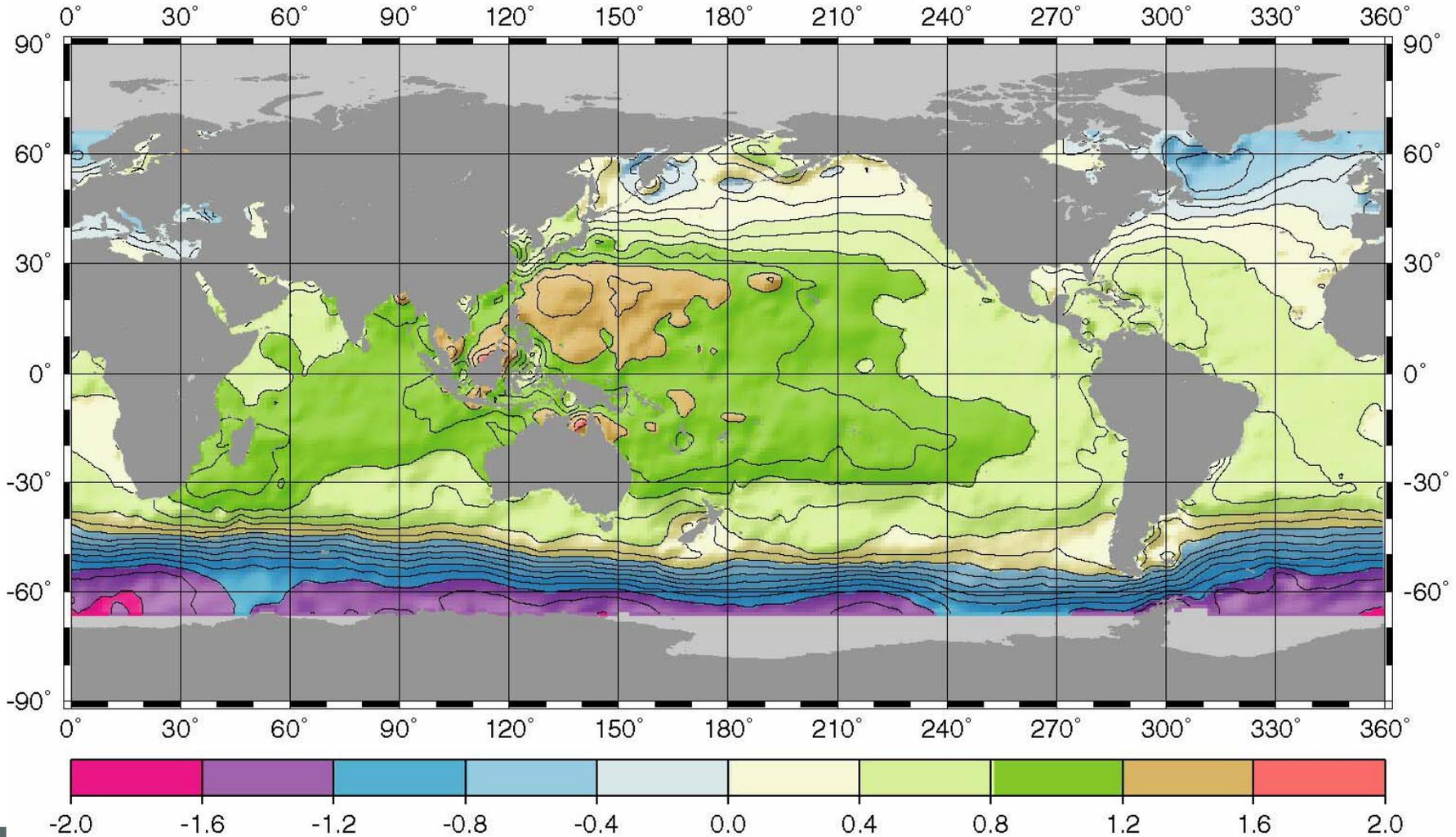
01/1942 ... 12/1951

01 ... 12/1955

01/1957 ... 08/1959

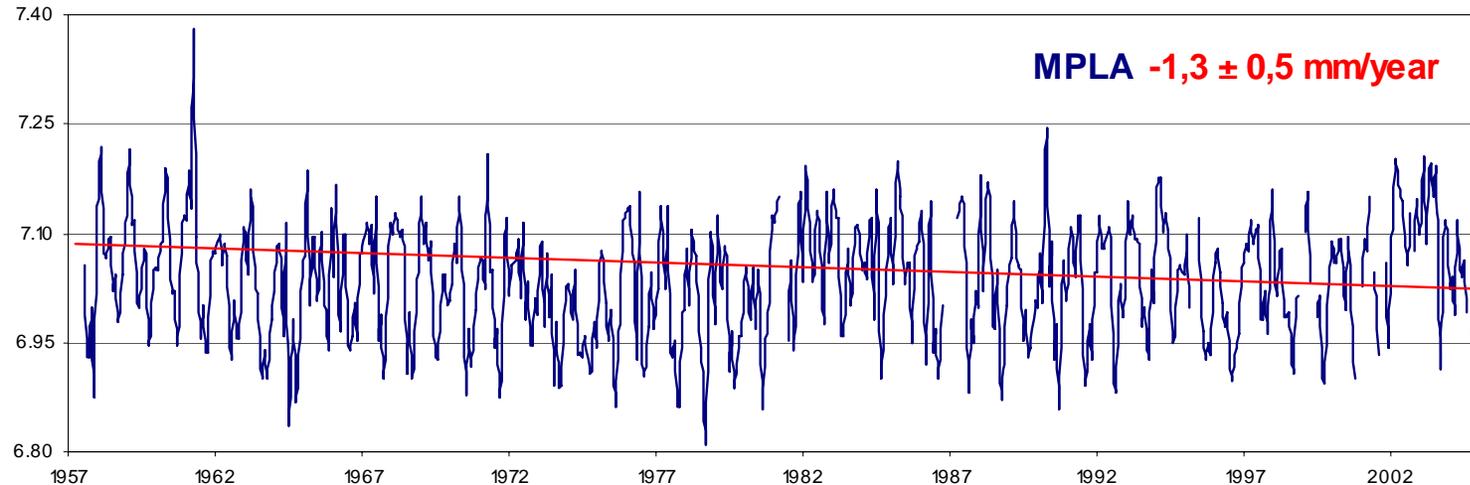
Problema 1: Geoide \neq superficie del mar

Topografía de la superficie del mar (SSTop): -2 m ... + 2m



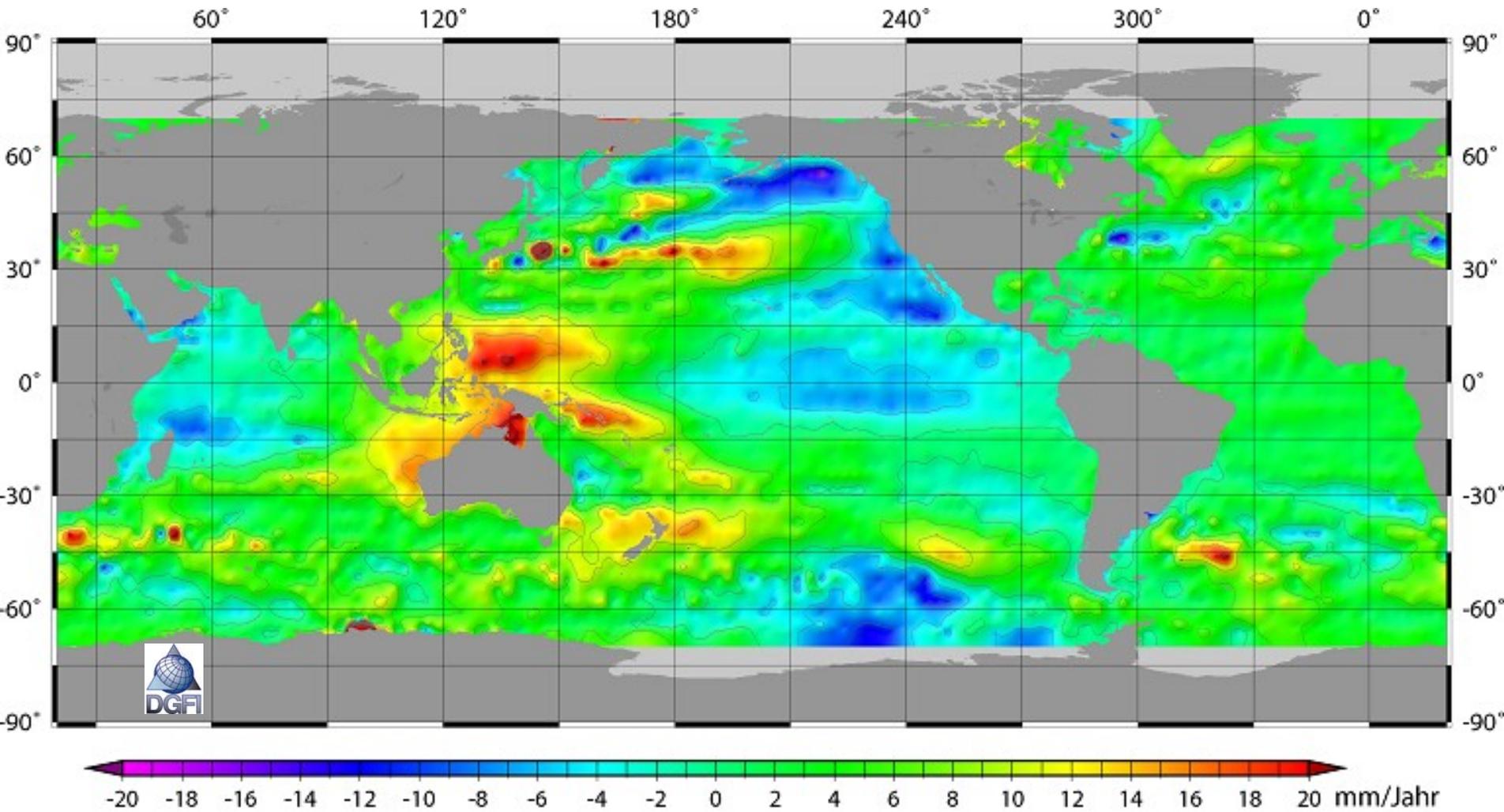
Problema 2: Omisión de los cambios del nivel del mar en función del tiempo

Mareógrafo Mar del Plata (Argentina):

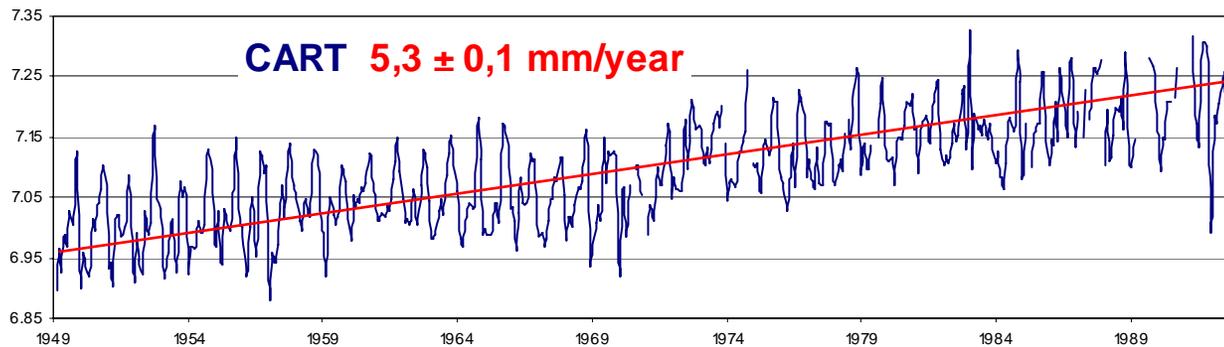
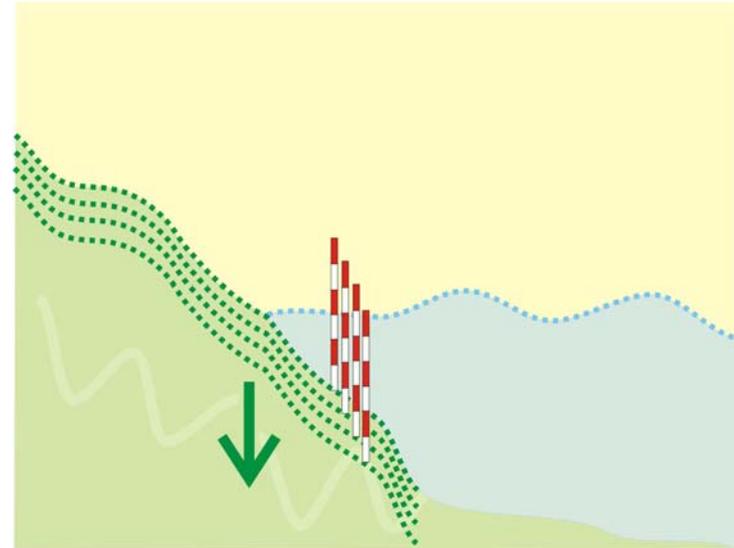
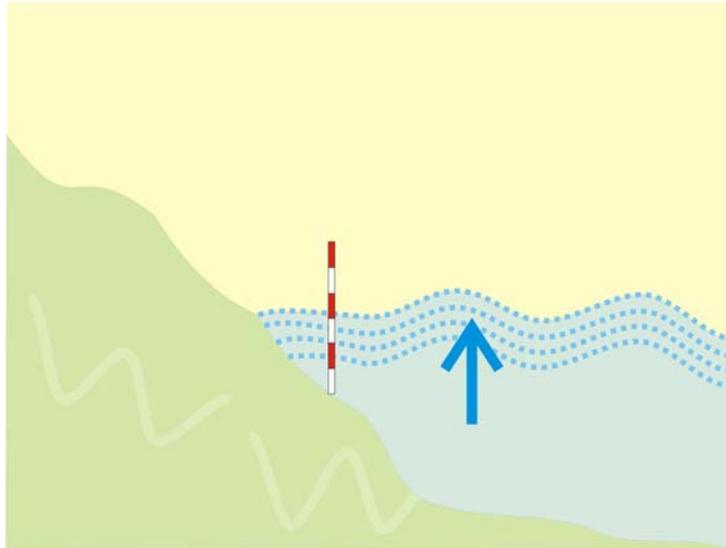


El nivel medio del mar registrado en la década de los años 50 (época de definición del nivel cero) estaba 7 cm “más arriba” que el nivel actual.

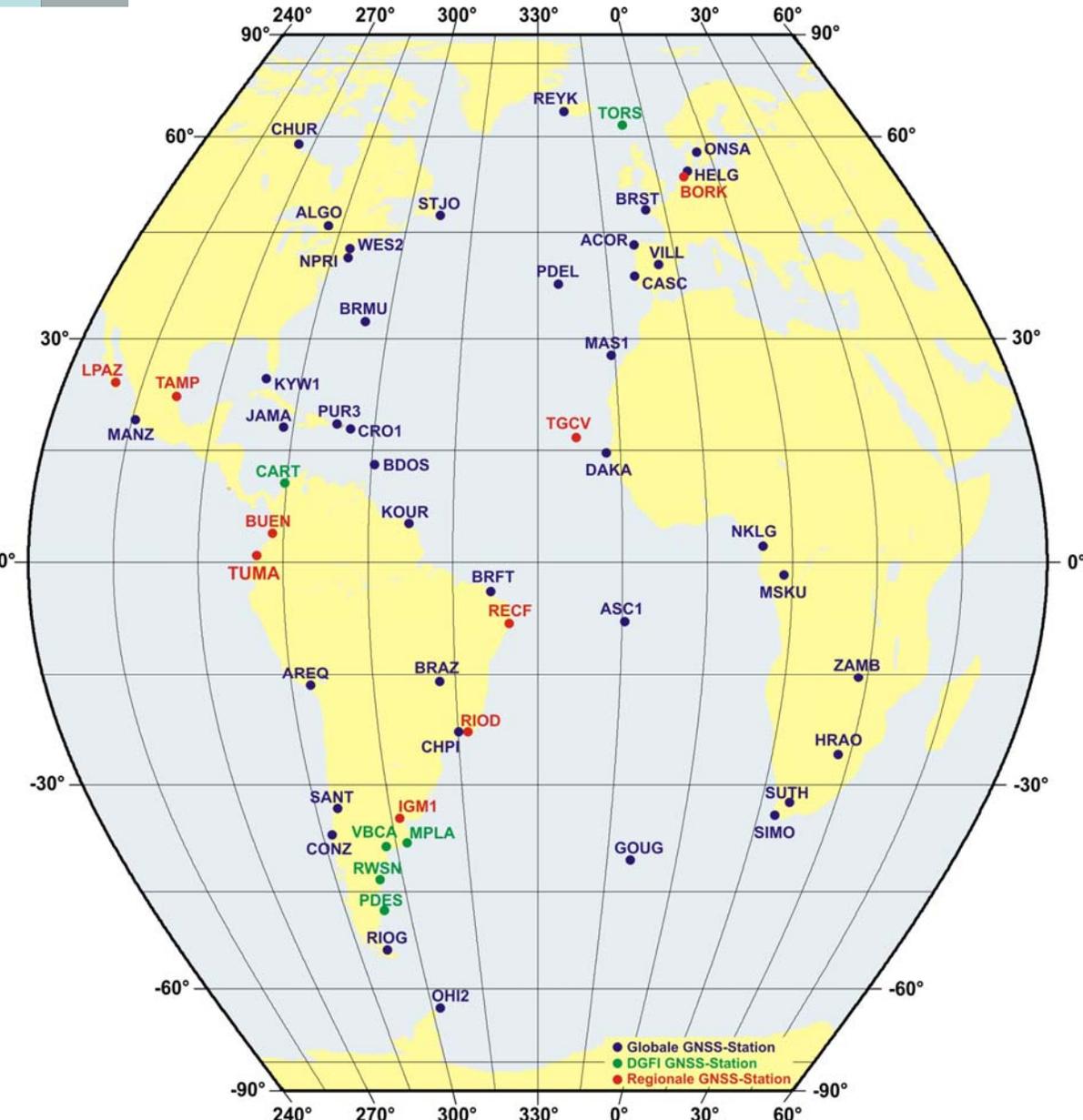
Problema 3: Omisión de los cambios del nivel del mar en función de la ubicación geográfica



Problema 4: Variación del nivel del mar o movimiento vertical de la corteza?



TIGA: Control geodésico de mareógrafos



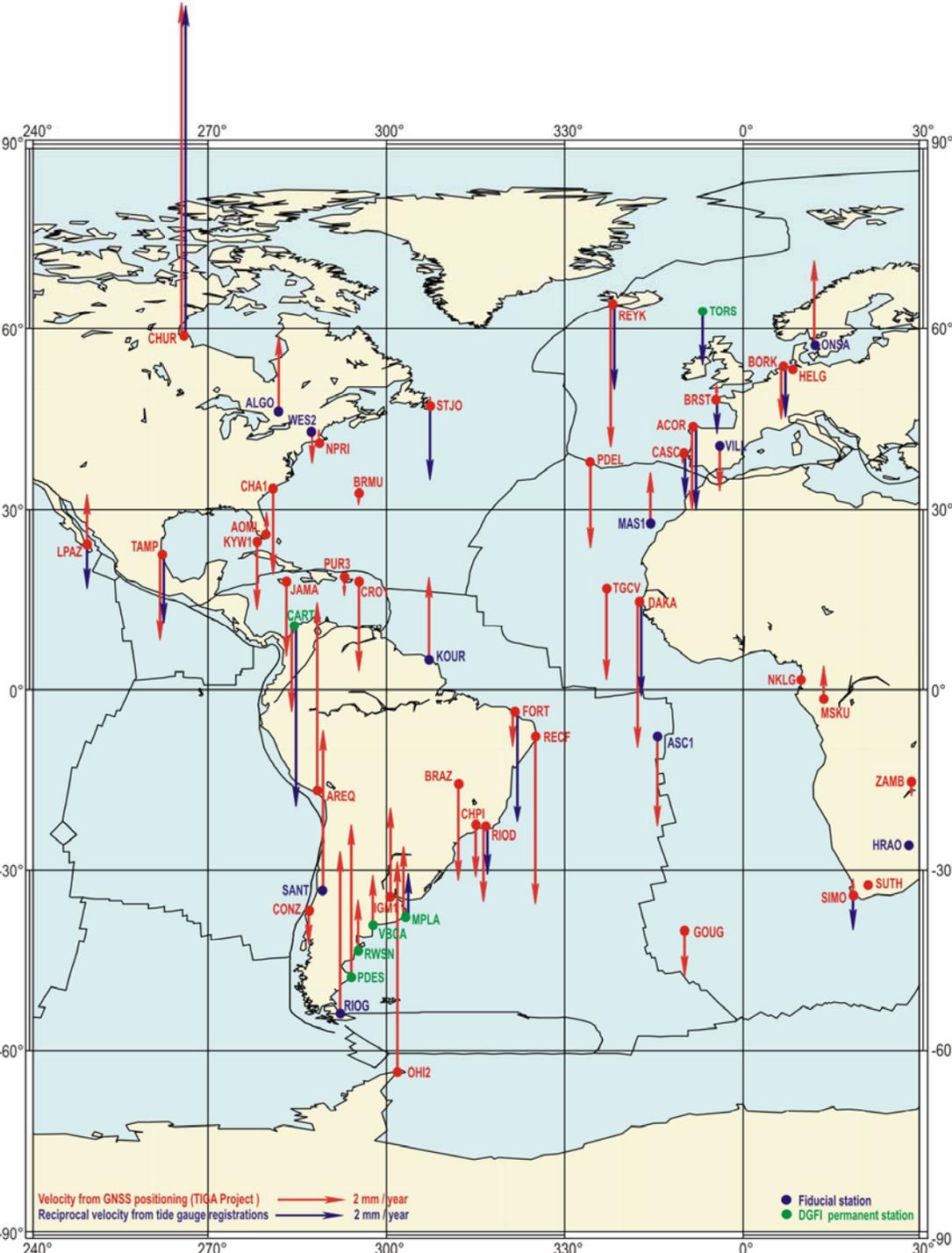
Proyecto del Servicio Internacional GNSS: **Tide Gauge Benchmark Monitoring Project**

Posicionamiento GNSS en mareógrafos para diferenciar movimientos verticales de la corteza y cambios del nivel del mar.

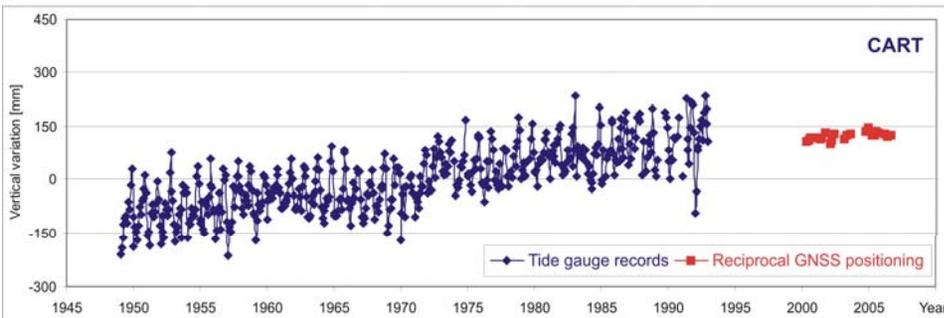
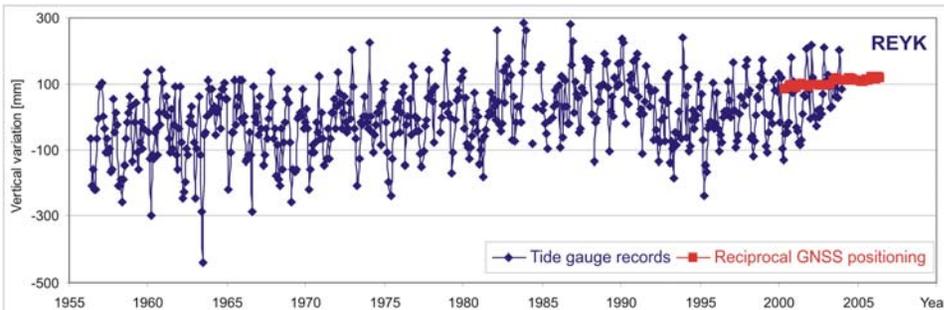
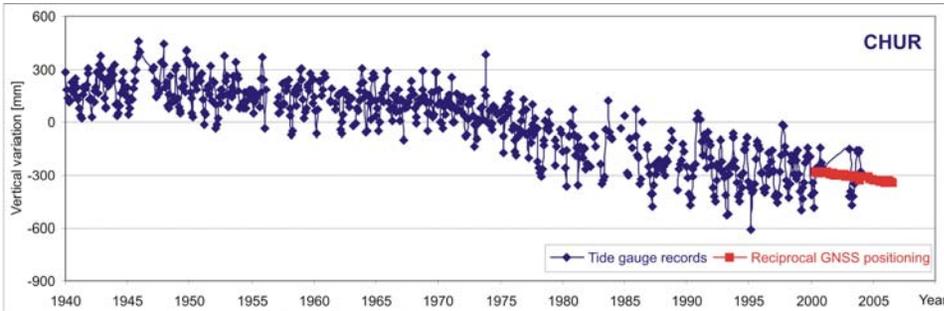
Red procesada en el DGFI:

- 60 estaciones
- Coordenadas semanales desde enero de 2000
- Software Bernese

Velocidades GNSS vs. Velocidades mareográficas

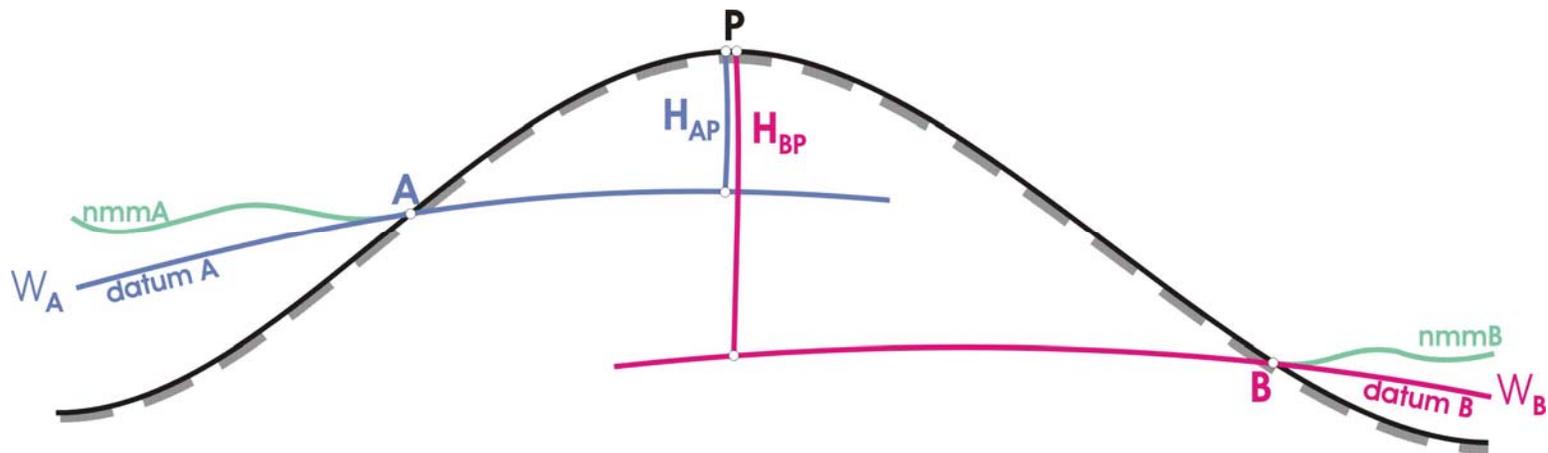


Velocidades GNSS vs. Velocidades mareográficas



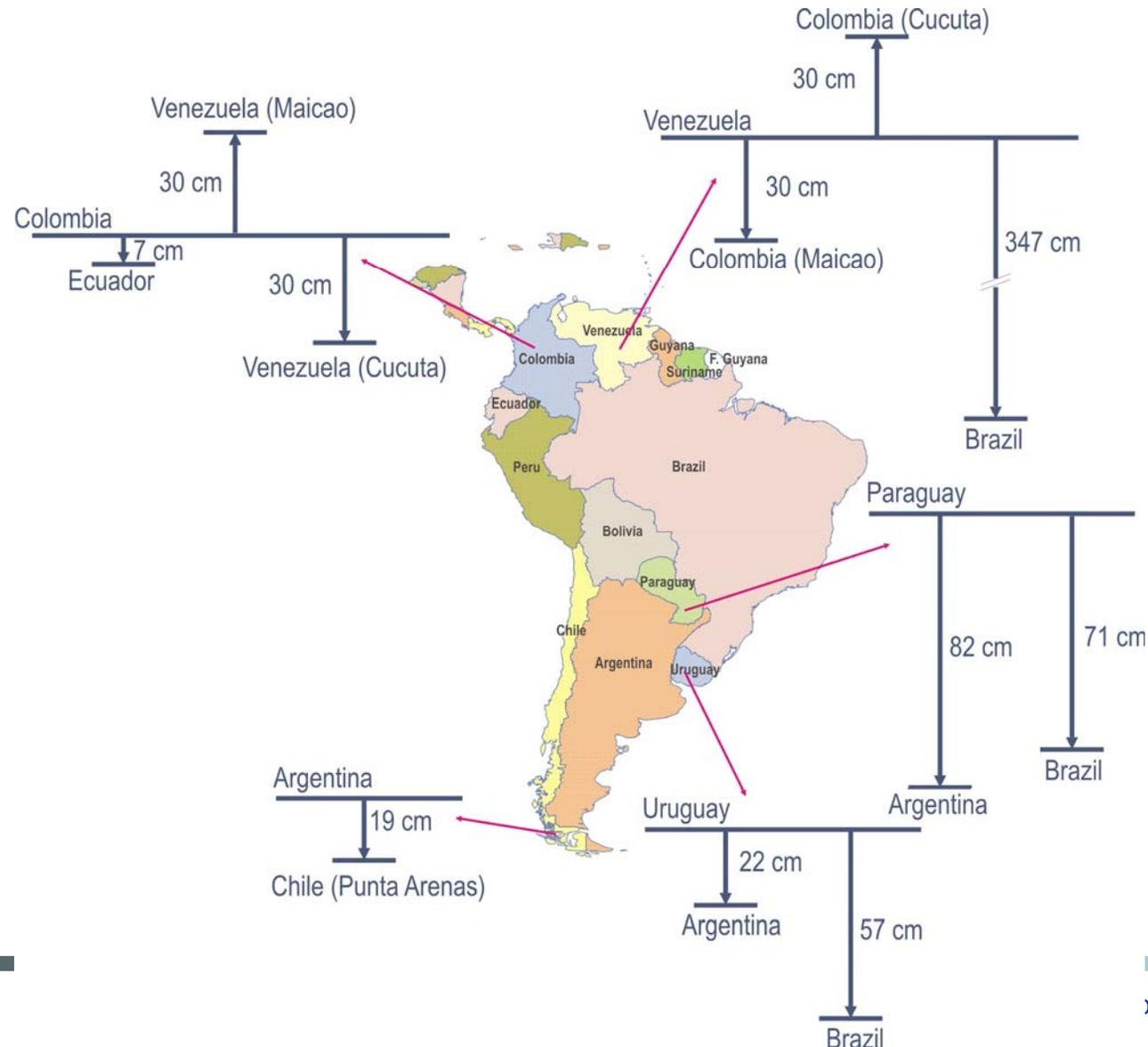
Estación	Velocidad Mareógrafo		DGF06P01T	Diferencia [mm/a]
	Período	dh/dt [mm/a]	dh/dt [mm/a]	
CART	1949 - 1993	$5,3 \pm 0,1$	$-2,5 \pm 0,2$	2,8
CHUR	1940 - 2003	$-9,7 \pm 0,2$	$9,8 \pm 0,0$	0,1
REYK	1951 - 2003	$2,5 \pm 0,2$	$-4,2 \pm 0,0$	-1,7

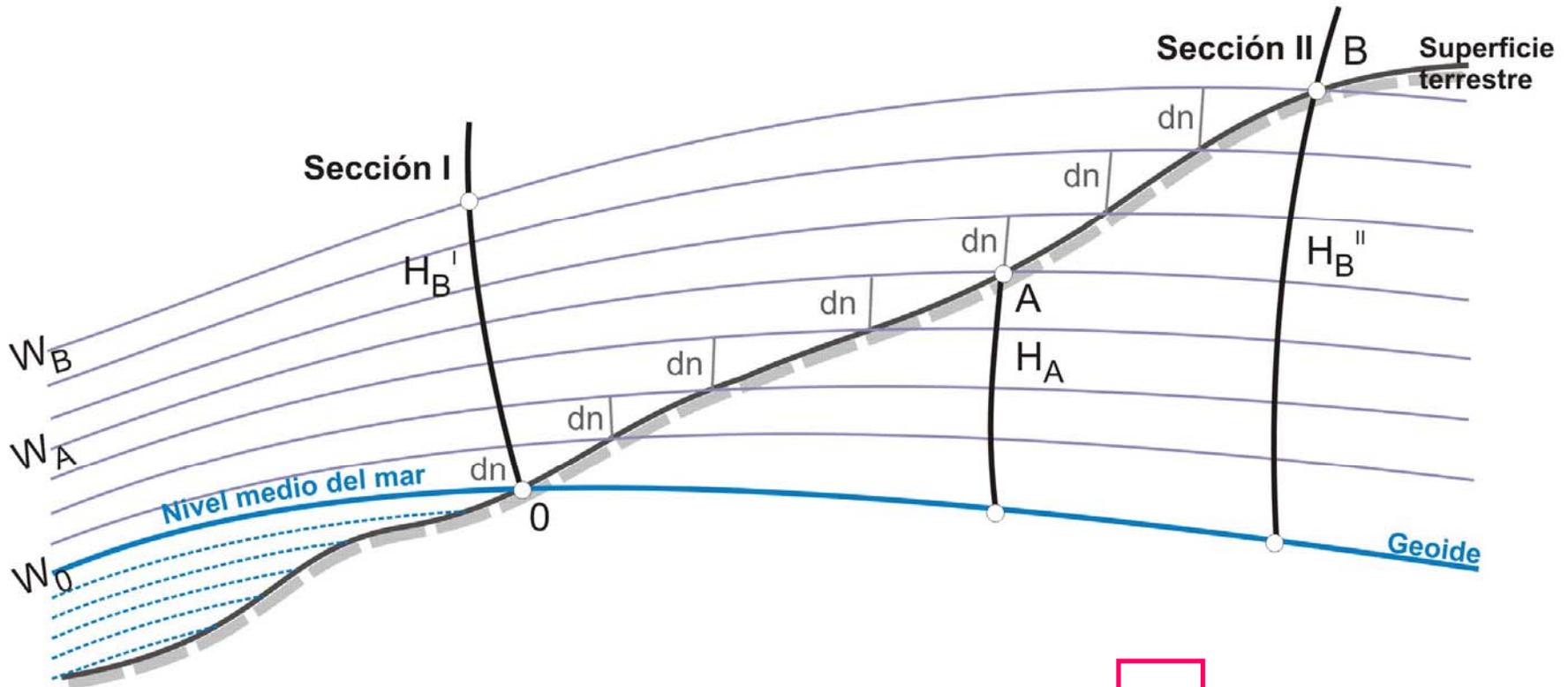
Multiplicidad de niveles de referencia



Existen tantos sistemas de alturas, como mareógrafos de referencia!

Discrepancias entre las redes de nivelación en América del Sur





$$H_B \neq \sum dn$$

$$H_B = \sum (dn \cdot g) / g' = (W_0 - W_B) / g'$$

1) $W_0 = W_0^{(i)}$ Valor geopotencial de un datum vertical (mareógrafo) seleccionado arbitrariamente (p. ej. Amsterdam para toda Europa).

2) $W_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N W_0^{(i)}$ Valor geopotencial promedio entre todos los datum verticales existentes en el mundo.

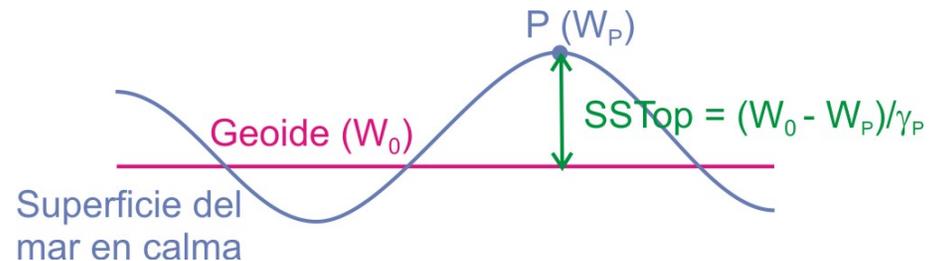
3) $W_0 = U_0$ Valor geopotencial idéntico al generado por un elipsoide de referencia U_0 , el cual es una función de GM , ω , a , J_2 .

$$\iint_{\sigma} N^2 d\sigma = \min$$

σ toda la superficie terrestre \rightarrow mean Earth ellipsoid
 σ superficie marina \rightarrow best fitting ellipsoid

Gauss-Listing: el geoide es la superficie equipotencial que coincide con la superficie global del mar en plena calma. En otras palabras, es aquella superficie equipotencial resultante de la minimización de la diferencia entre el geoide y la superficie del mar (topografía de la superficie del mar: $SSTop$).

$$SSTop = \frac{W_0 - W_i}{\gamma_i}$$



Condición:

$$\int SSTop^2 d\sigma = \int \left(\frac{W_0 - W_i}{\gamma_i} \right)^2 = \min$$

$$\frac{\partial}{\partial W_0} \int SSTop^2 d\sigma = \frac{\partial}{\partial W_0} \int \left[\frac{W_0 - W_P}{\gamma_P} \right]^2 d\sigma = 0 \quad \Rightarrow \quad W_0 = \frac{\int \frac{W_i}{\gamma_i^2} d\sigma}{\int \frac{1}{\gamma_i^2} d\sigma}$$

El potencial de cada punto \mathbf{P} que describe la superficie del mar en calma está dado por:

$$W_P = U_0 - \gamma_P h_P + T_P$$

Elipsoide de referencia

U_0 es el potencial normal generado por el elipsoide de referencia, γ_P es la gravedad normal, h_P corresponde con la SSTop y el potencial anómalo T_P es:

$$T_P(\theta, \lambda, r) = \frac{\Delta GM}{R} + \frac{R}{4\pi} \iint_{\sigma} \delta g S'(\psi) d\sigma$$

Modelo de la superficie del mar (MSS)

siendo:

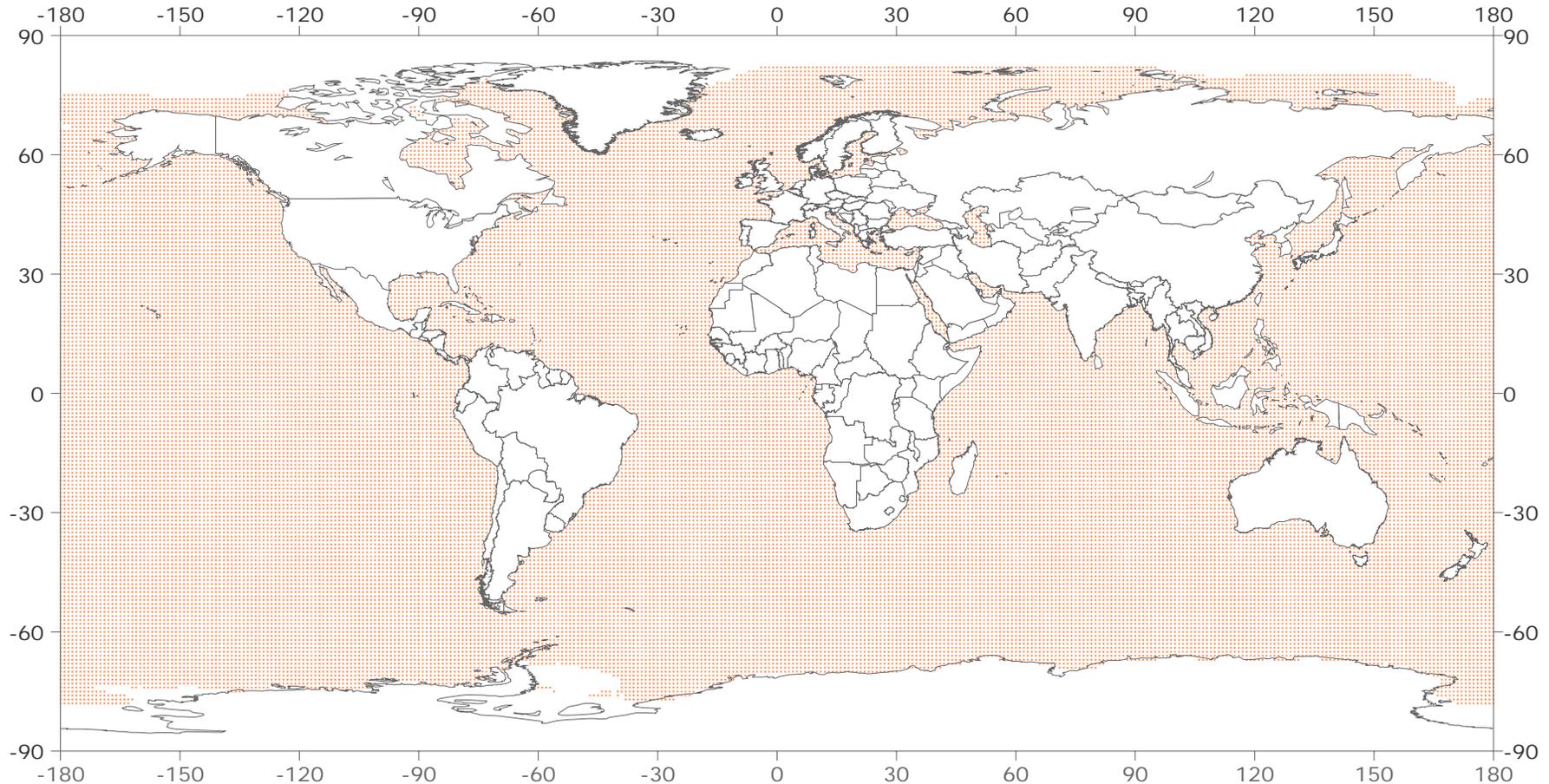
$$\delta g_P = g_P - \gamma_P \quad \text{perturbaciones de la gravedad}$$

Modelo Global de Gravedad (MGG)

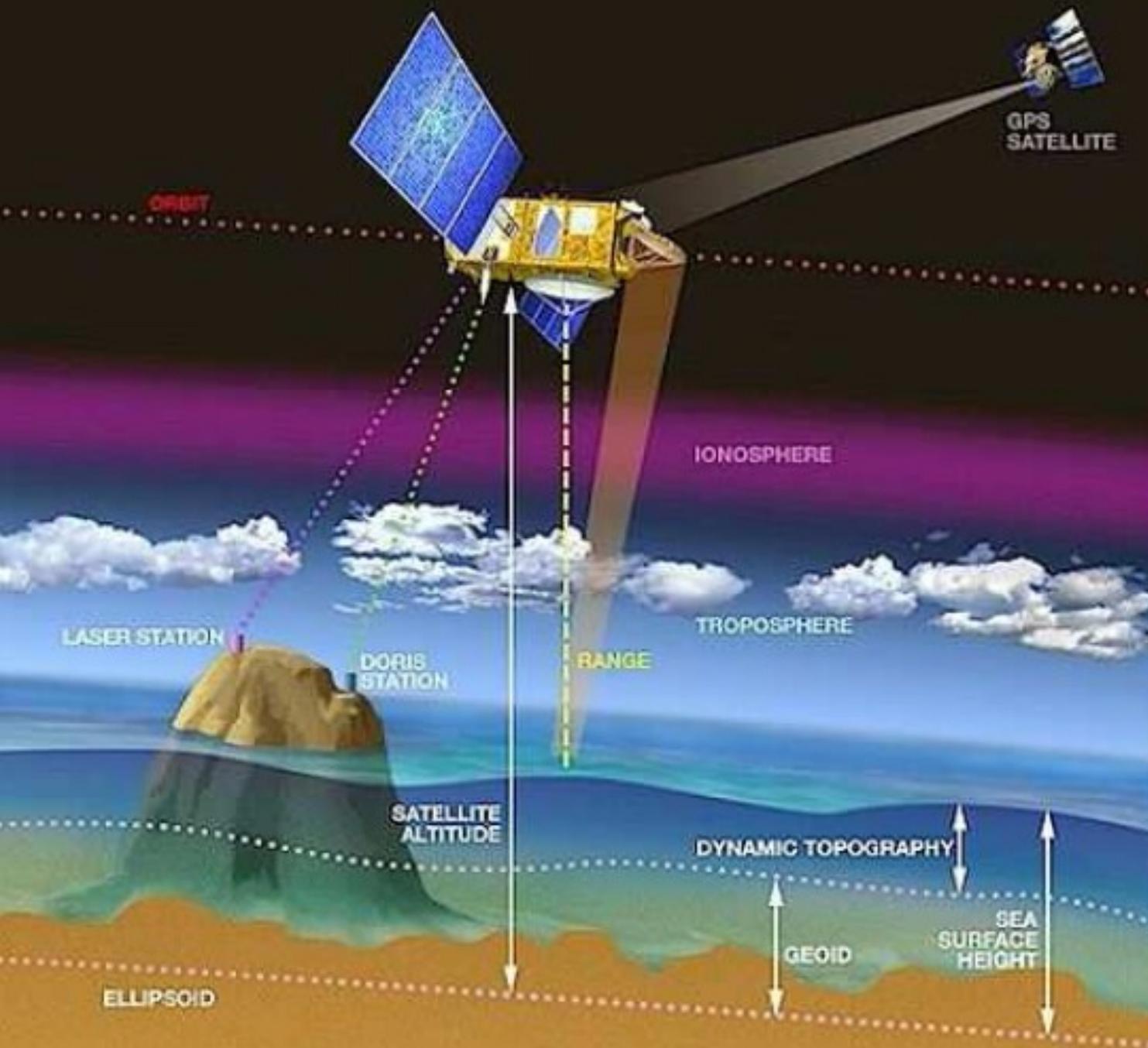
$$S'(\psi) = \frac{1}{\sin(\psi/2)} - \ln\left(1 + \frac{1}{\sin(\psi/2)}\right) \quad \text{función ponderadora}$$

Problema de valor de frontera de Neumann!!

Representación geométrica de la superficie del mar en una grilla:
 $[X, Y, Z] \leftrightarrow [\varphi, \lambda, h]$



Altimetría satelital



Modelos de la superficie del mar

Parámetro	CLS01	KMS04	GSFC00.1
Cobertura	80°S... 82°N	82°S... 82°N	80°S... 80°N
Resolución espacial	1/30 ~ 2'	1/60 ~ 1' 1/30 ~ 2'	1/30 ~ 2'
Período	1993...1999	1993...2001	1993...1998
Misiones satelitales incluidas	T/P ERS-1/2 GEOSAT	T/P T/P TDM ERS-1 ERM+GM ERS-2 ERM GEOSAT GM GFO ERM	T/P ERS-1/2 GEOSAT ERM GEOSAT GM
Referencia	Hernandez, Schaeffer (2001)	Andersen et al. (2004)	Koblinsky et al. (1999)

Adicionalmente: Modelos anuales entre 1992 y 2001 derivados por DGFI a partir de datos de la misión Topex/Poseidon (T/P)

Modelos globales de gravedad

Parámetro	EGM96	TEG4	GGM02S	EIGEN-CG03C
a [m]	6 378 136,3	6 378 136,3	6 378 136,3	6 378 136,46
GM [m ³ s ⁻²]	398 600,4415 x 10 ⁹	398 600,4415 x 10 ⁹	398 600,4415 x 10 ⁹	398 600,4415 x 10 ⁹
n _{max}	360	200	120	360
Época de referencia	1986	1986	2000	1997
Coeficientes con velocidad	C ₂₀ , C ₂₁ , S ₂₁	C ₂₀ , C ₂₁ , S ₂₁	C ₂₀ , C ₂₁ , S ₂₁	C ₂₀ , C ₃₀ , C ₄₀
Sistema de mareas	Tide-free	Zero-tide	Zero-tide	Tide-free
Transformación de C ₂₀ en el sistema...	Zero-tide -3,11080 x 10 ⁻⁸ * 0,3 √5 (Lemoine et al. 1998)	Tide-free Rapp (1989), Ec. 9, k = 0,3	Tide-free +4,1736 x 10 ⁻⁹ (Tapley et al. 2005)	Zero-tide Rapp (1989), Ec. 9, k = 0,3
Referencia	Lemoine et al. 1998	Tapley et al. 2001	Tapley et al. 2005	Förste et al. 2005

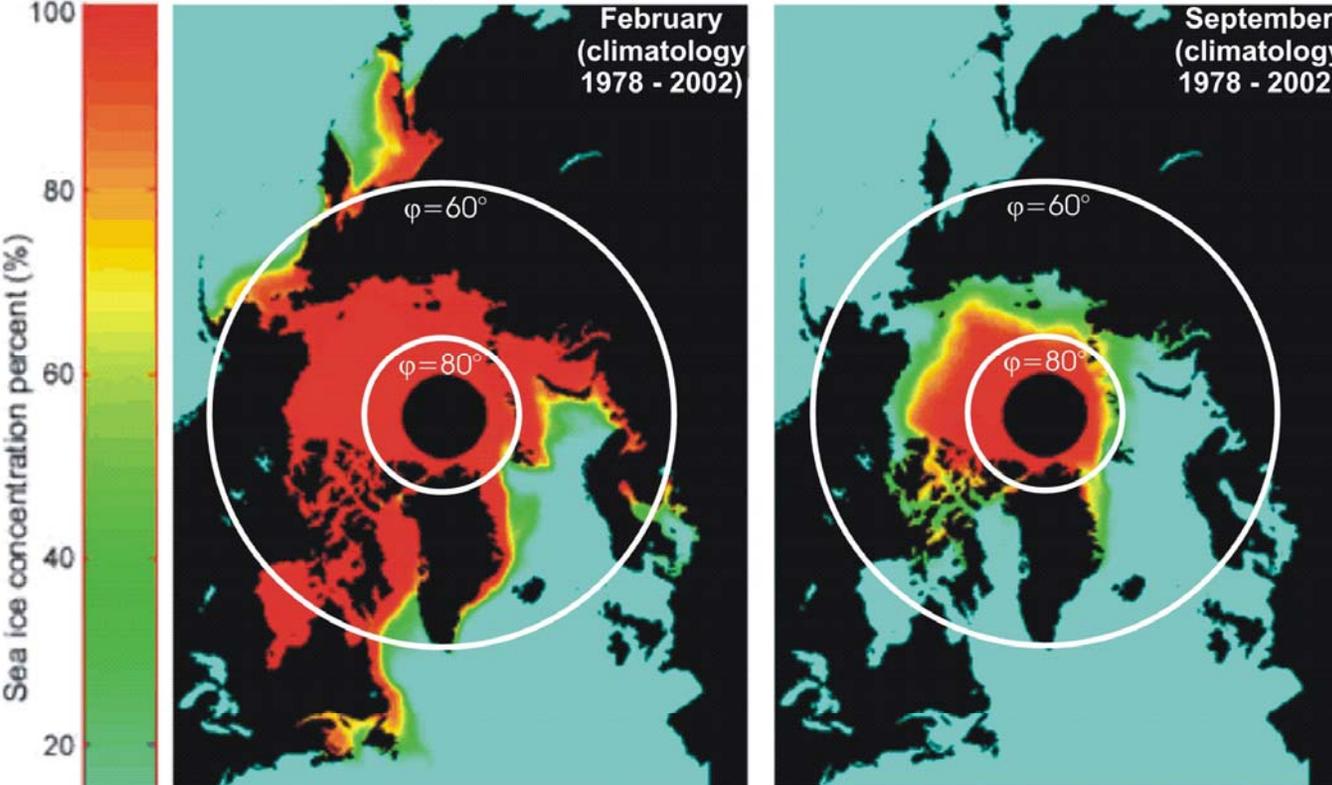
φ [N/S]	MSS	n	GGM02S	TEG4	EIGEN-CG03C	EGM96
60/60	CLS01	120	62 636 8 53,14	62 636 8 53,28	62 636 8 53,13	62 636 8 53,18
		150	53,10	53,27	53,09	53,14
		360			53,04	53,07
	KMS04	360			53,24	53,26
	GSFC00.1	360			53,38	53,39
82/78	CLS01	120	62 636 8 54,42	62 636 8 54,45	62 636 8 54,42	62 636 8 54,46
		150	54,38	54,44	54,38	54,39
		360			54,32	54,34
	KMS04	360			54,26	54,25
	GSFC00.1	360			54,63	54,68

→ W_0 varía con la **extensión latitudinal** del MSS, con la **resolución espectral** del GGM y con la **época de referencia**. Por lo tanto, es necesario definir las convenciones correspondientes.

Extensión latitudinal:

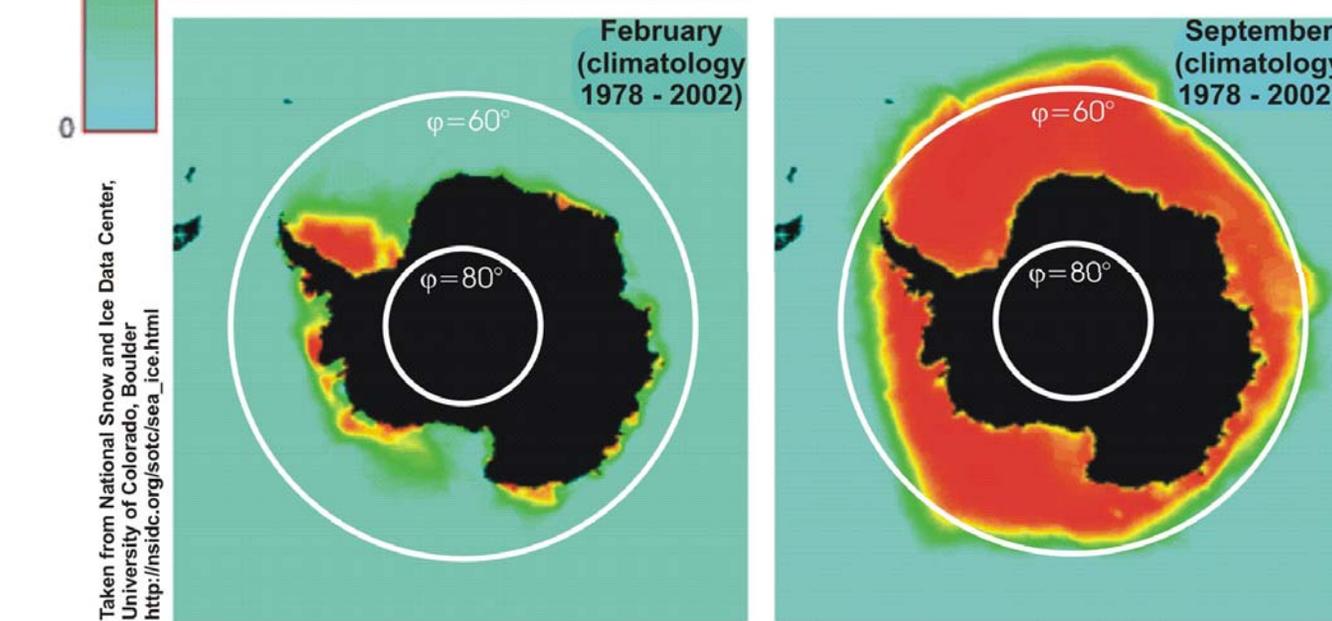
- Debe incluirse la superficie **global** del nivel del mar, pero los satélites altimétricos no cubren los polos. Estamos restringidos a $\varphi \sim \pm 80$.
- La superficie del mar debe ser **cuasi estacionaria**, es decir que las **variaciones temporales** registradas por la altimetría satelital deben reducirse.
- Aquellas zonas con **variaciones estacionales muy grandes** (congelamiento y descongelamiento periódico) deben excluirse, de lo contrario solo se tendría en cuenta las mediciones realizadas en las épocas libres de hielo (verano).

Porcentaje de hielo en el agua marina



Invierno:
Ártico: $\varphi = \sim 60^\circ\text{N}$
Antártica: $\varphi = \sim 60^\circ\text{S}$

Verano:
Ártico: $\varphi = \sim 72^\circ\text{N}$
Antártica: Línea de costa



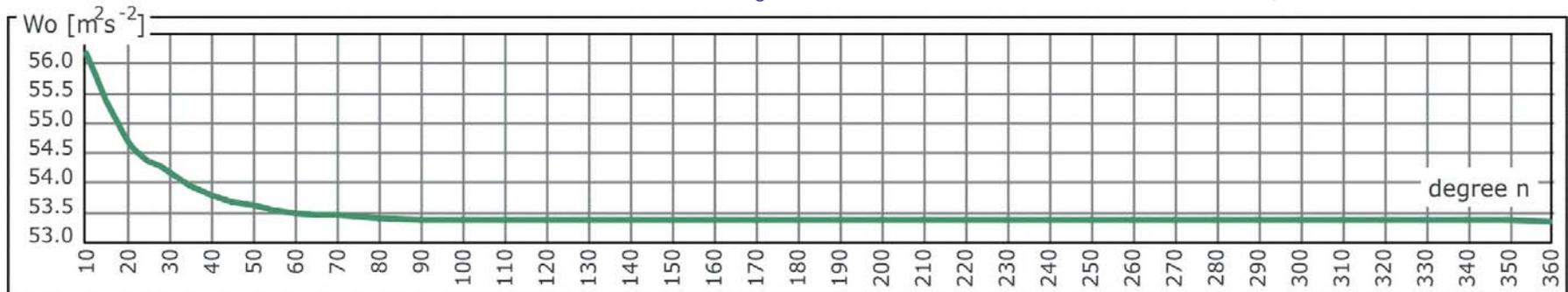
→ La zona de cálculo para W_0 debe limitarse a $\varphi = 60^\circ\text{N/S}$.

Taken from National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder http://nsidc.org/isotc/sea_ice.html

Resolución espectral del modelo de gravedad:

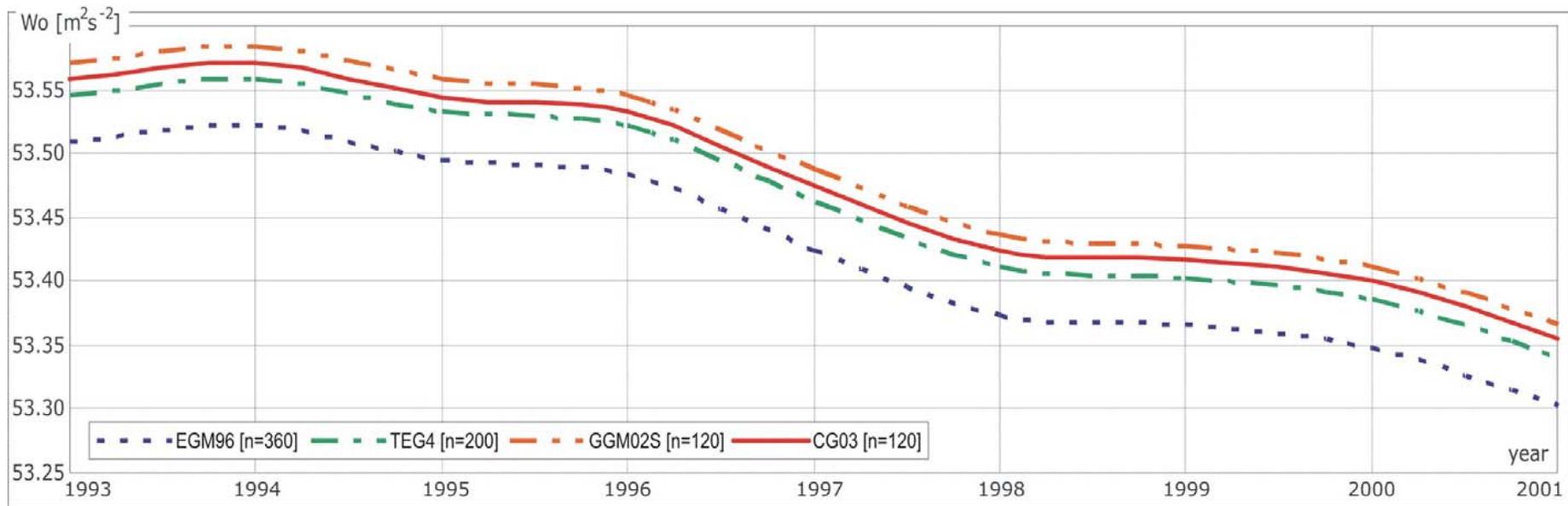
Las **anomalías terrestres** de gravedad están afectadas por las **inconsistencias** presentes en los **sistemas de alturas** existentes. W_0 debe estar libre de dichas inconsistencias.

Variación de W_0 en función de n (resolución espectral del GGM)



→ Aplicación de un modelo global de gravedad derivado exclusivamente de **observaciones satelitales**.:
 $n = 120 \dots 160$.

Cambio de W_0 en función del tiempo



→ Introducción de una **época de referencia**, a la cual se refieran las alturas MSS y los coeficientes GGM.

GGM: **EIGEN-GL04S** (GRGS/GFZ),
n = 150,
época **2000.0**

Modelo MSS: Derivado de datos T/P,
entre $\varphi = 60^\circ\text{N/S}$,
resolución espacial **1° x 1°**
época de referencia **2000.0**

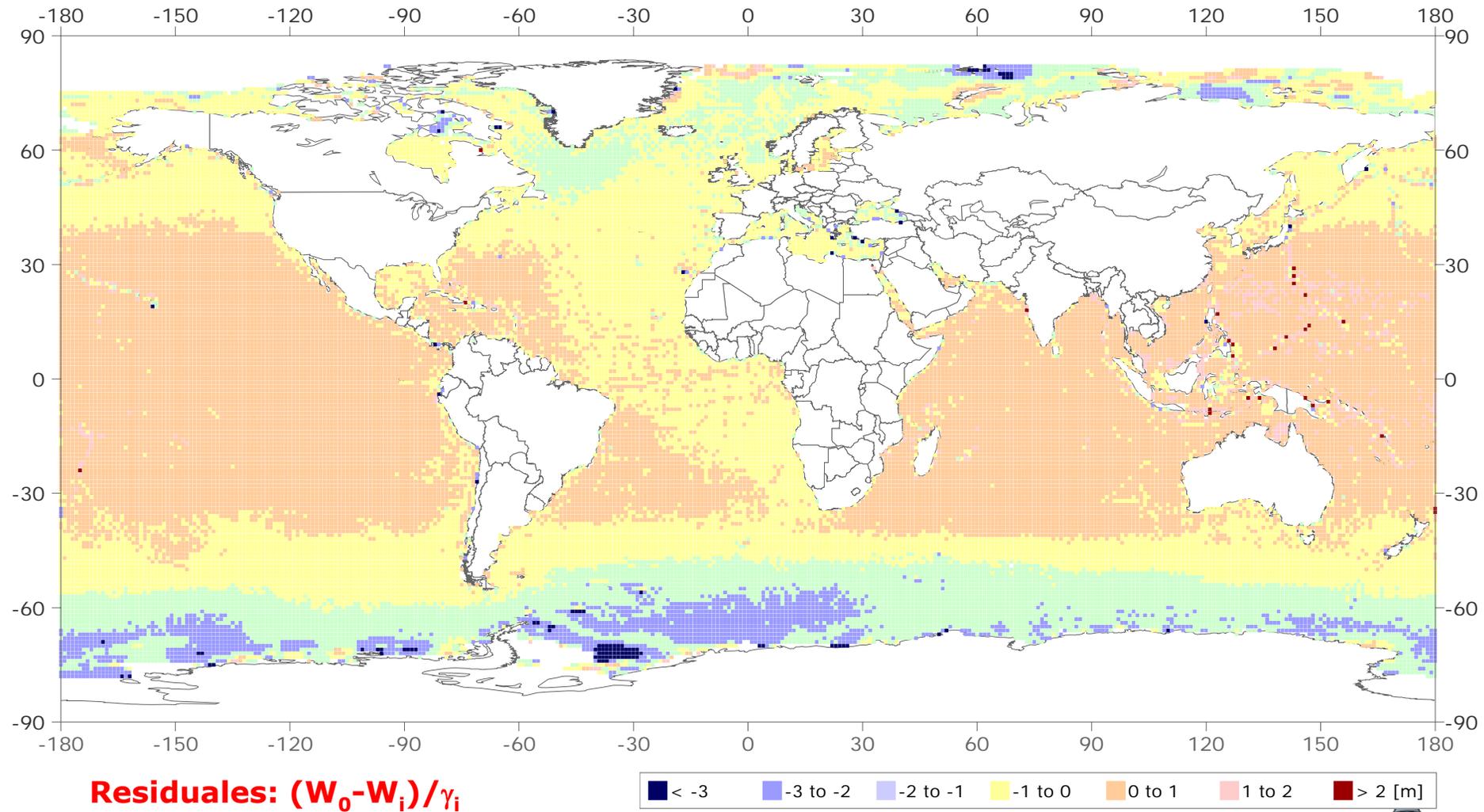
Constantes: $GM = 398\,600,4415 \times 10^9 \text{ m}^3\text{s}^{-2}$;
 $\omega = 7\,292\,115 \times 10^{-11} \text{ rad s}^{-1}$

$$W_0 = 62\,636\,853,4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$$

Desviación estándar del valor medio (W_0): $\pm 0,004 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$

Desviación estándar para el peso unitario: $\pm 6,49 \text{ m}^2\text{s}^{-2} \sim \pm 65 \text{ cm}$
(Variación ($W_0 - W_p$) en el ecuador)

Residuos del valor W_0 calculado



- El valor de referencia W_0 puede seleccionarse arbitrariamente, pero se prefiere que éste sea derivado de observaciones reales del campo de gravedad terrestre y de la superficie del mar.
- El *estado del arte* permite la determinación empírica de W_0 ; ya no se requiere la solución clásica de asumir (suponer) W_0 igual a un potencial normal predeterminado U_0 .
- La fiabilidad del valor W_0 calculado ha sido probada mediante diferentes combinaciones de 4 modelos MSS con 4 GGMs.
- Al igual que cualquier sistema de referencia, W_0 debe basarse en convenciones acordadas y adoptadas, las cuales deben garantizar la fiabilidad y repetibilidad del valor utilizado. Dichas convenciones deben establecerse en el marco del organismo rector de la Geodesia: la Asociación Internacional de Geodesia