



ABRIR CAPÍTULO 8 - 8.3.

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-9,7 cm	10 cm	-16.5 cm	28.4 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-28,47 cm	39,6 cm	-85,64 cm	88,362 cm

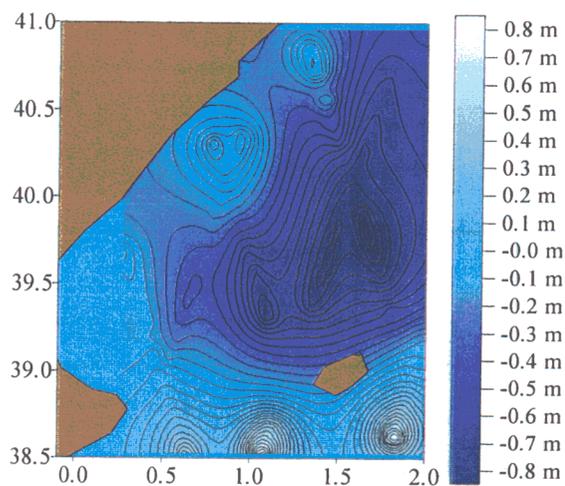


FIGURA 8.28: Superficie topográfica estimada a intervalos de cinco centímetros.

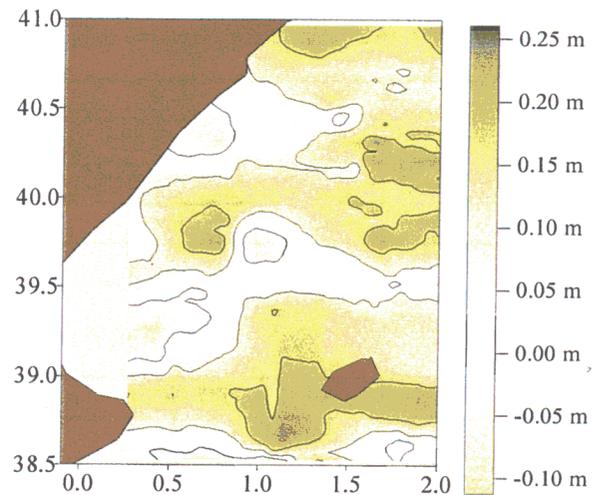


FIGURA 8.29: Diferencias entre superficie altimétrica y geoide más STM.

(B) AJUSTE CROSSOVER

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	E
-183362.2120215	807441.9963817	1.2298638091E7	-1185184.678752	-3.9264965250E7
-149730.3695425	660265.58387279	1.1331404224E7	-970468.1152052	-3.6779416803E7
-194655.7069591	856714.49054408	1.2781672966E7	-1256865.691474	-4.0545288793E7
-161023.8222341	709537.88939738	1.1814432585E7	-1042148.790448	-3.8059713540E7
F	G	H	I	J
-5.3281592150E8	579878.4423849	1.3480512320E7	2.4104293802E9	-1.1572832197E9
-4.9688090142E8	475447.56822562	1.4961296323E7	2.2528237840E9	-1.1555181569E9
-5.5573664284E8	614650.10317659	1.2921422851E7	2.5117734346E9	-1.1804554382E9

K	L	M	N	O	P
0	5.86832389E7	-3.63680186E9	3.56797641E9	-1.9548999E9	-4.8098089E7
0	5.049444852E7	-3.40591401E9	3.55543362E9	-1.9218123E9	-4.2639749E7
0	6.249928965E7	-3.78671651E9	3.65036128E9	-2.0922153E9	-5.0688036E7
0	5.431052366E7	-3.55582792E9	3.63781808E9	-2.0591276E9	-4.5229696E7

Q	R	S	T	U	σ^2
0	1.83000484E7	-2.74930448E9	3.00634866E9	-1.2094229E9	0.2063446503
0	1.71703876E9	-2.73478252E9	2.95207232E9	-1.1338665E9	0.2203098601
0	1.90419751E9	-2.82087298E9	3.22416510E9	-1.3578264E9	0.1746338376
0	1.79123108E9	-2.806350677E9	3.16988848E9	-1.2822695E9	0.1746338376

Parámetros promediados:

A	B	C	D	E	F	G
-170770.88530	752266.06	1.2016145	-1104586.0	-3.855867E7	-5.24824E8	540631.918

H	I	J	K	L	M	N
1.400376E7	2.375789E9	-1.16798E9	0.	5.6154037E7	-3.58678456E9	3.602618E9

O	P	Q	R	S	T	U
-2.0060204E9	-4.643551E7	0.	1.80595E9	-2.777428E9	3.086465278E9	-1.24304E9

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-38,59 cm	41 cm	-97,576 cm	76,201 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-17,9 cm	11,2 cm	-6,6 cm	45,5 cm

Al incluir veintiún parámetros la superficie topográfica estimada ya alcanza valores muy grandes. Las diferencias aumentan en cuanto a media se refiere. Sin embargo, los valores extremos descienden considerablemente.

Las figuras de las secciones anteriores muestran que las diferencias grandes se localizan generalmente sobre las mismas zonas, en las que el modelo elegido no ha sido válido para representar a la superficie. En la parte sobre la isla obtienen valores que sí disminuyen según el modelo empleado. Lo mismo ocurre de forma más atenuada en la región más inferior.

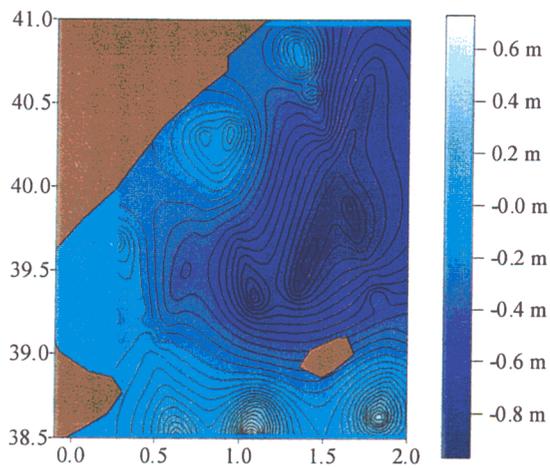


FIGURA 8.30: Superficie topográfica estimada a intervalos de cinco centímetros.

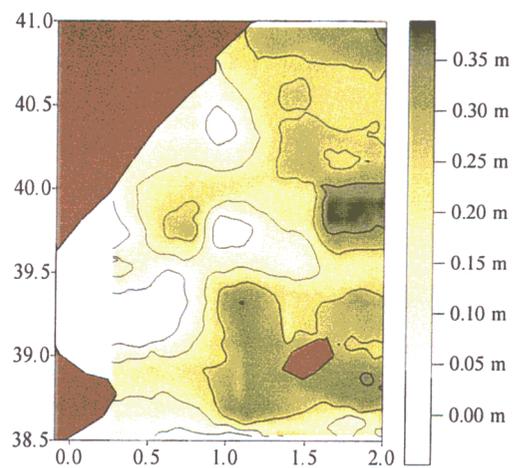


FIGURA 8.31: Diferencias entre superficie altimétrica y geode más STM.

8.4. MODELOS DE STM DEPENDIENTES DE POSICIÓN GEOGRÁFICA Y DE LA BATIMETRIA

Puesto que los modelos descritos en la sección anterior reproducen la STM al incluir un gran número de parámetros ya que mientras no fuese así, la superficie que determinan es muy lisa cuando las diferencias a ajustar no lo son, en este trabajo se plantea la necesidad de introducir más elementos en la relación que nos proporcione la superficie topográfica. Dado que estará determinada por la respuesta hidrodinámica de la cuenca y que ésta depende muy estrechamente de la batimetría, incluimos este factor en su modelo.

Así, planteamos de nuevo una serie de modelos cuyos parámetros ajustaremos por mínimos cuadrados usando para ello las diferencias entre geoides gravimétricos y superficies media del mar deducidas por altimetría. Estos modelos se compararán posteriormente usando criterios iguales a los de la sección precedente: mínimo error y mínimas diferencias entre superficie altimétrica y geode más modelo (análisis de residuales).

Para estos ajustes utilizamos dos modelos batimétricos sobre la zona, ETOPO5U descrito en capítulos anteriores y un modelo resultante de digitalización de los mapas de Morelli.

8.4.1. Ajustes con el modelo batimétrico ETOPO5U

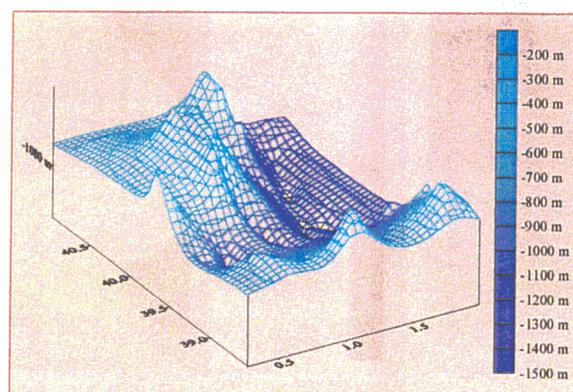


FIGURA 8.32: Batimetría del modelo ETOPO5U sobre la zona.

8.4.1.1. Modelo de tres parámetros

$$A+Bh\cos\phi+C\lambda$$

(A) AJUSTE COLINEAL

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	σ_0^2
0.3457184133403	-0.00476821220805053	0.0042492016976374	0.2199476665916
0.351581977407221	-0.004819602869462258	0.004295407384971917	0.2314909125962
0.327287594114132	-0.005094274463862902	0.045143211955111428	0.2231579694471
0.333123853108031	-0.005167056112510338	0.04568808410713388	0.2258924190162

Parámetros promediados:

A	B	C
0.3394770066964354	-0.004955535609411251	0.004403769532063872

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-18,81 cm	32 cm	-65,772 cm	31,704 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	22,1 cm	-34,7 cm	72,2 cm

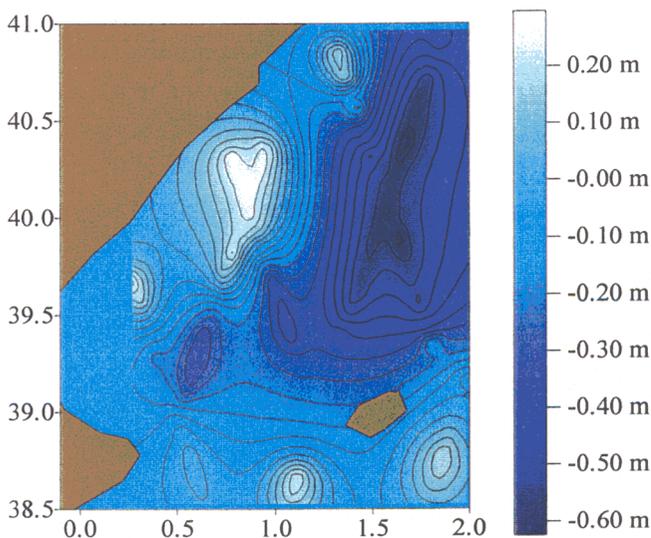


FIGURA 8.33: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

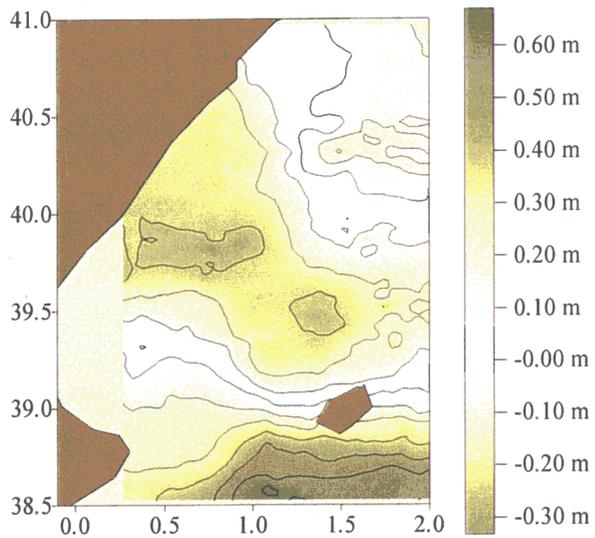


FIGURA 8.34: Diferencias entre superficie altimétrica y STM modelo+N gravimétrico.

(B) AJUSTE CROSSOVER

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	σ_0^2
0.332424420294558	-0.005041926866937274	0.004490896654998799	0.20750377704869
0.338260679288421	-0.005114708515600697	0.004545383870209641	0.33826067928841
0.324979358984158	-0.004299039724919851	0.003903227726568481	0.20575334945698
0.330815617978057	-0.004371821373569063	0.003957714941769552	0.20899852790795

Parámetros promediados:

A	B	C
0.3315834441288	-0.004705140277492125	0.004222945830452313

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-20,64 cm	33 cm	-68.153 cm	30,878 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	20,6 cm	-36.7 cm	60,8 cm

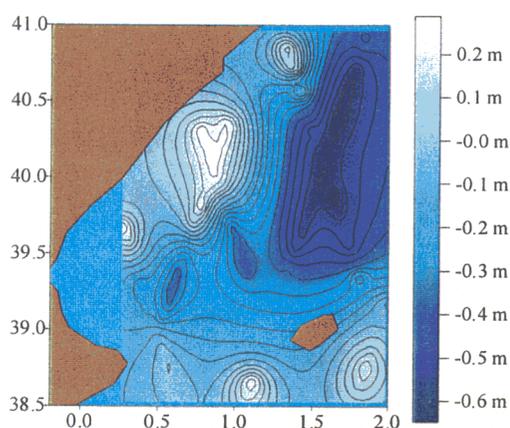


FIGURA 8.35: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

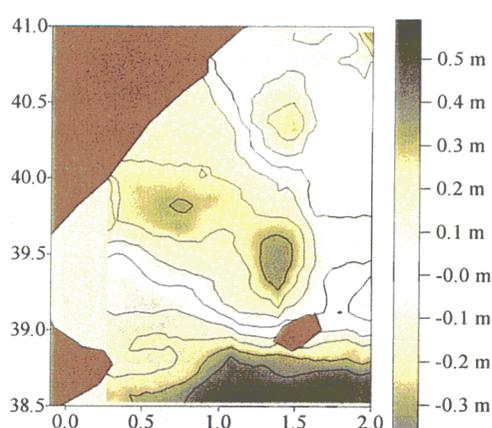


FIGURA 8.36: Diferencias entre superficie altimétrica y STM modelo+N gravimétrico.

Con este modelo, se reducen significativamente la media de las diferencias en comparación con lo que ocurría en modelos con igual número de parámetros pero sin incluir batimetría. Aún así, permanecen algunas grandes, en las mismas zonas que en la sección anterior. La superficie modelo es también más rugosa que la resultante con tres parámetros sin tener en cuenta la profundidad. Los parámetros que describen el modelo son muy pequeños (dada la mayor variación de h que de ϕ y λ en la zona), por lo que en comparación, los errores son mayores que en otras ocasiones.

8.4.1.2. Modelo de cuatro parámetros

$$A+Bh\cos\phi+C\lambda+Dh$$

(A) AJUSTE COLINEAL

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	σ_0^2
0.351138978121	-0.008309599115	0.212285736223	-0.205238908198	0.219404902813
0.359415979978	-0.009994731214	0.306491799176	-0.298120658273	0.221035977145
0.331199998653	-0.007678802033	0.155435197757	-0.148885401318	0.223337174711
0.339477000509	-0.009363934131	0.249641260689	-0.241767151375	0.224863699872

Parámetros promediados:

A	B	C	D
0.345380314205857	-0.00883652759023	0.231044346288894	-0.2235840597958

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-18,81 cm	33 cm	-65,768 cm	32,023 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	21,9 cm	-39,6 cm	71,3 cm

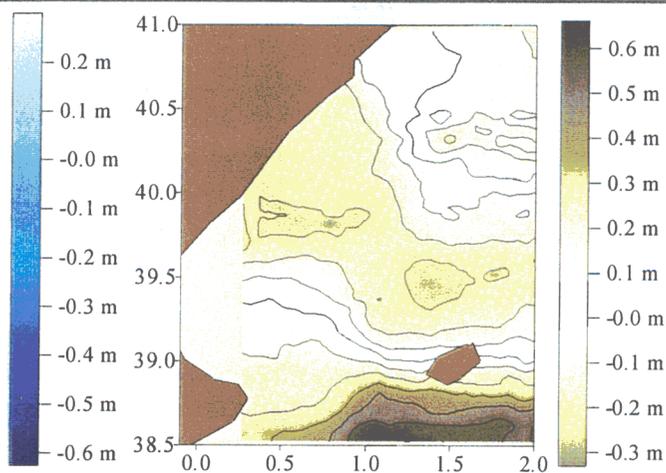
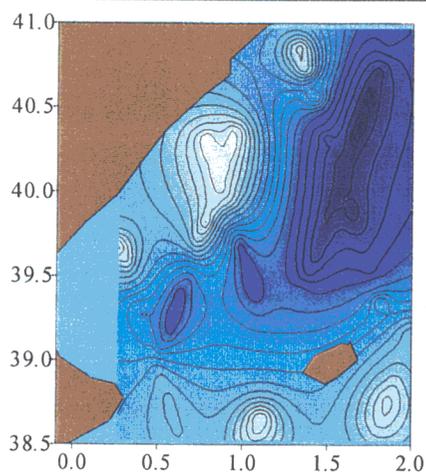


FIGURA 8.37: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

FIGURA 8.38: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{\text{gravimétrico}} + \text{STM}$ modelo.

(B) AJUSTE CROSSOVER

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	σ_0^2
0.335812008706	-0.007287028405	0.135591332989	-0.129332280077	0.207760064727
0.344100010563	-0.008972160504	0.229797395961	-0.222214030171	0.209609880640
0.330677480584	-0.008063208849	0.223708081241	-0.216840337616	0.204871277639
0.338954482440	-0.009748340947	0.317914144165	-0.309722087662	0.206355779505

Parámetros promediados:

A	B	C	D
0.3373353052304059	-0.008517175144455	0.226889966149417	-0.219664816669989

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-20,64 cm	33 cm	-68,148 cm	31,188 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	20,4 cm	-37,9 cm	59,5 cm

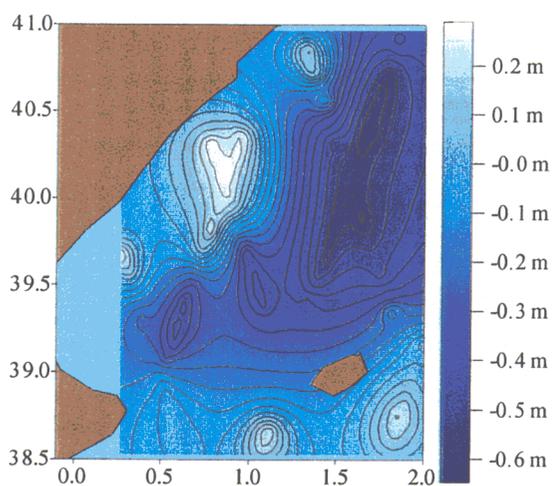


FIGURA 8.39: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

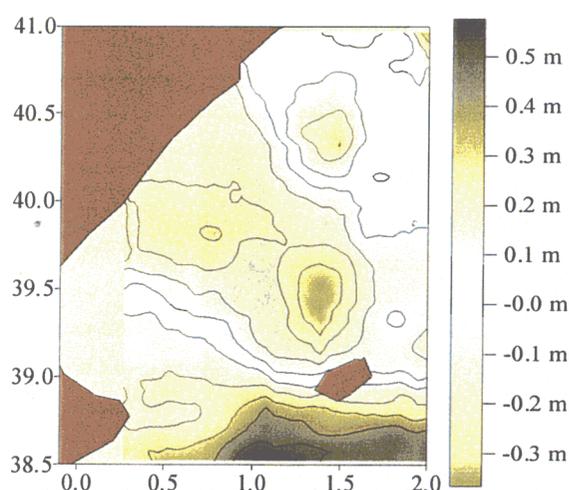


FIGURA 8.40: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{gravimétrico} + STM$ modelo.

Al incluir un parámetro más disminuyen ligeramente las diferencias. Las mayores de las que se siguen alcanzando vuelven a aparecer sobre la zona inferior de la región como en las comparaciones antes efectuadas.

8.4.1.3. Modelo de cinco parámetros

$$A+B\cos\phi+C\cos\lambda+Dh+Eh^2$$

(A) AJUSTE COLINEAL

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	E	σ_o^2
445.83915738	16.24985272	-458.11599596	4.4730610366E-4	-1.1391E-7	0.18196659
527.96691583	17.09789051	-540.91165800	4.1480840969E-4	-1.3893E-7	0.17645663
403.68914356	16.26332884	-415.99191955	4.3585680013E-4	-1.2157E-7	0.18724968
485.81690202	17.111366642	-498.78758161	4.0335910623E-4	-1.4659E-7	0.18177438

Parámetros promediados:

A	B	C	D	E
466.755749837	16.6869179017	-479.384365476	4.2517057219E-4	-1.3038769664E-7

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-18,795 cm	35 cm	-71.935 cm	54,499 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	17,9 cm	-43,7 cm	54,5 cm

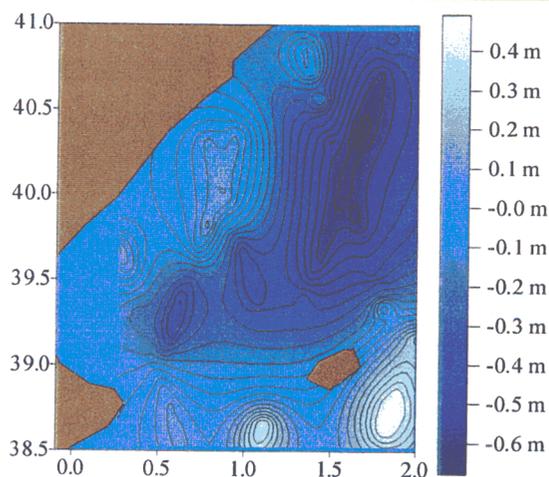


FIGURA 8.41: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

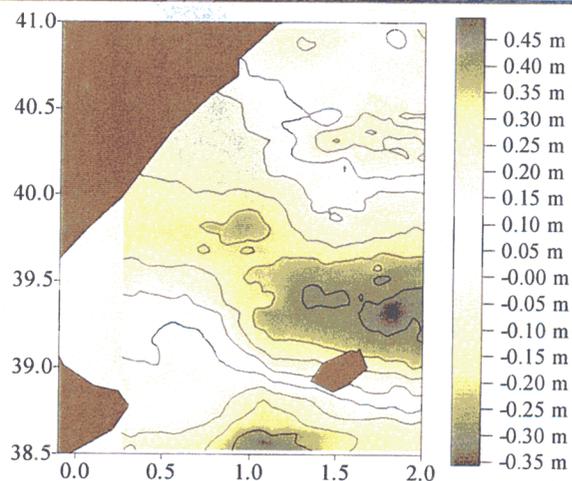


FIGURA 8.42: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{gravimétrico} + STM$ modelo.

(B) AJUSTE CROSSOVER

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	E	σ_0^2
357.284087673	12.159996113	-366.44761683	2.9879479E-4	-2,1597333E-7	0.17760046
439.411846131	13.008033909	-449.24327888	2,6629709E-4	-2,4099720E-7	0.17271722
403.143334010	12.276176972	-412.40133490	3,2882802E-4	-1,9024124E-7	0.17496989
485.271092463	13.124214767	-495.19699695	2,9633033E-4	-2,1526512E-7	0.16987440

Parámetros promediados:

A	B	C	D	E
422.048127025	12.64865290785911	-431.598012257	2,97447624E-4	-2,1569745564E-7

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TÍPICA	MINIMO	MAXIMO
-20,63 cm	35 cm	-75.002 cm	47,185 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TÍPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	17,1 cm	-42,5 cm	45,8 cm

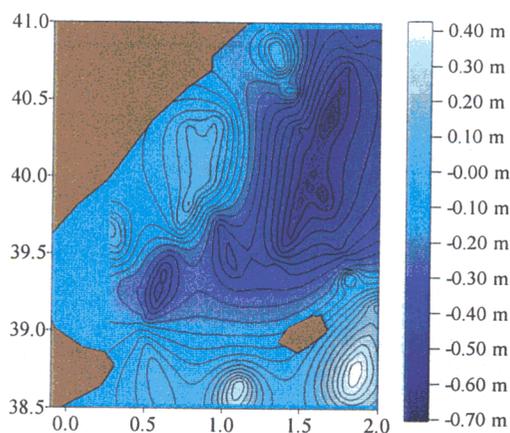


FIGURA 8.43: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

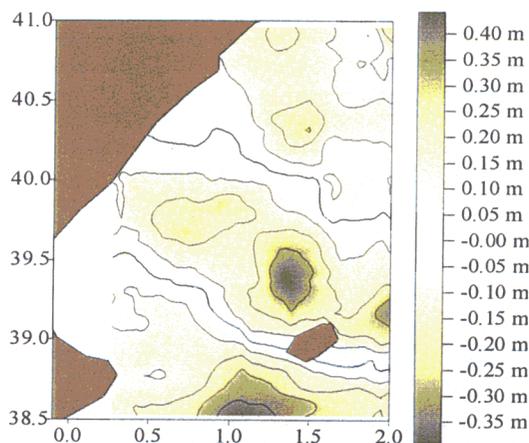


FIGURA 8.44: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{\text{gravimétrico}} + \text{STM modelo}$.

Usando este modelo disminuyen las diferencias en la zona inferior pero aumentan en lugares donde no se alcanzaban antes, como al NE de la isla. Pero en términos generales se consiguen resultados igual de ajustados con un número significativamente menor de parámetros que en la sección anterior.

8.4.1.4. Modelo de cinco parámetros

$$A+Bh\cos\phi + Ch\cos\lambda + Dh^2\cos\phi + Eh^2\cos\lambda$$

(A) AJUSTE COLINEAL

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	E	σ_0^2
0.2357900490	-0.098468941	0.0760742808	-8.164681E-5	6.26165038E-5	0.159255662
0.2308106922	-0.099884884	0.0771170188	-8.317575E-5	6.37639304E-5	0.159115701
0.2127696713	-0.100233226	0.0774206773	-8.299372E-5	6.36415815E-5	0.160739842
0.2077903137	-0.101649169	0.0784634154	-8.452266E-5	6.47890081E-5	0.159868299

Parámetros promediados:

A	B	C	D	E
0.22182651101	-0.100057085699	0.0772673151303	-8.308358606E-5	6.370186728E-5

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TÍPICA	MINIMO	MAXIMO
-18,81cm	36 cm	-76,85 cm	41,93 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TÍPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	15,7 cm	-30,7 cm	59,6 cm

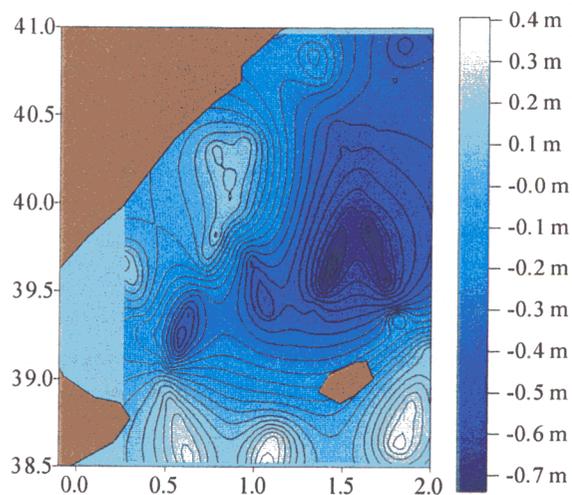


FIGURA 8.45: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

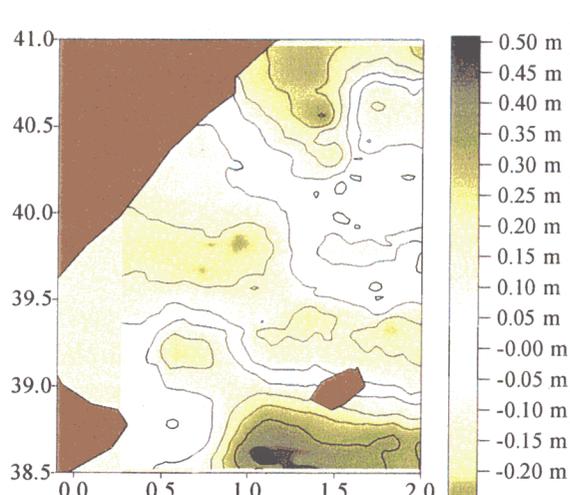


FIGURA 8.46: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{\text{gravimétrico}} + \text{STM}$ modelo.

(B) AJUSTE CROSSOVER

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	E	σ_0^2
0.2027572923	-0.074044534	0.05716068615	-6.20040E-5	4.7419471E-5	0,1649560929
0.1977779347	-0.075460476	0.05820342416	-6.35329E-5	4.8566898E-5	0,1645139407
0.2049607325	-0.072894098	0.05630195188	-6.12932E-5	4.6899339E-5	0,1656376647
0.1999813749	-0.074310552	0.05734468989	-6.28222E-5	4.8046766E-5	0,1656632335

Parámetros promediados:

A	B	C	D	E
0.20136470059	-0.0741795858305	0.05725420884	-6.2414597052E-5	4,7734203700E-5

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-20,64 cm	35 cm	-77,407 cm	33,961 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	16,2 cm	-33,5cm	49,5 cm

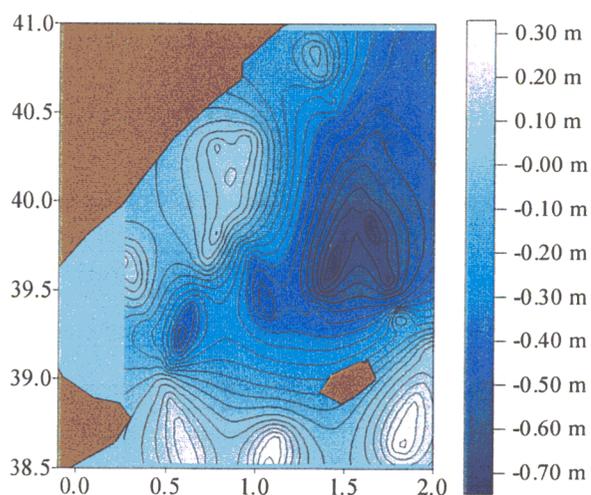


FIGURA 8.47: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

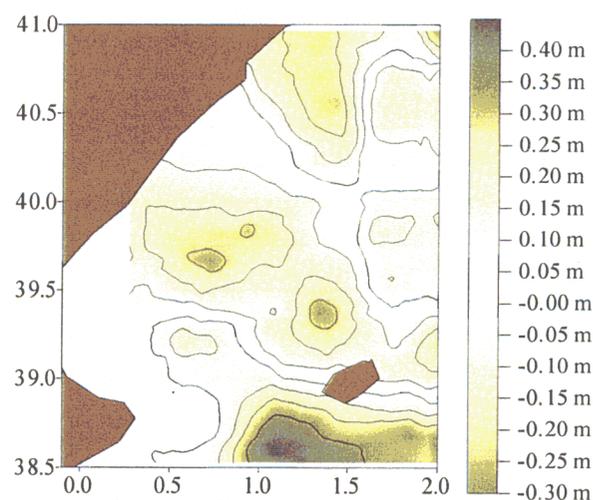


FIGURA 8.48: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{gravimétrico} + STM$ modelo.

Los valores de los parámetros son bastante pequeños, por lo que los errores son comparativamente mayores. Sin embargo, las diferencias obtenidas son menores.

En los modelos que incluyen h^2 sus coeficientes son muy pequeños. Esto parece lógico dada la poca cuantía de las diferencias a ajustar mientras que los valores de este factor pueden llegar a alcanzar ordenes grandes. Como era de esperar, los dos últimos modelos, con un mayor número de parámetros, describen mejor la STM y reducen significativamente las diferencias. Las mayores en los casos estudiados se encuentran sobre las mismas zonas que en la sección anterior. Al comparar las figuras 8.34, 36, 38, 40, 42, 44, 46 y 48 con la 8.32, se aprecia que están situadas por un lado en una zona de profundidades grandes (norte de la isla), y por otro, en todo lo contrario, parte de la placa entre las islas del archipiélago.

8.4.2. Ajustes con el modelo batimétrico de Morelli

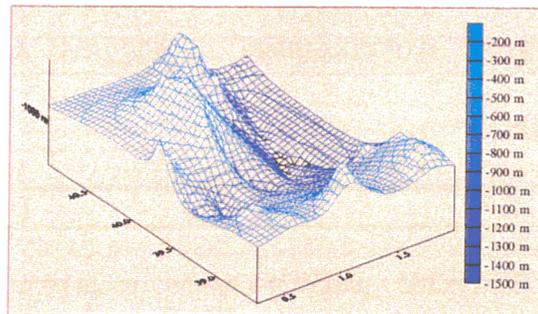


FIGURA 8.49: Batimetría reproducida por el modelo.

Repetimos los ajustes ensayados anteriormente con otro modelo batimétrico de la zona.

8.4.2.1. Modelo de tres parámetros

$$A + B \cos \phi + C \cos \lambda$$

(A) AJUSTE COLINEAL

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	σ_0^2
0.3784502435770740	-0.007528773354647	0.0063951868571366	0.2164248850705979
0.3818600751922929	-0.007743411016920	0.0065562254582909	0.2210252199927235
0.0359292888246709	-0.079250315645467	0.0067052011727248	0.2202943234135026
0.3627027198618968	-0.081396692268285	0.0068662397738492	0.2243964462923245

Parámetros promediados:

A	B	C
0.3706383888422401	-0.007831532653668339	0.006628643841599807

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-18,81 cm	33 cm	-64,825 cm	32,598 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	21,8 cm	-35,1 cm	70,6 cm

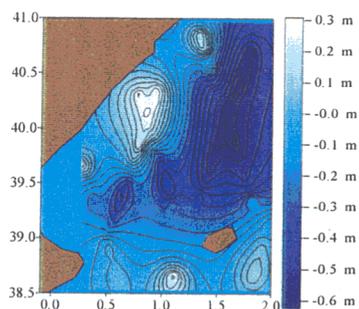


FIGURA 8.50: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

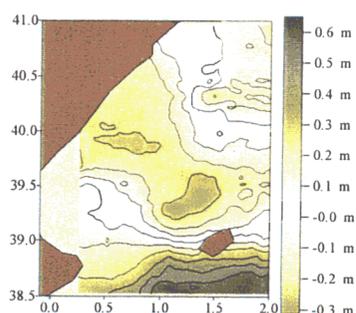


FIGURA 8.51: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{\text{gravimétrico}} + \text{STM modelo}$.

(B) AJUSTE CROSSOVER

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	σ_0^2
0.3655811266187996	-0.007811771546226	0.0066355426209812	0.2047033470226262
0.3689909582340185	-0.008026409208499	0.0067965812220975	0.2092354193585887
0.3582234404729867	-0.006987474310744	0.0059858260584890	0.2024706258159886
0.3616332720881452	-0.007202111973036	0.0061468646596205	0.2072321801666884

Parámetros promediados:

A	B	C
0.3635690077682395	-0.007503607648667221	0.00688621611454893

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-20,64	33 cm	-67,06 cm	31,822 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	20,4 cm	-41,3 cm	56,7 cm

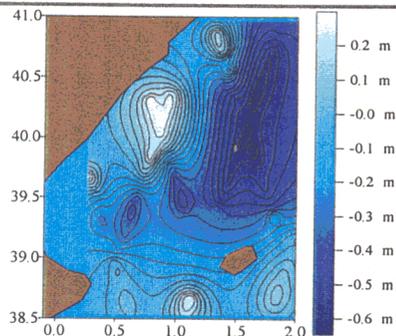


FIGURA 8.52: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

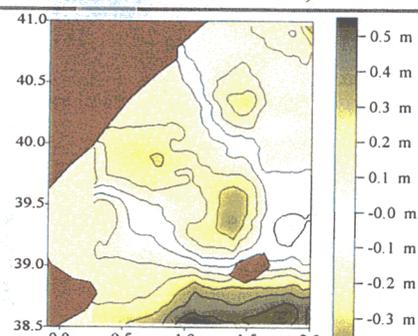


FIGURA 8.53: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{\text{gravimétrico}} + \text{STM modelo}$.

8.4.2.2. Modelo de cuatro parámetros

$$A+Bh\cos\phi+C\cos\lambda+Dh$$

(A) AJUSTE COLINEAL

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	σ_0^2
0.3844343257	-0.0113629142278	0,232381290777889	-0,222968330006	0,2152822322
0.3899854649	-0.0129495375462	0,313410318780370	-0,302753961434	0,2182372020
0.3638111800	-0.0108200063942	0,177337795590574	-0,168352630887	0,2200722023
0.3693623192	-0.0124066297129	0,258364985314983	-0,248138262333	0,2228866586

Parámetros promediados:

A	B	C	D
0,376991122645	-0,0118824703471558	0,245403669536941	-0,2355846837127397

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-18,8 cm	33 cm	-64,636 cm	32,697 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	21,6 cm	-42,3 cm	69,5 cm

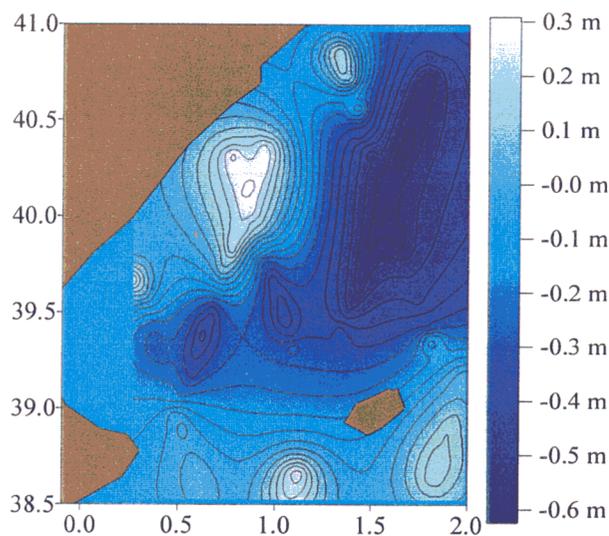


FIGURA 8.54: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

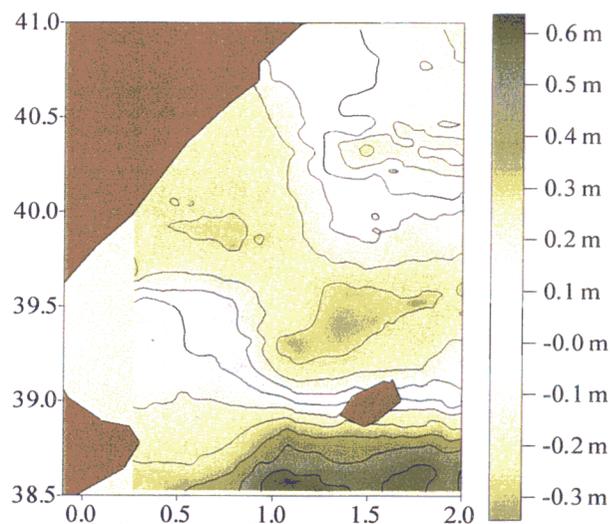


FIGURA 8.55: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{gravimétrico}+STM$ modelo.

(B) AJUSTE CROSSOVER

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	σ_0^2
0,3691051747	-0,010073134493438	0,1399224446831	-0,131505945286335	0,204809
0,3746616566	-0,016597578120263	0,2209496343966	-0,211291576728399	0,208208
0,3639265486	-0,010641588587077	0,2213628279168	-0,212499171211675	0,201328
0,3694776878	-0,012228211906517	0,3023900176740	-0,292284802697395	0,204406

Parámetros promediados:

A	B	C	D
0,369249118191	-0,0111469292981424	0,2211980143162783	-0,211940076422541

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-20,64 cm	33 cm	-66,888 cm	31,908 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	20,2cm	-42,5 cm	55,5 cm

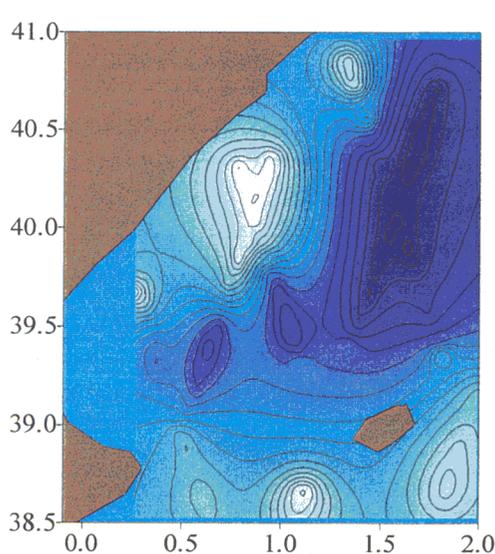


FIGURA 8.56: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

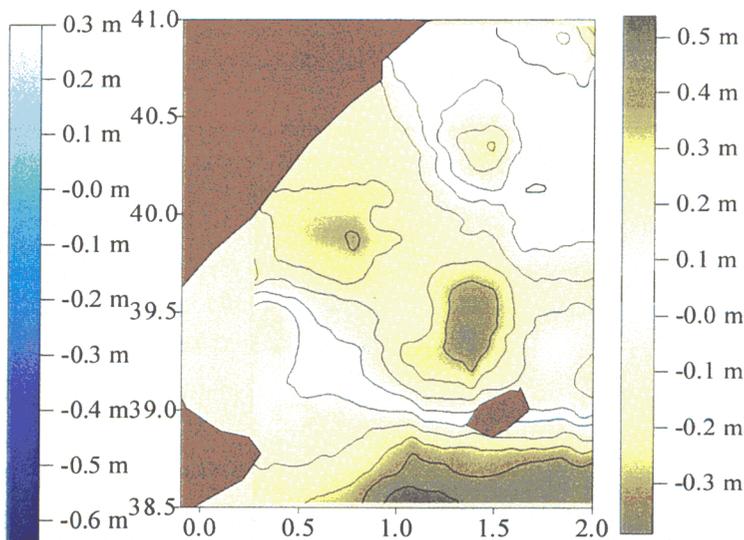


FIGURA 8.57: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{gravimétrico} + STM$ modelo.

8.4.2.3. Modelo de cinco parámetros

$$A+B\cos\phi+C\cos\lambda+Dh+Eh^2$$

(A) AJUSTE COLINEAL

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	E	σ_0^2
412.77085849	16.684114338	-425.36677128	3.5235229E-4	-1.8098365E-7	0.174526
489.84501180	17.867095853	-503.15230870	3.1904831E-4	-2.0427566E-7	0.170725
369.23693620	16.682610252	-381.84863566	3.3748850E-4	-1.8999557E-7	0.180557
446.31108953	17.585205499	-459.63417309	3.0418452E-4	-2.1328757E-7	0.176763

Parámetros promediados:

A	B	C	D	E
430.3317821199	17.1395543375	-443.29499205	3.28215975E-4	-1.97184171173E-7

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-18,79 cm	35 cm	-69,511 cm	48,022 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	17,3 cm	-46,1 cm	53,2 cm

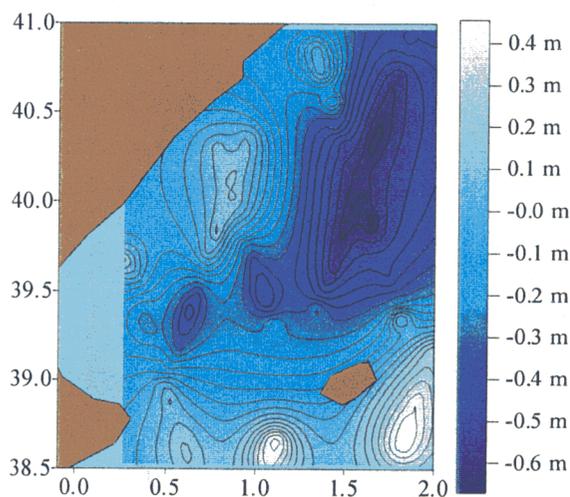


FIGURA 8.58: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

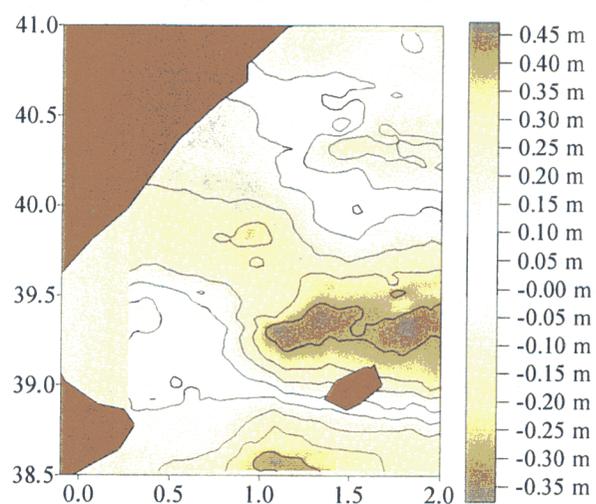


FIGURA 8.59: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{\text{gravimétrico}} + \text{STM}$ modelo.

(B) AJUSTE CROSSOVER

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	E	σ_0^2
313.78711759	12.770610306	-323.40658752	2.1066509E-4	-2.7476932E-7	0.170801
390.86127092	13.673205553	-401.19212494	1.7736111E-4	-2.9806132E-7	0.167860
362.70794045	12.883941210	-372.41814256	2.4552486E-4	-2.4718045E-7	0.167843
439.78209377	13.786579368	-450.20367998	2.1222089E-4	-2.7047245E-7	0.164682

Parámetros promediados:

A	B	C	D	E
377.3596387001	13.2832349346	-387.38383014	2.11449690E-4	-2.7260158183051E-7

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-20,63 cm	35 cm	-72,825 cm	41,516 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	16,5 cm	-48,1 cm	43,7 cm

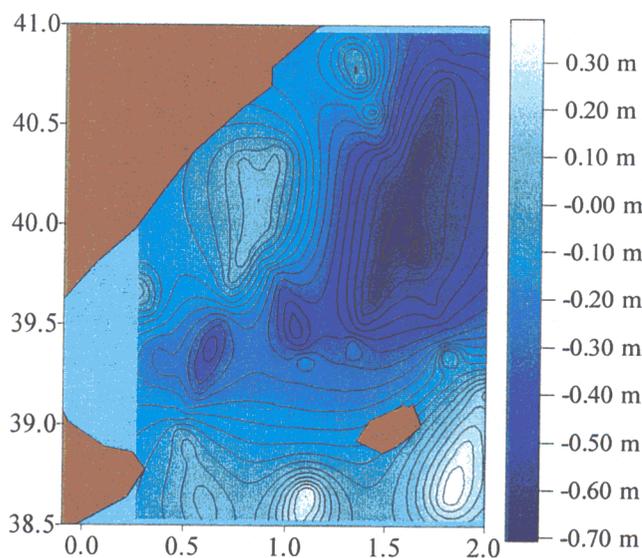


FIGURA 8.60: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

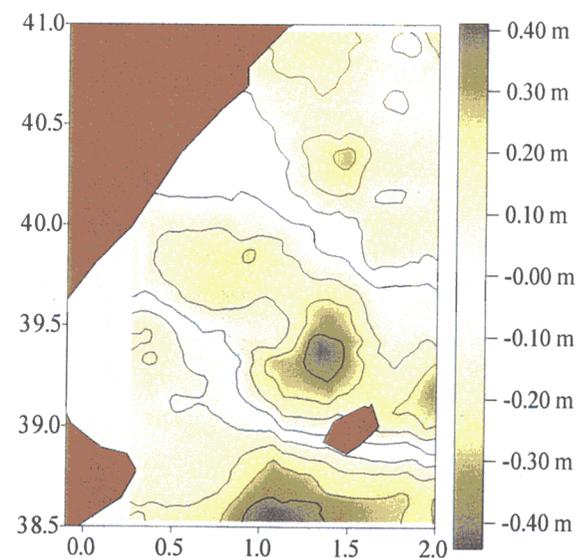


FIGURA 8.61: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{\text{gravimétrico}} + \text{STM}$ modelo.

8.4.2.4. Modelo de cinco parámetros

$$A+Bh\cos\phi+C\cos\lambda+Dh^2\cos\phi+Eh^2\cos\lambda$$

(A) AJUSTE COLINEAL

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	E	σ_0^2
0,2481681345	-0,099666814	0,07693933425	-8,202344E-5	6,28692309E-5	0,148050
0,2394930668	-0,101331929	0,07817051845	-8,362766E-5	6,40749420E-5	0,149264
0,2245140045	-0,101193220	0,07810296128	-8,311994E-5	6,37027736E-5	0,150853
0,2158393690	-0,102858336	0,07933414548	-8,472416E-5	6,49048469E-5	0,151293

Parámetros promediados:

A	B	C	D	E
0,232111020444	-0,1012541031	0,07813033427	-8,3367154E-5	6,38838193081037E-5

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-18,81 cm	36 cm	-76,283 cm	45,194 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	14,8 cm	-35,6 cm	55,5 cm

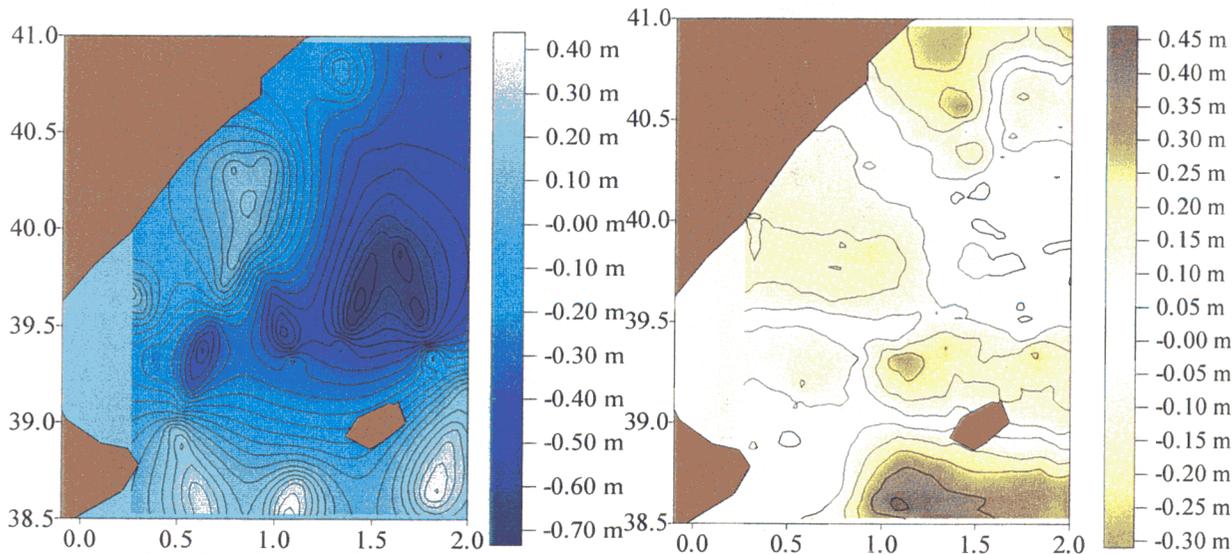


FIGURA 8.62: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

FIGURA 8.63: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{\text{gravimétrico}} + \text{STM}$ modelo.

(B) AJUSTE CROSSOVER

Parámetros obtenidos en los ajustes independientes:

A	B	C	D	E	σ_0^2
0,2110572644	-0,074444219	0,05740894083	-6,119881E-5	4,67639961E-5	0,157268
0,2023821968	-0,761093356	0,58640125036	-6,280303E-5	4,79697071E-5	0,158314
0,2143326845	-0,734733894	0,56689002954	-6,074316E-5	4,64395777E-5	0,157340
0,2056576168	-0,751385052	0,57920187154	-6,234738E-5	4,76452887E-5	0,158823

Parámetros promediados:

A	B	C	D	E
0,208373295809	-0,0747884756	0.05766243041	-6,1770097E-5	4,72023790185023E-5

Superficie topográfica modelo:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-20,64 cm	36 cm	-76,668 cm	36,864 cm

Nuevas diferencias con la superficie altimétrica tras añadir el modelo de STM:

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0 cm	15,5 cm	-40,7 cm	46,3 cm

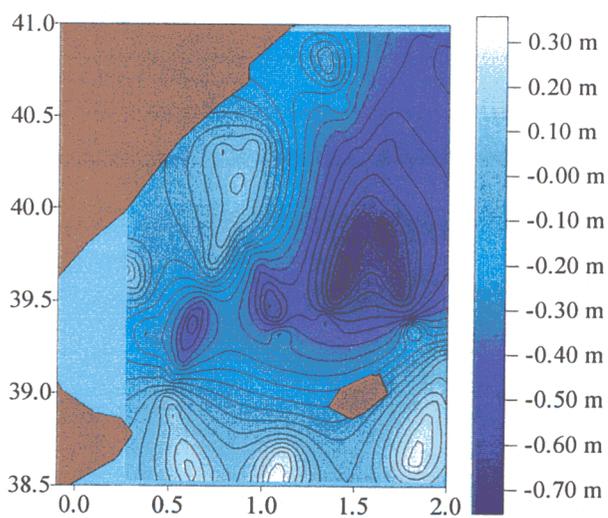


FIGURA 8.64: STM modelo contorneada a intervalos de 5 centímetros.

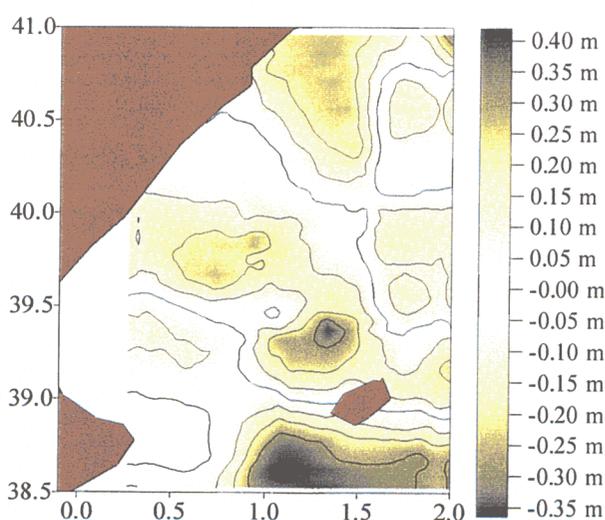


FIGURA 8.65: Diferencias entre superficie altimétrica y $N_{\text{gravimétrico}} + \text{STM}$ modelo.

Los resultados obtenidos en estos ajustes y los practicados usando la batimetría proporcionada por el modelo ETOPO5U son muy similares. Los errores también son del mismo orden. Los dos últimos ajustes, con un mayor número de parámetros, son los que difieren algo más.

8.5. MODELOS DEPENDIENTES DE LA BATIMETRIA

Al comparar los resultados de las dos secciones precedentes vemos que los modelos que incluyen la batimetría reproducen la STM al mismo nivel que los que no lo hacen, usando un menor número de parámetros y por lo tanto matrices más pequeñas. Así, la STM está relacionada con las profundidades. Las curvas de nivel de los dos modelos batimétricos sobre la zona y de las diferencias obtenidas en la sección 8.2, se muestran en la figura 8.66. A la vista de la misma es obvia la relación existente entre las dos cantidades. Los máximos y mínimos se alcanzan sobre los mismos puntos. Esta correlación existente es previsible puesto que las superficies equipotenciales, y en particular el geoide, están correladas con las altitudes. El geoide empleado en este trabajo es el resultado del capítulo 3, en cuyo cálculo intervino el modelo ETOPO5U, luego su influencia sobre la variación de alta frecuencia de N ha sido debidamente tratada. Por otro lado, la batimetría también determina la forma de la superficie topográfica del mar, cosa que hemos podido constatar con los resultados anteriores. Por todo esto vamos a emplear modelos que dependan de la profundidad de los puntos independientemente de sus coordenadas. Con esto queremos ver si localmente, la superficie buscada está más determinada por la forma de la cuenca que de la posición geográfica. Este procedimiento tiene en cuenta el hecho de que localmente los modelos globales funcionan mal. Resultaría más efectivo si se tiene en cuenta el tipo de materiales del fondo, que determina el amontonamiento de agua casi tanto como la forma de la cuenca.

Como el modelo ETOPO5U es el empleado en las reducciones descritas en los capítulos 2 y 3, se van a ajustar los parámetros de los nuevos modelos usando los datos de la batimetría descrita por él. Los dos modelos tienen diferencias entre sí, cuyas estadísticas se muestran en la tabla 8.5 y sus curvas de nivel en la figura 8.67.

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO	RANGO
-34,011 m	70,888 m	-289,32 m	101,84 m	391,16 m

TABLA 8.5: Estadística de las diferencias entre los modelos batimétricos empleados.

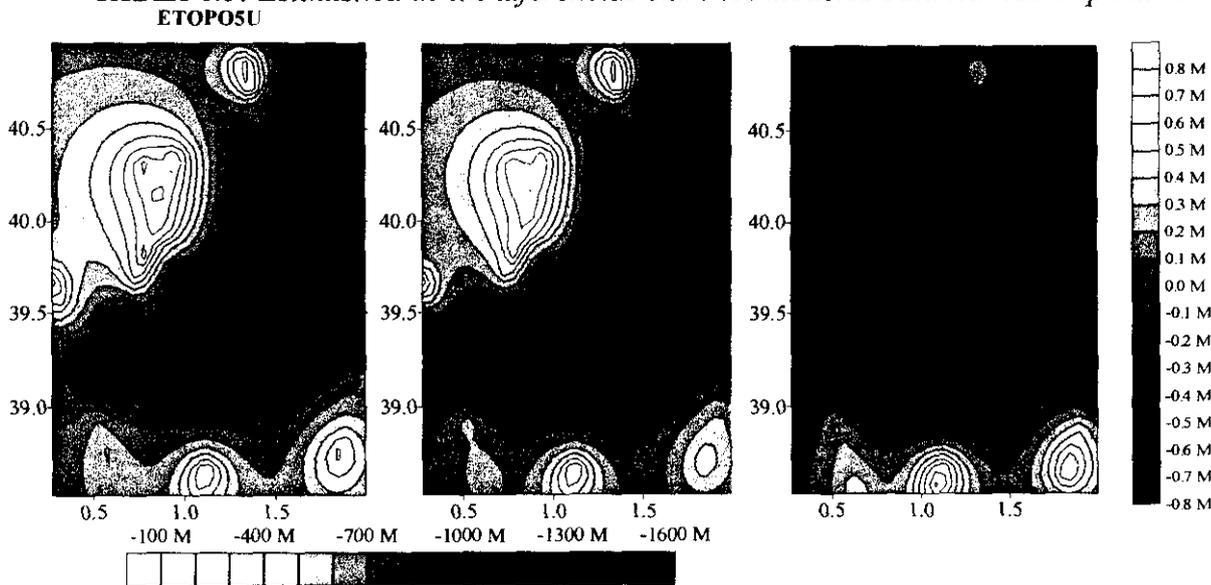


FIGURA 8.66: Curvas de nivel de las profundidades y de las diferencias entre geoide gravimétrico y superficie media del mar.

REGRESION LINEAL: A+Bh		
Parámetro	Valor	Error
A	0,34296288	0,0394926
B	0,00061428	0,00003813

TABLA 8.6: Valores obtenidos de la regresión lineal.

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-20,37 cm	33 cm	-63,469 cm	32,087 cm

TABLA 8.7: Estadística de la superficie obtenida.

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0,6 cm	21,5 cm	-35,2 cm	73,5 cm

TABLA 8.8: Estadística de las diferencias entre geode + STM estimada y superficie altimétrica (residuales).

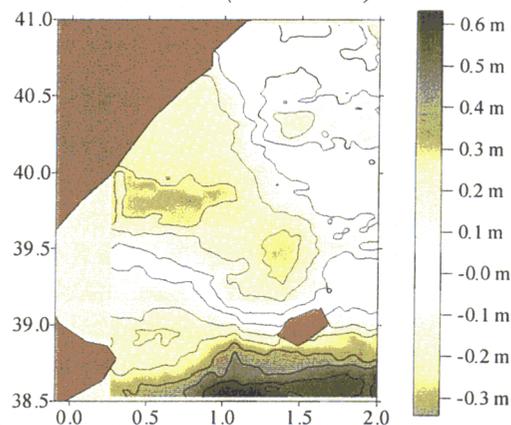


FIGURA 8.70: Diferencias entre geode + STM estimada y superficie altimétrica contorneadas a intervalos de diez centímetros.

El valor de los errores servirá como un indicativo de la bondad del ajuste. Son valores menores que en los casos anteriores. Pero como en ellos, también se va a evaluar la calidad del ajuste mediante el estudio de los residuales. Su estadística se muestra en la tabla 8.8. Son mayores que en los ajustes que incluían la posición geográfica y que tenían por lo tanto más parámetros. Su distribución geográfica se muestra en la figura 8.70. Aún quedan diferencias grandes en la parte inferior de la zona de estudio.

8.5.2. Ajuste polinómico de grado dos

La misma nube de puntos la ajustamos, en este caso a un polinomio de grado dos. En la tabla 8.9 se tienen los valores de los parámetros del ajuste. Obsérvese que el error asociado a la determinación del parámetro B es mayor que él mismo, luego su estimación puede ser imprecisa.

De nuevo queremos que el modelo de función resultante sea creciente para verificar así que los extremos de la misma se obtengan sobre extremos de valores de h. Al ser el

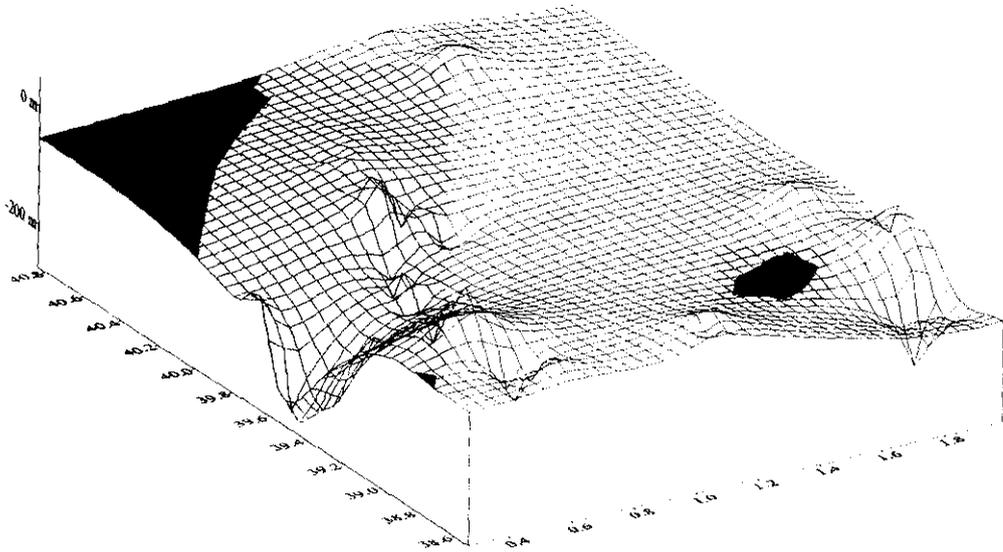


FIGURA 8.67: Diferencias entre los modelos de batimetría sobre la zona.

8.5.1. Ajuste lineal

La representación de la relación entre los valores de h proporcionados por el ETOPO5U y las diferencias entre geoides gravimétrico y superficie media altimétrica en los mismos puntos se muestra en la figura 8.68. Se hizo un ajuste por regresión lineal obteniendo los resultados que aparecen en la misma figura y en la tabla 8.6. En dicha tabla se aprecia que los valores de los errores son pequeños. Por otro lado, se buscaba una función cuyos máximos y mínimos coincidieran con los de las altitudes, es decir, crecientes. En el caso de una recta, esto ocurre si la pendiente es positiva, o lo que es lo mismo, el coeficiente en la recta de regresión, es mayor que cero. El valor estimado lo verifica, y además es menor que uno, como también era de esperar, puesto que las STM siguen la misma corriente que las profundidades en cuanto a obtención de extremos se refiere, pero de una forma más atenuada según se expone en la figura 8.66.

La STM reproducida a partir del modelo estimado y de las altitudes determinadas con el modelo ETOPO5U se muestra en la figura 8.69 y su estadística en la tabla 8.7.

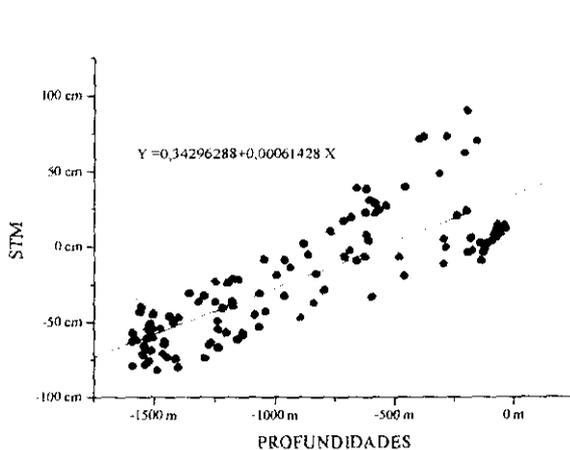


FIGURA 8.68: Recta de regresión entre h y STM

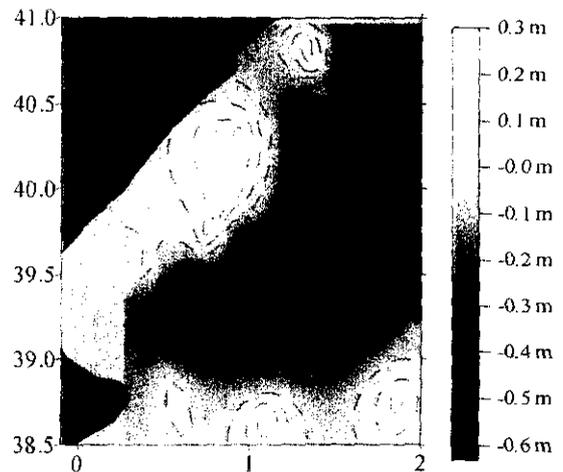


FIGURA 8.69: STM *estimada*

coeficiente de h^2 menor que cero, esto ocurrirá sin problemas. El modelo es una función polinómica, y por lo tanto continua y derivable en el dominio de las h . Su derivada es $B+2Ch$. La función modelo es creciente si su derivada es mayor que cero. $B+2Ch > 0 \Rightarrow 2Ch > -B$. Si se dividen ambos miembros de la desigualdad entre $2C$ cambia el signo de la misma, luego se tiene que $h < -B/2C$. La cantidad del segundo miembro, $-B/2C$ es positiva, luego para valores de h negativos siempre se verifica, por lo que la derivada será positiva para los valores de $h < 0$ y por lo tanto, la función creciente tal y como se necesitaba. También se puede llegar a la misma conclusión al apreciar que si el coeficiente C es negativo, la representación gráfica de la función es una parábola vertical con las ramas hacia abajo. Así, será creciente en todos los valores de h menores que $-B/2C$, abscisa de su vértice. Dado que este valor es mayor que cero, todos los h negativos tienen su imagen en la rama creciente de la parábola.

La superficie determinada por ellos está representada en la figura 8.72 y su estadística en la tabla 8.10. Al comparar con la superficie altimétrica se siguen alcanzando valores grandes aunque de forma más puntual, lo que hace decrecer la media y la desviación típica de las diferencias.

REGRESION POLINOMICA DE GRADO 2: $A+Bh+Ch^2$		
Parámetro	Valor	Error
A	0,21365639	0,05338456
B	0,00007806	0,00016037
C	-0,00000032	0,00000009

TABLA 8.9: Valores obtenidos de la regresión polinómica de grado 2.

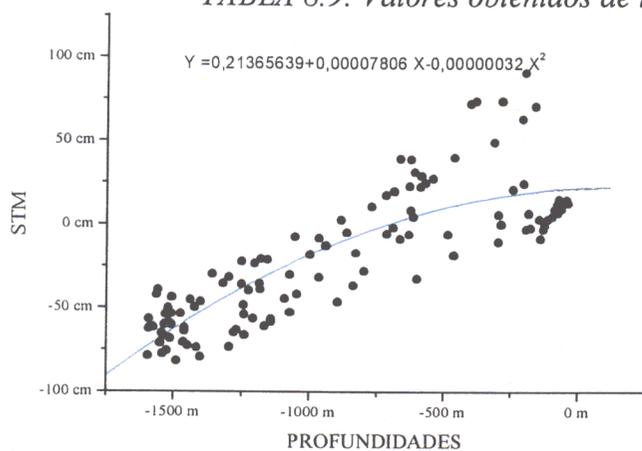


FIGURA 8.71: Polinomio de regresión entre h y STM.

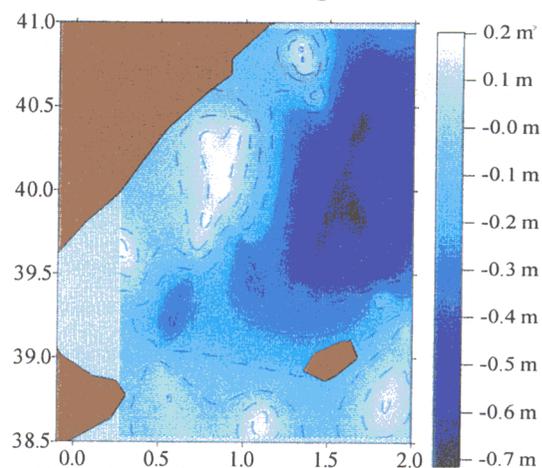


FIGURA 8.72: Superficie topográfica marina estimada.

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-19,91 cm	33 cm	-72,115 cm	21,044 cm

TABLA 8.10: Estadística de la superficie obtenida.

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
0,2 cm	20,4 cm	-40,9 cm	77,1 cm

TABLA 8.11: Estadística de las diferencias entre geoide + STM estimada y SMM.

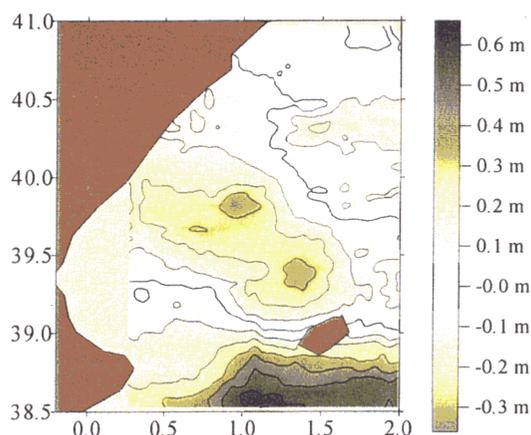


FIGURA 8.73: Diferencias entre geoid + $STM_{estimada}$ y superficie altimétrica.

8.5.3. Ajuste polinómico de grado tres

Se repite el proceso pero usando en este caso un polinomio de grado mayor. La función resultante ya no es creciente en todo el dominio sino en una buena parte de él. Al ser un polinomio es continuo y derivable $\forall h$. Su función derivada es un polinomio de grado dos de la forma $B+2Ch+3Dh^2$. Su representación gráfica es una parábola vertical con las ramas, según el valor del parámetro D expuesto en la tabla 8.11, hacia abajo. Tomará valores positivos, por lo que la función estimada será creciente, para las h comprendidas entre sus dos cortes con el eje de abscisas, esto es, $-1498,972188 < h < -338,6982838$, lo que viene a representar casi todo el rango de variación de las profundidades en la zona.

REGRESION POLINOMICA DE GRADO 3: $A+Bh+Ch^2+Dh^3$		
Parámetro	Valor	Error
A	-0,00149881	0,0657494
B	-0,00171842	0,00039523
C	-0,00000311	0,00000057
D	-1,12824E-9	2,30431E-10

TABLA 8.11: Valores obtenidos de la regresión polinómica de grado 3.

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-20,76 cm	35 cm	-61,35 cm	26,628 cm

TABLA 8.12: Estadística de la superficie obtenida.

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
1 cm	18,7 cm	-49,4 cm	73,2 cm

TABLA 8.13: Estadística de las diferencias entre geoid + $STM_{estimada}$ y la superficie media del mar altimétrica.

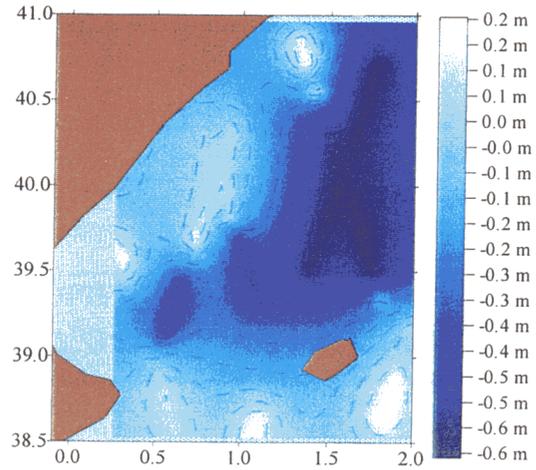
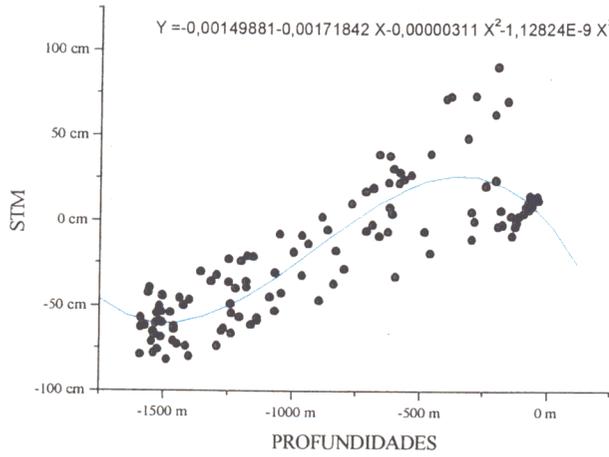


FIGURA 8.74: Polinomio de grado tres. FIGURA 8.75: Superficie topográfica marina.

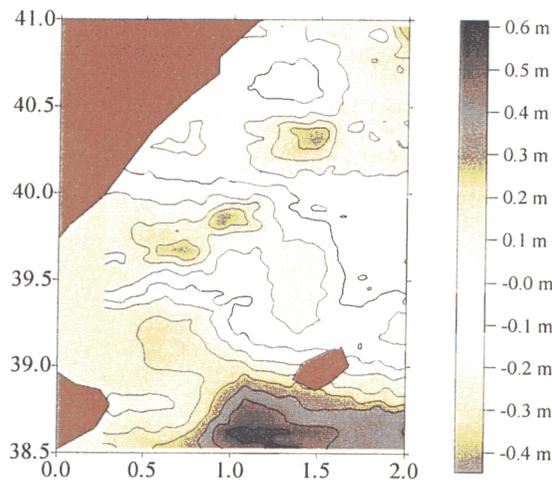


FIGURA 8.76: Diferencias entre geoid + STM estimada y superficie media del mar altimétrica a intervalos de 10 centímetros.

8.5.4. Ajuste polinómico de grado seis

REGRESION POLINOMICA DE GRADO 6: $A+Bh+ Ch^2+ Dh^3+ Eh^4+Fh^5+Gh^6$		
Parámetro	Valor	Error
A	0,04232481	0,16751344
B	-0,00020749	0,00282888
C	0,00000839	0,00001484
D	0,00000003	0,00000003
E	3,56009E-11	3,71598E-11
F	1,892E-14	1,95477E-14
G	3,75118E-18	3,94199E-18

TABLA 8.14: Valores obtenidos de la regresión polinómica de grado 6.

Al aumentar bastante el grado del polinomio los parámetros que se obtienen tienen asociados unos errores iguales o mayores que su valor, lo que resta calidad al ajuste resultante. De hecho, al repetir la comparación con la superficie altimétrica se obtienen valores mucho mayores a todos los otros casos.

El estudio de este último tipo de ajuste se muestra en las figuras de 8.77 a 8.79 y en las tablas 8.14 a 8.16.

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
-1,096 m	1,22 m	-3,13517 m	0,29760 cm

TABLA 8.15: Estadística de la superficie obtenida.

MEDIA	D.TIPICA	MINIMO	MAXIMO
9 cm	90,6 cm	-48,5 cm	2,605 m

TABLA 8.16: Estadística de las diferencias entre geoides + STM estimada y la superficie media del mar altimétrica.

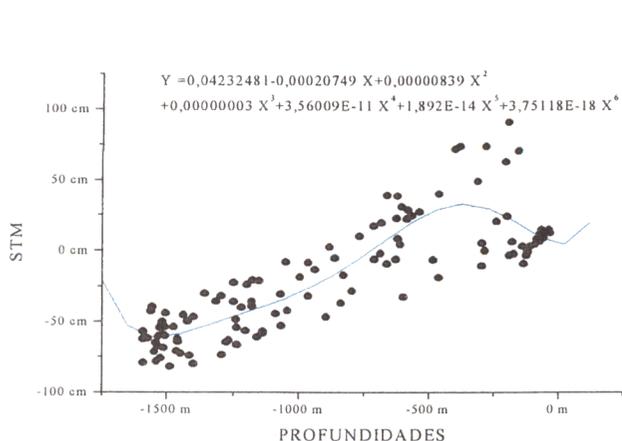


FIGURA 8.77: Polinomio de grado seis.

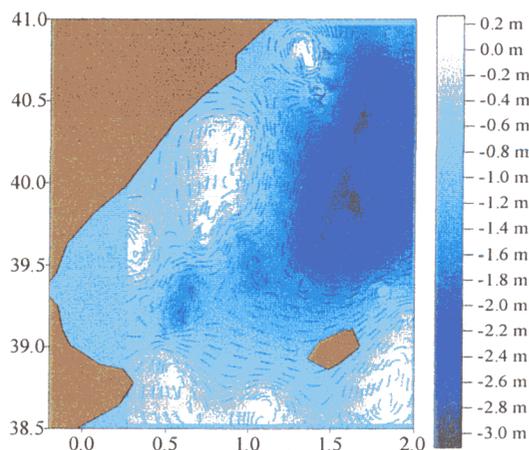


FIGURA 8.78: STM estimada.

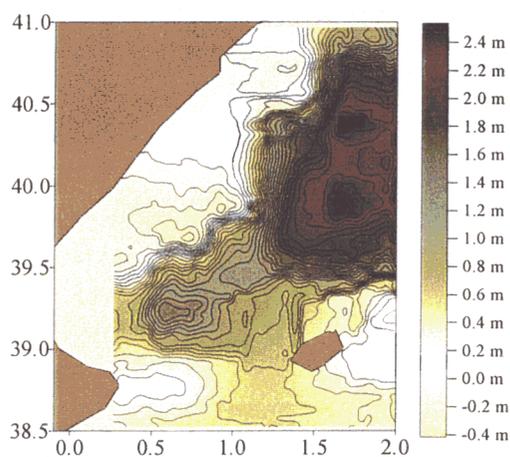


FIGURA 8.79: Nuevas diferencias entre geoides + STM y superficie altimétrica.

MEDIA	D.TÍPICA	MINIMO	MAXIMO
9 cm	90,6 cm	-48,5 cm	2,605 m

TABLA 8.16: Estadística de las diferencias entre geoide + STM estimada y la superficie media del mar altimétrica.

Los ajustes presentados en estas secciones resultan, salvo el último, razonables para la zona, tanto en predicción de valores realistas de STM como a disminución de las diferencias de residuales se refiere, y con un número de parámetros pequeño. Son más adecuados los que introducían también ϕ y λ , pero con unas diferencias no excesivamente grandes.

Ya que las reducciones en el cálculo de geoide se hicieron con ETOPO5U, su uso será teóricamente más correcto. Las diferencias grandes que aparecen en las figuras 8.70, 73 y 76 están localizadas en zonas próximas a aquéllas en las que las batimetrías reproducidas por los dos modelos empleados difieren (figura 8.67). Por este motivo, se repitieron los ajustes de las cuatro secciones anteriores, usando altitudes no proporcionadas por ETOPO5U. Las diferencias resultantes siguen siendo del mismo orden, de hecho no llegan a variar los resultados en más de 5 centímetros según el modelo batimétrico empleado.

La explicación a las diferencias grandes tras el ajuste, puede encontrarse en distintos factores. El modelo sugerido puede no ser correcto. También, la respuesta de STM, muy determinada por la forma de la cuenca, y por lo tanto por las profundidades, lo está por el tipo de materiales que la componen, factores no tenidos en cuenta en el modelo al no disponer de información sobre las densidades. También se pretendía separar la señal de STM de los errores de corta longitud de onda del geoide empleado. Así, las nuevas diferencias que encontramos se pueden identificar con tales errores siempre que consideremos realista la STM dada por el modelo propuesto. La identificación geográfica de tales diferencias con los bordes de la zona de predicción lleva a pensar la idoneidad de este último razonamiento.

8.6. DESARROLLO EN ARMÓNICOS ESFÉRICOS PONDERADO LOCALMENTE

La superficie topográfica del mar admite un desarrollo en armónicos esféricos del tipo (5.3). También, al tratarse de una función armónica fuera de las masas. Así, este desarrollo será válido en cualquier punto en el exterior a las mismas. Pero los coeficientes pueden estar mejor o peor determinados según el número de observaciones locales que han intervenido en su cálculo. Así, en el caso de las cantidades relacionadas con el campo de la gravedad, suele dar buen resultado el ponderar los coeficientes con los datos de la zona de tratamiento. Esto lleva a pensar el hecho de si sería adecuado hacer lo mismo con modelos existentes de STM.

Sin embargo, los modelos de STM regulan el mecanismo global de esta superficie, como se expuso en la introducción, para zonas con profundidades mayores que unos 2000 metros, mientras que en aguas someras tienen un comportamiento distinto, luego este tipo de desarrollos puede no ser la forma más adecuada de describirla.

Se partió del modelo de STM EGM96 (Lemoine et al, 1997) completo hasta orden y grado 20. A partir de las diferencias se quiso buscar correcciones al modelo por aplicación iterativa de ajuste mínimos cuadrados. Como observaciones se tomaron las medias sobre el mismo punto de las diferencias obtenidas entre las distintas superficies medias del mar determinadas por la altimetría (por ajuste colineal o *crossover*) y los geoides gravimétricos en

la zona. Dada la pequeña extensión de éstos últimos, se dispuso de una cantidad escasa de datos. De esta forma, si el ajuste se quiere redundante, no se pueden incluir correcciones a todos los coeficientes del modelo. Se tomo entonces el modelo hasta orden y grado 5, lo que supone 36 coeficientes no nulos.

La superficie reproducida por el modelo no es siquiera similar a las diferencias que estiman la STM, por lo que las correcciones a los parámetros obtenidas son mucho mayores que los propios coeficientes. Además los resultados de los ajustes no convergen rápidamente.

No se han incluido modificaciones en el método puesto que en las secciones anteriores se ha demostrado la mayor relación de la STM con la batimetría que con la posición geográfica en sí misma, y por lo anteriormente expuesto, los desarrollos en armónicos esféricos no representan la STM fuera de profundidades grandes. Por todo ello, no se considera adecuado este proceso para la estimación de la topografía de la superficie media del mar en zonas como la que nos ocupa.

8.7. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Llamamos superficie topográfica del mar a la diferencia entre la superficie media del mar, que es el resultado del tratamiento de los datos de altimetría por satélite, y el geoide. Estimamos el valor de tal superficie sobre la zona de estudio a partir de los resultados de capítulos anteriores. Para tales estimaciones, los valores obtenidos se mantienen dentro de órdenes realistas y consistentes físicamente.

Las diferencias obtenidas en sí mismas no pueden representar totalmente a la STM, ya que incluirán también a los errores de las dos superficies han intervenido en su cálculo. Estos errores deben afectar a las bajas frecuencias, puesto que en el caso de geoide corresponderían con errores en la gravimetría local o en las reducciones de terreno. Por ello, se trató de separar ambas partes usando funciones que actuaran como filtros de paso bajo.

Se ha desarrollado una serie de modelos para tales funciones. A la vista de los resultados obtenidos, se puede concluir que existe una fuerte dependencia con la batimetría, por lo que en zonas pequeñas y poco profundas parece más adecuado abandonar los modelos globales o modelos globales ponderados localmente, para ajustar modelos en los que participe la profundidad del fondo, siempre que se trate de funciones que verifiquen una serie de condiciones matemáticas (extremos sobre los mismos puntos). En tales modelos la convergencia es más rápida incluyendo menos coeficientes y por lo tanto matrices de menor dimensión.

Además, la forma tan similar de las variaciones de STM y de la batimetría corrobora la calidad de las superficies empleadas en el estudio. Tampoco puede deberse a errores en el tratamiento de la topografía en el cálculo del geoide, puesto que el modelo empleado en esta determinación, coincide con uno de los utilizados para este estudio, luego su efecto ya está incluido.

La relación descrita también nos es útil para ratificar la no inclusión del criterio de validación que elimina datos donde se alcancen valores de $\Delta h/\Delta t$ grandes de los capítulos anteriores, ya que la parte de STM no eliminada con los modelos muestra los mismos desniveles que el fondo. Este criterio no detectó gran cantidad de datos en el Mediterráneo, puesto que los desniveles son también pequeños o al menos menores que en el Atlántico donde se pudo confirmar la relación con accidentes del suelo. Sin embargo con los estudios incluidos en este capítulo, se demuestra que también existe la relación entre inclinaciones de ambas superficies.

CONCLUSIONES Y RESULTADOS

En la presente memoria se han revisado las principales teorías de determinación de geoides tanto terrestres como marítimos así como la problemática específica de las áreas que incluyen ambos tipos de zonas. Se han determinado diversos geoides y superficies de referencia y se han analizado en el contexto de la moderna geodesia terrestre y por satélites.

Las conclusiones y resultados de estos estudios se han ido señalando a lo largo del desarrollo de cada capítulo. Pero revisamos aquí los principales aportes del trabajo.

La determinación gravimétrica de geoides locales, siguiendo cualquier tipo de metodología, usa anomalías residuales. Es decir, anomalías a las que se les ha eliminado la contribución del campo gravífico global, representado por la aportación de un modelo global de geopotencial desarrollado hasta un cierto orden y grado, y la de las masas o topografía local. De este modo, antes de cualquier estudio sobre la determinación de geoides, habrá que hacer un análisis de la información que se elimina de los datos (y que posteriormente se restituirá a los resultados de ondulación de geoides). Este objetivo se desarrolla en este trabajo, a lo largo de los capítulos 1 y 2.

En el primero de ellos, se han construido los modelos digitales del terreno que se emplearon para hacer las reducciones de la topografía (por modelo de terreno residual), y se comparan las distintas fuentes de información topográfica y batimétrica sobre la zona de estudio. En concreto se demuestra la existencia de un sesgo del modelo ETOPO5U en el este de la Península de 5' (tablas 1.3 y 4, figuras 1.1-6). Este sesgo, está presente en otras zonas terrestres como Italia y Grecia.

Los modelos geopotenciales globales, que aportarán la información sobre las bajas frecuencias del campo, se estudiarán en el capítulo segundo. Los coeficientes de los modelos se determinan por un ajuste mínimos cuadrados de datos de observación de distintas fuentes, de forma que sean sensibles a los armónicos de distintas frecuencias y el resultado obtenido sea preciso. Los armónicos de orden alto, son más dependientes de la gravedad local. Así, el modelo será de uso más adecuado para las zonas de las que se han seleccionado datos en su construcción. En otro caso, puede que sea mejor no usar todo el modelo disponible, sino sólo los primeros coeficientes que representen al campo global, y completar con datos de gravimetría locales, más representativos que el modelo. En este capítulo se ha hecho el estudio de la adaptabilidad de los modelos empleados a la zona de trabajo. Los resultados obtenidos no admiten ningún tipo de generalización puesto que se refieren a un área determinada. Lo que sí podemos asegurar es la importancia de hacer este estudio previo a la aplicación de cualquier tipo de método de determinación de geoides, ya que la calidad de los resultados depende de la de las anomalías residuales empleadas.

Dentro del mismo objetivo, se engloba gran parte de este segundo capítulo por tratarse en él la validación de datos gravimétricos por aplicación recurrente de colocación mínimo cuadrática. De forma paralela al proceso validatorio se ha hecho un estudio del comportamiento de la predicción de anomalías de la gravedad por colocación.

Como principales conclusiones de este estudio podemos señalar:

- Que para la zona de trabajo y los modelos de geopotencial utilizados, lo más adecuado es el uso de ellos completos puesto que reproducen bien al campo gravífico en la zona, como se deduce de la reducción tanto en media como en desviación típica de las anomalías residuales. Este comportamiento no es tan bueno en el caso de trabajar sólo con datos marinos. Pero en esta ocasión, tampoco sería sencillo completar con información de gravimetría local al disponer de un menor número de datos, agrupados en trayectorias de barcos, por lo que se introducen sesgos en las predicciones (tablas 2.1-6).
- En nuestro método hemos introducido el parámetro a , o escala de error de los coeficientes del modelo de geopotencial para la zona, en el ajuste de las funciones covarianza. El punto anterior se ratifica al encontrar unos valores de tal parámetro muy pequeños o nulos (tablas 2.10 y 12). En cualquier caso, conviene destacar que la determinación de este factor de escala a partir de anomalías de la gravedad no es muy fácil puesto que éstas están más correladas con R_B , profundidad del radio de Bjerhammar o región de convergencia que con la escala de error local.
- En el estudio comparativo de las funciones covarianza según el tipo de datos que interviene en su cálculo se ha visto que la mayor descorrelación de datos marinos hace que su función covarianza tenga una menor longitud de correlación y alcance antes el primer cero, mientras que el valor de $C(0)$ es mayor que para datos terrestres o mezcla de ambos tipos (tabla 2.11, figura 2.8).
- La compatibilidad de las fuentes de datos empleadas ha quedado asegurada al haber hecho una pre-validación de los datos por colocación mínimo cuadrática tomando una función covarianza construida por ajuste de una función covarianza empírica en la que intervienen datos de un único origen, con la que se efectúan las predicciones sobre los datos correspondientes al resto de las fuentes. No se producen grandes discrepancias (sección 2.6.3.).
- Las predicciones de anomalías de la gravedad a partir de la misma magnitud por colocación, están muy determinadas por el tipo de dato que interviene en la muestra. Así, se ha obtenido que:
 - al usar sólo datos marinos la predicción depende bastante de la muestra al tener datos menos numerosos y agrupados en trayectorias de barcos, por lo que la predicción puede resultar algo sesgada (figuras 2.15-16, tabla 2.9).
 - si se usan sólo datos terrestres, las predicciones son bastante más precisas al serlo también los datos (tabla 2.17).
 - al usar muestras para la formación de la función covarianza con ambos tipos de datos o bien predecir con uno de ellos anomalías del otro se han obtenido resultados muy poco representativos que difieren en gran medida de los obtenidos al hacer una validación de forma independiente (figuras 2.12-17, tabla 2.18).

Por lo que podemos afirmar que al hacer predicciones de anomalías de la gravedad a partir de la misma magnitud, sea o no con fines validatorios, conviene distinguir entre zonas terrestres y marinas, ya que de no hacerlo así, en este trabajo se ha cuantificado el error que puede cometerse como de 30 mgales.

Con los datos validados se ha hecho predicción de geoide por colocación mínimo cuadrática dentro de la metodología general de *eliminación-restitución*. El estudio de los resultados obtenidos se presenta en el capítulo tercero de este trabajo. Se estudia la independencia del resultado (o la sensibilidad del mismo) a diversos factores:

- El geoide obtenido por este método debe ser independiente de la muestra seleccionada para su cálculo. Teóricamente esto se consigue con la descorrelación de los datos efectuada en el capítulo anterior. De ese modo, la función covarianza representa propiamente al campo.

A fin de comprobar si esto ocurre tal y como esperamos, y si no es así, obtener una cuantificación numérica de las diferencias que se pueden llegar a alcanzar, se han comparado geoides sobre la zona en cuya determinación han intervenido muestras distintas.

Las diferencias obtenidas fueron lo suficientemente pequeñas (en general por debajo de 5 centímetros) como para afirmar la independencia del resultado de la colocación de los datos que intervienen (tablas 3.2 y 3, figuras 3.2 y 3).

- Una de las principales desventajas operativas del método de colocación es el tiempo de cálculo que consume. Es necesario resolver un sistema de tantas ecuaciones lineales como puntos de observación. En principio, el número de puntos necesarios para representar bien el campo gravífico en el área, disminuye por la descorrelación que se lleva a cabo al obtener anomalías residuales. Aún así, puede haber elecciones insuficientes. Teóricamente hay un espaciado óptimo de datos para que sean representativos atendiendo a las propiedades de la función de covarianza que generan. Para ver hasta qué punto las predicciones son independientes de pequeñas variaciones en el espaciado de la muestra se han comparado distintos geoides (datos a 5' y a 5'5).

La cuantía de las diferencias obtenidas es pequeña (tablas 3.4 y 3.5), y además, las mayores se distribuyen en áreas distintas a las de los datos seleccionados, donde la predicción tiene calidad inferior (figura 3.4).

- Prosiguiendo el estudio del campo de gravedad, también se ha analizado la dependencia de los resultados de geoide obtenidos dependiendo de la naturaleza (marina o terrestre) de las anomalías que intervienen en su cálculo. Incluso antes de cualquier cálculo, podemos esperar una influencia menor al ser N, ondulación de geoide, una cantidad dominada por las bajas frecuencias, por lo que la mayor contribución a su cálculo proviene del modelo de geopotencial.

Al comparar los resultados de geoide obtenido al usar datos mezclados para la construcción de la función covarianza con aquéllos formados como unión de geoide terrestre elaborado a partir de datos de anomalías sólo terrestre con geoide marino determinado por anomalías marinas, se han obtenido diferencias mayores que en los casos anteriores.

Entre ellas, las mayores, tal y como se esperaba, se encuentran en las proximidades de la costa. Resulta interesante la distinción de las mismas según se obtengan en tierra o en mar.

- En la parte terrestre de la zona de comparación es donde se alcanzan las mayores diferencias. La mayor parte de ellas provienen de un valor de geoide mayor al intervenir en el cálculo sólo datos terrestres. En esta tendencia se excluye una zona bastante localizada, con un menor número de diferencias pero de valor grande y signo contrario. Esta zona está asociada a problemas de densidades de los datos (tabla 3.7, 3.9, figura 3.7). Cuando se usan sólo datos terrestres, las predicciones son bastante más precisas al serlo también los datos (tabla 2.17). Por la tendencia, salvo en una extensión localizada, a que las diferencias entre predicciones tengan el mismo signo, es fácil ver que añadiendo un sesgo constante, estimado en la zona tratada en este trabajo en 5 centímetros, a una de las predicciones, disminuyen en general las diferencias (figuras 3.15-18).
- En la parte marina de la zona, las diferencias son menores y se sigue manteniendo la tendencia a obtener valores de N menores al usar mezcla de datos que si sólo intervienen de un tipo (tablas 3.6, 3.8, figura 3.7). Sin embargo, no es tan sencillo afirmar que exista un sesgo entre predicciones, puesto que las diferencias se distribuyen agrupándose en áreas sin un criterio aparente salvo su mayor concentración en zonas costeras tanto peninsulares como bordeando a la isla. Para resolver el problema de transformación, se han diseñado varios modelos de funciones que nos sirvan para convertir un geoide en otro cuyos parámetros se han determinado por ajuste mínimos cuadrados de las diferencias entre los resultados comparados. Estos modelos definen dichas diferencias como función de diversos factores: de la posición geográfica, descrita por ϕ y λ , de la distancia del punto de predicción a la costa, d , calculada en aproximación esférica, y de sus potencias, ya que la aparición de diferencias del mismo valor a distintas distancias de la costa nos lleva a pensar que éstas no son lineales respecto de d , y de la distancia al borde de la zona de predicción (db) y sus potencias, calculada también en aproximación esférica. Todos estos modelos reducen significativamente las diferencias obtenidas permaneciendo aún las mayores, de comportamiento más irregular, agrupadas alrededor de la isla, del Golfo de Valencia y del Delta del Ebro (tablas 3.15-25, figura 3.19).
- Al predecir con datos de fuera de la zona se obtienen resultados bastante malos. Esto ya se esperaba puesto que la colocación no es un buen método de extrapolación. Pero en este trabajo se ha querido cuantificar el error cometido al usarlo para predecir en zonas no representadas por la función covarianza. Para el área de trabajo se han llegado a obtener diferencias superiores a 50 centímetros en más de la mitad de los puntos, muy superiores a las que aparecían en las demás comparaciones.

El cálculo del geoide por colocación resulta una alternativa a la resolución de la integral de Stokes teniendo en cuenta las propiedades estocásticas del campo gravífico definidas por la función covarianza de magnitudes relacionadas con él. Pero también es posible la obtención del geoide gravimétrico sin tener que recurrir a la integración numérica. Para ello, se observa la similitud que existe entre la integral de Stokes y un producto de convolución de dos funciones, salvo ciertas transformaciones en el caso de emplear aproximación esférica. Esto

permite la evaluación de la fórmula en el dominio de las frecuencias (en el que se convierte en un producto, por lo tanto más sencillo).

El problema teórico de este método se encuentra en que se dispone de muestras finitas tanto en cantidad de puntos como en extensión, por lo que se han de hacer transformadas discretas en lugar de continuas, con las desventajas que esto lleva por la pérdida de frecuencias y aparición de otras nuevas que no pertenecen a los datos.

En el capítulo cuarto de esta memoria se presenta un estudio teórico más detallado de estas circunstancias. También se expone una comparación realizada entre geoides gravimétricos elaborados con ambos métodos. Éstos no han resultado totalmente análogos, por lo que las diferencias obtenidas no son debidas únicamente a la forma de obtener las partes de media-alta frecuencia de N . Uno de ellos es regional, mientras que los resultados del capítulo tercero son locales. Ya sólo por esto, se espera una diferencia de larga longitud de onda entre los dos. Además, la contribución de las masas topográficas se ha calculado por distintos métodos (segunda reducción de Helmert, modelo de terreno residual) y lo que es más importante, con modelos digitales con un paso de discretización distinto (cinco veces más fino para el caso de colocación). De hecho, las diferencias obtenidas aparecen en zonas que corresponden con accidentes geográficos de poca extensión (Sierra de Jabalambre), por lo tanto suavizados al tomar un modelo menos detallado (tabla 4.1 y figura 4.6). Al repetir las comparaciones sin tener en cuenta la restitución de los efectos de la topografía, las diferencias disminuyen (tabla 4.2 y figura 4.9).

Los estudios anteriores se han complementado con técnicas espaciales. Se puede calcular el geode a partir de datos de altimetría por satélite. Para ello, se ha de separar del observable (altitud de la superficie instantánea del mar), la parte correspondiente a las distintas correcciones geofísicas (retraso atmosférico, marea, efecto de las olas, ...) y a la superficie topográfica estacionaria del mar (STM). Pero lo más problemático es eliminar el error orbital radial, que es un error no conocido a priori ni constante. Dada su naturaleza de larga longitud de onda, hemos estudiado modelos de eliminación de tal error de forma local.

En el capítulo quinto de este trabajo, se ha demostrado como la utilidad de estos métodos depende de la zona de aplicación. Esto se debe a que la matriz de ajuste del modelo de error orbital (*ajuste crossover*) es deficiente de rango. Hay métodos para eliminar una deficiencia fija de p^2 , con p número de parámetros que define al modelo elegido de error que a su vez, depende de la extensión de la zona de ajuste. Pero en este trabajo se demuestra mediante la aplicación de un método de inducción completa, que la deficiencia sólo es tal en el caso de que las observaciones que dan lugar al sistema sean más numerosas que el número de parámetros a determinar, es decir, en el caso de ajustes redundantes. En otro caso, el estudio no se puede generalizar y es probable que se cometan más errores. El estudio práctico de cuanto afecta a la determinación real se ha desarrollado después en casos prácticos.

La zona de estudio ha resultado demasiado pequeña como para aplicar métodos de ajuste de error orbital con éxito. Por eso, el estudio de métodos altimétricos se llevó a cabo en un área de extensión mayor que la incluyera. Se han contrastado métodos de ajuste local y tipos de datos de altímetro. El altímetro que interviene en los cálculos es el del ERS-1 (en dos de sus fases multidisciplinares y en fase geodésica). Aunque su precisión es menor que la de TOPEX resulta más adecuado para zonas de extensión no muy grandes ya que tiene una resolución espacial mayor. Si se hubieran usado datos TOPEX los trazos subsatélite recubriendo la zona serían demasiado escasos como para practicar de forma efectiva ningún tipo de ajuste.

Las principales conclusiones y aportes del trabajo desarrollado son:

- La aportación de la corrección de marea a los resultados de un ajuste local es pequeña en la zona tratada (tabla 6.3, figura 6.1).
- Las variaciones estacionales sobre el área son bastante pronunciadas. Por eso resulta conveniente seleccionar datos con una extensión temporal equivalente a un número entero de años de forma que la parte variable con el tiempo de la superficie del mar no tenga sesgos ni tendencias (tabla 6.16, figuras 6.17-20).
- La fase geodésica del satélite resulta muy adecuada para la obtención de datos muy densos. Sin embargo, el no disponer de ciclos de repetición hace que no sea posible la comparación de trazos a fin de localizar errores de medida. Tampoco se podrá hacer la eliminación de variaciones estacionales. Por tanto, proponemos como más eficaz el uso de datos correspondientes a ciclos de repetición con los criterios y cantidades adecuados para su uso con fines geodésicos.
- En este trabajo se proponen varios criterios de validación. Especial interés tienen los referidos a la inclinación de la superficie del mar entre puntos de medida consecutivos. Este tipo de criterios tiene detractores puesto que existe una cierta correlación entre la batimetría del fondo y la superficie. Nosotros introducimos aquí la comparación de valores de $\Delta h/\Delta t$, de modo que se contemplen las interrupciones en los datos, y de $\Delta h_{res}/\Delta t$, para tener en cuenta inclinaciones de la superficie que no estén incluidas en la superficie media empleada (modelos OSU91 y OSU95). Con estos resultados aislados es difícil concluir nada sobre la idoneidad de los criterios expuestos, ya que la zona es muy pequeña y el número de puntos detectados es insuficiente para ser concluyente (tablas 6.1. y 6.9. y figura 6.16).
- Al usar datos correspondientes a fases del satélite con ciclo de repetición de 35 días, el recubrimiento no es suficiente como para poder tener redundancia en los ajustes. Por eso, al aplicar *crossover* se obtienen malos resultados. En el caso de trabajar con datos ajustados a TOPEX, como ya son bastante buenos de por sí, no se producen errores demasiado grandes salvo para los tramos interrumpidos por islas (figura 6.25, tabla 6.24). Sin embargo, sin ese ajuste previo de los datos, se obtienen resultados muy sesgados con los trazos (figuras 6.2 y 3).
Por eso, para el caso de pocos puntos proponemos como más conveniente el promedio de los residuales al eliminar la parte estacionaria de la superficie para aminorar el efecto del error orbital sobre un intervalo de tiempo adecuado para promediar las variaciones estacionales. Será una alternativa al ajuste colineal, pero sin incluir los modelos de parte estacionaria para no introducir errores de interpolación de los mismos (figura 6.4).

La eficacia de los criterios de validación enunciados no puede ser contrastada sobre una zona tan pequeña y con tan pocas observaciones detectadas como posibles errores. Por este motivo, se hace un estudio paralelo sobre una zona mucho más amplia del Océano Atlántico, donde los modelos globales, tanto de marea como de superficie topográfica, funcionan de forma más adecuada. Esta zona es la comprendida entre las Islas Canarias y las Azores que tiene para nosotros especial interés en conexión con otras investigaciones. El estudio resultante se presenta a lo largo del capítulo siete de esta memoria. La superficie media empleada para todos los cálculos es la OSU95MSS. Los resultados más importantes en él son:

- en un mar abierto y con mayores profundidades, se siguen teniendo variaciones estacionales aunque de menor cuantía que en el caso del Mar Mediterráneo. En cualquier caso, cuando se persigue la finalidad de una superficie media a partir de datos de altimetría, sigue siendo más adecuada la selección de datos con un recubrimiento temporal múltiple entero de años (tabla 7.1, figura 7.3).

- Los criterios de validación sobre la zona ya sí manifiestan relación explícita con distintas características del área que detectan. Así tenemos:

- Se buscan los puntos donde la superficie observada del mar presente una cierta rugosidad. Como medida de tal se introduce $\Delta h/\Delta t$ entre puntos consecutivos. La inclusión de Δt de nuevo contempla la posibilidad de interrupciones en los datos. El valor límite se elige de 1 m/s, significativamente mayor, por tratarse de océano abierto, que en la aplicación sobre el Mediterráneo.

Los puntos detectados por este criterio se encuentran sobre las mismas posiciones para todos los ciclos contrastados. Todas ellas se corresponden con accidentes del fondo marino y variaciones bruscas en la batimetría: Bancos del Atlántico y Cornisa Cantábrica (figura 7.4).

A fin de asegurar si la inclinación se debe a las masas del fondo y por lo tanto también está presente en las superficies equipotenciales, se comparan geoides disponibles sobre ambas zonas (gravimétrico, modelo EGM96, y modelo ponderado). Existen sesgos entre ellos, pero todos reproducen la misma pendiente pronunciada en la zona (figuras 7.5 y 7.6).

- Como criterio alternativo, puesto que se ha demostrado la importante correlación entre batimetría e inclinación de la superficie media, buscamos valores de $\Delta h_{res}/\Delta t$ grandes, es decir, rugosidad de la superficie que no aparece en la superficie media modelo luego no se corresponde con accidentes de la batimetría. Como valor límite se eligió 45 cm/s, por ser próximo a la mitad del rango de variación de dicha magnitud sobre el área de estudio.

La distribución de los puntos encontrados varía de uno a otro ciclo, por lo que no se deben a errores en el modelo elegido, aunque siempre están en una zona asociada a propagación de corrientes (figura 7.7.). Así, afirmamos que se han localizado variaciones del nivel del mar debidas a su propia dinámica, puesto que no aparecen en su parte estática.

Para aplicaciones como la que nos ocupa de determinación de superficies medias, no resulta adecuado contar con tales puntos.

- Buscamos puntos que no difieran en exceso de la superficie media modelo. Como límite de las diferencias entre ambos, se impone 70 centímetros, doble del valor medio de las altitudes residuales en el área.

La mayor parte de los puntos detectados se encuentra sobre una región (figura 7.8) que presenta distintas irregularidades en cuanto a varios factores se refiere: alturas significativas de la ola (figura 7.9), de velocidades de viento (figura 7.10) y de modelos de marea, presentando puntos anfídomos en las principales ondas de marea en las inmediaciones de la zona (figuras 7.11 y 12).

- Además de probar la validez de los criterios enunciados, en este trabajo se ha seguido con el cálculo de la superficie media libre de errores orbitales mediante ajustes locales. En este caso se verifica ampliamente la redundancia. De hecho, los resultados obtenidos

tras un ajuste *crossover* o bien tras un ajuste colineal del tipo propuesto en esta memoria (sin inclusión de parte estática) son muy similares (tabla 7.12) y además, las mayores diferencias obtenidas (centimétricas en cualquier caso) se alcanzan o bien sobre los bordes de la zona, donde los trazos no son adecuados para practicar ningún tipo de ajuste, o bien sobre el área de irregularidades mencionada anteriormente (figura 7.17).

El principal objetivo al introducimos en el estudio de datos de altimetría, es la consecución a partir de ellos del geoide en áreas marinas. Para hacerlo, es necesario separar la superficie media libre de errores orbitales en dos partes: una superficie topográfica que represente la separación entre ésta y la superficie equipotencial o geoide.

Para representar a la STM se dispone de modelos globales. En concreto en este trabajo hemos usado dos: OSU91, desarrollado hasta orden y grado 10, y EGM96 hasta orden y grado 20. Pero estos desarrollos globales no suelen funcionar bien en las proximidades de la costa donde se aúnan dos factores. Por un lado las profundidades son pequeñas, y los modelos de STM globales no describen la dinámica más específica de aguas someras. Por otro, los ciclos de actividad cercanos a la costa son en sí mismos más complejos por lo que no responden bien a modelos generales de circulación. De hecho, vemos que estos modelos sobre el área (figura 8.10 y 11) reproducen una superficie que no es ni siquiera parecida a las diferencias que se obtienen al sustraer directamente a la superficie media del capítulo 6, el geoide gravimétrico elaborado en el capítulo 3 (figura 8.4). Tampoco ambos resultados son similares entre sí.

Este hecho nos conduce a buscar una serie de modelos que reproduzcan localmente la STM como función de diversos factores. Los modelos estudiados se describen a lo largo del capítulo ocho y último de este trabajo.

Se pretende que las funciones elegidas describan la STM en el área y además, que actúen como filtros capaces de separar de la estimación de ésta los errores de corta longitud de onda que pueden afectar al resultado de geoide gravimétrico, puesto que la parte de baja frecuencia proporcionada por el modelo de geopotencial la suponemos precisa. A fin de evitar que parte de los errores corresponda a la superficie altimétrica se eligió como tal la formada a partir de ajuste local de datos de ERS-1 fijados a TOPEX por minimización de las diferencias *crossover* entre ambos. Al tratarse de datos más precisos se la consideró libre de error.

Los coeficientes de cada modelo de función elegido fueron determinados por ajuste mínimos cuadrados de las diferencias entre superficie media y geoide, tomando a todas ellas de igual peso. Este tipo de ajustes se llevó a cabo para cada par de superficies (datos mezclados o datos marinos para el caso de geoide, y ajuste colineal o *crossover* para superficie media). Posteriormente se eligió como *transformación media o general* aquella cuyos coeficientes se obtuvieron como media ponderada de los determinados independientemente usando como peso la varianza a posteriori de cada ajuste.

La comparación de los modelos propuestos entre sí se hará en función de los valores determinados de σ_0^2 y del análisis de residuales o comparación entre geoide más STM estimada y superficie media altimétrica.

Los modelos propuestos se engloban en:

- **Funciones de la posición geográfica.** Este tipo de modelos resulta bueno al incluir un número de parámetros muy elevado (Fig. 8.8-31). En cualquier caso se trata de conclusiones locales por la variación limitada de ϕ y λ sobre la zona, luego no son resultados extrapolables a otras zonas.

- **Funciones de la posición geográfica y de la profundidad.** Para este estudio se han empleado dos modelos batimétricos distintos (ETOPO5U y batimetría digitalizada a partir de los mapas de Morelli). En ambos casos es apreciable la mejora de los ajustes aun contando con un menor número de parámetros sobre todo en cuanto al análisis de residuales se refiere (Fig. 8.33-48, 8.50-65). Esta mejora viene a reafirmar las conclusiones ya expuestas sobre la correlación existente entre la superficie instantánea del mar y la batimetría del fondo.

- **Funciones de la profundidad.** La mejora de los resultados en el tipo anterior nos lleva a proponer el estudio de la STM como función únicamente de la profundidad. Incluso si los resultados son menos ajustados, se consigue una conclusión más general al poder describir en una primera aproximación la STM como función de la batimetría para aguas someras y proximidades de la costa. De hecho, en una escala muy distinta, reproducen los mismos accidentes (Fig. 8.66). Este hecho lleva a proponer modelos que sean funciones crecientes a fin de obtener extremos sobre los mismos puntos. Así ocurre en el caso de describir la STM como polinomios de la profundidad de grado 1, 2 ó 3. En este último caso se excluye una parte pequeña del dominio al no ser la rama de la función creciente (Fig. 8.68-79, tablas 8.6-16).

- **Modelos ponderados para el área.** El pequeño número de puntos dato hace que si se quieren ajustes redundantes para obtener correcciones válidas para el área a los coeficientes de un modelo de STM global, hace que sólo se puedan incluir tales correcciones a una reducida cantidad de coeficientes, en cualquier caso insuficiente para obtener buenos resultados. Por tanto proponemos en su lugar los modelos anteriores.

Así, afirmamos que la obtención de geoides altimétricos en zonas costeras o de aguas poco profundas como la que nos ocupa, donde los modelos globales no funcionan bien, no es adecuada; siendo más oportuno el cálculo de geoides puramente gravimétricos. Los datos proporcionados por altimetría por satélites son de gran utilidad para la construcción de modelos para este tipo de zonas, con la intervención de un geóide gravimétrico preciso, de la superficie topográfica del mar.

REFERENCIAS

- Andersen, O.B. y P. Knudsen (1999) The role of satellite altimetry in gravity field modelling in coastal areas. Presentado en la XXIV General Assembly of EGS, La Haya, 19-23 Abril 1999.
- Arabelos, D. (1989) Gravity field approximation in the area of Greece with emphasis on local characteristics. *Bull. Geod. vol 63*. pp. 64-84.
- Arabelos, D. (1993) Validation of ETOPO5U in the Hellenic area. *Mare Nostrum. Geomed Report, 3*. Milano. pp: 65-77.
- Arabelos, D, S. Spatalas e I.N. Tziavos (1992) Altimeter data from ERS-1 in the Mediterranean Sea. En *Mare Nostrum. Geomed Report, 2*. Pp: 35-42. Ed. por M.J.Sevilla. Madrid.
- Arabelos, D, S. Spatalas e I.N. Tziavos (1993) Crossover analysis of ERS-1 altimetry in the Mediterranean Sea and inversion of the adjusted data to recover gravity anomalies. En *Mare Nostrum. Geomed Report, 3*. pp: 38-64. Milan.
- Arabelos, D, e I.N. Tziavos (1994) Geoid solutions in the Mediterranean sea by different methods. En *Mare Nostrum Geomed Report, 4*. pp: 185-210. Ed por D.Arabelos e I.N.Tziavos. Salónica.
- Arabelos, D. e I.N. Tziavos (1996) Combination of ERS-1 and TOPEX altimetry for precise geoid and gravity recovery in the Mediterranean Sea. En *Geophysical Journal International, 125*. pp: 285-302.
- Arabelos, D, S. Spatalas, I.N. Tziavos, M.J. Sevilla, G. Rodríguez Velasco, C. de Toro, J. Catalao y J. Calvao (1998) a new high resolution geoid for the north-East Atlantic. Presentado en *Secind Joint meeting of the International gravity Commission and the International Geoid Commission Crossover*. Trieste. (Italia).
- Astraldi, M. y G.P. Gasparini (1992) The seasonal characteristics of the circulation in the North Mediterranean basin and their relationship with the atmospheric climatic conditions. *Journal of Geophysical Research, 97*. pp: 9531-9540.
- AVISO/Altimetry (1996) Aviso user handbook for corrected sea surface heights altimeter products. AVI-NT-011-311-CN. Edition 2.0.
- Ayoub, N., P.Y. Le Traon y P.de Mey (1996) A description of the Mediterranean surface variable circulation from combined ERS-1 and TOPEX/Poseidon altimetry data. *J. Mar. Sys. MERMAIDS*.
- Barzaghi, R. y B. Benciolini (1986) New test for the italian geoid. *Bull. di Geod. e Scienze Affini*. pp: 117-152.

- Barzaghi, R., A. Gandino, F. Sanso y C. Zenucchini (1992) The collocation approach to the inversion of gravity data. *Geophysical Prospecting*, vol.40. pp: 429-452.
- Barzaghi, R., M. Brovelli y F. Sanso (1993) The gravimetric geoid and the sea surface topography in the central Mediterranean area. En *Geomed Report. Mare Nostrum*, 3. pp: 1-37. Milan.
- Basic, T., H. Denker, P. Knudsen, D. Solheim y w. Torge (1990) A new geopotential model tailored to gravity data in Europe. En *Gravity, Gradiometry and Gravimetry* ed por R.Rummel y R.G.Hipkin. IAG. Symp. 103 pp: 109-118. Springer-Verlag.
- Basu, S. R.M. Gairola y P.C. Pandey (1991) Collinear track analysis of Geosat Altimeter data for detecting seamounts in the Arabian Sea. *Marine Geodesy*. Vol, 14. pp.121-135.
- Basu, S. y K. Sakena (1993) Bathymetry computation from free-air anomaly data. *Marine Geodesy*, n.16. pp: 325-336.
- Beckers, J.M., P. Brasseur y J.C.J. Nihoul (1997) Circulation of the Western Mediterranean: from global to regional scales. En *Deep-Sea research II. Vol 44, n° 3-4*. pp: 531-549. Topical studies in Oceanography. EROS 2000 (EUROPEAN RIVER OCEAN SYSTEM). The Western Mediterranean. Ed. por John D. Milliman. Guest editor, J.M. Martín.
- Benziolini, L. Mussio, F. Sanso, P. Gasparini y S. Zerbini (1984) Geoid computation in the italian area. *Bull. Geod. et Sciences Affini*, n°3. pp: 214-231.
- Berry, P.A.M, A.J. Meadows, T.D. Allon y J.G. Olliver (1988) A comparison of reduction methods for satellite altimetry. *Geophysical Journal*, n.95. pp: 63-68.
- Bertiger, W.I, Y.E. Bar Server, E.J. Christensen, E.S. Davis, J.R. Guinn, B.J. Haines, R.W. Ibañes-Meier, J.R. Jee, S.M. Lichten, W.G. Melbourne, R.J. Muellerschoen, T.N. Munson, Y. Vigue, S.C. Wu, T.P. Yunck, B.E. Schultz, P.A.M. Abusali, H.J. Rim, M.M. Watkins y P. Willis (1994) GPS precise tracking of topex/poseidon: Results and implications. *Journal of Geophysical Research*, vol 99. n°C12. pp:24619-24777.
- Bomford, G. (1980) *Geodesy*. Cuarta Edición. Edit. Por Clarendon Press. Oxford University Press Inc, New York.
- Bottoni, G. P. y R. Barzagui (1993) Fast Collocation. *Bull Geodesique*, vol 67 pp:119-126.
- Boyce y Di Prima (1978) *Ecuaciones diferenciales y problemas con valores en la frontera*. Ed. Limusa. Méjico.
- Bracewell (1978) *The Fourier transform and its applications*. Mc Graw Hill. New York.
- Catalán Morollón, M. y M. Catalán Pérez-Urquiola (1996a) Aplicación de la altimetría al estudio de la dinámica del océano. La corriente circumpolar en el arco de Scotia. *Física de la Tierra*, n°8 pp: 51-80.
- Catalán Morollón, M. y M. Catalán Pérez-Urquiola (1996b) Estudio altimétrico de la cuenca

- mediterránea del Golfo de Cadiz. *Física de la Tierra*, n°8 .pp:39-50.
- Catalao, J. y M.J. Sevilla (1998) Modelos de geopotencial ajustado na regio do Atlántico Norte. Presentado a la *Primera Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Aguadulce (Almería).
- Chelton, D.B. (1994) The sea state bias in altimeters estimates of level from collinear analysis of TOPEX data. *Journal of Geophysical Research*, vol 99. n° C12. pp:24995-24008.
- Cipollini, P., D. Cromwell, M.S. Jones, G.D. Quartly y D.G. Challenor (1997) The potential of ERS for the detection of Rossby waves in the North East Atlantic. En *Proceedings of third ERS Symposium on Space at the Service of our Enviroment. ESA SP.414. Vol. III*. Florencia. Italia.
- Eanes, R.J. y S.V Bettadpur (1994) Ocean tides from two years of TOPEX/Poseidon altimetry. *EOS, Trans, AGU,75 (44) 61*.
- Feron, R.C., M.C. Naeije y D. Oskam (1992) Quality of ocean variability results from satellite altimetry. *Marine Geodesy*, vol 15. pp:1-18.
- Fosberg, R. y C.C. Tscherning (1981) Use of height data in gravity approximation by collocation. *Journal of Geophysical Research. Vol 86. B.9*. pp. 7843-7854.
- Fosberg, R. (1984) A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modelling. *Dept. of Geodetic Science and Surveying Report, n°355*. OSU.Columbus. Ohio.
- Fosberg, R. y M.G. Sideris (1993) Geoid computations by the multibanding spherical FFT approach. *Manuscripta Geodaetica, Vol 18*. pp: 82-90.
- Furst, W., W. Hausleitner, E. Hock, W.D. Schuh y H. Suenkel (1993) Validation of the global digital height model ETOPO5U in a local area referring to the Italian height model (Italian DEM). Mare Nostrum. *Geomed Report, 3*. Milano. pp: 151-167.
- Garcia Asensio, L., J.J. Lumbreras, G. Martín y C. Heras (1992) La altimetría en el SIG del IGN. Modelos digitales de terreno. *Nota Técnica de Geodesia NIG5*. IGN. Madrid.
- Gaspar, P., F. Ogor, P. Le Traon y O. Zanife (1994) Estimating the sea state bias of the TOPEX and Poseidon altimeters from crossover differences. *Journal of Geophysical Research, vol 99. n°C12*. pp:24981-24994.
- Gil, A.J., M.J. Sevilla y G. Rodriguez-Caderot (1993) Geoid determination from gravity and height data. *Bull. Geod. N°67 NI*, pp: 41-50.
- Goad, C.C. Tscherning y M.M. Chin (1984) Gravity empirical covariance values for the Continental United States. *Journal of Geophysical Research. Vol 89. B.9*. pp.7962-7968.
- Groten, E y T. Muller (1991) Combined Sea Surface determination based on various geometric and dynamic techniques. *Marine Geodesy, vol 14*. pp:185-195.

- Van Gysen, H. Y R. Coleman (1994) An uniform approach to the estimation problems of satellite altimetry. En *Gravity and Geoid. IAG Symp. 113*. pp:307-316.
- Haagmans, R., E. De Min y M. Van Gelderen (1993) Fast evaluation of convolution integrals on the sphere using 1D FFT and a comparison with existing methods for Stokes integral. *Manuscripta Geodaetica, Vol 18.*, pp: 227-241.
- Heck, B. Y R.Rummel (1989) Strategies for solving the vertical datum problem using terrestrial and satellite geodetic data. En *Sea Surface Topography and the Geoid*. Ed. por International Association of Geodesy Symposia, **104**. Springer-Verlag. pp: 116-128.
- Hein, G.W., H.Landau y H.B. Blomenhoffer (1990) Determination of instantaneous sea surface wave heights and ocean currents using satellite observations of the Global Positioning System. Presentado al *International Symposium on Marine Positioning*. Miami. USA. INSMAP, 90. 15 -19 Octubre.
- Hipkin, R. (1999a) Modelling the geoid and sea-surface topography in coastal areas. Presentado en la *XXIV General Assembly of EGS*, La Haya, 19-23 abril 1999.
- Hipkin, R. (1999b) Comunicación privada.
- Heiskanen, W.Z. y H. Moritz (1967) *Physical Geodesy*. W.H. Freeman and Co. San Francisco.
- Imawaki, S., K. Ichikawa y H. Nishigaki (1992) mapping the mean sea surface elevation field from satellite altimetry data using optimal interpolation. *Manuscripta Geodaetica, vol 15*. pp:31-46.
- Jekeli (1982) Optimizing kernels of truncated integral formulas in Physical Geodesy. *Proceedings of IAG General Meeting*, Tokyo, Japan, May 7-15.
- Kaula, W.M. (1966) *Theory of Satellite Geodesy*. Blaisdell, Waltham Massachusetts.
- Knudsen, P. (1987a) Estimation and modelling of the local empirical covariance function using gravity and satellite altimeter data. *Bull. Geod. Vol 61*, pp: 145-160.
- Knudsen, P (1987b) Adjustment of satellite altimeter data from crossover differences using covariance relations for the time varying components represented by Gaussian Functions. En *Proceedings of the IAG Symposium "Analysis of Satellite Altimetry" XIX General Assembly*, pp: 617-628. Canada.
- Knudsen, P. (1993) Integration of gravity and ERS-1 altimeter data. Preliminary results in the mediterranean area. *Mare Nostrum. Geomed Report, 3*. pp: 174-179.
- Knudsen, P. (1994) Global low harmonic degree models of the seasonal variability and residual ocean tides from T/P altimeter data. En *Journal of Geophysical Research. Vol 99, NC12*. pp: 24343-24655.
- Krarup, T. (1969) A contribution to the mathematical foundation of physical Geodesy. *The Danish*

Geodetic Institut. Medd, n°44.

Lauritzen, S.L. (1973) The probabilistic background of some statistical methods in physical geodesy. *The Danish Geodetic Institute. Medd, n°48.*

Lehucher, P.M., M. Astraldi, C. Millot, J.M. Beckers, J. Fonts, G. Chabert D'Hières, M. Crepon y J. Tintoré (1997) The hidrodynamics of the Western Mediterranean Sea. En *Interdisciplinary research in the Mediterranean Sea. A synthesis of scientific results from the Mediterranean targeted project (MTP) Phase T (1993-96).* EUR. 17787 EN. ISSN:1018-5593.

Lemoine, G.G., D.E. Smith, L. Kunz, R.Smith, E.C. Pavlis, N.K. Pavlis, S.M. Klosko, D.S. Chinn, M.H. Torrence, R.G. Williamson, C.M. Cox, K.E. Rachlin, Y.M. Wang, S.C. Kenyon, R. Salman, R. Trimmer, R.H. Rapp y R.S. Nerem (1997) The development of the NASA GSFC and NIMA joint geopotential model. *International Association of Geodesy Symposia, (Japan) Vol.117. Gravity, Geoid and Marine Geodesy.* pp: 117,461-469. Eds. Segawa et al. Springer Verlag Berlin Heidelberg.

Le Traon, P.Y., P. Gaspar, F. Boyssel y H. Makhmara (1995) Using TOPEX/Poseidon data to enhance ERS-1 data. en *J. Atm. Ocean Techn., 12, 161-170.*

Le Traon, P.Y., F. Ogor, N. Ayoub, N. Ducet y F. Hernandez (1997) Sea level variability from ERS-1, ERS-2 and TOPEX/Poseidon. En *Proceedings of the Third ERS Symposium on Space at the Service of our Enviroment. ESA SP.414. Vol. III*

Mac Millan, W.D. (1958) The theory of the potential. *Theoretical Mechanics. Vol 2.* Dover. New York.

Mainville, A., R.Fosberg Y M.G. Sideris (1992) Global Positioning System testing of geoids computed from geopotential models and local gravity data: a case study. *Journal of Geophysical Research, vol. 97, n°b7* .pp: 137-147.

Marsh. J.G. Y T.V. Martin (1982) The SEASAT altimeter mean sea surface model. *Journal of Geophysical Research, vol 87. n°C5.* pp:3269-3280.

Mazzege, P. Y S. Houry (1989) An experiment to invert Seasat altimetry for the Mediterranean and Black Sea mean surfaces. *Geophysical Journal, n°86.* pp: 259-272.

Millot, C. (1985) Some features at the Algerian Current. *Journal of Geophysical Research .Vol 90. C4.* pp: 7169-7176.

Molines, J.M., C. Le Provost, F. Lyard, R.D. Ray, C.K. Shum y R.J. Eanes (1994) Tidal corrections in the TOPEX/Poseidon geophysical data records. *Journal of Geophysical Research, vol 99. n°C12.* pp:24749-24760.

Moore, P. y D.A. Rothwell (1990) A study of gravitational and not-gravitational modelling errors in crossover differences. *Manuscripta Geodaetica, 15.* pp: 187-206.

Moritz, H. (1980) *Advanced Physical Geodesy.* Helbert Wichmann Verlag, Karlsruhe.

- Morris, C, y K.S. Gill (1994) Evaluation of the TOPEX/Poseidon altimeter system over the Great Lakes. *Journal of Geophysical Research*, vol 99, n°C12. pp:24527-24539.
- Olliver, J.G. (1987) An analysis of results from Seasat altimetry over land and lakes. *Proceedings of the IAG Symposia IUGG XIX General Assembly*. Vancouver, Canada.
- Rapp, R.H. (1981) Methods for the computation of geoid undulations from potential coefficients. *Bull. Geodesique n°101*. pp: 283-297.
- Rapp, R.H., Y.M. Wang y N.K. Pavlis (1991) The Ohio State 1991 geopotential and sea surface topography harmonic coefficient models. *Dept. of Geodetic Science and Surveying Report n°410*. OSU.
- Rapp, R.H. (1994) The use of geopotential coefficient models in computing geoid undulations. Preparado para la *International School for the determination and use of the geoid*. Milán.
- Rodríguez-velasco, G. y M.J. Sevilla (1992) Analisis estadístico de la gravimetría de Portugal. *Revista de Geofísica*, vol.48. pp: 165-177.
- Rodríguez-velasco, G. y M.J. Sevilla (1993) Sensibilidad de la colocación respecto a las dimensiones y uso de las zonas de predicción. *Física de la Tierra*, n° 5. Ed. Complutense. pp: 115-126.
- Rosborough G.W. y T.M. Kelecy (1991) Improved mean sea surface estimation by gravity field error covariance weighting. En *Marine Geodesy*, vol.14. pp: 101-120.
- Rummel, R. (1992) Principle of satellite altimetry and elimination of radial orbit errors. En *International Summer Schooll for theoretical Geodesy. Satellite altimetry in Geodesy and Oceanography*. Trieste.
- Schwidersky (1980) On charting Global Ocean Tides. En *Rev. Of Geophysics and Space Physics*. Vol. 18 N°1. pp:243-268.
- Schwarz, K.P. y G. Lachapelle (1980) Local characteristics of the gravity anomaly covariance function. *Bull. Geod*, 54. pp: 21-36.
- Schwarz, K.P., M.G. Sideris y R. Fosberg (1987). Ortometric heights without levelling. *Journal of Surv. Eng*, n° 113. pp: 28-40.
- Schwarz, K.P., M.G. Sideris y R. Fosberg (1990). The use of FFT techniques in Physical Geodesy. *Geophys. Journ. Int.* Vol 100. pp: 485- 514.
- Seierup, M.S. (1994). Analisis of gross errors in ERS-1 altimeter data in the Mediterranean Sea using stacked data in. *Mare Nostrum. Geomed Report*, 4. pp: 9-18. Ed por D.Arabelos e I.N.Tziavos. Thessaloniki.
- Sevilla, M.J. (1989) *Mecánica Celeste Clásica*. V Curso de Geodesia Superior. IAG. Madrid.

- Sevilla, M.J., G. Rodríguez-Caderot, J. Otero, A.J. Gil, P. Zamorano y P. Romero (1991a) GEOMED gravity data validation. *Determination of the geoid, present and future*. Ed por R.H. Rapp y F.Sansó. *IAG Symp 106*. pp: 468-475. Springer-Verlag.
- Sevilla, M.J., G. Rodríguez-Caderot, J. Otero, A.J. Gil, G. Rodríguez-Velasco y E. Patiño (1991b) A gravimetric geoid in the Mediterranean Sea. *XXth IUGG General Assembly*. Viena.
- Sevilla, M.J., A.J. Gil Y F. Sansó (1991c) The gravimetric geoid in Spain: First results. In *Determination of the geoid. Present and future*, Ed. R.H.Rapp and F.Sansó. *IAG Symp.106* pp.276-285. Springer-Verlag.
- Sevilla, M.J., G.Rodríguez-Velasco y M.Lisboa (1992a) Análisis y validación de la Gravimetría de Portugal. *Revista do Instituto Geográfico e Cadastral. nº 11* pp: 5-20. Lisboa.
- Sevilla, M.J., G.Rodríguez-Caderot y A.J. Gil (1992b) A gravimetric geoid in the Mediterranean Sea. *Mare Nostrum. Geomed Report, 1*. Milano. pp: 37-83.
- Sevilla, M.J. y G.Rodríguez-Velasco (1992a) Determination de un geode gravimétrico en Portugal. *Proceedings of the International Conference on Cartography-Geodesy*. Maracaibo (Venezuela). Vol I. Pp: 221-241. Ed por M.J.Sevilla, H.Henneberg y R.Vieira. Madrid
- Sevilla, M.J. y G.Rodríguez-Velasco (1992b) Estudio de las dimensiones óptimas para la aplicación del método de colocación. *Proceedings of the International Conference on Cartography-Geodesy*. pp: 262-265. Maracaibo (Venezuela). Vol I. Ed por M.J.Sevilla, H.Henneberg y R.Vieira. Madrid.
- Sevilla, M.J. y G.Rodríguez-Velasco (1993) Preliminary determination of a gravimetric geoid in Portugal. *Mare Nostrum. Geomed Report, 3*. Milano. pp: 139-151.
- Sevilla, M.J., G. Rodríguez-Caderot, A.J. Gil y G.Rodríguez-Velasco (1993) Determinación del geode en el mar Mediterráneo. Publicado en *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, tomo LXXXVII, cuaderno segundo-tercero*. pp: 485-487.
- Sevilla, M.J. (1994a) Ibergeo 1994A. Determinación del geode Ibérico. *Topografía y Cartografía*. Vol XI. nº61. pp: 9-26.
- Sevilla, M.J. (1994b) Regional quasigeoid determination in the Iberian Peninsula. *Mare Nostrum. Geomed Report, 4*. pp: 65-76. Ed.. por D.Arabelos e I.N.Tziavos. Thessaloniki.
- Sevilla, M.J. y G.Rodríguez-Velasco (1994). Digital terrain model for Spain. *Mare Nostrum. Geomed Report, 4*. Pp: 19-32. Ed.. por D.Arabelos e I.N.Tziavos Thessaloniki.
- Sevilla, M.J. (1995) A new gravimetric geoid in the Iberian Peninsula. *Bureau gravimetrique International. BGI. Bulletin d'Information nº77 and International Geoid Service, IGeS Bulletin, nº4*. pp: 163-180.
- Sevilla, M.J. y G.Rodríguez-Velasco (1995). The Fast Hartley Transform applied to the Iberian Geoid determination. En *Geodetic Theory Today*. Ed por F.Sansó. Springer Verlag. pp: 381-

390. Berlín.

Sevilla, M.J., R.Vieira Y V.Araña (1997) The Canarian geoid: geodynamic implications. Presentado en *Scientific Assembly of the IAG*. Río de Janeiro. Brasil.

Sevilla, M.J. (1999) Introducción histórica a la Geodesia. *Publicación del Instituto de Astronomía y Geodesia (UCM-CSIC) .nº 194*. Madrid.

Sharma, R. y M.M.Ali (1993) Obtaining sea surface height signals from ERS-1 altimeter data. *Marine Geodesy vol 16* pp: 241-251.

Shum C.K, B.D. Tapley, B.E. Schutz, B.H. Zhang y R.S. Nerem (1987) Altimeter methods for the determination of the Earth's gravity field. en *Proceedings of the International Association of Geodesy (IAG) Symposia. INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS (IUGG) XIX General Assembly*. Vancouver. Canada.

Sideris, M.G. y K.P. Schwartz (1986). Improvement of medium and short wavelength features of geopotential solutions by local data. In: *Proceedings of the International Symposium of the Definition of the Geoid*. pp: 561-576. Inst. Geogr. Militare Italiano. Florence (Italy).

Sideris, M.G. e I.N. Tziavos (1988) FFT evaluation and applications of gravity field convolution integrals with mean and point data. *Bull. Géodésique, vol. 62*. pp:521-540.

Sideris, M.G. y Y.C. Li (1993) Gravity field convolutions without windowing and edge effect. *Bull. Géodésique, vol 67*. pp: 107-118.

Sideris, M.G. (1994) Geoid determination by FFT techniques. En *International School for the determination and use of the geoid*. Milan.

Srameck, S. (1992) Seamount detection and size estimation using filtered Geosat altimetry data. En *Marine Geodesy nº15*. pp: 151-163.

Tapley, B.D., D.P. Chambers, C.K. Shum, R.J. Eanes, J.C. Ries, R.H. Stewart (1994) Accuracy assesment of the large scale dynamic topography from TOPEX/Poseidon altimetry. En *Journal of Geophysical Research, 99 C12* pp: 24605-24617.

De Toro, C, R. Vieira, M.J. Sevilla (1994) Tidal models in the Mediterranean Sea. Main diurnal and semidiurnal constituents. In *Gravity and Geoid. IAG Symp.113* pp: 630-639. Sc. Edit. Hans Sunkel e Iginio Marson. Springer-Verlag.

Tscherning, C.C. y R. Rapp (1974) Closed covariance expressions for gravity anomalies, geoid undulations and deflections of the vertical implied degree variance models. *Dept. of Geod. Science Report 208*. OSU.

Tscherning, C.C. (1978) Gravity prediction using collocation and taking known density anomalies into account. *Geophysics J.R. Astr. Soc. Vol 59*. pp 147-153.

Tscherning, C.C. (1982) Geoid determination for the Nordic countries using collocation.

- Proceedings of the General Meeting of IAG.* pp: 472-483. Special issue J. Geodetic Society. Tokio, May.
- Tscherning, C.C. (1985) Local approximation of the gravity potential by least squares collocation. In: *Proceedings of the Beijing International Summer School on Local Gravity Field Approximation.* pp: 277-358. Ed. by K.P. Schwarz. China, Aug, 21 - Sept, 4, 1984. UCSE Report nº60003 Calgary, Alberta, Canada.
- Tscherning, C.C., F. Sansó y D. Arabelos (1986) Merging regional geoids. Preliminary considerations and experiences. *Proceedings of the Int. Symposium of the definition of the Geoid.* Florence, 26-30 May.
- Tscherning, C.C., R. Fosberg y P. Knudsen (1992) The GRAVSOFIT package for geoid determination. Presentado al *Continued Workshop on the European Geoid.* Prague. May.
- Tscherning, C.C. (1993) An experiment to determinate gravity from geoid heights in Turkey. en *Mare Nostrum. Geomed Report n 3.* pp: 168-173. Milan.
- Tscherning, C.C., R. Fosberg y P. Knudsen (1994a) First experiments with improvement of depth information using gravity anomalies in the Mediterranean Sea. En *Mare Nostrum. Geomed Report n4.* pp: 133-145. Ed.por D. Arabelos e I.N.Tziavos. Salónica.
- Tscherning, C.C., R. Fosberg y P. Knudsen (1994b) Determination of depths using gravity anomalies in the Mediterranean Sea. Pres. en *Symposium Hotine Marussi. Geodesia Matemática.* Mayo. LÁquila.
- Tscherning, C.C., P. Knudsen y R. Fosberg (1994c) Description of the GRAVSOFIT package. *Geophysical Institute, Univ. of Copenhagen Technical Report 4.*
- Tziavos, I.N (1993). Numerical considerations of the FFT methods in gravity field modelling. *Wissenschaftliche Arbeiten der fachrichtung vermessungswesen der Universitat Hannover, nº188.*
- Tziavos, I.N. (1999) Comunicación privada.
- Vermeer, M. y R.Fosberg (1992) Filtered terrain effects: A frequency domain approach to terrain effect evaluation. *Manuscripta Geodaetica, vol 17* pp: 215-226.
- Vermeer, M. (1993) First crossover adjustment experiences with ERS-1 data in the Mediterranean. En *Mare Nostrum. Geomed Report, 3.* pp: 180-189. Milan.
- Visser, P.N.A.M, K.F. Wakker y B.A.C. Ambrosius (1993) Dynamic Sea Surface topography from GEOSAT altimetry. En *Marine Geodesy, vol. 16.* pp: 215-239.
- Yi, Y (1995) Determination of gridded mean sea surface from TOPEX, ERS-1 and GEOSAT altimeter data. *Dept. of Geodes. Science Report, nº 434.* OSU.
- Zhao, S. (1989) The computation of detailed geoids using the Fast Fourier Transform method. *Dept. of Geodetic Science and Surveying Report, nº400.* OSU. Columbus. Ohio.

