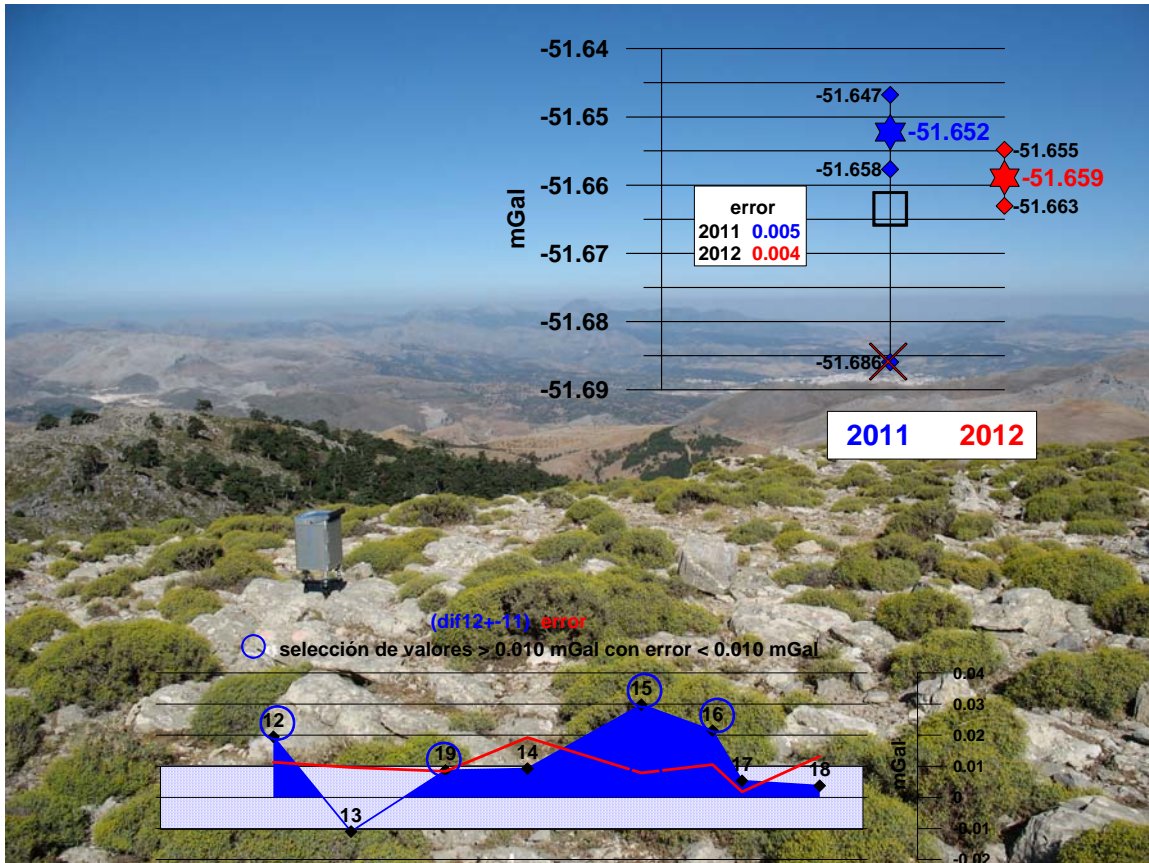


PROYECTO CGL2010-15498
 CONCEPTUALIZACIÓN, CARACTERIZACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA VARIABILIDAD
 ESPACIO-TEMPORAL DE LA HIDROGEOLOGÍA DEL KARST POR MODELADO INVERSO

KARSTINV



INFORME SOBRE EL ESTUDIO DE MICROGRAVIMETRÍA RELATIVA 4D EN EL
 KARST DE LA SIERRA DE LAS NIEVES (MÁLAGA). 2011-2012.

tomo 1: MEMÓRIA

Juan Luís Plata Torres



Grupo de Geofísica del IGME
 Tres Cantos
 Marzo 2013



GOBIERNO
 DE ESPAÑA

MINISTERIO
 DE ECONOMÍA
 Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
 y Minero de España

PROYECTO CGL2010-15498

**CONCEPTUALIZACIÓN, CARACTERIZACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA VARIABILIDAD
ESPACIO-TEMPORAL DE LA HIDROGEOLOGÍA DEL KARST POR MODELADO INVERSO**

KARSTINV

INFORME FINAL (tomo 1: MEMÓRIA)

**SOBRE EL ESTUDIO DE MICROGRAVIMETRÍA RELATIVA
4D EN EL KARST DE LA SIERRA DE LAS NIEVES
(MÁLAGA). 2011-2012.**

Juan Luís Plata Torres

**Grupo de Geofísica del IGME
Tres Cantos**

Marzo 2013

ÍNDICE MEMORIA (tomo 1)

0. RESUMEN Y CONCLUSIONES	pg. 1
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	pg. 25
2. ANTECEDENTES. LA MICROGRAVIMETRÍA EN INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA	pg. 26
2.1 Efectos que produce sobre la gravedad la variación del contenido de agua en las rocas	
2.2 Zonas de influencia	
2.3 El experimento GRACE	
2.4 La Hidrogeología en los estudios de gravimetría absoluta de alta precisión	
2.5 Modelado gravimétrico	
2.6 Gravímetros	
2.7 La paradoja de la placa de Bouguer	
3. MICROGRAVIMETRÍA 4D EN HIDROGEOLOGÍA	pg. 41
3.1 Medidas con gravímetros absolutos	
3.2 Medidas con gravímetros relativos	
4. CORRECCIONES EXTERNAS A EFECTUAR A LAS MEDIDAS EN GRAVIMETRÍA RELATIVA..	pg. 45
4.1 Corrección de marea	
4.2 Corrección de carga oceánica	
4.3 Corrección de presión atmosférica	
4.4 Corrección de movimiento polar	
4.5 Corrección por carga hidráulica	
5. OPERATIVIDAD DEL GRAVÍMETRO SCINTREX CG5	pg. 71
5.1 Descripción general del gravímetro	
5.2 Sistema de lectura y grabación de datos	
5.3 Factor de calibración del gravímetro: variable Gcal1	
5.4 Deriva intrínseca o estática del gravímetro: variable Drift	
5.5 Verificaciones efectuadas sobre el comportamiento del gravímetro utilizado	
5.5.1 Precisión de las lecturas.	
5.5.2 Efecto de la desnivelación. Parámetro TILT	
5.5.3 Efecto de la variación de la temperatura. Parámetro TEMP	
5.5.4 Efectos de ruido y golpes. Parámetros SEISMIC FILTER, SD, REJ y DUR	
5.5.5 Efectos de la inexactitud del factor DRIFT de corrección de deriva estática	
5.5.6 Efectos de la deriva estática sobre la deriva residual secular y de trabajo	
5.5.7 El efecto Luni-Solar y de carga oceánica como elementos de control	
5.5.8 El problema de la estabilización	
5.5.9 Estabilización en los programas de lecturas. Influencia en el cálculo de anomalías.	
5.6 Calibración del gravímetro Scintrex CG5#9122 en 2011	

6. PLANTEAMIENTO TEÓRICO INICIAL DEL EXPERIMENTO	pg. 141
6.1 Características de la zona de ensayo	
6.2 Evaluación de la amplitud y anchura de las posibles anomalías	
6.2.1 Hipótesis de distribución de masas de agua	
6.2.2 Anomalía gravimétrica para la primera hipótesis	
6.2.3 Anomalía gravimétrica para la segunda hipótesis	
6.2.4 Anomalía gravimétrica para la tercera hipótesis	
6.3 Distancia entre mediciones	
7. PREPARACIÓN DE LA CAMPAÑA	pg. 155
7.1 Itinerarios	
7.2 Señalización de estaciones	
7.3 Ubicación de la base	
7.4 Medición de coordenadas X, Y, Z de las estaciones	
7.5 Delimitación de sectores para corrección Luni-Solar y de carga oceánica	
7.6 Equipo de trabajo en campo	
8. EJECUCIÓN DE LA CAMPAÑA DE AGOSTO DE 2011	pg. 175
8.1 Unión de bases B1-B2-B3	
8.2 Aspectos generales de los programas de medición	
8.3 Verificación de la necesidad de corrección por presión atmosférica	
8.4 Inclusión de la corrección Luni-Solar y por carga oceánica	
8.5 Criterio para la selección de lecturas	
8.6 Cálculo y corrección de la deriva de trabajo	
8.7 Cálculo de la anomalía relativa a11	
8.8 Control del gravímetro en la Base100	
8.9 Análisis de las anomalías obtenidas por las repeticiones de control	
8.10 Anomalías finales a11	
8.11 Anomalía de Bouguer	
9. EJECUCIÓN DE LA CAMPAÑA DE MAYO-JUNIO DE 2012	pg. 221
9.1 Verificación de la unión de bases B1-B2-B3. Posibles causas de variación	
9.2 Aspectos generales de los programas de medición	
9.3 Verificación de la necesidad de corrección por presión atmosférica	
9.4 Inclusión de la corrección Luni-Solar y por carga oceánica	
9.5 Selección de lecturas	
9.6 Cálculo y corrección de la deriva de trabajo	
9.7 Cálculo de la anomalía relativa a12	
9.8 Control del gravímetro en la Base100. Comparación de campañas	
9.9 Análisis de las anomalías obtenidas por las repeticiones de control	
9.10 Anomalías a12 finales	

10. EVALUACIÓN DE ERRORES	pg. 259
10.1 Errores por precisión instrumental	
10.2 Errores por deriva instrumental	
10.3 Errores por estabilización instrumental	
10.4 Errores por precisión en la evaluación de las variaciones externas	
10.5 Error intrínseco de las anomalías	
10.6 Evaluación de errores por repeticiones de control	
11. COMPARACIÓN ENTRE LAS ANOMALÍAS DE 2011 Y 2012.	
FIABILIDAD DEL RESULTADO	pg. 269
12. ANOMALÍAS 4D	pg. 277
12.1 Cálculo de las anomalías 4D	
12.2 Distribución del error y de las anomalías 4D	
12.3 Evaluación de la fiabilidad de las anomalías 4D	
13. INTERPRETACIÓN DE LAS ANOMALÍAS 4D	pg. 295
14. SÍNTESIS DE LA METODOLOGÍA DESARROLLADA	pg. 305
15. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	pg. 319

ÍNDICE DE ANEXOS (tomo 2)

ANEXO I

CALIBRACIÓN GRAVÍMETRO SCINTREX CG5 #9122 el 1-JULIO-2011

I-1. DATOS DE PARTIDA	pg. 325
I-1.1 Bases del IGN utilizadas	
I-1.2 Parámetros de adquisición de datos	
I-1.3 Resultado de las lecturas y ficheros generados	
I- 2. SELECCIÓN DE LECTURAS	
I-3. CALCULO DE LA DERIVA	
I-4. CALIBRACIÓN UTILIZANDO LA DERIVA DE CADA SEGMENTO. Método (1)	
I-4.1 Cálculo de la gravedad en cada tiempo por interpolación	
I-4.2 Cálculo de incrementos de gravedad entre bases	
I-4.3 Coeficiente de calibración	
I-5. CALIBRACIÓN CORRIENDO CON LA DERIVA TOTAL DE HONRUBIA. Método (2)	
I-6. RESUMEN Y NUEVA CONSTANTE DE CALIBRACIÓN	
I-7. VERIFICACIÓN DE LA NUEVA CONSTANTE	

ANEXO II

POSICIÓN E IDENTIFICACIÓN DE LAS ESTACIONES DE MEDICIÓN GRAVIMÉTRICA

II-1 Coordenadas y situación geológica de las estaciones	pg. 345
II- 2 Leyenda con el código identificador de la geología	
II-3 Observaciones sobre la situación de las estaciones	
II-4 Situación de itinerarios	
II-5 Fotos y mapas de detalle de las estaciones, ordenadas por itinerarios	

ANEXO III

EJECUCIÓN DE LA CAMPAÑA DE AGOSTO DE 2011

- Gráficos del efecto de la presión atmosféricapg. 401
- Gráficos de lecturas en base y estaciones de los programas de gravimetría

ANEXO IV

EJECUCIÓN DE LA CAMPAÑA DE MAYO-JUNIO DE 2012

- Gráficos del efecto de la presión atmosféricapg. 453
- Gráficos de lecturas en base y estaciones de los programas de gravimetría
- Análisis de la estabilización de lecturas

ANEXO V

ANÁLISIS DE LA CORRECCIÓN LUNI-SOLAR Y CARGA OCEÁNICA POR QUICK-TIDE

- V-1 MÉTODOS DISPONIBLES PARA LA CORRECCIÓN LS Y DE COpg. 511
 - V-1.1 Comparación entre los modelos proporcionados por el software QuickTide
 - V-1.2 Comparación con la corrección LS del gravímetro Scintrex CG5
- V-2 RESULTADO DE LA APLICACIÓN DE LAS CORRECCIONES LS Y CO A LAS LECTURAS DEL CG5
- V-3 EFECTO DE LA VARIACIÓN DE LA POSICIÓN GEOGRÁFICA Y ALTITUD
- V-4 ANÁLISIS DE LAS DIFERENCIAS DE CORRECCIÓN PARA INTERVALOS DE POCAS HORAS
- V-5 ANÁLISIS DE LAS DIFERENCIAS DE CORRECCIÓN PARA INTERVALOS INFERIORES A UNA HORA
- V-6 VARIACIONES EN PERIODOS DE 10 MINUTOS (CICLOS DE LECTURA)
- V-7 RESUMEN DE MODELOS EMPLEADOS EN LAS CORRECCIONES
- V-8 CORRELACIÓN ENTRE LOS EFECTOS RESIDUALES Y LAS VARIACIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA

ANEXO DIGITAL

- Presentación del contenidopg. 545
- CD

[Página dejada intencionadamente en blanco]

Abstract

El estudio presentado en este Informe tiene como objetivo la puesta a punto de una metodología microgravimétrica relativa 4D, compatible técnica y económicamente con la realización de trabajos aplicados, que sea capaz de poner de manifiesto las posibles variaciones de gravedad originadas por la diferente situación hidrogeológica en época de recarga y en época de estiaje en un acuífero kárstico. Las campañas de toma de datos se han llevado a cabo en el acuífero carbonatado de la Sierra de las Nieves (Málaga) en agosto de 2011 y mayo-junio de 2012. A través de los propios datos dinámicos de las campañas y de experimentos estáticos específicos se ha estudiado la operatividad del gravímetro Scintrex CG5 a seguir en este tipo de aplicaciones. Uno de los aspectos más singulares es la deriva de estabilización instrumental, dependiente del movimiento del gravímetro antes de ser puesto en estación, y que condiciona la evolución de las lecturas de los ciclos de medición. Se propone una metodología para selección del ciclo a considerar para el cálculo de la deriva de trabajo y de las anomalías. Del detallado análisis efectuado sobre las variaciones externas de gravedad se concluye que en gravimetría relativa solamente es preciso considerar las debidas a la marea terrestre y carga oceánica, siendo conveniente efectuar los cálculos teniendo en cuenta las variaciones de coordenadas y cota de las estaciones. Los demás efectos externos no presentan prácticamente variación en el tiempo que dura un programa de medición en campo. Se propone así mismo un método de selección y cálculo, apoyado en representaciones gráficas, de la anomalía final a partir de las diversas anomalías obtenidas en una estación por repeticiones de control. Tras una evaluación de los errores intrínsecos y operativos se define el sistema de cálculo y valoración de la fiabilidad de la anomalía 4D. Respecto de la metodología de campo, se establecen los criterios especiales en investigaciones 4D para la ubicación y control de la base de referencia, señalización de estaciones incluyendo la posición exacta del gravímetro, condiciones de los programas de medición y protocolo de las mediciones. Se destacan las singularidades del factor de calibración en este tipo de trabajos, así como otras cuestiones como es la influencia de los golpes. Aunque esta metodología de adquisición y proceso de datos ha sido desarrollada en una zona de trabajo que adolece de las condiciones idóneas para este tipo de trabajos, por su extensión, topografía, red viaria y potencia de la zona no saturada, pensamos que es de aplicación en otras circunstancias.

**INFORME SOBRE EL ESTUDIO DE MICROGRAVIMETRÍA RELATIVA 4D EN EL KARST DE LA SIERRA DE LAS NIEVES
(MÁLAGA). 2011-2012. J. L. Plata**

0. RESUMEN Y CONCLUSIONES

1. Objetivo

El estudio presentado en este Informe tiene como objetivo la **puesta a punto de una metodología microgravimétrica relativa 4D**, compatible técnica y económicamente con la realización de trabajos aplicados, que sea capaz de poner de manifiesto las posibles variaciones de gravedad originadas por la diferente situación hidrogeológica en época de recarga y en época de estiaje en un acuífero kárstico. Se encuadra en el **Proyecto CGL2010-15498 “Conceptualización, caracterización e interpretación de la variabilidad espacio-temporal de la hidrogeología del karst por modelado inverso (KARSTINV)”**, efectuado por el IGME en el acuífero carbonatado de la Sierra de las Nieves (Málaga).

2. Antecedentes y limitaciones

La Gravimetría es un método geofísico normalmente utilizado en investigación hidrogeológica para cartografiar las estructuras del subsuelo de interés en la caracterización geométrica de los acuíferos, basándose en la diferencia de densidad entre las rocas involucradas. En este Proyecto se pretende hacer uso de la variación de la gravedad debida a la variación de la densidad de las rocas en función de su contenido en agua en la zona no saturada. No se trata por lo tanto de determinar la anomalía gravimétrica, sino su variación temporal. Hasta ahora, esta variación de la gravedad sólo se ha considerado en estudios geodésicos como un elemento que puede perturbar las mediciones de gravedad absoluta de muy alta precisión, a fin de poder separar sus efectos y analizar adecuadamente los datos gravimétricos relacionados con procesos dinámicos de la Tierra. Para poder limpiar esta señal de gravedad hacen falta estudios hidrogeológicos muy detallados, que es justamente lo contrario de lo que se pretende en el presente Proyecto: usar las mediciones de gravedad para suplir esos estudios.

No existen antecedentes del uso de la microgravimetría en investigación hidrogeológica hasta muy recientemente, debido fundamentalmente al experimento satelital GRACE, iniciado en 2002. Aunque las observaciones desde satélite puedan proporcionar información del contenido de agua a escala global, no proporcionan datos útiles a escala local. Diversos estudios han puesto de manifiesto que las variaciones más significativas que afectan a las mediciones gravimétricas son las debidas a la hidrología local, habiéndose llegado a la conclusión de que entre el 52 % y el 80 % de los efectos gravimétricos de origen hidrogeológico se generan en un radio de unos 50 m entorno del gravímetro, y el 90 % de la señal proviene de un área con un radio de unos 1000 m.

Para el mejor diseño de los parámetros de la prospección es necesario efectuar una hipótesis previa, razonada en función de condicionantes hidrogeológicos, de la forma y dimensiones de las masas de agua objeto de la prospección, permitiendo este modelo el cálculo de la anomalía teórica a que daría lugar y poder así definir los parámetros más adecuados para su medición en campo (precisión requerida, distancia entre mediciones, correcciones, etc.). Sin embargo, la deducción de la geometría y profundidad de las masas a partir de la medición de la anomalía de gravedad, o interpretación cuantitativa, es un problema intrínsecamente indeterminado por la naturaleza de la ley física que rige el fenómeno, ya que hay infinitas combinaciones de masas y distancias capaces de proporcionar el mismo valor de anomalía; esta alta

incertidumbre solo puede resolverse si se dispone del suficiente control geológico. Cabe llamar la atención sobre un uso frecuentemente encontrado en la literatura gravi-hidrogeológica, asumiendo que una capa de agua de 1 m de altura produce una anomalía de gravedad de 42 μGal , utilizando esta cifra indiscriminadamente. Este valor es el teóricamente producido por una placa horizontal infinita, o lámina de Bouguer, dado por la ecuación $2\pi K d t = 0.0419 d h \text{ mGal}$, siendo d la densidad en g/cm^3 y t la altura de la placa en m, cuando se mide directamente sobre su superficie (profundidad $z=0$), por lo que no debe ser usado cuando no se dan esas condiciones.

3. Microgravimetría relativa 4D

El objetivo de la gravimetría 4D es comparar valores de gravedad observados en dos tiempos o épocas diferentes, una vez corregidos de los cambios de gravedad debidos a todos los fenómenos que no sean el objeto de la observación. Así, si el objetivo fuera el estudio de variaciones por movimientos de masa en el interior de la Tierra por erupciones volcánicas, inyección de fluidos, etc., además de las correcciones debidas a la marea o Luni-Solar, carga oceánica, presión atmosférica, regional hidráulica y movimiento polar, habría que disponer de la información necesaria sobre la distribución de agua local (obtenida mediante estudios hidrogeológicos de detalle), a fin de añadir esta corrección a las observaciones.

Para la medición de la gravedad pueden utilizarse gravímetros denominados absolutos, que determinan directamente el valor de la gravedad en un punto, o gravímetros relativos, que permiten medir la diferencia de gravedad entre dos puntos. Ambos tienen precisiones del orden de 1 μGal , permitiendo apreciar variaciones de 10 a 15 μGal . Los **gravímetros absolutos**, basados en la caída libre de una masa en el vacío, como el FG5 y el A10, tienen una deriva estable, aunque son poco portables y requieren largos tiempos de lectura. El valor de la gravedad observada en una estación con un gravímetro absoluto hay que corregirlo del valor absoluto de la acción gravitatoria debida a causas externas.

Los **gravímetros relativos** se basan en sistemas de elongación de un muelle bajo la acción del peso de una masa, utilizan una constante de calibración para convertir las diferencias de lectura entre dos puntos en unidades de gravedad y son plenamente transportables, pero tienen un peor comportamiento en su deriva; uno de los más utilizados es el CG5 de Scintrex. El valor de la gravedad observada con un gravímetro relativo viene dado por la diferencia de lecturas efectuadas en un punto fijo o Base (con valor de la gravedad absoluta conocido o arbitrario), y la estación, corregidas de la deriva instrumental y de la diferencia de gravedad por causas externas entre ambos tiempos, lo que supone una cierta ventaja respecto de la gravimetría absoluta, ya que por una parte no es preciso conocer el valor absoluto de cada corrección, y por otra parte en el intervalo de tiempo considerado, de unas pocas horas, no hay variación al menos para los efectos de presión atmosférica, regional hidráulica y por movimiento polar. Es sin embargo imprescindible que en la Base no se produzcan variaciones por cambios de masa locales entre ambos periodos de medida, o que dicho cambio esté controlado, ya que esta situación distorsionaría las diferencias calculadas entre ambos periodos. La operativa de trabajo con estos instrumentos consiste en realizar una lectura en la base, continuar midiendo en las estaciones de la zona, y volver a leer en la base al cabo de unas pocas horas, lo que se denomina programa de lecturas.

4. Correcciones externas a efectuar a las medidas en gravimetría relativa

La gravedad en un punto de la Tierra es debida, además de a la atracción de las masas sólidas estáticas, invariable con el tiempo, a varios efectos variables con el tiempo: la atracción **Luni-Solar** sobre las masas sólidas o efecto de **marea**, la atracción Luni-Solar sobre las masas líquidas o **carga oceánica**, la variación del nivel de la superficie libre del agua del mar o de los lagos por la atracción Luni-Solar, la variación de las masas de la atmósfera o efecto de la **presión atmosférica**, el cambio del eje de giro de la Tierra o **movimiento polar** y el efecto de las masas dinámicas del agua continental o **carga hidráulica**. Todos ellos son evaluables mediante modelos que se aproximan más o menos a la realidad. Otras causas de variación (volcanes, movimientos de masa que dan lugar a sismos, variación de masas locales de agua u otros fluidos) son el objeto de las prospecciones. Las correcciones a aplicar son, evidentemente, de signo contrario al efecto. En prospección gravimétrica ordinaria la única corrección externa requerida es la del efecto de marea terrestre. Lo que interesa en gravimetría relativa no es la magnitud de la corrección absoluta, sino su variación en el tiempo transcurrido entre las lecturas de apertura y cierre de programas en base. Para llevar a cabo estas correcciones, comprender su repercusión y diseñar una metodología adecuada a los objetivos, es necesario conocer en detalle la amplitud y frecuencia de todos estos fenómenos.

La corrección de marea se debe a la variación con el tiempo de la posición de los astros respecto de un punto fijo de la Tierra, y tienen una amplitud que puede llegar a 200 μGal . En su cálculo intervienen muchas variables: forma y rigidez de la Tierra, velocidad de rotación, órbita de la Tierra alrededor del Sol, rotación de la Luna alrededor de la Tierra, posición del eje de giro, precesión de las órbitas de los astros considerados, etc. Cada uno de estos movimientos tiene una duración, por lo que su variación es cíclica con distintas frecuencias temporales u ondas de marea. La atracción del Sol y de la Luna produce deformaciones elásticas de la Tierra cuyo efecto sobre el gravímetro hay que considerar además del debido a la atracción astral propiamente dicha. Varios autores han preparado diferentes catálogos de componentes, considerando diversos planetas, diferentes efemérides y parámetros de elasticidad, utilizando además diversos métodos de cálculo. Los algoritmos más utilizados actualmente son el de **Berger**, el de Wenzel (**ETGTAB**) y el de **Longman**, con diferencias entre ellos que dependen del día y de la hora, siendo normalmente inferiores a 2 μGal , excepto el de Longman, que puede tener diferencias mayores. Para evitar una posible acumulación de errores, en este trabajo se sustituirá la corrección de Longman, empleada por el gravímetro CG5, por otro algoritmo que tenga en cuenta el efecto elástico terrestre. Esta corrección se realiza en tiempo universal GMT y se precisa conocer la latitud, longitud y altura de la estación.

La corrección de carga oceánica es debida la atracción Luni-Solar sobre las grandes masas de agua libre, sobre las que se produce una deformación mucho mayor que en tierra; esta deformación provoca aumentos y disminuciones de presión o carga de masa sobre el fondo de los océanos, deformando la Tierra, siendo esta deformación la responsable de efectos gravitatorios adicionales con la misma frecuencia pero con diferente amplitud y fase que la marea. La distribución de la variación espacial del efecto de carga oceánica es compleja ya que, por una parte, depende considerablemente de las propiedades locales de la corteza terrestre y del manto superior y, por otra parte, se ve alterada por la

propia dinámica del océano y las variaciones locales en la amplitud de la marea oceánica. Su valor máximo es del orden de 15 μGal , disminuyendo rápidamente con la distancia al océano. Para calcularla se precisa de un modelo de océano y de la estructura elástica de la Tierra, siendo los más utilizados el de **Schwiderski**, el **CSR** y el **FES**, con diferencias, variables según el día y momento del día, que pueden llegar hasta los 4 μGal , aunque en general son del orden de $\pm 0.5 \mu\text{Gal}$. El modelo FES2004 es el que se considera de mayor resolución, respondiendo al estado del arte de esta evaluación en gravimetría.

La corrección de presión atmosférica, o peso que ejerce la masa de aire sobre la Tierra, es debida a que, a la misma altitud, la presión atmosférica varía con la temperatura y la humedad. Un aumento de presión supone una atracción negativa sobre la superficie (disminución de la gravedad), ya que conlleva un aumento de masa por encima de la superficie de la Tierra. De forma empírica se ha adoptado que la variación de gravedad debida a la variación de presión atmosférica es de -0.00030 mGal/mb (corrección $0.30 \mu\text{Gal}$ por cada mb que aumente la presión). En gravimetría relativa lo que interesa es la variación durante la duración de un programa de medidas de unas pocas horas, siendo esta variación normalmente nula o inferior a $0.5 \mu\text{Gal}$.

La corrección de movimiento polar se efectúa para compensar los cambios en la aceleración centrífuga debida la variación de la velocidad de giro de la Tierra por el movimiento diario de los polos. Estos cambios se producen fundamentalmente por el movimiento del manto y núcleo terrestres y la redistribución de las masas de agua que se funden en los casquetes polares. Su cálculo se efectúa utilizando la posición de los polos en el momento de la observación gravimétrica. Tiene una amplitud del orden de $10\text{-}13 \mu\text{Gal}$, con periodo de unos 14 meses, por lo que no es necesario tenerlo en cuenta en gravimetría relativa al ser constante al menos en periodos de 12 horas, siendo además igual en todas las estaciones medidas durante la duración de un programa de paso por bases.

La corrección por carga hidráulica se debe a las variaciones de las masas de agua a escala continental, dando lugar a deformaciones verticales que produce una redistribución de masas de la Tierra, lo que modifica el campo gravitatorio. El cálculo de este efecto requiere conocer la repartición espacial de masas de agua a escala continental, mediante modelos hidrológicos globales, así como las propiedades elásticas del manto, litosfera y corteza terrestre, existiendo varios métodos de cálculo con importantes discrepancias entre ellos. En cualquier caso, su variación con el tiempo es muy lenta, de tal forma que es constante durante periodos de varios meses, no siendo necesario efectuar esta corrección en gravimetría relativa.

5. Operatividad del gravímetro Scintrex CG5

En este trabajo se ha utilizado el gravímetro relativo Scintrex CG5 nº 9122, propiedad del IGME. La diferencia operativa entre una gravimetría convencional y un trabajo de microgravimetría hace necesario revisar en detalle una serie de cuestiones instrumentales, a fin de evaluar la fiabilidad de los resultados y poder diseñar la metodología metrológica más adecuada al objetivo de este estudio. Además del manual del CG5 y comunicaciones personales de Scintrex, se han llevado a cabo diversas verificaciones del comportamiento de este gravímetro.

El **elemento sensor** del CG5 está basado en un sistema de muelle elástico de cuarzo fundido del que pende una masa, que se desplaza entre las placas de un condensador modificando su capacidad. En cada lugar, la posición de la masa depende de su peso, y por lo tanto de la fuerza de la gravedad. La lectura del gravímetro es el voltaje que es necesario aplicar al sistema para llevar la masa a una posición fija o de equilibrio, señal que es digitalizada, procesada y almacenada. Debido a la constante de recuperación de todo sistema elástico, la posición de equilibrio del muelle varía con el tiempo, lo que se denomina deriva estática o intrínseca. El proceso de la señal consiste en corregir la lectura de la deriva intrínseca y de las variaciones de nivelación y temperatura, así como convertirla en unidades de gravedad mediante una constante de calibración. El diseño del instrumento permite obtener una **resolución de 1 μ Gal**. El gravímetro efectúa 6 lecturas de la gravedad por segundo durante el tiempo que se le indique (ciclo), proporcionando al finalizar el ciclo un valor medio y su desviación estándar. Mientras que en los trabajos de gravimetría ordinaria se suele efectuar un solo ciclo, en este trabajo se han utilizado un mínimo de 5 ciclos de 90 segundos.

El **gravímetro se opera** a través de un sistema de menús en la consola frontal, que permite la verificación y ajuste de parámetros internos (deriva estática, sensibilidad y offset de los sensores de nivelación), seleccionar las opciones de operación, nivelar correctamente el instrumento antes de efectuar mediciones, definir los parámetros de lectura (número de ciclos y su duración), comenzar y detener el proceso de lectura, y descargar los ficheros de datos. Aunque a las lecturas del gravímetro se les denomina "gravedad", porque se especifican en unidades de gravedad o mGal, hay que entender que son valores que por si solos no tienen significado gravimétrico alguno.

Los **datos** son grabados en un fichero tipo **.txt**, con una línea por ciclo de lectura con las variables: **LINE, STATION, ALT, GRAV, SD, TILTX, TILTY, TEMP, TIDE, DUR, REJ, TIME, DEC.TIME+DATE, TERRAIN** y **DATE**. Las variables LINE y STATION definen la estación medida. ALT almacena la cota o la temperatura ambiente en °C. GRAV es el valor final de gravedad de cada ciclo (lectura) en mGal, con desviación estándar SD. TILTX, TILTY son la inclinación en segundos de los niveles. TEMP es la variación de temperatura del sensor en mK. En TIDE se graba la corrección de marea o Luni-Solar en mGal, según el algoritmo de Longman. DUR es la duración en segundos del ciclo de lectura. REJ indica las muestras rechazadas por separarse del promedio más de 4 veces la desviación estándar. TIME indica la hora, minutos y segundos de la lectura (en TU). DEC.TIME+DATE es el tiempo en valor decimal (no obedece al sistema de días julianos). TERRAIN almacena la corrección de terreno (si se introducen manualmente los valores de desniveles), y DATE es la fecha año/mes/día. Cada vez que se inicializa el gravímetro se graba además una cabecera general, con tres bloques: identificación de la zona de trabajo, valores de los parámetros para corrección interna de las mediciones, y bloque de opciones de proceso de la señal (aplicación de la corrección de marea, aplicación continua (Cont. Tilt) de la corrección por desnivelación para terrenos inestables, supresión de valores superiores a 4 veces la SD y aplicación del filtro sísmico por promedios en ventanas, principalmente). La opción Cont. Tilt solo se ha activado en la campaña de 2011, mientras que el filtro sísmico se ha optado por aplicarlo siempre, fundamentalmente debido a su ventaja en condiciones de viento fuerte.

La constante de calibración GCAL1 convierte la señal eléctrica (en V) en unidades de gravedad (mGal). Esta “constante” varía con el tiempo, reduciéndose su ratio de variación al cabo de unos años, teniendo cada instrumento su propio comportamiento, por tratarse de sistemas mecánicos únicos. La constante de calibración puede verificarse dividiendo la diferencia de gravedad absoluta conocida entre dos estaciones (línea de calibración) entre la diferencia de lecturas del gravímetro en ambas estaciones. Este cociente o factor **e** sería igual a 1 si la calibración no ha variado. En caso de variación, el nuevo valor se obtiene por **GCAL1p=e x GCAL1**. La exactitud de este proceso de calibración no es mejor del 0.02 %. Esta imprecisión se traslada directamente a las diferencias de gravedad medidas, que no serán las realmente existentes. Sin embargo, el error que puede cometerse depende de la magnitud de la diferencia, sin que tenga repercusión práctica en el resultado de los trabajos de gravimetría relativa. En microgravimetría o en gravimetría 4D, donde las anomalías son inferiores a 1 mGal, aunque la imprecisión de la constante fuera del 0.1% no implicaría errores superiores a 0.001 mGal. En gravimetría ordinaria los errores son también despreciables, ya que aún para anomalías de 100 mGal supone una imprecisión de 0.1 mGal, lo que no modifica su significado geológico. El gravímetro CG5-9122 del IGME fue calibrado por Scintrex en Canadá en el año 2007, con valor CGal1= 8928.586 (e=1). Antes de proceder a la primera campaña de campo se ha verificado su constante en el mes de julio de 2011 en una línea de calibración del IGN, obteniéndose e=1.00103 (variación normal al cabo de cuatro años), siendo la nueva constante 8937.782; la precisión de esta calibración es del orden del 0.02%, dentro de los valores normales. La posible variación de la constante de calibración con el tiempo adquiere una especial importancia en microgravimetría 4D, ya que si entre las medidas en dos épocas ha variado la constante pero no se ha modificado su valor en el gravímetro, se obtendrá un falso valor de la diferencia de gravedad entre ambas campañas, dando lugar a falsas interpretaciones. En este caso, la repercusión es diferente a la producida por la exactitud en el conocimiento de la constante de calibración, ya que afecta solamente a uno de los valores de anomalía o diferencia estación-base, que puede ser de varios mGal y el error producido en la diferencia entre campañas pasa a ser de varias decenas de microGales.

Una característica fundamental de estos instrumentos es su **deriva**. El inevitable estiramiento progresivo del muelle de cuarzo bajo tensión da lugar a la **deriva intrínseca o estática del gravímetro**, que es positiva (la lectura realizada en una misma estación irá aumentando gradualmente con el tiempo) y constante durante varios meses, siendo su valor del orden de 0.3 mGal/día. Se corrige de las lecturas en tiempo real a través del parámetro **Drift**, cuyo valor hay que verificar periódicamente mediante lecturas continuas al menos durante 24 horas en un punto fijo (lecturas estáticas). La selección, subjetiva, de las lecturas con las que calcular la deriva introduce invariablemente una imprecisión en el cálculo del parámetro Drift. Esta imprecisión no da lugar a errores en las mediciones del gravímetro, ya que su repercusión durante el tiempo que se tarda en hacer una medida en las estaciones es despreciable o puede ser perfectamente asumida por la corrección de la deriva de trabajo.

Debido al movimiento del gravímetro al desplazarlo entre las estaciones de medición, existe una deriva adicional, no constante y dependiente de las condiciones de transporte, siendo normalmente negativa. Esta **deriva**, denominada “**de trabajo**”, es la realmente importante para la determinación de las anomalías de gravedad, con valor superior a la deriva estática, pudiendo llegar a 0.5 mGal/día. Se calcula por las

lecturas en base al inicio y fin de un programa de mediciones y se corrige de las lecturas en las estaciones asumiendo una variación lineal con el tiempo. Se ha verificado que el valor del parámetro DRIFT no ejerce ninguna influencia sobre la deriva de trabajo. Paradójicamente, las lecturas menos controlables son precisamente las hechas en la base, que, por lo que respecta a la evolución de lecturas debidas al muelle de gravímetro, no pueden corregirse nada más que de la deriva estática. A la variación de lecturas del gravímetro observadas cada 24 h en un punto fijo se le denomina **deriva “secular”** o diaria, que recoge la posible imprecisión en el factor de corrección de la deriva estática, así como el comportamiento del muelle al pasar del estado de reposo durante al menos 8 h al de movimiento del instrumento, además de las propias del transporte; tiene un valor inferior al de la deriva estática (de hasta 0.1 mGal/día), no es de variación lineal con el tiempo y puede presentar cambios de signo a lo largo de una campaña. Adicionalmente, las lecturas del gravímetro en una estación no son estables hasta pasado un cierto tiempo, presentando una nueva **deriva de estabilización**, con ratio de variación que puede ser varios ordenes de magnitud superior al resto de las derivas. Esta combinación de derivas evidencia la complejidad del comportamiento mecánico de estos gravímetros.

Se han llevado a cabo diversas **verificaciones sobre el comportamiento del gravímetro**, en particular sobre la resolución, sobre las variables que permiten estimar la calidad de las medidas (desviación estándar **SD**, número de muestras rechazadas **REJ**, desnivelación **TILTX-TILTY** y variación de la temperatura del sensor **TEMP**), y principalmente sobre la deriva de estabilización.

Según sus especificaciones técnicas, la **resolución** nominal del gravímetro es de 0.001 mGal, con **repetibilidad** mejor de 0.005 mGal. Una aproximación a la verificación de estos valores se ha hecho a través de la diferencia entre lecturas consecutivas tomadas cada 240 s. Para un registro estático durante 69 h se ha verificado que la diferencia entre lecturas sucesivas es nula para el 39 %, con incrementos iguales o inferiores a 1 μ Gal para 85 % e iguales o inferiores a 2 μ Gal para prácticamente el 100 %. Este resultado parece estar acorde con la resolución teórica del instrumento y con la repetibilidad. El error, evaluado por SD/\sqrt{n} es del orden máximo (para este registro) de 0.001 mGal, de acuerdo con la precisión.

Un factor fundamental es la **nivelación**. El gravímetro debe permanecer siempre nivelado sobre su trípode, inclusive mientras que no está en servicio (en paradas o durante la noche), a fin de minimizar el efecto de histéresis del muelle. Si se queda desnivelado durante varias horas, debe dejarse nivelado al menos durante 4 horas para estabilizarlo antes de tomar una medida. Estas condiciones significan no solo que tras un largo desplazamiento del instrumento (de Madrid a una zona de trabajo) el gravímetro debe dejarse en reposo al menos 24 horas, sino que el tiempo de desplazamiento desde el lugar de residencia a las estaciones de la zona debe ser minimizado, así como los desplazamientos entre estaciones y a las bases. Los sensores electrónicos de nivelación miden la inclinación de dos ejes ortogonales X,Y respecto de la horizontal, parámetros TILTX y TILTY, que se transmiten al sistema de adquisición de datos para efectuar las correcciones de las lecturas de gravedad en tiempo real. La corrección es teóricamente efectiva para desnivelaciones de hasta ± 200 “, aunque se ha verificado que la repetibilidad deja de ser aceptable a partir de ± 40 “. Para lecturas sobre superficies rígidas no debe utilizarse la opción **CONT TILT**. Para todas las lecturas efectuadas durante las campañas de la Sierra de las Nieves en 2011 y en 2012 los

valores de los parámetros TILT están comprendido entre $\pm 5''$ (el 85 %), siendo inferiores a $10''$ para el 96 % de las lecturas.

La **temperatura** también hay que tenerla en cuenta en el funcionamiento del gravímetro. El muelle de cuarzo fundido del sensor del gravímetro es el componente más sensible a los cambios de temperatura, por lo que está colocado en el interior de una cámara de vacío con temperatura estabilizada a $55\text{ }^{\circ}\text{C}$. Una vez conectado a las baterías se precisan unas 48 horas para la completa estabilización térmica del instrumento. Los pequeños efectos residuales de variación de temperatura sobre la lectura de gravedad se corrigen mediante software, utilizando la señal de un sensor situado en contacto térmico con el muelle principal, que se convierte en una señal digital **TEMP**, registrada en los ficheros de datos, que no debe sobrepasar $\pm 200\text{ mK}$ ($0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$). Su valor en las campañas efectuadas se ha mantenido en el rango de 0.8 a -1.4 mK en 2011 (mes de agosto) y entre 0.6 y 1.2 mK en 2012 (mes de junio). No obstante, se ha comprobado que en este tipo de gravímetros existe una deriva con periodo de 24 horas debida a los cambios regulares de temperatura diaria, y correlacionada con la que se observa para la desnivelación TILT y parámetro TEMP. Esta componente, que puede ser de hasta $3\text{ }\mu\text{Gal}$, por su baja frecuencia queda incorporada a la deriva de trabajo, pero puede explicar la gravedad residual en lecturas estáticas. No se ha apreciado ninguna influencia sobre las lecturas dinámicas durante varios ciclos, que se pueden considerar por lo tanto correctamente corregidas, siendo también poco importante su influencia en el periodo de estabilización del instrumento.

La **desviación estándar SD** es una buena indicación de la existencia de **ruido** de alta intensidad, debiendo estar en periodos de calma entre 0.01 y 0.03 mGal . Cuando $\text{SD} > 0.1\text{ mGal}$ debe utilizarse el **filtro sísmico**, que efectúa el promedio de las muestras (a 6 Hz) aplicando pesos diferentes según su amplitud. Sin embargo, a pesar de activarlo, las vibraciones producidas por grandes terremotos pueden impedir el correcto funcionamiento del gravímetro, como ha sido verificado por el registro de varios terremotos, incluido el de Japón de 11 de marzo de 2011 (8.9 grados), que se manifestó al menos durante 17 horas. Para sismos de menor intensidad, aunque se produzcan más próximos al gravímetro, no se han observado efectos tan fuertes, siendo bien atenuados por el filtro. La producción de pequeños terremotos es prácticamente continua, pudiendo ser los responsables de parte de las continuas oscilaciones de las lecturas. Como no es posible registrar en ausencia de este fenómeno natural, puede concluirse que la utilización del filtro sísmico puede ser siempre conveniente, máxime cuando es también eficaz para amortiguar el **efecto del viento**, frecuente y fuerte en la zona de la Sierra de las Nieves, por lo que ha sido empleado en las dos campañas de medición. Para amortiguar el efecto de las vibraciones de alta frecuencia (tráfico u otro tipo de actividad industrial) es conveniente aumentar la duración **DUR** del ciclo. Las altas amplitudes instantáneas son eliminadas mediante un umbral de rechazo (cuando es mayor que 4 veces la desviación estándar o 6 veces si está activado el filtro sísmico). El número de muestras rechazadas se acumula en la variable **REJ**. En las campañas de medición la SD se ha mantenido en valores inferiores a 0.02 mGal para el 95 % de las lecturas en 2011, y para el 98 % en 2012, por lo que se ha medido siempre en buenas condiciones de ruido ambiental. El número de muestras rechazadas REJ ha sido nulo o igual a 1 para el 85 % de las medidas de 2011 y para el 92 % de las de 2012. Se han utilizado ciclos de 90 s.

En los experimentos llevados a cabo para evaluar el comportamiento del instrumento frente a pequeños **golpes** se ha podido constatar que pueden provocar “saltos” en las lecturas de 2 a 50 μGal , más o menos instantáneos, y que pueden o no recuperarse y afectar a una desnivelación progresiva. En cualquier caso, un golpe siempre da lugar a un aumento muy notable de los parámetros SD y REJ. Es evidente que si se produce durante el tiempo de lectura se aprecia inmediatamente si ha provocado o no un salto en las mismas. Sin embargo, este tipo de golpes puede darse principalmente durante el transporte (baches, piedras, curvas, etc.), por lo que solo puede apreciarse si ha producido un salto según sea su magnitud, sobre todo si da lugar a una diferencia muy anómala en la lectura de cierre en la Base. Saltos menores pueden ser fácilmente confundidos con la deriva de trabajo. En cualquier caso, de producirse no será observable en las lecturas en las estaciones, aunque repercutirá en la diferencia entre las anomalías calculadas en programas distintos, por su influencia en la corrección de deriva.

Idealmente, las lecturas estáticas del gravímetro o lecturas continuas en el mismo punto deben de reproducir las variaciones de la gravedad en función del tiempo. Una vez corregidas de los efectos externos deberían oscilar entorno a un valor medio, con desviaciones motivadas solamente por la precisión y repetibilidad instrumental. Si no es así, se debe a la existencia de efectos externos no corregidos y a una deriva. Se han llevado a cabo diversas comprobaciones del papel que puede jugar la **variación Luni-Solar y de carga oceánica como elementos de control** de las lecturas del gravímetro. De ellos se concluye que normalmente las lecturas estáticas sin corrección de marea no siguen fielmente dicho efecto, por la influencia de la deriva. Una vez corregidos correctamente de la deriva, calculada en el propio registro, se ha podido comprobar que los valores corregidos de marea evolucionan según la carga oceánica con desviaciones inferiores a 2-3 μGal , y corregida ésta muestran oscilaciones inferiores a $\pm 2 \mu\text{Gal}$ respecto un valor medio. Este resultado evidencia que aunque el funcionamiento del gravímetro sea correcto en condiciones estáticas, no es un instrumento diseñado para monitoreo, no debiendo utilizarse con tal fin, ya que la evaluación de la deriva con los mismos registros entraña gran subjetividad en su cálculo. Por otra parte los efectos de marea y de carga oceánica pueden ser utilizados como elementos de control de que las lecturas del gravímetro evolucionan o no de acuerdo con las variaciones reales de gravedad.

Puesto que en cada estación se registran al menos cinco ciclos de lectura, es necesario seleccionar el valor de gravedad a asignar a la estación. Para la selección del ciclo de lectura en microgravimetría resulta fundamental conocer el comportamiento de la **estabilización instrumental**. El tiempo de estabilización es el tiempo transcurrido desde que el gravímetro se deja nivelado y leyendo en una estación hasta que las lecturas empiezan a seguir la evolución del efecto Luni-Solar, y en mayor detalle el de la carga oceánica. En estas condiciones, la elongación del muelle está respondiendo a la gravedad, aunque al cabo de un tiempo, debido a la deriva, comience a separarse de esta tendencia. Mientras que en un registro estático de larga duración es posible evaluar su deriva y corregirla de los datos, esto es inviable en las lecturas dinámicas efectuadas durante un programa de medición en campo, en las que el registro en cada estación es de pocos ciclos. Se han llevado a cabo varios experimentos para evaluar la estabilización de las lecturas del gravímetro, tanto en condiciones puramente estáticas (gravímetro en Tres Cantos), como utilizando datos más afectados por condiciones dinámicas (lecturas nocturnas del gravímetro en Ronda). El análisis de estos datos permite llegar a la conclusión de que cuando el gravímetro ha estado sometido a movimiento, como es el debido a una jornada de trabajo en campo, una vez instalado en un punto fijo las

lecturas tardan en estabilizarse (seguir una evolución de acuerdo con la variación de la gravedad debida al efecto de marea y de carga oceánica), tiempos mínimos de dos a tres horas, con un aumento (en ocasiones disminución) de los valores de las lecturas que pueden ser de más de 0.100 mGal. Se ha observado que durante la primera hora, y cualquiera que sea el cambio de temperatura que sufra el gravímetro, los niveles, así como el parámetro TEMP, reflejan dicho cambio, pasando luego a permanecer fijos, por lo que no puede atribuirse a la temperatura el largo tiempo de estabilización de las lecturas. El ritmo de estabilización es normalmente mayor al comienzo del registro, para luego ir suavizándose, sin que siga la misma pauta en todas las ocasiones, con ratios de variación que pueden llegar a ser de a 0.5 mGal/día a más de 1.5 mGal/día, muy superiores a los normales de la deriva de trabajo (entre 0 y 0.5 mGal/día), secular (entre 0 y 0.1 mGal/día) y estática (del orden de 0.3 mGal/día). Sin embargo, se ha comprobado que la evolución de un conjunto de ciclos de lectura durante un tiempo de unos quince minutos, incluso aunque se tomen al inicio del registro o cuando no esté todavía estabilizado, pueden presentar oscilaciones del orden de solamente unos $\pm 3\mu\text{Gal}$ respecto de un valor medio, por lo que se interpretarían como “estabilizadas” (en sentido estricto), aunque no respondan a la gravedad real en ese momento. Además se ha verificado que la evolución en estos periodos cortos no depende de la aplicación de la corrección de deriva de trabajo (excepto cuando esta es muy acusada, superior a 0.6 mGal/día) y de carga oceánica, que son constantes para todas las lecturas. Esto es debido a que la estabilización no se produce con un ratio constante, sino que en realidad son aumentos “escalonados” que durante un corto intervalo de tiempo presentan ratios muy inferiores al total. El análisis precedente evidencia que las lecturas efectuadas en los primeros minutos de hacer estación no van reflejar el valor real de la gravedad, que no se alcanza hasta un tiempo que puede ser superior a dos horas.

La **deriva de estabilización** tiene una consecuencia importante, ya que la gravimetría relativa se basa en medir la diferencia de lecturas entre cada estación y la base a la que se van a referir las anomalías. La metodología de trabajo tiene que procurar que la diferencia de lecturas entre base y estación sí que refleje la diferencia de gravedad entre ambos lugares, aunque cada lectura independiente no lo haga. Cada medición consiste en efectuar varios ciclos de lectura, debiendo adoptar un único valor para la gravedad en esa estación. Si el ritmo de estabilización fuera siempre el mismo, la diferencia de gravedad determinada entre dos puntos sería independiente de la lectura escogida en cada estación, siempre que se tomaran al cabo del mismo tiempo desde el inicio de cada medición. Es por lo tanto del mayor interés profundizar en el comportamiento del gravímetro durante los primeros minutos de lectura en condiciones dinámicas, para lo que se han analizado varios casos, utilizando datos de las mediciones efectuadas en las campañas de la Sierra de las Nieves. El análisis de las primeras lecturas efectuadas cada día en la base permite verificar el comportamiento tras un periodo de reposo seguido de desplazamiento aceptablemente igual para todos los días; la evolución de las lecturas en base a principio y fin de programa permite verificar si dicha evolución es acorde con la variación Luni-Solar, controlando así la posible existencia de saltos, que provocarían derivas anormales. La comparación de la estabilización de los ciclos de lecturas en la medición inicial y final en base permite apreciar su influencia en el cálculo de la deriva, que afectará al cálculo de las anomalías de todas las estaciones del programa. En general, el ratio de estabilización de las lecturas en las primeras medidas de cada día en la base es positivo, con valores similares cada día, aunque no son escasas las excepciones. El ratio de estabilización de las lecturas en las

mediciones finales (o intermedias) en la base presenta mucha mayor disparidad: en ocasiones es similar al de las lecturas de apertura, en otras es muy diferente o de signo contrario. En cualquier caso, es notable que el signo de estabilización sea independiente del de la deriva de trabajo. Solo ocasionalmente los ratios de variación de las lecturas en base son muy pequeños, permitiendo elegir una lectura sin ambigüedad. Estas mismas conclusiones son válidas para el ratio de estabilización de las lecturas en las estaciones del programa, para las que la corrección de la deriva de trabajo solo supone añadir una constante a todos los ciclos, por lo que no contribuye a ecualizar el ritmo de estabilización. La casuística de posibles situaciones es incontrolable, no permitiendo definir una operativa de trabajo incuestionable. Es decir, que dada la gran desigualdad del comportamiento del gravímetro en cada ocasión, no es factible adoptar un único criterio para la selección de lecturas representativas de la gravedad con el error que en teoría permite su precisión instrumental, por lo que el proceso contiene cierta carga de subjetividad, y se ve condicionado por el número de ciclos efectuado. La selección de lecturas en la apertura en Base es fundamental por depender de ellas el cálculo de todas las anomalías del programa, pudiendo invalidarlo si no son lo suficientemente correctas. De las observaciones efectuadas puede concluirse que la gravedad leída en la base evoluciona normalmente según la marea, aunque con desviaciones provocadas por la deriva secular y de trabajo, cuya comprobación permite identificar situaciones anómalas, en las que los errores de selección pueden ser mayores.

6. Planteamiento teórico inicial del experimento

Antes de comenzar los trabajos es preciso definir en qué parte del acuífero y con qué distribución espacial se van a efectuar las mediciones gravimétricas, estando ambas cuestiones muy condicionadas por las características de la zona. El acuífero kárstico carbonatado de la Sierra de las Nieves (Málaga) no reúne ninguna de las condiciones adecuadas para efectuar trabajos de microgravimetría: por su extensión (135 km²), sus grandes desniveles (superiores a los 1000 m) y disponer de una red viaria muy escasa, por lo que no es posible efectuar las mediciones con una distribución homogénea, habiéndose seleccionado una serie de itinerarios en sentido longitudinal y transversal a la superficie del acuífero.

Para seleccionar la cadencia con la que efectuar las mediciones es necesario **evaluar la anchura y amplitud de las posibles anomalías** de gravedad que pueden producirse por la variación de masa debida a un diferente estado de saturación en agua de las rocas entre las dos mediciones, asumiendo que para la primera la zona no saturada está seca. Para esto se han formulado unas hipótesis tanto de la posible distribución de las masas de agua, como de la cantidad de agua que puede existir y de la forma del volumen ocupado en el momento de efectuar las segundas mediciones. Respecto de la distribución de las masas de agua se han planteado tres escenarios posibles, según solamente suba el nivel freático, y existan o no zonas de mayor permeabilidad/porosidad, lo que sitúa la posible profundidad del agua en su tránsito hacia la zona saturada y dimensiones máximas de las masas anómalas. En cuanto a la cantidad de agua presente se ha adoptado la pluviometría del periodo septiembre de 2011 a abril de 2012 (500 mm/m²), lo que proporciona valores máximos, y una porosidad del 3 %. De las anomalías teóricas de los diversos modelos utilizados (formas tabulares y cilíndricas de 500 a 3000 m de radio y alturas de 8 a 17 m) se deduce que no cabe esperar anomalías mayores de 0.020 mGal, con anchuras del orden de 2000 m. Para la anchura de las anomalías producidas por estas masas, un **muestreo realizado cada 500-1000 m**

es suficiente para su detección, que estará evidentemente restringida a que el perfil se encuentre dentro del área de influencia de las anomalías. Masas de menor volumen situadas a menos de 10 m de profundidad podrían dar lugar a anomalías de mayor amplitud, pero con longitudes de onda inferiores a 200 m, lo que precisaría de muestreos de la gravedad con distancias del orden de 50 m, lo que no es logísticamente viable tratando de cubrir las dimensiones propuestas. Los modelos efectuados suponen una saturación, lo que no es realista por la propia naturaleza del fenómeno contemplado, en la zona no saturada. El contraste de densidad puede ser inferior al considerado en los modelos y las anomalías de menor amplitud. Otros escenarios (formas de distribución, profundidad, volumen de recarga, etc.) pueden hacer variar estas cifras sustancialmente. Además, la anomalía dependerá del momento en que se realicen las mediciones, e irá disminuyendo según el agua desciende. En la zona intermedia entre la oriental y la occidental, donde se produce una variación de cota del orden de 600 m, las mediciones pueden carecer de significado, bien por compensarse las anomalías producidas por masas situadas a cota inferior con las situadas a cota superior de la estación, bien por poder dar lugar a un descenso de la gravedad las masas situadas por encima del gravímetro.

7. Preparación de la campaña

Los **itinerarios seleccionados** por su mayor interés hidrogeológico forman cinco alineaciones con un total de unos 24 km. Sobre ellos se han señalado las estaciones para las medidas de gravimetría con una distancia media del orden de los 500-1000 m, de acuerdo con las conclusiones anteriormente obtenidas. Los itinerarios 1 y 3 tienen orientación NO-SE, con cotas entre 998 m en el norte y 1155 m en el sur; comienzan en las dolomías del Jurásico Inferior-Triásico Superior, atraviesan las brechas de "Las Navas", del Mioceno Inferior, y las calizas y margo-calizas del Jurásico Inferior, para finalizar de nuevo sobre las dolomías jurásicas. Los itinerarios 2 y 4 transcurren con orientación general O-E, ascendiendo desde 1046 m en el Este hasta el Puerto de los Pilonos con 1749 m; recorren las brechas de "Las Navas", margo-calizas del Jurásico Inferior y calizas jurásicas. El quinto itinerario es un sendero de montaña de unos 3 km que une el Puerto de los Pilonos con el Puerto de los Valientes, con orientación variable, sobre calizas jurásicas y margo-calizas; se efectúa a pie, transportando el gravímetro en una mochila especial.

Las estaciones se han situado sobre afloramientos o lugares con garantías razonables de estabilidad y permanencia en un periodo de al menos un año, sin tener en cuenta criterios de desnivelación suave en la superficie circundante, ya que no es necesario efectuar correcciones de relieve. En cada lugar se ha **señalizado la estación** con pintura y fotografiando el lugar. Así mismo se han marcado los puntos sobre los que se apoyó el trípode en la primera lectura de cada estación, diferenciando la posición de la pata del trípode que se bloqueó para impedir variaciones en la altura del sensor. En el punto central del trípode se ha dejado un clavo de 5 cm, introducido en una perforación a broca y fijado con silicona. Las coordenadas de las estaciones se han medido utilizando el sistema Java GPS del IGME, calculándose en el sistema UTM huso 30 ED50 y cota Z en m s.n.m.

La **ubicación de la base** obedece a unos criterios específicos, ya que debe estar en un lugar que no sea previsible que se vea afectado por variación del contenido en agua del subsuelo próximo, y además no debe estar demasiado alejada de las estaciones gravimétricas. Su cota no debería ser muy diferente de la

de las estaciones, a fin de minimizar la amplitud de las anomalías base-estación, criterio imposible de cumplir en este caso. Se ha situado fuera del acuífero, sobre margas y calizas margosas del Triásico Medio. Para disponer de algún criterio con el que poder verificar la invariabilidad de la gravedad en este punto, se han seleccionado sobre la misma formación otras dos bases auxiliares, distanciadas entre si unos 1.5 km y con diferencias de cotas inferiores a 170 m.

Para tener en cuenta la variación de la **corrección Luni-Solar y de carga oceánica** con las coordenadas y cota del punto, se ha dividido la zona **en tres sectores**, a cotas 900, 1100 y 1700 m. Las correcciones se han calculado utilizando el método ETGTAB para la Luni-Solar y Fes2004 para la carga oceánica, en intervalos de 2 minutos. La corrección para cada tiempo de lectura del gravímetro se ha calculado por interpolación a los tiempos exactos de lectura de cada ciclo en el programa de medición.

8. Ejecución de la campaña de agosto de 2011

El 19 de agosto de 2011 se enlazó la **base B1**, utilizada para el inicio y fin de todos los programas de lectura, con las otras **dos bases auxiliares B2 y B3**, establecidas con el objetivo de tener control de la posible variación de la gravedad en la base en futuras campañas. La unión se ha realizado mediante varios itinerarios de enlace entre cada dos bases, con diferencias de unos 12 a 28 mGal.

La primera campaña de medición se ha efectuado del 2 al 19 de agosto de 2011. Denominamos **programa de medidas** a cada conjunto de lecturas efectuadas en las estaciones, comenzando y finalizando en la base B1. La duración de los programas ha sido de tres a cuatro horas, con un promedio de 7 estaciones por programa, excepto los itinerarios efectuados a pié, que tienen una duración de unas nueve horas y 11 estaciones. Cada medida consta de cinco ciclos de 90 s, habiéndose activado las opciones de aplicación de corrección continua por desnivelación, auto-rechazo, filtro sísmico y corrección Luni-Solar. Las lecturas de cada ciclo se han anotado en los estadillos de campo, como resguardo de seguridad de los valores grabados digitalmente el fichero *.txt. Cada estación ha sido medida al menos tres veces (excepto en el itinerario nº 5, estaciones 33 a 38, realizado a pié, con dos medidas), en programas diferentes, y sin que ningún programa esté dedicado solamente a repeticiones. El gravímetro ha estado funcionando de manera continúa, excepto durante su transporte, estando los datos pertenecientes a los programas en el fichero **campaña2011 programas.xls**, base para los cálculos posteriores y a partir del cuál se ha generado un fichero para cada programa de medición. Debido a las características de la zona, el rango de lecturas a que ha sido sometido el gravímetro cada día es de 50 mGal a 200 mGal, lo que no constituye una condición ideal para estudios de microgravimetría. No se ha apreciado ningún comportamiento anormal del instrumento, controlado a través de los parámetros SD, TILTX, TILTY, TEMP y REJ durante toda la campaña. La desviación estándar SD, indicador del ruido micro sísmico o vibraciones, ha permanecido con valores entre 0.01 y 0.03 mGal para casi todas las lecturas, lo que indica buenas condiciones de medición.

El **proceso de datos** consta de las siguientes etapas:

- Sustitución de la corrección LS y adición de la CCO.
- Selección del ciclo de lectura de cada determinación en base y estación.
- Cálculo de la deriva de trabajo con los ciclos seleccionados en base para cada programa.

- Aplicación de la deriva de trabajo a todos los ciclos leídos en las estaciones de cada programa.
- Cálculo de la anomalía por diferencia de valores seleccionados en estación y apertura en base.
- Análisis de las anomalías obtenidas por repetición y selección del valor final para cada estación.

Con las primeras lecturas efectuadas cada día en la base se ha obtenido la **deriva secular**, elemento de control del gravímetro tras su “recuperación” durante la noche; ha sido en general positiva, con rango de 0.03 y 0.09 cmGal/h. La deriva de trabajo ha sido en sentido decreciente, con alguna excepción, y su valor es mucho mayor que la secular; estando entorno a 1 cmGal/h, aunque en algunas ocasiones puede llegar a 3 cmGal/h. Los valores atípicos en las derivas es uno de los criterios que se han tenido en cuenta a la hora de evaluar el grado de confianza de la determinación de las anomalías.

La **corrección Luni-Solar** efectuada por el gravímetro (por Longman), ha sido sustituida por la calculada según el método ETGTAB, añadiendo la de **carga oceánica** según el sistema FES, teniendo en cuenta las coordenadas y altura de cada estación. Los valores de las correcciones se han calculado por interpolación a los tiempos exactos de lectura de cada ciclo. La variación de gravedad debida a la variación de la **presión atmosférica** ha sido controlada con los datos de la estación meteorológica de la Agencia Estatal de Meteorología en Grazalema, siendo constante o de variación inferior a 0.5 μ Gal durante la ejecución de los programas, por lo que no se ha tenido en cuenta. Los valores de gravedad medidos en cada ciclo (corregidos de variación Luni-Solar y carga oceánica) tienen una variación o deriva de estabilización, por lo que hay que **seleccionar el ciclo de lectura** a considerar en cada medición. Para ello se han representado gráficamente todas las lecturas en cada estación y base en función del tiempo, a la misma escala para toda la campaña, analizando así la deriva de estabilización. Cuando las lecturas son muy estables (en sentido estricto), es prácticamente indiferente el ciclo que se seleccione, pudiendo ser la diferencia entre lecturas no mayor de $\pm 2 \mu$ Gal. Sin embargo, cuando el comportamiento no es tan estable, sino que las lecturas del gravímetro presentan mayor variación, pero con tendencias similares en base y en las estaciones, se ha seguido el criterio de escoger las lecturas que correspondan a un mismo tiempo desde el inicio de los ciclos, pudiendo ser en estos casos las diferencias entre seleccionar otras cualesquiera lecturas superiores a los $\pm 6 \mu$ Gal. Cuando el comportamiento del gravímetro no es el mismo en las lecturas en estación y en base, y varía para las diversas estaciones del programa, la selección es más insegura, dándose una amplia casuística, con variaciones que pueden llegar hasta $\pm 10 \mu$ Gal. En definitiva, el comportamiento del gravímetro no es siempre idéntico, habiendo presentando en esta campaña diferencias en el ratio de estabilización en el rango desde -8 cmGal/h hasta 18 cmGal/h, con valores medios más frecuentes en el orden de -2 a +10 cmGal/h. Esto conlleva la imposibilidad de definir una operativa de trabajo incuestionable y a que el procedimiento de selección de lecturas tenga cierta subjetividad. Las lecturas más críticas son las efectuadas en la base, ya que de ellas depende tanto el cálculo de la deriva como el de las propias anomalías.

La **deriva de trabajo** se ha calculado por el cociente de la diferencia de gravedad (corregida de LS y CO) entre las lecturas seleccionadas para el cierre y apertura en base, entre la diferencia de tiempo de las mismas; ha sido corregida para cada ciclo en las estaciones mediante interpolación en mGal/s, obteniendo

así la gravedad corregida. **La anomalía relativa a11**, se ha calculado por diferencia entre el valor seleccionado de gravedad (corregida de deriva, LS y CO) en la estación y el valor seleccionado de apertura en base. Este cálculo se ha hecho, no obstante, para todos los ciclos de lectura, no solo para las seleccionadas, siendo su variación un índice de la estabilidad de lecturas. Del conjunto de observaciones efectuadas para la misma estación en diferentes programas hay que **determinar un solo valor, representativo de la anomalía a11** en dicha estación. Aunque en gravimetría ordinaria sería perfectamente asumible adoptar el valor medio, para este estudio de microgravimetría se requiere un análisis previo, a fin de rechazar aquellos valores más dudosos y obtener valores medios de anomalías con la mejor fiabilidad posible. Los criterios adoptados para la selección de los programas que se incluyen en el cálculo de la anomalía final han sido, por orden de preferencia: 1/ la dispersión del valor de la anomalía de un programa respecto de la agrupación de todas las repeticiones. 2/ la existencia de pendientes muy suaves y del mismo signo de la deriva de estabilización en la lectura en base y estación. 3/ de no darse el caso anterior, se ha dado preferencia a la igualdad de pendiente de lectura en la apertura en base y en la estación. 4/ a falta de otro criterio, se ha dado preferencia a la igualdad de pendientes de lectura en la apertura y cierre en base, que garantiza un cálculo más fiable de la deriva. Como apoyo para este análisis se ha procedido a la representación gráfica para cada estación de la anomalía calculada para todos los ciclos leídos en cada programa, junto con el valor de anomalía seleccionada. En el mismo gráfico se indica las anomalías rechazadas y el valor final de anomalía en mGal calculado por promedio de los valores aceptados, siendo el error asignado la mitad de la diferencia máxima entre los valores aceptados.

Los valores de gravedad leídos en todas las estaciones (excepto en la 6) son inferiores a los leídos en la Base B1, por lo que la anomalía a11 resulta negativa, con valores desde -10 mGal a -160 mGal, correspondiendo el valor cero a la Base B1, ya que es la referencia adoptada. El valor de esta anomalía tiene una gran correlación inversa con la cota de la estación. La variación de densidad de las estructuras geológicas a lo largo de cada recorrido sólo puede ponerse de manifiesto a través de la **Anomalía de Bouguer**, que no es el objetivo de este trabajo, y además, ni la distribución de estaciones ni la selección de muchos de los emplazamientos son adecuados para ello. No obstante, solamente a efectos de aproximación, se ha procedido a calcular la anomalía de Bouguer sin tener en cuenta la corrección topográfica. Para las litologías presentes en la Sierra de las Nieves se ha adoptado el valor de 2.4 g/cm³ para la densidad de reducción. Los cálculos se han hecho en el sistema GRS1967. La superposición de las isoanómalas sobre la cartografía geológica (Figura 8.31) permite aventurar una asignación geológica a los rasgos encontrados en el mapa de Anomalías de Bouguer. El mínimo **a** está claramente asociado a las margo-calizas triásicas, marcando el eje **b-b** el contacto con los materiales jurásicos. El máximo **f** puede indicar la mayor potencia de dolomías jurásicas, o alguna estructura más profunda y densa, que tendría continuidad en la orientación indicada por el eje **c-c**. El mínimo **e** se asocia a una zona muy fracturada y con presencia más abundante de margo-calizas jurásicas, de posiblemente menor densidad que las dolomías. El eje **d-d** marca el contacto entre estas dos zonas y además se corresponde cartográficamente con fracturas de la misma orientación.

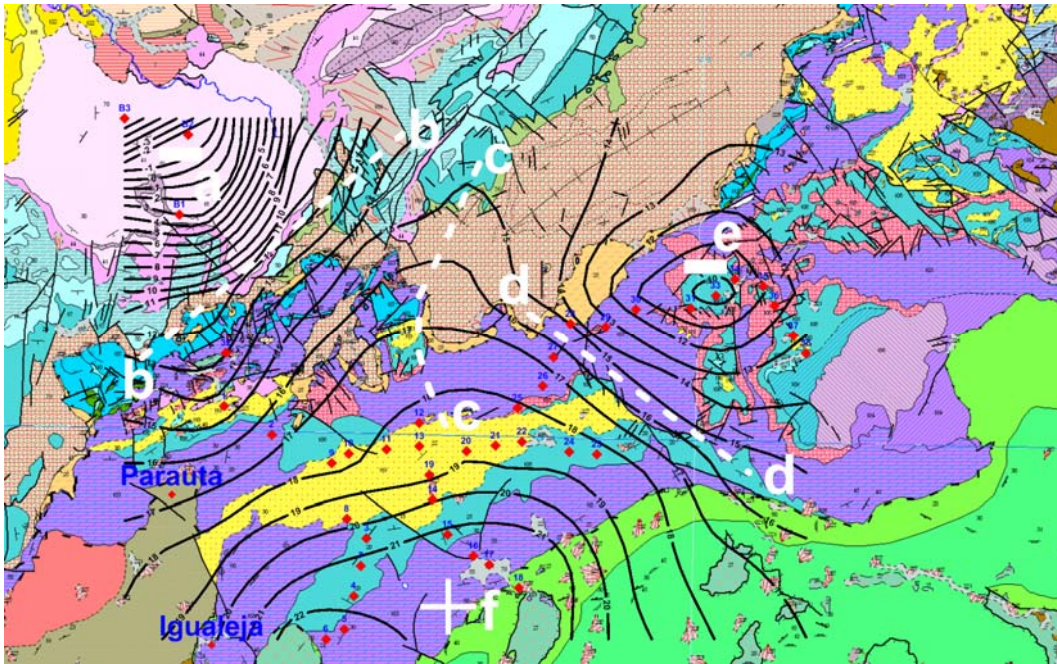


Fig. 8.31 Mapa de Anomalia de Bouguer para 2.4 g/cm^3 (sin corrección topográfica) en isolíneas, con principales ejes estructurales, superpuesto a la cartografía geológica.

9. Ejecución de la campaña de mayo-junio de 2012

Antes de comenzar los programas de lectura en las estaciones se ha procedido a **repetir la unión de las bases** establecidas en la campaña de 2011, para verificar que no se ha producido variación de gravedad en la base B1, o bien, cuantificar dicha variación para tenerla en cuenta. La diferencia de gravedad entre bases medida en 2012 es un 0.056 % inferior para todos los enlaces que la medida en 2011, con disminuciones de 0.007 a 0.016 mGal. Aunque estas cifras están dentro del orden de magnitud de la precisión instrumental-metrológica, no se puede descartar que la gravedad haya aumentado debido a la posible acumulación de agua en un paquete de areniscas con arcillas en el entorno de las bases. Una variación del 0.056 % en la constante de calibración no se corresponde con la tendencia de variación de este gravímetro (CG5-9122). En cualquier caso, es conveniente estudiar las anomalías medidas en 2012 bajo estos dos prismas: disminuir los valores en al menos 16 μGal para hacerlos comparables a los medidos en 2011, o modificar los valores medidos en 2012, utilizando una mayor constante, lo que equivale a multiplicar las anomalías por 1.00056.

En la campaña de 2012 se han efectuado solamente dos medidas en cada estación, con algunas excepciones; normalmente se han medido 10 ciclos de 90 s, buscando así un mayor tiempo de estabilización del gravímetro, con lo que el número de estaciones por programa se ha visto reducido a unas 2-3, con duración de 2 a 4 horas, excepto los realizados a pie. Se ha seguido la misma operatividad que en la campaña anterior, a excepción de que el instrumento fue llevado a Ronda con tres días de antelación al comienzo de los programas de medida, a fin de permitir una mejor estabilización. Se ha desactivado la corrección continua de niveles, al verificar que todos los asentamientos son estables. El fichero de datos generado se denomina **campaña2012 programas.xls**. No se ha apreciado ningún comportamiento anormal del instrumento, ni diferencias en los valores de los parámetros de control SD, TILTX, TILTY respecto a la campaña de 2011. El parámetro TEMP tiene valores inferiores por ser inferior

la temperatura ambiente a la existente durante el mes de agosto de 2011. La desviación estándar SD por programas ha permanecido con valores inferior a 0.015 lo que indica buenas condiciones de medición.

En el **control del gravímetro en la Base100** se aprecia que, a diferencia de la campaña de 2011, la deriva secular es negativa durante todo el trabajo (posible valor excesivo de la variable Drift), aunque con ratios del mismo orden en ambas campañas (-0.29 a -0.01 cmGal/h en 2012 y 0.32 a 0.02 cmGal/h en 2011). La deriva de trabajo ha sido casi siempre en sentido decreciente, y superior a la de 2011, aunque en el mismo rango (de -0.5 a -1.1 cmGal/h en 2012 y de -0.3 a -1.6 cmGal/h en 2011).

Se ha podido disponer para esta campaña de los datos de presión de las estaciones de Grazalema y de Ronda, más próxima a la zona de trabajo, permitiendo verificar la nula diferencia entre utilizar unos u otros valores. La correspondiente variación de la gravedad para todo el periodo no sobrepasa los 3 μ Gal, siendo despreciable durante el tiempo de ejecución de un programa de medición. En consecuencia, no es necesario proceder a la corrección de gravedad debida a los cambios de **presión atmosférica**. Para la **corrección Luni-Solar y de carga oceánica** se ha seguido el mismo sistema que en la campaña de 2011.

Dado que en 2012 se han medido el doble número de ciclos que en 2011, con el objetivo de dar más tiempo de estabilización al gravímetro, se han podido validar las conclusiones para **la selección del ciclo de lectura** obtenidas en 2011. En esta campaña la pendiente o ratio de estabilización ha sido en muchos casos más suave que en la campaña de 2011, mostrando el gravímetro una gran estabilidad desde el principio de su puesta en estación; sin embargo, en más de la mitad de los programas se observa que el ratio de estabilización empieza siendo alto, tardando más tiempo en alcanzar una cierta estabilidad o bien no se consigue ésta, aún con tiempos de medición superiores a 30 minutos. Aunque prolongar el tiempo de medición no siempre garantiza una mejor estabilidad, ésta suele normalmente alcanzarse. Se concluye por lo tanto que es en general suficiente con la medición de unos cinco ciclos, ratificando que el comportamiento del gravímetro depende, de todas formas, de las condiciones habidas durante su transporte. Se concluye además que dada la ambigüedad del sistema de selección, repeticiones con diferencias de al menos 5 μ Gal son inherentes a la metrología. En este trabajo se ha actuado con objetividad, sin forzar a que las lecturas elegidas vengan condicionadas para conseguir igualar la anomalía en los diferentes programas en que una estación es leída. Se ha seguido el mismo procedimiento diseñado para la campaña de 2011 para el cálculo y corrección de la **deriva de trabajo**, cálculo de las anomalías finales a12 y análisis de las anomalías obtenidas por las **repeticiones de control**, que tienen una dispersión de valores inferior a las obtenidas en 2011, a lo que evidentemente contribuye el menor número de determinaciones por estación.

10. Evaluación de errores

En la evaluación del error que pueden tener las anomalías, tanto base-estación como su variación temporal o anomalías 4D, hay que tener en cuenta cada uno de los factores que intervienen en su medición y cálculo. Debido a la **resolución** nominal del gravímetro y condiciones metrologías (parámetro SD) cualquier lectura puede estar acompañada de un error mínimo de $\pm 1\mu$ Gal. La posible desviación de la compensación de la **deriva estática** (parámetro DRIFT), así como la **deriva diaria** o secular no tienen ninguna repercusión en la determinación de las anomalías. La **deriva de trabajo** puede tener un error

implícito de $\pm 2\mu\text{Gal}$, al ser el resultado de una diferencia de valores con precisión de $\pm 1\mu\text{Gal}$. La deriva o ratio de **estabilización** instrumental puede influir notablemente en el error que se introduzca en las anomalías, pero no puede evaluarse dicho error más que al comparar las anomalías medidas en programas distintos (repeticiones de control). El valor de las **correcciones de marea y de carga oceánica** depende del método de cálculo seguido. En estas campañas no es necesario tener en cuenta las variaciones de **presión**. Por apreciación subjetiva, puede atribuirse al conjunto de las correcciones externas la posible introducción de errores en el valor final de cada lectura del orden de $0.5 \mu\text{Gal}$ como máximo. En conjunto de todos los factores, la gravedad puede tener un error intrínseco de $\pm 1.5 \mu\text{Gal}$ en base y de $\pm 3.5 \mu\text{Gal}$ en las estaciones, por lo que el valor de la anomalía (diferencia de lecturas en estación y base) puede tener un error intrínseco de $\pm 5 \mu\text{Gal}$. Como resultado, la diferencia de anomalías (anomalía 4D) puede ir acompañada de un error intrínseco de $\pm 10 \mu\text{Gal}$.

Se han efectuado varias **repeticiones** de las medidas en cada estación, en general 3 en la campaña de 2011 y 2 en la de 2012, obteniéndose los correspondientes valores de anomalías, que, una vez depuradas dan lugar a un único valor final para cada estación y para cada campaña. El error de esta anomalía final viene dado por la mitad de la diferencia máxima entre los valores aceptados; su valor medio es de 0.007 mGal en 2011 (con valor inferior a $5 \mu\text{Gal}$ para el 45 % de las estaciones), y 0.004 mGal en 2012 (con valor inferior a $5 \mu\text{Gal}$ para el 77 % de las estaciones). Puede considerarse por lo tanto que ambas campañas han cumplido el objetivo perseguido en el diseño de su metrología, aunque evidentemente existen estaciones donde se supera la precisión deseable, y ha sido mejor el resultado de la campaña de 2012.

11. Comparación entre las anomalías de 2011 y 2012. Fiabilidad del resultado.

Para comparar y analizar la diferencia entre los valores finales de la anomalía en ambas campañas y evaluar la fiabilidad de su diferencia o anomalía 4D, se ha procedido a la representación gráfica de dichos valores en función del año, incluyendo los obtenidos en las repeticiones de control, con indicación de anomalías rechazadas en el análisis de cada programa y del error de la anomalía final. Del análisis de estos gráficos se concluye que solamente las estaciones 6, 10, 13, 21, 22, 23, 24, 29 y 38 tienen buena agrupación de repeticiones en ambas campañas; existe además un solape en los rangos de las anomalías (considerando todas las determinaciones) medidas en 2011 y en 2012, excepto en las estaciones 6, 13, 17, 18, 21, 22, 24, 29, 30, 33, 34 y 38, para las que la diferencia entre ambas campañas es neta. Pueden considerarse como los resultados de mayor fiabilidad para el cálculo de la diferencia o anomalía 4D las estaciones que cumplen simultáneamente las dos condiciones (buena agrupación y falta de solape): 6, 13, 21, 22, 24, 29 y 38, siendo más dudoso para el resto. Aunque el solape de valores entre ambas campañas podría hacer pensar que en realidad no existe variación de la gravedad, en las estaciones de mayor fiabilidad el resultado es claro: aparentemente la gravedad ha disminuido en 2012 en la mayoría de las estaciones.

12. Anomalías 4D

El valor (absoluto) de la anomalía final en 2011 es en general menor al medido en 2012 ($a_{11} < a_{12}$): hay menos diferencia de gravedad entre la base100 y las estaciones en 2011 que en 2012, lo que significaría

una disminución de la gravedad en 2012 (anomalía $a_{12}-a_{11}=4D<0$), excepto en algunas estaciones. Esta situación no tiene sentido gravimétrico ni hidrogeológico (menor contenido en agua en el subsuelo durante la última campaña). A la vista de la variación observada en las bases, se ha procedido a llevar a cabo el análisis anteriormente propuesto de **verificar la existencia de dos posibilidades**: 1/ asumiendo que la gravedad aumentó en las Bases, hay que disminuir los valores a_{12} en al menos $16 \mu\text{Gal}$ para hacerlos comparables a los medidos en 2011 ($a_{12+}=a_{12}+0.016$), obteniéndose la anomalía $4D+ >0$; 2/ asumiendo que lo que se ha modificado ha sido la constante de calibración del gravímetro en un 0.056% , hay que multiplicar los valores medidos en 2012 por 1.00056 ($a_{12n}=a_{12}\times 1.00056$), lo que da lugar a anomalías $4Dn$ todavía más negativas (supondría aun mayor disminución de la gravedad en 2012), situación hidrogeológica aún menos viable que la que representa la anterior (anomalías $4D$). La modificación de la constante, además de no ser soportada por el funcionamiento normal del gravímetro, tampoco parece que sea lo más adecuado para explicar la situación encontrada, siendo la anomalía $4D+$ la que más probablemente refleja la realidad.

El **error que acompaña a la anomalía $4D$** es la suma de los errores de cada anomalía en cada campaña. Su histograma presenta una distribución con dos poblaciones: la mayoría tienen un error entre 0 y 0.012 mGal, con valor medio entorno a los 0.008 mGal, existiendo, bien diferenciada, otra población con error entre 0.012 y 0.022 mGal (media de 0.018 mGal). El 47% de las estaciones supera el error intrínseco de 0.010 mGal. De acuerdo con el análisis de errores, la mayor fiabilidad de las anomalías $4D+$ la tienen las de amplitud superior a 0.010 mGal (error intrínseco) y que estén acompañadas por un error de repetición inferior a 0.010 mGal. Esta condición la cumplen las anomalías en las estaciones 1, 6, 8, 10, 12, 15, 16, 19, 23 y 26. Aunque no cumplan esta condición, pueden considerarse también de aceptable fiabilidad, por la buena agrupación de sus datos de campo, las anomalías de las estaciones 21, 22, 24, 29 y 38.

13. Interpretación de las anomalías $4D$

En la Figura 13.1 se indica la **distribución por perfiles** o itinerarios en que se han organizado las mediciones.

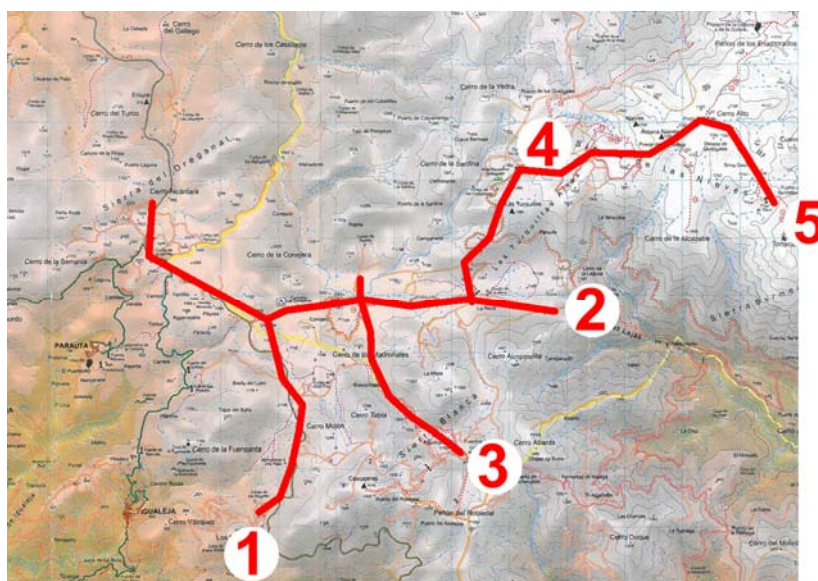
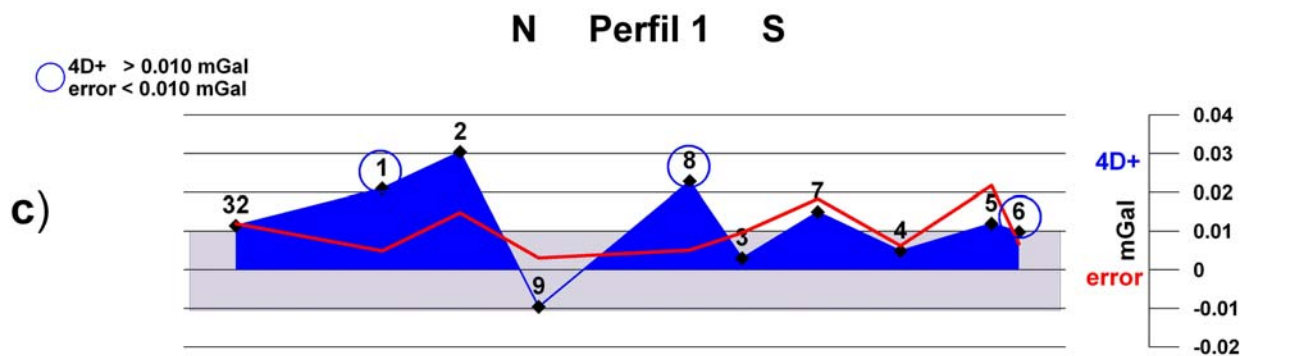
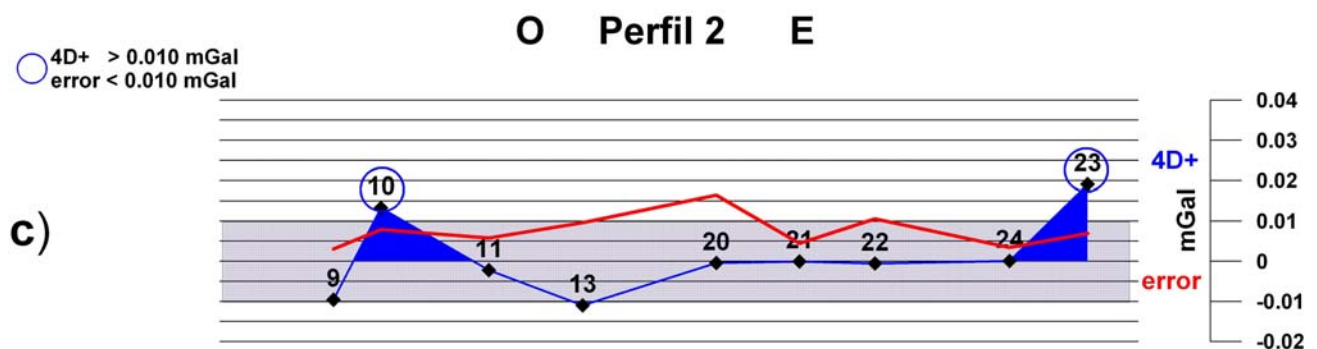


Fig. 13.1 Posición de los itinerarios de las estaciones. [Cartografía del P.N. Sierra de las Nieves de Ed. Penibética].

En la Figura 13.3-c se representa la anomalía 4D+ para el itinerario 1, sombreado la zona con valores inferiores a ± 0.010 mGal y resaltando en relleno azul las anomalías positivas (aumento de gravedad). Se ha superpuesto el error para cada estación, indicando con un círculo las estaciones que cumplen las condiciones de mayor grado de confianza (anomalía ≥ 0.010 mGal, error ≤ 0.010 mGal). Puede interpretarse que en el entorno de las estaciones 1-2 y 8 existe una mayor acumulación de agua en la zona más próxima a la superficie del suelo; hacia el sur del perfil no hay apenas diferencia entre la gravedad medida en 2011 y en 2012, sin que haya zonas singulares de acumulación de agua, debiendo encontrarse ésta a mayor profundidad que en la parte norte del perfil. En la Figura 13.7 se han marcado estas zonas, indicando con línea discontinúa las de menor grado de confianza.



En el perfil 2 (Figura 13.4-c) el valor de la anomalía 4D+ es prácticamente nulo, salvo en los extremos (estaciones 10 y 23), en los que puede interpretarse una mayor proximidad de la zona con agua. En el resto del perfil son especialmente fiables las estaciones 21, 22 y 24, por lo que la situación detectada por la gravimetría puede considerarse la misma en ambas campañas. En la Figura 13.7 se han marcado las zonas identificadas en este perfil.



En el perfil 3, Figura 13.5-c, existe un buen grupo de estaciones de mayor confianza, siendo todos los valores positivos, excepto en la estación 13, lo que puede interpretarse como una zona de mayor contenido en agua en el subsuelo próximo, sobre todo en la proximidad de las estaciones 15 a 16. En la Figura 13.7 se han marcado las zonas identificadas en este perfil.

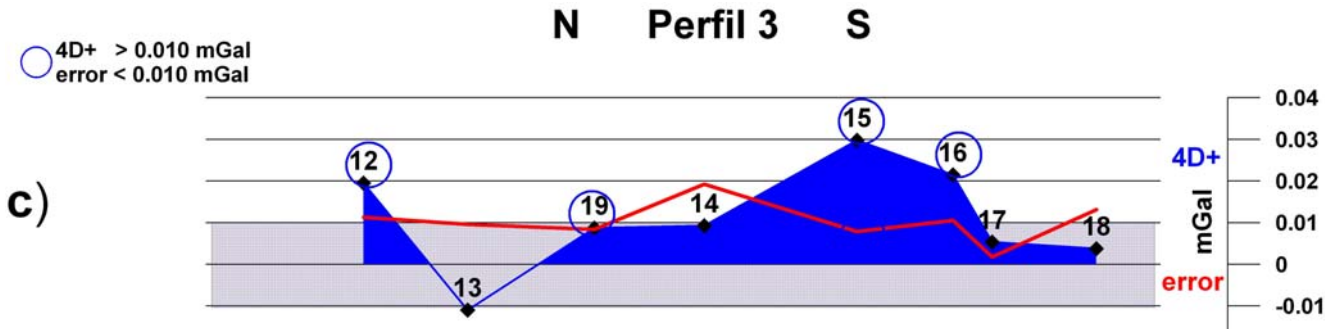


Fig. 13.5 Itinerario 3. Anomalia 4D+ y error. Se resaltan las estaciones con valores positivos y de mayor grado de confianza.

Los perfiles 4 y 5 (Figura 13.6-c) forman una alineación en dirección SO-NE desde la estación 25 a la 34, que gira a NO-SE hasta el final, estación 38. La cota es continuamente ascendente, salvando un fuerte desnivel de más de 500 m hasta la estación 31, desde donde se mantiene prácticamente llano hasta el final. En consecuencia, las anomalías a11 y a12, que no pasan de -20 mGal en el resto de los perfiles, llegan aquí a más de -160 mGal. Las anomalías 4D+ son todas ellas, salvo la estación 26, de magnitud inferior al error, y por lo tanto de baja fiabilidad; positivas en ambos extremos, presentan una zona sin casi cambios o con disminución en la porción central 29-35, lo que, en este caso, podría explicarse por el efecto gravífico que ejercerían supuestos aumentos de masa en la parte más elevada del perfil sobre las estaciones medidas en la ladera, que sería negativo (aunque gravimétricamente justificable, no deja de ser una mera especulación interpretativa). La interpretación que puede darse a este perfil es, por tanto, de una posible zona con agua a menor profundidad en el entorno de las estaciones 25, 26, 28, 36 y 37, señaladas con línea discontinua en el mapa de la Figura 13.7.

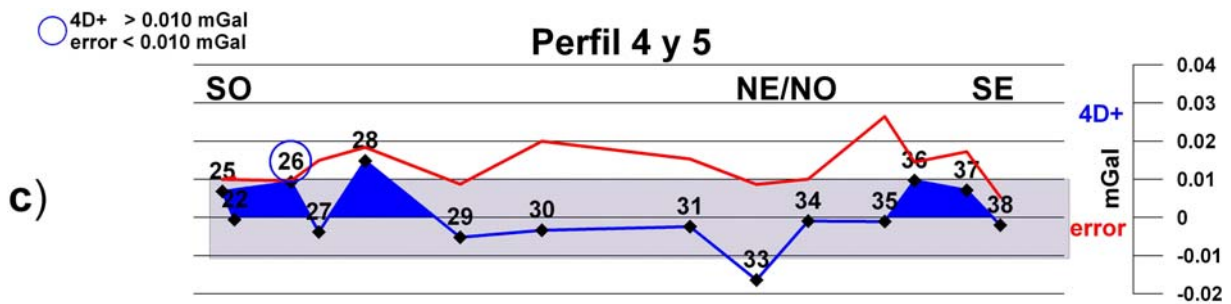


Fig. 13.6 Itinerarios 4 y 5. Anomalia 4D+ y error. Se resaltan las estaciones con valores positivos y de mayor grado de confianza.

Las anomalías deben entenderse no estrictamente limitadas a la posición de las estaciones, sino que su origen puede encontrarse en áreas más extensas, como se indica en las zonas resaltadas de la Figura 13.7 sobre la base topográfica, en las que puede haber un mayor contenido en agua en el subsuelo próximo respecto de la que había en 2011, o expresado de otra forma, zonas de menor permeabilidad y/o mayor porosidad. Su situación corresponde con las zonas más llanas de los perfiles prospectados, o bien en zonas de valle, con algunas excepciones.

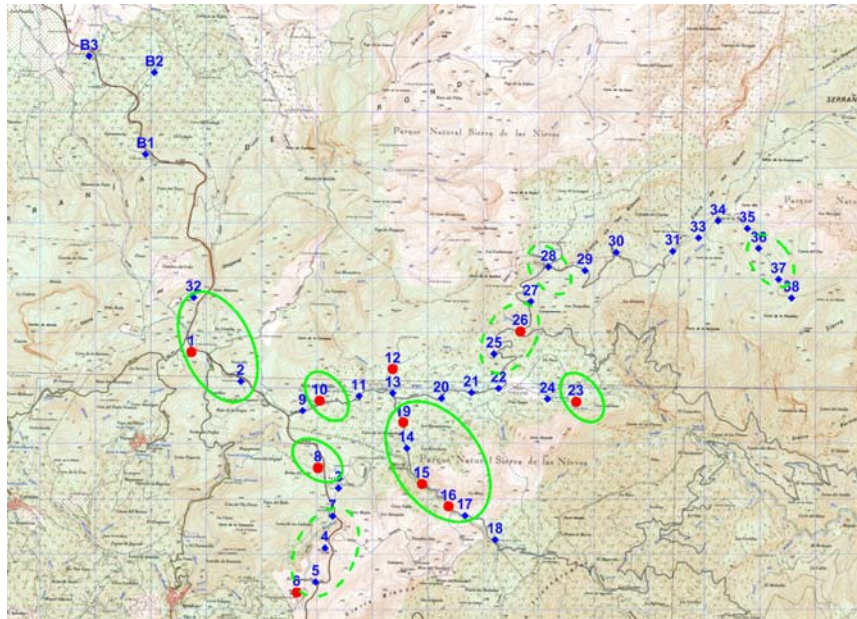


Fig. 13.7 Posición de las estaciones medidas. Se ha resaltado con punto rojo las consideradas con anomalía 4D+ de mayor fiabilidad. Las zonas enmarcadas en verde identifican los lugares donde puede existir una mayor acumulación de agua en el subsuelo próximo durante la campaña de 2012 respecto a 2011; la línea discontinua son zonas de menor probabilidad.

Su posición respecto de la cartografía geológica de superficie (Figura 13.10), pone de manifiesto que estas zonas se localizan fundamentalmente sobre el recubrimiento del Mioceno Inferior (formación “Brecha de la Nava”) y la subyacente formación de calizas y margocalizas del Jurásico Inferior de facies Sinemuriense y Hettangiense. Otras zonas se sitúan sobre áreas especialmente fracturadas (estaciones 36-37) o en contactos de cabalgamiento (estación 28).

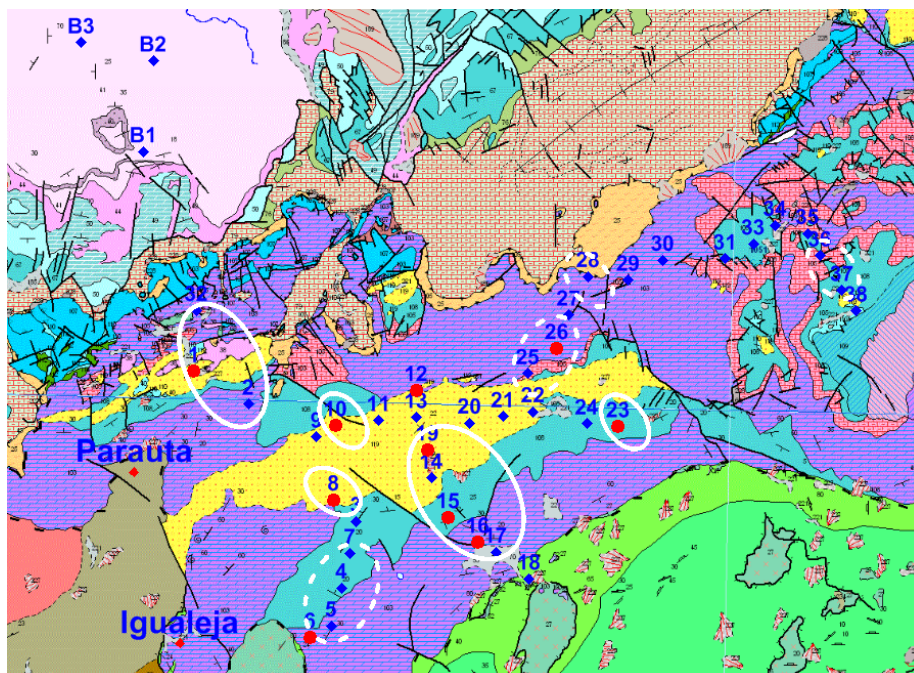


Fig. 13. 10 Posición de las estaciones medidas. Se ha resaltado con punto rojo las consideradas con anomalía 4D+ de mayor fiabilidad. Las zonas enmarcadas en blanco identifican los lugares donde puede existir una mayor acumulación de agua en el subsuelo próximo durante la campaña de 2012 respecto a 2011; la línea discontinua son zonas de menor probabilidad. [Cartografía geológica continua del IGME].

Las anomalías 4D calculadas tanto directamente por diferencia entre los valores medidos en cada campaña, como incrementando el valor en la base durante la segunda campaña o anomalías 4D+, reflejan, evidentemente, la misma variación relativa de la gravedad entre estaciones en ambas campañas, lo que puede ser otra manera de entender la variación llegando a las mismas conclusiones hidrogeológicas establecidas, y que no invalida que por razones de congruencia gravimétrica se hallan modificado los valores realmente medidos.

La zona de trabajo donde se ha llevado a cabo este experimento presenta una situación muy especial para la realización de trabajos de microgravimetría, ya que en principio no reúne ninguna de las condiciones idóneas para este tipo de trabajos por su extensión, topografía, red viaria y potencia de la zona no saturada. No obstante, pensamos que la metodología desarrollada es de aplicación en otras circunstancias. En función de todo el proceso metodológico y de cálculo seguido, explicado detalladamente en este Informe, y dado el escaso número de estaciones especialmente fiables, debe entenderse que el resultado obtenido está en el límite (o más justamente, por debajo del límite) de lo que es posible medir con microgravimetría en una zona de estas características.

14. Síntesis de la metodología desarrollada

Se incluye como último capítulo del Informe una síntesis de la metodología desarrollada, no siendo extractada en este resumen por razones obvias a su contenido.

[Página dejada intencionadamente en blanco]

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El estudio presentado en este Informe ha sido realizado dentro del Proyecto **CGL2010-15498 “Conceptualización, caracterización e interpretación de la variabilidad espacio-temporal de la hidrogeología del karst por modelado inverso. (KARSTINV)”**, financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad, y ejecutado por el IGME, cuyos objetivos son los siguientes:

- 1) Desarrollo de una metodología de estimación espacio-temporal de la recarga en sistemas kársticos.
- 2) *Implementar una metodología para la determinación de la distribución espacial de la “masa de agua gravífica renovable” en el karst.*
- 3) Elaboración de modelos numéricos geoestadísticos para el medio kárstico.
- 4) Implementar modelos matemáticos para simular flujo y transporte (solutos y energía) en el medio kárstico.
- 5) Desarrollar una metodología de modelado hidrogeológico inverso en el karst que considere todas las variables de estado (manantiales) simultáneamente.
- 6) Estudiar la utilidad de los modelos desarrollados para estudios sobre la gestión y protección del medio kárstico.

La zona seleccionada para realizar el Proyecto es el acuífero carbonatado de la Sierra de las Nieves (Málaga), catalogado como Reserva de la Biosfera por la UNESCO.

Por agua gravífica renovable se entiende el agua que tras la lluvia va descendiendo por la zona no saturada del acuífero hasta llegar a su nivel freático. La finalidad del objetivo nº 2 es disponer de una cartografía de la distribución espacial del agua gravífica renovable, que se utilizará como condicionamiento de los modelos numéricos. Para ello se propone utilizar el método geofísico de prospección gravimétrica, efectuando una campaña de microgravimetría en época de recarga del acuífero y otra en época de estiaje.

El uso de la gravimetría con esta finalidad requiere la puesta a punto de una metodología que sea capaz de poner de manifiesto las posibles variaciones de gravedad originadas por la diferente situación hidrogeológica en diferentes tiempos, y que sea compatible técnica y económicamente con la realización de estudios aplicados.

En este Informe se describen con detalle tanto los aspectos teóricos a tener en cuenta como la forma o metodología desarrollada para llevar a cabo la implementación del estudio de microgravimetría relativa 4D en el karst de la Sierra de las Nieves y sus resultados. Se han incluido comentarios orientados a un lector no especialista en Gravimetría, al tiempo que se suministra la suficiente información para que los especialistas puedan encontrar todos los elementos que suponen una cierta novedad sobre las campañas habituales de gravimetría. Varios conceptos son repetidos en diversos capítulos y apartados con diferente grado de intensidad, con la intención de que cada parte pueda ser, en cierto grado, autocomprendible.

2.ANTECEDENTES. LA MICROGRAVIMETRÍA EN INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA.

El contenido en agua de una roca afecta a varias de sus propiedades físicas, pero fundamentalmente a la resistividad, por lo que han sido los métodos eléctricos de prospección geofísica los utilizados normalmente en investigación hidrogeológica y caracterizar los acuíferos superficiales o profundos.

El contenido en agua también modifica sustancialmente la constante dieléctrica de las rocas, siendo el radar terrestre una de las técnicas utilizadas para determinar la posición del nivel freático a poca profundidad. El recientemente disponible método de Sondeos de Resonancia Magnética, basado en la precesión de Larmor de los protones de hidrógeno, es el único que permite identificar sin ambigüedad la presencia de agua en el subsuelo, aunque su aplicación está restringida a la investigación de las primeras decenas de metros de profundidad.

La diferencia de densidad entre rocas secas y rocas saturadas ha sido utilizada fundamentalmente para detección del nivel freático mediante el método sísmico, ya que la variación de densidad modifica la impedancia acústica de las rocas (producto de la velocidad por la densidad) y por lo tanto su coeficiente de reflexión. Sin embargo, la anomalía de gravedad debida al contenido en agua de una roca no se ha utilizado como método de prospección hidrogeológico, debido principalmente a su pequeña magnitud y a que dicha anomalía gravimétrica sólo es detectable cuando existen contrastes laterales de densidad, mientras que el contraste producido entre zona seca y zona saturada de un acuífero es vertical. La Gravimetría es un método geofísico normalmente utilizado en investigación hidrogeológica para cartografiar las estructuras del subsuelo de interés en la caracterización geométrica de los acuíferos.

En este contexto geofísico, constituye una novedad lo que se propone en este Proyecto: hacer uso de la variación de la gravedad debida a la variación de la densidad de las rocas en función de su contenido en agua en la zona no saturada. No se trata por lo tanto de determinar la anomalía gravimétrica, sino su variación temporal. Hasta ahora, esta variación de la gravedad sólo se ha considerado en estudios geodésicos como un elemento que puede perturbar las mediciones de gravedad absoluta de muy alta precisión, no existiendo antecedentes de su utilización como aplicación de prospección hidrogeológica hasta muy recientemente: aunque la influencia de la hidrogeología en las medidas geodésicas es conocida desde los años 1960, sólo desde 1995 se ha comenzado a intentar utilizar técnicas geodésicas como herramienta de estudio hidrogeológico y movimiento de fluidos ([Gasperikova y Hoversten, 2008](#); [Hare et al., 1999](#); [Kroner y Jahr, 2006](#); [Mrlina, 2007](#); [Jacob, 2009](#)).

2.1 Efectos que produce sobre la gravedad la variación del contenido de agua en las rocas

La Tierra puede considerarse como un sólido elástico, por lo que las variaciones de masas de agua en su superficie en cortos periodos de tiempo producen varios efectos sobre las observaciones geodésicas de gravedad y deformación (forma de la Tierra):

1) El agua contenida en los poros (en sentido amplio) puede modificar el volumen de las rocas, de tal forma que las variaciones del contenido en agua pueden inducir modificaciones de varios centímetros en el nivel de la superficie de la Tierra, que pueden ser hoy día detectables mediante nivelación de alta precisión o por interferometría desde el espacio ([Amelung et al., 1999](#)).

2) La presencia de masas de agua ejercen una carga que modifica la forma de la Tierra, debido a la elasticidad de las rocas. Las mediciones con GPS e inclinómetros de alta precisión pueden detectar tanto los movimientos verticales de la superficie de la corteza como su inclinación (desplazamientos radiales y tangenciales) ([King et al., 2007](#)). Ambos desplazamientos pueden modificar el campo gravitatorio terrestre:

- el desplazamiento en sentido radial de un punto de observación de la gravedad provoca un efecto de modificación de la componente denominada de “aire libre” o distancia al centro de masas.
- la redistribución de masas tienen influencia en la variación de la distribución de la gravedad.

3) Además de las debidas a la deformación, las variaciones de las masas de agua tienen también un efecto gravimétrico directo debido a la propia atracción que ejercen, lo que modifica el campo gravitatorio terrestre.

2.2 Zonas de influencia

En el estudio de las variaciones de gravedad en un punto debidas a las variaciones de la cantidad de agua contenida en el subsuelo pueden diferenciarse tres escalas o zonas de contribución: local, regional y continental.

- La escala local se refiere a masas de agua situadas a una distancia entre 1 y 10 km del punto de observación (distancia L1 en la Tabla 2.1). El efecto fundamental es el de atracción (tanto de las masas situadas por debajo como por encima del punto de observación), siendo la porosidad efectiva el factor que más influencia tiene en su existencia. Para su evaluación se precisa disponer de estudios hidrológicos e hidrogeológicos de detalle.
- La escala regional se refiere al agua contenida en distancias desde 10 km a unos 100 km (L2). El agua existente a esta distancia tiene una influencia despreciable en la gravedad del punto de observación, tanto por efecto newtoniano como por efecto de sobrecarga.
- La escala global o continental se refiere al agua existente a distancias superiores a L2. Los efectos newtonianos son despreciables, pero los debidos a redistribuciones de masas de agua y desplazamientos verticales por la sobrecarga en régimen elástico pueden ser significativos y deben ser eliminados para obtener la variación en la gravedad producida exclusivamente por las masas locales. La evaluación de estos efectos requiere su cálculo mediante modelos, normalmente basados en convolución con la función de Green. Estos modelos permiten estimar que sería necesario considerar valores de L2 del orden de 600 km para que el efecto sobre la gravedad fuera del orden de 1 μ Gal y de 120 km para que el desplazamiento radial fuera de 1 mm, considerando que son debidos a una capa saturada de 1 m con el 10% de porosidad.

Distance effect	D < L1	L1 < D < L2	D > L2
Gravity variation due to Newtonian attraction of local water masses (within an horizontal plate)	Possibly significant, requires geological local studies and local environmental gauges (rain, soil moisture, ...)	Negligible	Negligible, L2 = 600 km to reach 1 μ Gal by using a 1 m layer and porosity = 10%
Gravity variation due to global attraction, flexure and mass redistribution	Negligible	Negligible	Significant and observable by using global environmental models. Can be computed by using a convolution formalism
Vertical displacement	Negligible	Negligible	Significant and observable, can be computed by using a convolution formalism. L2 = 120 km to reach 1 mm by using a 1 meter layer and porosity = 10%

Tabla 2.1. Efectos de las masas de agua sobre la gravedad y desplazamientos verticales en función de su distancia al punto de observación (según M. Lubes et al., 2004).

El efecto producido sobre la gravedad por las variaciones de masa de agua continental es pequeño frente al efecto producido por la sobrecarga elástica inducida por las mismas masas de agua, siendo la mayor variación de gravedad la debida a la variación de las masas de agua locales en la proximidad del gravímetro. En cualquier caso, sólo deben ser tenidas en cuenta cuando se consideren variaciones del orden de 0.001 mGal.

2.3 El experimento GRACE

El creciente interés de la utilización de técnicas geodésicas en estudios de Hidrogeología (o viceversa) alcanza su momento de mayor trascendencia con el lanzamiento de dos satélites en el año 2002 destinados a cuantificar las variaciones de gravedad producidas por fenómenos hidrogeológicos, lo que se espera sirva para aumentar notablemente el conocimiento sobre cuestiones de cambio climático global.

GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) es un experimento realizado mediante colaboración entre el Center for Space Research de la Universidad de Texas (Austin, EEUU), la NASA, la Agencia Espacial de Alemania y El Centro Nacional Alemán de Investigaciones Geocientíficas (Potsdam, Alemania). Su principal objetivo es la observación de las variaciones de contenido en agua sobre la superficie y subsuelo de la Tierra, los cambios debidos a las corrientes oceánicas superficiales y profundas, la aportación de agua desde los casquetes polares y glaciares al océano, y cualquier variación en la masa de la Tierra, así como obtener un mejor perfil de la atmosfera terrestre (Rodell y Famiglietti, 1999; Velicogna et al., 2001), a través de la medición desde el espacio de los efectos de atracción y modificación de la superficie. Del análisis de las variaciones del campo gravitatorio se pretende estimar algunos parámetros hidrogeológicos, como la porosidad efectiva, a grandes escalas, lo que no es fácilmente realizable solamente con mediciones sobre la superficie. Tras varios años de funcionamiento, GRACE está manifestando la existencia de casi imperceptibles cambios del campo gravitatorio terrestre que reflejan la redistribución de las masas de la Tierra, incluyendo los cambios de contenido en agua de cuencas hidrológicas, cambios en la masa de hielo en Groenlandia y en la Antártica, cambios de masa en los océanos, e incluso cambios de posición de masa producidos por grandes terremotos.

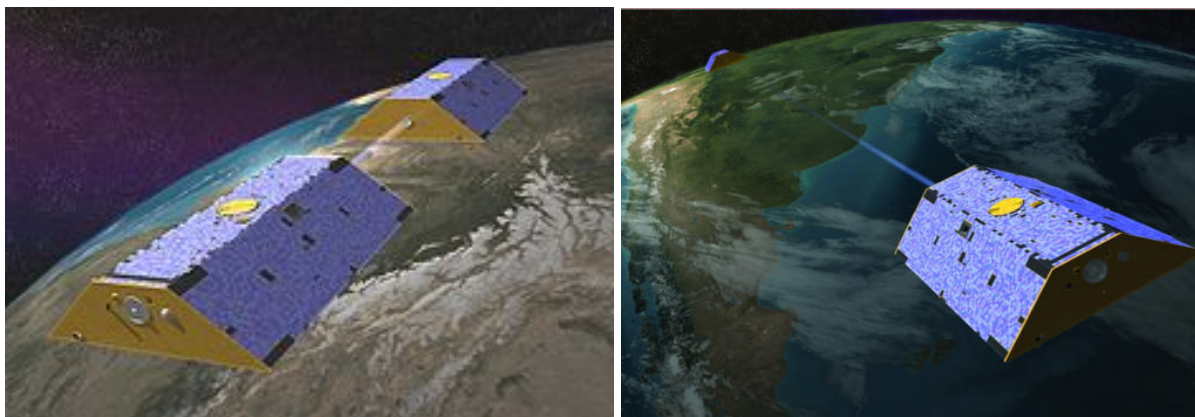


Fig. 2.1 Dibujos ilustrando los satélites del experimento GRACE. (Fuente: [Web GRACE](#))

Las variaciones de gravedad se calculan midiendo las variaciones de la distancia entre dos satélites (separados del orden de 220 km) en su desplazamiento orbital (a 500 km de altura sobre la Tierra) (Figura 2.1), ya que según va variando el campo gravitatorio se modifica la órbita de cada satélite, lo que produce una modificación de la distancia entre ambos. Por ejemplo, al llegar el primer satélite a una zona de aumento de la gravedad, será atraído y aumenta su velocidad y distancia al segundo satélite; cuando el primer satélite haya salido de la zona de mayor gravedad, reduce su velocidad, aumentando la del segundo cuando entre en dicha zona. La distancia entre los satélites se mide con instrumentos GPS y sistemas de microondas capaces de determinar variaciones con una precisión de 1 micrómetro (10^{-6} m,

100 veces menos que el grosor de un cabello), de las que se deducen las variaciones de gravedad. La precisión obtenida en la medida de las distancias permite detectar variaciones de gravedad con una precisión de $0.4 \mu\text{Gal}$. Esta es la variación que produciría una masa de agua que estuviera concentrada en una placa de 1 cm de potencia y dimensiones del orden de los 1300 km^1 (Wahr et al., 2004; Andersen y Hinderer, 2005), lo que permite monitorizar grandes cuencas (Seo et al., 2006). GRACE obtiene un nuevo mapa de gravedad cada mes (Figura 2.2).

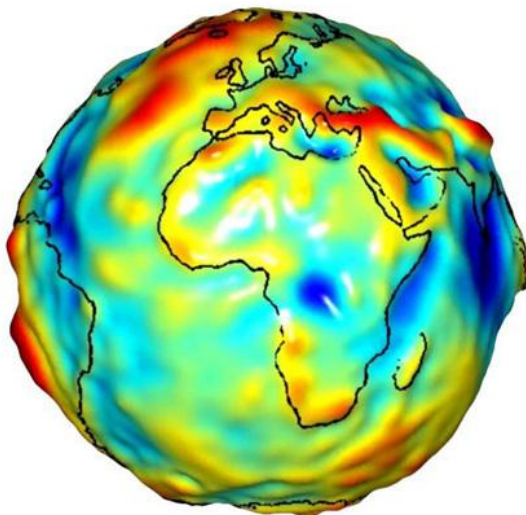


Fig. 2.2 Mapa de la gravedad global sobre África y Europa. La gravedad normal puede definirse como el valor de la gravedad en un modelo ideal de una Tierra de densidad homogénea; los colores rojos indican zonas donde la gravedad es mayor que la normal, y los azules donde es inferior. (Fuente: [Web GRACE](#))

La Figura 2.3 es un ejemplo de algunos de los hallazgos realizados con esta técnica, en lo concerniente a monitorizar los cambios de contenido en agua sobre grandes zonas. Mediante su combinación con estudios en superficie sobre la variación de humedad y agua superficial es posible deducir las variaciones en agua subterránea.

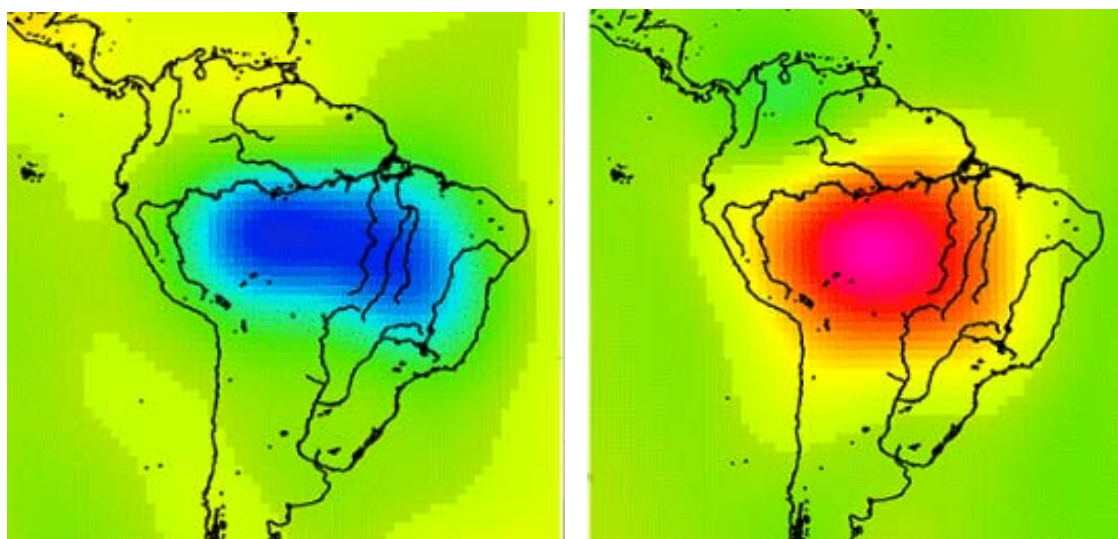


Fig. 2.3 Campo gravitatorio (valor medio de mediciones realizadas en tres años) sobre la Cuenca Amazónica en octubre (izquierda) y marzo (derecha) de 2008. Los colores azules indican menor cantidad de agua (menor gravedad) que la media, mientras que los colores rojos indican un aumento, lo que refleja perfectamente las épocas de lluvia y de sequía. (Fuente: [web GRACE](#)).

¹ Ver apartado 2.7 “La paradoja de la placa de Bouguer”, de este Informe.

Aunque las observaciones desde satélite puedan proporcionar información del contenido de agua **a escala global** con mejor precisión y fiabilidad que técnicas hidrológicas sobre el terreno, no proporcionan datos útiles a escala local: los acuíferos de menores dimensiones no pueden ser investigados con los datos de GRACE. Sin embargo, este tipo de hallazgos ha llevado a la idea de que la gravimetría puede ser utilizada para monitorizar el almacenamiento de agua subterránea en acuíferos de menor extensión. Las variaciones de gravedad debidas a efectos hidrogeológicos obtenidas en observaciones con gravímetros terrestres no corresponden a las mismas escalas de distribución de las masas de agua que se pueden observar desde el espacio. La gravedad medida por un gravímetro terrestre está fuertemente influenciada por las variaciones de masa locales, en un radio inferior a 1 km, mientras que las observaciones desde el espacio se refieren a variaciones de masas en áreas con radios de varios centenares o miles de kilómetros (Llubes et al., 2004; Hinderer et al., 2006).

El experimento GRACE también proporciona información sobre los cambios en la carga oceánica (Knudsen et al. 2001, Whar et al. 1998) (Figura 2.4), de interés para obtener información sobre la circulación de las corrientes. La presión sobre el fondo del océano se determina por la cantidad de masa sobre el mismo y es una de las causas de variación de la gravedad con el tiempo que debe ser considerada en los estudios gravimétricos.

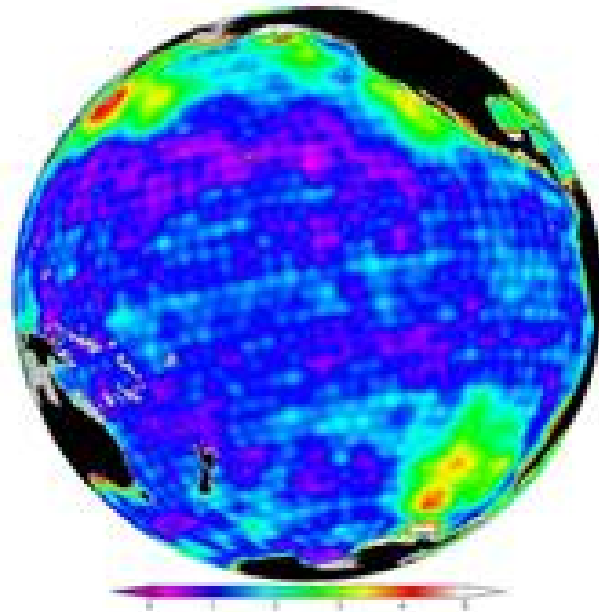


Fig. 2.4 Mapa de variación de la presión oceánica en desviaciones estándar expresadas en cm de altura del agua. El color rojo indica zonas de gran variación de altura y el azul de pequeñas. Periodo enero 2003-diciembre 2008. (Fuente: [web GRACE](#))

2.4 La Hidrogeología en los estudios de gravimetría absoluta de alta precisión

Como se ha visto anteriormente, el interés de la Hidrogeología para los estudios gravimétricos encaminados a la determinación del campo de gravedad de la Tierra surge como consecuencia de la necesidad de tener en cuenta la contribución del agua subterránea en las mediciones absolutas de gravedad, a fin de poder separar sus efectos y analizar adecuadamente los datos gravimétricos relacionados con procesos dinámicos del núcleo de la Tierra, u otras variaciones debidas a señales de origen oceánico o atmosférico con duración de minutos (p.e. durante tormentas o grandes lluvias) o de variaciones debidas a efectos estacionales.

Un ejemplo de este tipo de estudios son los emprendidos por el Proyecto European Global Geodynamics (GCP, 2000-2004) ([Creutzfeldt, 2010b](#)), con estaciones de medición absoluta utilizando gravímetros superconductores (SG) en Estrasburgo, Moxa y Viena. En estos estudios se registra la variación de la gravedad de forma continua ([Goodkind, 1999](#)), y hay que tener en cuenta la influencia en la variación de la gravedad de las precipitaciones locales, la humedad del suelo, el nivel freático del agua, etc., para lo que se requiere realizar trabajos hidrogeológicos de detalle, incluyendo la zona no saturada, que permitan monitorizar la variación de parámetros con gran precisión espacial y temporal ([Bower y Courtier, 1998](#); [Kroner, 2001](#); [Takemoto et al., 2002](#); [Abe et al., 2006](#); [Harnisch y Harnisch, 2006](#); [Imanishi et al., 2006](#); [Van Camp et al., 2006](#); [Lambert y Beaumont 1977](#); [Mäkinen y Tattari 1988](#); [Van Camp, 2005](#)). Es decir, la corrección de las variaciones residuales de los gravímetros SG debidas a efectos hidrogeológicos locales sólo puede efectuarse mediante modelos locales detallados obtenidos a través de prospecciones con métodos geológicos y geofísicos, lo que permite calcular el efecto gravífico inducido por los cambios en las masas de agua. Estas estaciones gravimétricas no han sido diseñadas para estudios hidrogeológicos, sino geodinámicos (determinaciones de la estructura de la Tierra), por lo que no son susceptibles de utilización para estudios hidrogeológicos ([Hinderer y Crossley, 2000](#)).

El interés se trata, en definitiva, en limpiar la señal de gravedad, para lo que hace falta estudios hidrogeológicos muy detallados, que es justamente lo contrario de lo que se pretende en el presente Proyecto: usar las mediciones de gravedad para suplir esos estudios detallados. A esta misma conclusión llegan [Crossley y Hinderer 2005](#), y [Van Camp et al. 2006](#).

Diversos estudios ([Hasan et al., 2008](#); [Van Camp et al., 2006](#); [Hokkanen et al., 2006](#); [Naujoks et al., 2008](#); [Kazama y Okubo, 2009](#)) han puesto de manifiesto que las variaciones más significativas que afectan a las mediciones gravimétricas son las debidas a la hidrología local en un radio de 50-150 m del gravímetro, aunque el volumen de influencia es difícil de definir con exactitud, ya que depende de las masas de agua en cada caso. Suponiendo que se hayan suprimido las variaciones de gravedad debidas a otros efectos (y asumiendo que son despreciables las debidas a procesos en el núcleo y manto terrestre, o a efectos postglaciales), los residuos de gravedad serán debidos a variaciones de masa de agua, habiéndose llegado a la conclusión ([Creutzfeldt et al., 2008](#)) de que entre el 52 % y el 80 % de los efectos gravimétricos de origen hidrogeológico se generan en un radio de unos 50 m entorno del gravímetro, y el 90 % de la señal proviene de un área con un radio de unos 1000 m. Por esta razón, en este tipo de estudios no se tienen en cuenta los efectos de gran escala (zonas a mayor distancia) ([Creutzfeldt et al., 2010a](#); [Llubes et](#)

al., 2004; Weise et al., 2009), además de por la incertidumbre que se plantea para su cálculo a causa de la dificultad de su modelación (Werth et al., 2009), en la que se ha podido comprobar que los resultados obtenidos (evaluación del efecto del agua a esa escala) son del mismo orden de magnitud que las diferencias obtenidas con diferentes modelos (Neumeyer et al., 2008; Wziontek et al., 2009). En cualquier caso, la identificación del origen de la señal medida por el gravímetro no es posible, debido al problema de la equivalencia, que no puede resolverse sin ambigüedad incluso con información adicional, lo que significa una alta incertidumbre cuantitativa (Pool, 2008; Creutzfeldt et al., 2010a).

2.5 Modelado gravimétrico

La atracción gravitatoria que una masa **dm** ejerce sobre un punto de observación P situado a una distancia **r**, viene dada por la ley de Newton:

$$dg(P) = K \frac{dm}{r^2}$$

siendo **K** la constante de gravitación universal. En gravimetría se considera la componente vertical de la gravedad. Se denomina “anomalía” a la gravedad que ejerce una masa **dm** sobre la superficie terrestre, porque es un valor que se superpone y distorsiona el valor “normal” de la gravedad teórica de la Tierra, considerada de densidad homogénea, y de valor medio 980 Gal (cm/s²).

La anomalía que produce una masa **M** depende por lo tanto de las distancias **r** al punto de cálculo de los elementos **dm** en que pueda subdividirse, lo que a su vez depende de la forma volumétrica que adopte dicha masa. Así, un cuerpo con densidad 1 g/cm³ y un volumen de 45000 m³, si tuviera forma esférica (radio de 22.5 m) cuyo centro se encontrara a 50 m de profundidad, produce una anomalía máxima de 0.125 mGal en un punto situado en la vertical de su centro de gravedad, siendo la anomalía inferior a 0.01 mGal a una distancia mayor de 100 m de la vertical (Figura 2.5). Si la misma masa adoptara forma prismática de 300 de longitud (en sentido perpendicular al perfil), 15 m de anchura y 10 m de potencia, situada a la misma profundidad que el centro de la esfera, sólo daría lugar a un máximo de 0.04 mGal.

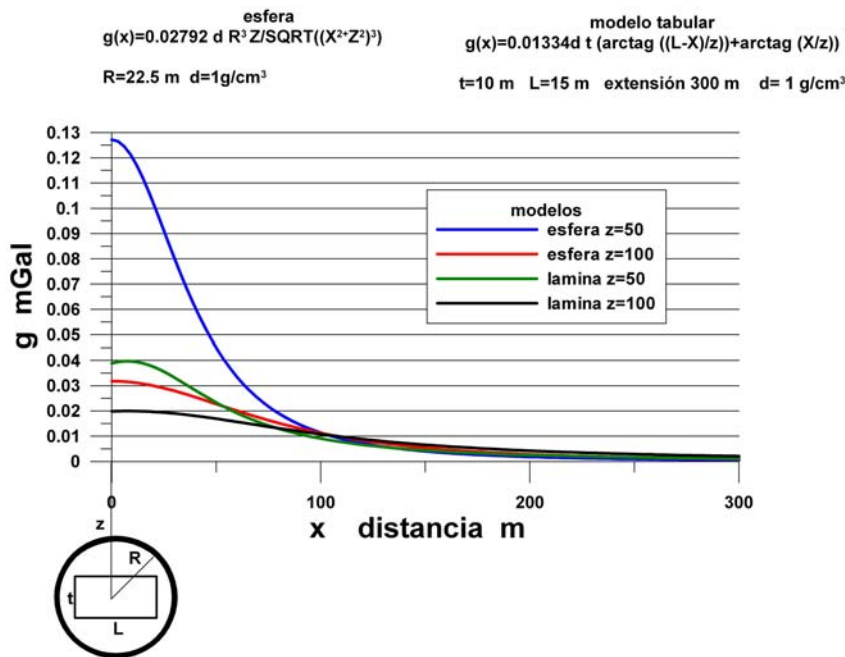


Fig. 2.5 Ejemplo de anomalías gravimétricas producidas por la misma masa según la forma que tenga. Las dimensiones de la esfera y del modelo tabular no están a escala, son meramente indicativas.

Sin embargo, para la masa esférica el máximo solo se produce en un perfil que pase por la vertical del centro de gravedad de la esfera, mientras que para la forma tabular se produce para cualquier perfil ortogonal a la dirección del cuerpo. Si estas mismas masas se sitúan al doble de profundidad las anomalías máximas se reducen a 0.032 mGal (esfera) y 0.02 mGal (lámina). Para el estudio de anomalías gravimétricas es por lo tanto fundamental conocer la forma y profundidad de la masa anómala.

La obtención de la anomalía a partir del conocimiento de la masa o modelado directo, encuentra su mayor utilidad en la planificación de campañas de gravimetría, ya que, establecida una hipótesis sobre el objetivo a localizar pueden definirse los parámetros más adecuados para ello (precisión requerida, distancia entre mediciones, correcciones, etc.). El problema inverso, o deducción de la geometría y profundidad de las masas a partir de la medición de una anomalía es un problema intrínsecamente indeterminado por la naturaleza de la ley que rige el fenómeno, ya que hay infinitas combinaciones de masas y distancias capaces de proporcionar el mismo valor de anomalía. Para su resolución se precisa de una hipótesis previa, razonada en función de condicionantes geológicos, permitiendo la inversión comprobar su posible validez.

En el caso contemplado en este Proyecto las anomalías de gravedad buscadas son el resultado de la integración de las producidas por almacenes de agua situados en diferentes localizaciones entorno de la estación de medida.

En los estudios de influencia de la hidrogeología local sobre gravímetros superconductores ([Creutzfeldt et al., 2008](#)), para calcular el efecto gravimétrico de las masas de agua existentes entorno del gravímetro se ha utilizado un modelo formado por un prisma de base cuadrada de 4 km de lado centrado en la estación gravimétrica; la superficie superior está formada por el modelo digital del terreno, discretizando el espacio en malla regular y asignando a cada celda un determinado contenido en agua proporcionado por estudios hidrogeológicos. Para cada elemento se ha calculado su efecto de gravedad utilizando la ecuación del punto denso (toda la masa concentrada en un punto) ([MacMillan, 1958](#); [Leirião et al., 2009](#)), sumando el efecto producido por cada elemento. De esta forma puede evaluarse una solución compatible con las mediciones, aunque es evidente que las mediciones de los gravímetros caracterizan el sistema hidrológico como una unidad, siendo imposible definir la estructura interna del modelo o el valor de los parámetros de cada celda, ya que existen muchas (teóricamente, infinitas) soluciones con el mismo resultado. A este problema de ambigüedad de la solución se añade que el volumen de afectación puede cambiar con el tiempo ([Creutzfeldt et al., 2010a](#); [Creutzfeldt et al., 2008](#)). La evaluación de un factor de conversión del efecto gravimétrico en contenido en agua no resulta por lo tanto realista.

2.6 Gravímetros

Para la medición de la gravedad pueden utilizarse gravímetros denominados absolutos, que determinan directamente el valor de la gravedad en un punto, o gravímetros relativos, que permiten medir la diferencia de gravedad entre dos puntos.

Los gravímetros absolutos se basan en la velocidad de la caída de una masa en el vacío. Los de tipo superconductor SG tienen resolución temporal de 1 s y precisión de 0.1 μGal . Sin embargo, suponen un alto costo de operación, ya que necesitan para su utilización de una buena infraestructura y deben ser operados en una estación fija, aunque se han realizado algunos intentos de utilizarlos como gravímetros móviles en el campo (Wilson et al., 2007, 2012). La nueva generación de gravímetros superconductores (*iGrav*TM) podrán en un futuro mejorar sus prestaciones de movilidad, baja deriva y facilidad de uso (GWR, 2009). Así mismo, es probable que los avances realizados en interferometría atómica permitan construir gravímetros absolutos más transportables (de Angelis et al., 2009; Peters et al., 2001).

Otros gravímetros absolutos, como el FG5 y el A10 (Micro-g LaCoste) son estables en lo concerniente a deriva temporal, y tienen la ventaja de su mejor movilidad. Su precisión (de 10 μGal para el A10) y resolución temporal es inferior a los superconductores (Schmerge y Francis, 2006), habiéndose ya utilizado en trabajos de investigación hidrogeológica (Jacob et al., 2008, 2009).

Los gravímetros de mediciones relativas, basados en sistemas de muelle, son plenamente transportables, utilizándose en campañas de cartografía de la variación espacial de la gravedad. Uno de los más utilizados es el CG5 de Scintrex (Scintrex, 2010), basado en el sistema de muelle astático de LaCoste&Romberg, con resolución de 1 μGal . La baja deriva del gravímetro Scintrex CG5, así como la del LaCoste&Romberg modelo D, permite medir diferencias de gravedad entre estaciones en una región amplia con precisiones del orden de 5-10 μGal (Jousset et al., 1995). Recientemente está disponible el gravímetro gPhone, también de la casa Scintrex-La Coste, con resolución de 0.1 μGal y precisión de 1 μGal . En general, estos gravímetros permiten apreciar variaciones de 10 a 15 μGal , aunque en circunstancias muy especiales y con un elevado costo de operación se han efectuado campañas con mayor precisión (Brady et al., 2008; Chapman et al., 2008; Gettings et al., 2008; Pool, 2008; Naujoks et al., 2008). También se propone hacer campañas combinadas utilizando la portabilidad de los gravímetros relativos, como el CG5, con los absolutos, como el A10, permitiendo obtener precisiones de $\pm 5 \mu\text{Gal}$, con tiempos de lectura de unos 30 minutos (micro-g LaCoste).

2.7 La paradoja de la placa de Bouguer

Cabe en este capítulo llamar la atención sobre un uso frecuentemente encontrado en la literatura gravi-hidrogeológica, afirmando que una capa de agua, con densidad 1 g/cm^3 , y de 1 m de altura produce una anomalía de gravedad de $42 \text{ } \mu\text{Gal}$, utilizando esta cifra indiscriminadamente: por ejemplo, deduciendo que una variación de gravedad de $7 \text{ } \mu\text{Gal}$ significa la existencia de una capa de agua de 16 cm, aunque dicha gravedad se haya medido desde un satélite a 500 km de altura; o que una variación de $15 \text{ } \mu\text{Gal}$ medida sobre la superficie puede ser interpretada como una elevación de 36 cm en el nivel freático, aunque este se encuentre a 200 m de profundidad y se trate de una observación puntual [Se omiten expresamente las referencias a estos ejemplos, ya que no es nuestra intención poner en entredicho el trabajo de ningún autor, sino poner de manifiesto una práctica que puede dar lugar a interpretaciones inexactas].

Este valor de $42 \text{ } \mu\text{Gal}$ es el teóricamente producido por una placa horizontal infinita, o lámina de Bouguer, dado por la ecuación $2\pi K d t = 0.0419 d h \text{ mGal}$, siendo d la densidad en g/cm^3 y t la altura de la placa en m, **cuando se mide directamente encima de la placa ($z=0$)**, por lo que debe ser usado con precaución.

La deducción de esta ecuación proviene de dos modelos diferentes: el cilindro vertical y la lámina horizontal (Telford et. al, 1976):

1/ cilindro vertical

El valor de anomalía máxima, para un punto situado en el eje del cilindro ($x=0$), viene dado por la expresión

$$G_0 = 2 \pi K d [L + \sqrt{(z^2 + R^2)} - \sqrt{((z+L)^2 + R^2)}]$$

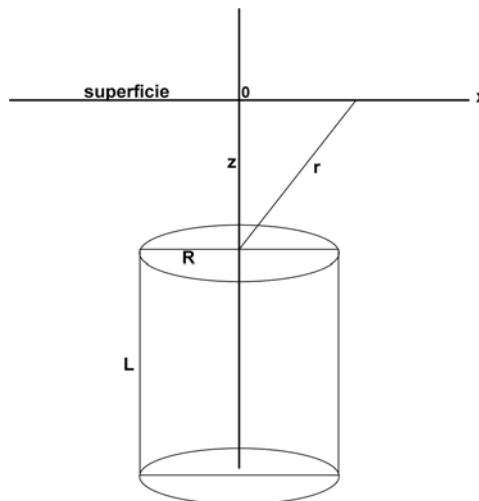


Fig. 2.6 Modelo de cilindro vertical

L: altura del cilindro; R: radio; z: profundidad de la base superior; d: densidad; K: constante de gravitación universal, igual a 0.0066732 para unidades de longitud en m y resultado en mGal.

Si en esta expresión se hace $R=\infty$, se obtiene $G_0=2 \pi K d L = 0.0419 d L \text{ mGal}$, cantidad matemáticamente independiente de la profundidad z , lo que no tiene significado físico, ya que va contra el significado más

elemental de la ley de atracción de masas. De esta ecuación también puede decirse que el valor de G no depende de x, y que por lo tanto es válido para cualquier punto de observación, lo que es claramente falso porque para su deducción se ha hecho la hipótesis de que x=0. Evidentemente, desde un punto de vista matemático, si el radio es infinito, no hay centro del cilindro.

En realidad, para que esta ecuación tenga significado físico, habría que deducirla haciendo previamente otra hipótesis: que z=0. Entonces queda de la forma

$$G_0 = 2 \pi K d [L + R - \sqrt{L^2 + R^2}]$$

que para $R = \infty$ es igualmente $G_0 = 2\pi K d L$, pero queda más claro que su uso está restringiendo para medidas sobre el eje y directamente sobre la superficie del cilindro ($x=0, z=0$).

Para puntos fuera del eje la ecuación de la anomalía de un cilindro vertical viene dada en función de polinomios de Legendre, por

$$G(r, \Theta) = 2 \pi K d R [(R/2r) - (R/2r)^3 P_2(\cos \Theta) + \dots] \quad \text{para } L \gg z > R$$

y

$$G(r, \Theta) = 2 \pi K d R [1 - (r/R) P_1(\cos \Theta) + \frac{1}{2} (r/R)^2 P_2(\cos \Theta) - \dots] \quad \text{para } L \gg z < R$$

con $r^2 = x^2 + z^2$ y $\tan \Theta = x/z$. De estas ecuaciones no es posible sacar una conclusión semejante a la deducida para $z=0$ y $R = \infty$, poniendo de manifiesto la particularidad de la expresión $G = 2\pi K d L$, que no puede sacarse de su contexto deductivo y significado físico.

2/ lámina horizontal

Su anomalía en función de la distancia x al borde de la placa viene dada por la expresión

$$G = 2 K t d (\tan^{-1}((L-x)/z) + \tan^{-1}(x/z)), \text{ válida para } t < z$$

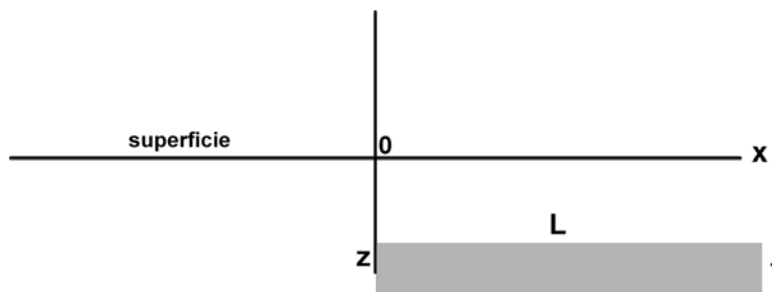


Fig. 2.7 Modelo de lámina horizontal

Siendo L la longitud, t la potencia y z la profundidad hasta el centro de la lámina. La extensión de la lámina en sentido vertical al papel es indefinida.

Si $z \ll L$, la anomalía puede alcanzar un valor $G_{max} \rightarrow 2\pi K d t$. Si además se hace que $L \rightarrow \infty$, la expresión matemática puede ponerse como

$$G = 2 K d t (\pi/2 + \tan^{-1}(x/z))$$

En esta ecuación, si $x \rightarrow \infty$ $G \rightarrow 2\pi K d t$, y si $x \rightarrow -\infty$ $G \rightarrow 0$, por lo que el valor máximo entre asíntotas es $2\pi K d t$.

Para $x = 0$ $G = K d t$, siendo la tangente igual a $dG/dx = 2 K d t / z$, y por lo tanto, dependiente de z .

De este planteamiento se deduce que el valor $2\pi K d t$ es el máximo entre asíntotas, así como que de una observación puntual no puede deducirse que se está midiendo dicho valor máximo, ya que la distancia entre valores asíntóticos depende de la profundidad z . Desafortunadamente, la expresión más divulgada de esta anomalía es la deducida a partir del cilindro, en donde pueden resultar menos evidentes sus limitaciones.

Por otra parte, el agua subterránea no se presenta en "placas" de agua bruta, sino en una matriz porosa, por lo que no pueden utilizarse los valores de densidad del agua, sino los de la porosidad de la roca que la contiene. Así, la mencionada capa de 1 m de agua equivaldría a una capa de 10 m de potencia con un 10 % de porosidad, o de 33 m de potencia con el 3 %, siendo entonces la densidad igual a $0.1 \cdot 0.03 \text{ g/cm}^3$ respectivamente, en vez de 1 g/cm^3 . Las observaciones raramente estarán realizadas sobre la superficie de dicha capa ($z=0$), ni en condiciones en que midan el valor asíntótico máximo, por lo que un uso no adecuado de la anomalía de la placa de Bouguer puede llegar a conclusiones bastante apartadas de la realidad hidrogeológica.

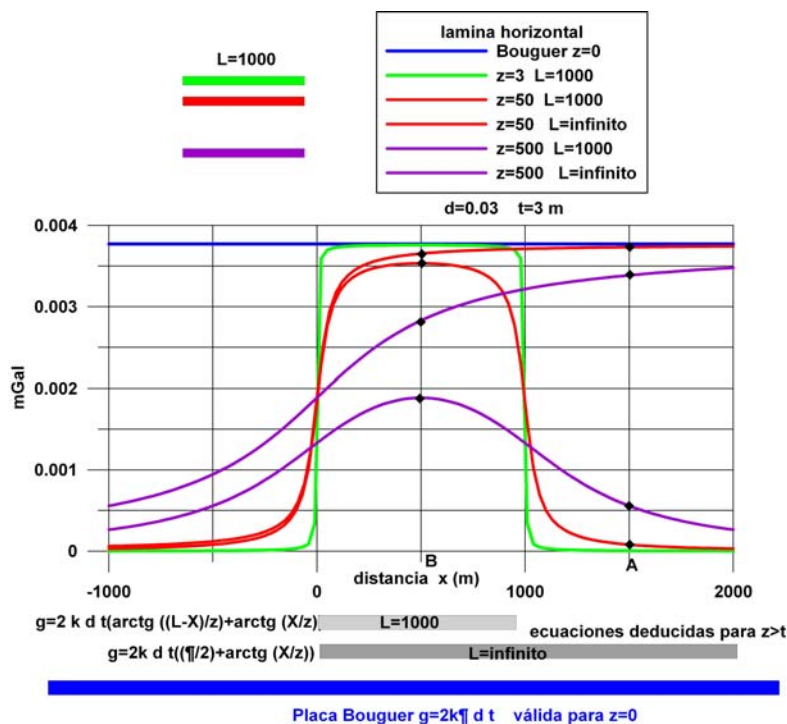


Fig. 2.8 Anomalía de gravedad producida por una placa horizontal

En la Figura 2.8 se representan las anomalías para una lámina horizontal de 1000 m de anchura, con el 3% de porosidad y 3 m de potencia, situada a diferentes profundidades. A 3 m de profundidad la anomalía tiene fuerte pendiente (línea en color verde), alcanzado el valor máximo (del orden del dado por la placa de Bouguer) de 3.7 μ Gal. Si la profundidad fuera de 50 m, este valor se reduce a 3.5 μ Gal (línea en color rojo), pasando a 1.8 μ Gal cuando la profundidad es de 500 m (línea en color malva). Haciendo la longitud infinita (mucho mayor que la profundidad), tanto la lámina situada a 50 m como la situada a 500 m de profundidad tienden asintóticamente al valor máximo de 3.7 μ Gal; sin embargo, el valor medido depende de la posición del punto de observación, cómo se indica en las posiciones A y B de la figura.

En la utilización de las ecuaciones matemáticas deducidas para modelizar fenómenos físicos hay que tener siempre en cuenta las hipótesis realizadas en su cálculo, así como su significado físico. Lo que ocurre en gravimetría con el uso de la ecuación de la anomalía de la lámina de Bouguer no es más que la consecuencia de no tener en cuenta una paradoja matemática, que también puede producirse en otros campos de la geofísica. Así, la ley de Ohm establece que $V=I R$, y matemáticamente puede ponerse $R=V/I$, de lo que se “deduce” que la variación de intensidad de corriente modifica la resistencia de un circuito, barbaridad física que olvida tanto cómo se ha deducido la ley, como el significado de la resistencia, que es un parámetro que sólo depende del material (resistividad) y forma (sección y longitud). Lo mismo ocurre en sísmica, donde la expresión $L=V f$ que permite calcular la longitud de onda para una velocidad y frecuencia determinadas, puede matemáticamente ponerse $V=L/f$, “deduciéndose” que la velocidad puede modificarse variando la frecuencia de excitación, siendo como es una propiedad intrínseca de las rocas que sólo depende de su naturaleza, porosidad y fluidos.

3. MICROGRAVIMETRÍA 4D EN HIDROGEOLOGÍA

El objetivo de la gravimetría 4D en hidrogeología es comparar los valores de gravedad observados en dos tiempos o épocas diferentes t_1 y t_2 , entre los cuales se suponga que se ha podido producir una variación en la distribución de las masas de agua en el entorno próximo del gravímetro.

3.1 Medidas con gravímetros absolutos

El valor de la gravedad observada con un gravímetro absoluto **Gobab** en un instante t_1 es debido a la acción gravífica de todas las masas que afectan al gravímetro en ese instante, de tal forma que:

$$\text{Gobab} = L \pm \text{CLS} \pm \text{CCO} \pm \text{CPA} \pm \text{CRH} \pm \text{CMP}$$

L es la lectura del gravímetro en mGal en valor absoluto (980000.000 mGal), con precisión que depende del tipo de gravímetro (0.0001 mGal en los superconductores, 0.001 mGal en los de caída libre). Sobre ella hay que efectuar una serie de correcciones, obtenidas mediante cálculo para las coordenadas (X,Y,Z) del punto de medición y para el instante o tiempo de observación t_1 . Los cálculos se basan en modelos matemáticos del fenómeno considerado y en observaciones de otros parámetros (presión, temperatura, pluviometría, etc.). Estas correcciones, que serán descritas en mayor detalle en el capítulo 4. **Correcciones externas a efectuar a las medidas en gravimetría relativa** de este Informe, son:

- **CLS**: corrección de marea o Luni-Solar, con valor máximo del orden de 0.200 mGal y precisión de ± 0.002 mGal según el algoritmo de cálculo utilizado.
- **CCO**: corrección de carga oceánica, que en zonas próximas a la costa atlántica puede alcanzar valores del orden de 0.015 mGal ± 0.003 mGal según el modelo y forma de cálculo.
- **CPA**: corrección de presión atmosférica, con valor máximo del orden de 0.004 mGal durante tormentas atmosféricas, y gradiente de 0.00034 mGal/hPa.
- **CRH**: corrección regional hidráulica, con valor del orden de 0.002 mGal ± 0.0005 mGal, según el modelo utilizado.
- **CMP**: corrección por movimiento polar.

La diferencia entre observaciones efectuadas en diferentes momentos t_1 y t_2 se deberá a los cambios de gravedad originados por variaciones no consideradas en las correcciones, y que son el objetivo de las observaciones. En aplicaciones hidrogeológicas, esta variación se atribuye a la redistribución de masas de agua en un entorno próximo del gravímetro. Si el objetivo fuera el estudio de variaciones de masa de otro origen (movimientos de masa en el interior de la Tierra por erupciones volcánicas, terremotos, inyección de fluidos, etc.), se precisaría de la información necesaria sobre la distribución de agua local (obtenida mediante estudios hidrogeológicos de detalle), a fin de añadir esta corrección a las observaciones.

Debido a la imprecisión de los cálculos de las correcciones, consideramos que no es realista pensar que cada observación tenga un error intrínseco mejor de 0.005 mGal, y por lo tanto su diferencia no puede establecerse con mejor precisión de 0.010 mGal, a lo que hay que añadir la propia imprecisión metrológica. La determinación de la distribución espacial de las variaciones de masa hay que efectuarla disponiendo de varias estaciones fijas de gravimetría absoluta distribuidas por la zona que quiere estudiarse, ya que estos gravímetros no ofrecen una movilidad adecuada para prospecciones espaciales.

3.2 Medidas con gravímetros relativos

El valor de la gravedad observada con un gravímetro relativo viene dado por la suma de los siguientes términos:

$$\text{Gobrel} = B + k (L_b - L_e) \pm \Delta D \pm \Delta \text{CLS} \pm \Delta \text{CCO} \pm \Delta \text{CPA} \pm \Delta \text{CRH} \pm \Delta \text{CMP}$$

B: valor de gravedad fijo, absoluto o arbitrario, asignado a una estación de referencia o Base.

k: constante de calibración de gravímetro (conversión de unidades de elongación de un muelle en unidades gravimétricas).

L_b: lectura del gravímetro en la base en el instante **t_b**, sin significado gravimétrico.

L_e: lectura del gravímetro en la estación **e** en el instante **t_e**, posterior a **t_b**, sin significado gravimétrico.

k (L_b-L_e): diferencia de gravedad entre base y estación referidas a los tiempos **t_b** y **t_e**

La operativa de trabajo con estos instrumentos consiste en realizar una lectura en la base, continuar midiendo en las estaciones de la zona, y volver a leer en la base al cabo de unas pocas horas, lo que se denomina programa de lecturas. A fin de poder reducir las diferencias medidas en cada estación a un tiempo común, **t_b**, es preciso corregirla de las variaciones de gravedad que hayan tenido lugar entre el instante **t_b** y **t_e**:

- **ΔD**: corrección por la deriva del gravímetro entre los tiempos **t_b** y **t_e**, calculada por repetición de las lecturas en la Base en un tiempo **t_{bf}** posterior a **t_e**.
- **ΔCLS**: diferencia de corrección Luni-Solar entre tiempos **t_b** y **t_e** y las posiciones de la base y estación.

La diferencia de lecturas multiplicada por la constante del gravímetro y corregida de la deriva y efecto Luni-Solar proporciona la diferencia de gravedad entre la base y la estación con suficiente precisión para gravimetría ordinaria. Para estudios de microgravimetría es además necesario corregir esta diferencia de las variaciones de gravedad entre los tiempos de lectura en base y estación debidas a:

- **ΔCCO**: diferencia de corrección de caga oceánica entre las posiciones y los tiempos **t_b** y **t_e** en la Base y en la estación. Para intervalos cortos (unas horas) la variación de esta corrección puede en ocasiones considerarse lineal, por lo que si no se efectúa, quedaría incorporada en el cálculo de la deriva del gravímetro.

- ΔCPA : diferencia de corrección por variación de la presión atmosférica entre los tiempos **tb** y **te** en la Base y en la estación, equivalente a 0.00034 mGal/hPa. Para intervalos cortos (unas horas) la variación debida a los cambios climáticos es normalmente despreciable, por lo que puede obviarse esta corrección. Si su variación es lineal con el tiempo, podría incorporarse a la deriva.
- ΔCRH : diferencia de corrección regional hidráulica entre las posiciones y los tiempos **tb** y **te** en la Base y en la estación. Por su naturaleza, es la misma para Base y para la estación, considerando distancias entre ambas inferiores a los 25 km (paso de malla del modelo de cálculo).
- ΔCMP : variación de corrección por movimiento polar, despreciable para las diferencias de tiempo contempladas.

En la consideración de que el error intrínseco en la determinación de todas estas correcciones externas es de 0.005 mGal, al operar con sus diferencias el error pasa a ser de 0.01 mGal, al que hay que añadir en este caso el metrológico (lecturas y cálculo de deriva).

Por lo tanto, la gravedad observada puede calcularse por:

$$\text{Gobrel} = B + k(Lb - Le) \pm \Delta D \pm \Delta CLS \pm \Delta CCO \pm \Delta CPA$$

aunque el término de presión puede quedar englobado generalmente en la deriva. El valor **Gobrel** se le denomina “anomalía” (diferencia de gravedad entre Base y estación).

A diferencia de la gravimetría absoluta, en gravimetría relativa no es preciso conocer el valor de la corrección, sino su variación en el intervalo de tiempo **tb-te**, lo que en principio elimina el posible error por imprecisión de los modelos y cálculos efectuados para su evaluación, siempre que estos presenten diferencias constantes de valor y no de tendencias, no siendo además necesario considerar las variaciones externas que sean iguales para ambos tiempos.

Para el tipo de aplicaciones contemplado en este Proyecto, se considera que en el intervalo de tiempo de observación de un grupo de estaciones (campañas de unos 15-20 días) no hay variación de gravedad por movimientos de masa locales, ni en la Base ni en las estaciones, por lo que la gravedad observada, al ser una diferencia, se puede referir al periodo de las observaciones, o tiempo **t1**. Si la variación de la gravedad quiere conocerse en periodos de tiempo inferiores a la duración de una campaña de mediciones, se trata de un tema de monitorización, cuya única alternativa al procedimiento descrito es medir continuamente la gravedad simultáneamente en todas las estaciones, lo que se sale de las posibilidades prácticas de un estudio real.

Al efectuar la comparación entre las anomalías medidas en la misma estación en dos periodos **t1** y **t2**, su diferencia será debida a las variaciones de distribución de masa locales entre dichos periodos. Es sin embargo imprescindible que en la Base no se produzcan variaciones por este efecto local entre ambos

periodos de medida, o que dicho cambio esté controlado, ya que esta situación distorsionaría las diferencias calculadas entre ambos periodos.

Para estudios 4D no es necesario efectuar el cálculo de la Anomalía de Bouguer en las estaciones medidas, y operar con su diferencia entre los periodos **t1** y **t2** para deducir la posible modificación de masas, ya que dicha anomalía viene dada por la relación:

$$AB1 = G_{teor} - G_{brel}$$

Siendo **G_{teor}** (gravedad teórica) la misma en ambos periodos, por lo que la diferencia es la de la **G_{brel}**. Por otra parte, el error incorporado en el cálculo de la gravedad teórica, sobre todo el debido a la corrección topográfica, es muy superior al valor de la anomalía buscada.

El cambio de presión debido a la diferencia de cotas entre la Base y la estación es del orden de 0.000034 mGal/m. Aunque esta variación de gravedad puede ser importante en caso de grandes desniveles, será la misma en el tiempo de observación **t1** y **t2**, por lo que la diferencia de observaciones la anula y no es necesario tenerlo en cuenta. En gravimetría ordinaria tampoco se suele considerar esta variación, ya que aunque suponga 0.03 mGal para 1000 m de desnivel, la imprecisión de la corrección de relieve en estos casos es superior a ese orden de magnitud.

4. CORRECCIONES EXTERNAS A EFECTUAR A LAS MEDIDAS EN GRAVIMETRÍA RELATIVA

La gravedad en un punto de la Tierra es la resultante de la atracción de las masas de varios orígenes:

- el efecto de las masas sólidas estáticas de la Tierra, invariable con el tiempo.
- el efecto de la atracción Luni-Solar sobre las masas sólidas o de **marea (Solid Earth tides)**.
- el efecto derivado de la atracción Luni-Solar sobre las masas líquidas de la Tierra o fenómeno de la **carga oceánica (Tidal oceanic loading effects)**.
- el efecto gravífico debido a la variación del nivel de la superficie libre del agua del mar o de los lagos por atracción Luni-Solar (**sea level changes**).
- el efecto de las masas de la atmósfera o de la **presión atmosférica (Atmospheric pressure loading)**.
- el efecto de las masas dinámicas del agua continental o **carga hidráulica (Hydrological loading)**, corrección regional hidráulica.
- el efecto del cambio del eje de giro de la Tierra o **movimiento polar (Polar motion effects)**
- el efecto de los movimientos de masas sólidas dinámicas de la Tierra (volcanes, movimientos de masa que dan lugar a sismos).
- el efecto de la variación de masas locales de agua u otros fluidos (acuíferos, inyección de fluidos)

Las correcciones tienen, evidentemente, signo contrario al efecto. Excepto el primero (masas sólidas estáticas), los demás son variables con el tiempo, siendo posible evaluar mediante cálculo los efectos debidos a marea, carga oceánica, nivel del mar, presión atmosférica, carga hidráulica y movimiento polar. Los restantes son el objeto de las mediciones.

Las mediciones de la gravedad pueden realizarse con el fin de trazar un mapa de su variación espacial (mapa de anomalías de Bouguer), o para efectuar comparaciones de medidas realizadas en tiempos distintos, o ambas cosas (variación de la anomalía espacial con el tiempo).

Las mediciones de la gravedad con gravímetros absolutos se efectúan en puntos fijos, a lo largo del tiempo, por lo que siempre es imprescindible calcular y eliminar el valor absoluto de las componentes de variación temporal en la medida de lo posible, excepto aquellas que son objeto de evaluación.

La medición con gravímetros relativos lleva implícita la medición de diferencias de la gravedad entre un punto fijo y las estaciones distribuidas espacialmente, siendo necesario efectuar además su **corrección por deriva instrumental**. Si en el tiempo transcurrido entre ambas medidas (en el punto fijo y en la estación) la variación debida a causas exteriores es nula o inferior a la precisión requerida, estas correcciones quedan automáticamente efectuadas al calcular la diferencia de mediciones o son incorporadas a la corrección de deriva. En prospección gravimétrica ordinaria la única corrección externa requerida es la del efecto de marea terrestre.

Para llevar a cabo estas correcciones, comprender su repercusión y diseñar una metodología adecuada a los objetivos, es necesario conocer en detalle la amplitud y frecuencia de todos estos fenómenos, que son, en parte, calculables mediante modelos que se aproximan más o menos a la realidad, y que serán descritos a continuación, teniendo en cuenta que lo que interesa en gravimetría relativa no es la magnitud de la corrección absoluta, sino su variación en el tiempo transcurrido entre las lecturas de apertura y cierre de programas en base.

4.1 Corrección de marea

El efecto diferencial de atracción de la Luna y del Sol (efecto Luni-Solar) tiene una variación cíclica a lo largo del día, con amplitudes pico-pico que pueden llegar a 200 μGal . Diferencial quiere decir que en un mismo punto de la Tierra la atracción del Sol y de la Luna cambia con el tiempo debido a que el movimiento de los astros va modificando la distancia entre el lugar considerado y las masas.

Para calcular la aceleración (variación de la gravedad) que la atracción del Sol, la Luna y otros planetas ejercen sobre la superficie de la Tierra se precisa conocer el denominado potencial de marea, que describe las fuerzas de atracción ejercidas por los planetas. Este potencial puede calcularse con gran precisión, basándose en la posición relativa de las masas implicadas, para evaluar el efecto de marea sobre una Tierra rígida. Sin embargo la Tierra no es homogénea ni perfectamente rígida ni esférica, por lo que aparecen unas fuerza de reacción que pueden separarse en deformaciones (marea terrestre), cambios en la orientación del eje de giro de la Tierra en el espacio (nutación y precesión), y cambios en la velocidad de giro de la Tierra (Van Camp, 2003). Se trata por lo tanto de un fenómeno global referente al equilibrio mecánico de toda la Tierra, alterado por su anisotropía y heterogeneidades locales. Cada uno de los diferentes fenómenos que intervienen en la marea tiene una diferente duración, por lo que puede hablarse de “ondas de marea”, cada una con una frecuencia diferente.

Dada la importancia que tiene esta corrección, ya que es la de mayor amplitud, se va a explicar brevemente uno de los métodos seguidos para su cálculo en un caso sencillo, a fin de ilustrar la influencia de dicho cálculo en el resultado final. Considerando tan solo un planeta (Doan y Brodsky, 2006) de masa M , ejerce una fuerza de atracción sobre una masa m situada a una distancia r sobre la superficie de la Tierra dada por

$$F = -m G M / r^2 \quad (4.1)$$

Esta fuerza no es uniforme sobre la superficie de la Tierra, debido a la diferencia de distancias r al planeta (el punto más próximo será más atraído por él), creando por lo tanto una variación heterogénea (no simétrica) de la gravedad. El potencial de marea W se define como el responsable de la aparición de esta variación de la gravedad, lo que se expresa mediante

$$g = -\nabla W$$

(∇ = operador Laplaciano o divergencia del gradiente, que expresa la variación en el espacio tridimensional a través de las segundas derivadas). Siendo PM la distancia del planeta a un punto sobre la superficie de la Tierra, y PO la distancia al centro, puede ponerse

$$g = G M (PM/PM^3 - PO/PO^3) \quad (4.2)$$

$$W = G M (1/PM - 1/PO - (OM \cos P\hat{O}M) / PO^2) \quad (4.3)$$

que puede expresarse en función del radio de la Tierra $a=OM$ y la distancia al planeta $D=PO$, usando los polinomios de Legendre P_j

$$W = G M / D \sum_{n=2}^{\infty} (a/D)^n P_n (\cos P\hat{O}M) = \sum_n W_n \quad (4.4)$$

Como a/D es muy pequeño, la suma converge rápidamente, siendo el primer término de grado 2 suficiente para el cálculo, aunque hay catálogos que llegan hasta el 6º término. Debido al movimiento de rotación de la Tierra, el ángulo $P\hat{O}M$ va cambiando, y por lo tanto el potencial W . Dicho ángulo está relacionado con la latitud λ_M y longitud Φ_M del punto de observación y del planeta λ_P y Φ_P pudiendo ponerse

$$\cos P\hat{O}M = \sin \lambda_M \sin \lambda_P + \cos \lambda_M \cos \lambda_P \cos(\Phi_M - \Phi_P) \quad (4.5)$$

Por otra parte, Φ_M varía con el tiempo, ya que la Tierra gira sobre su eje, por lo que $\Phi_M = \omega t$, siendo ω la frecuencia o pulsación del giro de la Tierra, de periodo $T = 2\pi/\omega$ de 24 horas. Los valores de λ_P y Φ_P del planeta pueden conocerse por las Efemérides (posiciones y trayectorias en función del tiempo), por lo que las ecuaciones 4.5 y 4.4 pueden calcularse fácilmente.

Por ejemplo, el potencial W_2 inducido por la Luna sería:

$$W_2 = G M/2D (a/D)^2 [3 (\sin \lambda_M \sin \lambda_P + \cos \lambda_M \cos \lambda_P \cos(\omega t - \Phi_P))^2 - 1] \quad (4.6)$$

$$\begin{aligned} W_2 = & G M a^2 / 32 D^3 [3 \cos 2\lambda_M - 1] [3 \cos 2\lambda_P - 1] + \\ & 3G M a^2 / 8 D^3 [\sin 2\lambda_M \sin 2\lambda_P \cos(\omega t - \Phi_P)] + \\ & 3G M a^2 / 32 D^3 [\cos^2 \lambda_M \cos^2 \lambda_P \cos(2\omega t - 2\Phi_P)] \end{aligned}$$

interviniendo tres frecuencias: la onda semi-diurna ωt , debida a que la atracción de marea crea dos zonas simétricas entorno a la Tierra; la onda diurna $2\omega t$, debida a que la Luna no está en el ecuador terrestre, y una constante independiente, debida a la rotación de la Tierra. De hecho, la Luna gira también entorno a la Tierra, por lo que λ_P y Φ_P varían con periodo de 28 días. Por lo tanto, el espectro de frecuencias de la ecuación 4.6 es en realidad más complicado. El factor "constante" también oscila con periodo de 14 días, dando lugar a una componente denominada M_f . El giro de la Luna alrededor de la Tierra modula también las oscilaciones de frecuencia $2\omega t$ y ωt , por lo que se induce una triplicación de la frecuencia, obteniéndose términos de la forma

$$m \cos((m\omega + n\Omega)t + \text{constante})$$

donde $m=0,1$ y 2 , y $n=-2,-1,0,1$ y 2 . Cada término se llama onda de marea (tidal wave).

Si se considera además que la órbita de la Luna no es circular (es elíptica), el ángulo entre la Luna y el plano eclíptico cambia, por lo que aun considerando un solo planeta el espectro de mareas no es simple. Existen por tanto varias frecuencias ω (ondas de marea) a tener en cuenta en la ecuación del potencial de marea, cada una con una amplitud y fase, dando lugar al denominado espectro de mareas.

El primer catálogo de mareas fue preparado por [Doodson \(1921\)](#), teniendo en cuenta sólo la Luna y el Sol y los movimientos de (Tabla 4.1):

- (1) Rotación de la Tierra (1 día)
- (2) Rotación de la Luna alrededor de la Tierra (30 días lunares)
- (3) Giro de la Tierra alrededor del Sol (1 año)

- (4) Precesión o variación de la órbita de la Luna con el tiempo, por lo que hay que tener en cuenta la posición del perigeo y sus nodos (8.847 años)
- (5) Recesión de los nodos de la Luna (18.613 años)
- (6) El cambio del perihelio debido al cambio de la órbita de la Tierra alrededor del Sol

Cada uno de estos movimientos tiene una duración, por lo que su variación es cíclica con distintas frecuencias temporales, indicadas en la Tabla 4.1:

Phenomenon	Descriptive quantity	Period	Frequency [Hz]
Earth rotation	Time angle in lunar day	1 lunar day	$f_1 = 1.1182 \times 10^{-5}$
Moon's orbit	Moon's mean longitude	30 lunar days	$f_2 = 4.2362 \times 10^{-7}$
Earth's revolution around the Sun	Sun's mean longitude	1 year	$f_3 = 3.1689 \times 10^{-8}$
Precession of Moon's perigee	Longitude of the mean perigee	8.847 years	$f_4 = 3.5817 \times 10^{-9}$
Recession of Moon's nodes	Negative longitude of the mean node	18.613 years	$f_5 = 1.7025 \times 10^{-9}$
Precession of the Earth's perihelion	Longitude of the perihelion	20940 years	$f_6 = 1.5123 \times 10^{-12}$

Tabla 4.1 Periodos de algunos de los fenómenos a considerar en las ondas de marea, considerados en el catálogo de Doodson. (fuente: Melchior, 1983; Harrison, 1985).

En la Tabla 4.2 se da un ejemplo de ondas para el catálogo de Doodson y los valores de gravedad para la latitud 50°. Como puede comprobarse, hay ondas (O₁, K₁, M₂) cuya amplitud es mucho mayor, y son las principales responsables del fenómeno de marea.

Name	Period [day]	Frequency [cpd]	Origin	Doodson Numbers	Typical Amplitude	
					Vertical Displacement [mm]	Gravity [nm/s ²]
<i>M_m</i>	27.554	0.0363	Moon	0 1 0 -1 0 0	7	23
<i>M_f</i>	13.660	0.0732	Moon	0 2 0 0 0 0	14	43
<i>Q₁</i>	1.1195	0.8933	Moon	1 -2 0 1 0 0	19	59
O₁	1.0758	0.9295	Moon	1 -1 0 0 0 0	100	309
<i>M₁</i>	1.0347	0.9665	Moon	1 0 0 1 0 0	8	44
<i>P₁</i>	1.0027	0.9973	Sun	1 1 -2 0 0 0	47	144
<i>S₁</i>	1.0000	1.000	Sun	1 0 0 -1 0 0	1	3
K₁	0.9973	1.0027	Moon+Sun	1 1 0 0 0 0	141	434
<i>J₁</i>	0.9624	1.0391	Moon	1 2 0 -1 0 0	8	24
<i>OO₁</i>	0.9294	1.0760	Moon	1 3 0 0 0 0	4	13
<i>2N₂</i>	0.5377	1.8598	Moon	2 -2 0 2 0 0	3	8
<i>N₂</i>	0.5274	1.8961	Moon	2 -1 0 1 0 0	21	64
M₂	0.5175	1.9324	Moon	2 0 0 0 0 0	108	332
<i>L₂</i>	0.5080	1.9685	Moon	2 1 0 -1 0 0	21	64
<i>S₂</i>	0.5000	2.0000	Sun	2 2 -2 0 0 0	50	154
<i>K₂</i>	0.4986	2.0056	Moon+Sun	2 2 0 0 0 0	14	42
<i>M₃</i>	0.3450	2.8986	Moon	3 0 0 0 0 0	1	4

Tabla 4.2 Ondas de marea del catálogo de Doodson y valor para una latitud de 50° (según Wilhem et al., 1997)

Varios autores han preparado diferentes catálogos de componentes, considerando otros planetas (Venus, Marte), diferentes efemérides y otros efectos, como la no esfericidad de la Tierra. Algunos de estos catálogos se recogen en la Tabla 4.3, y en la Figura 4.1 se reproduce el espectro de ondas consideradas por Hartman-Wenzel.

Authors	Waves	Bodies considered
Doodson (1921)	377	$n = 3$, Moon, Sun
Cartwright (1971,1973)	505	$n = 3$, Moon, Sun
Büllesfeld (1985)	656	$n = 4$
Tamura (1987)	1200	
Xi (1989)	3070	
Tamura (1993)	2060	Venus, Jupiter
Roosbeck (1996)	6499	Planets, $n = 5$, Earth flattening
Hartman et al. (1995)	12935	Planets, $n = 6$, Earth flattening

Tabla 4.3 Algunos de los catálogos existentes de componentes del efecto de marea (según Wihelm et al., 1997)

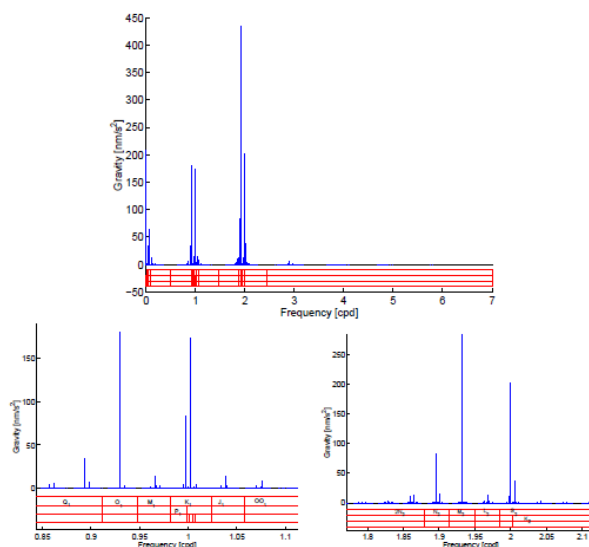


Fig. 4.1 Parte superior: Espectro de ondas de marea calculado por [Hartmann y Wenzel](#) en su catálogo de 1995. Parte inferior izquierda: detalle de las componentes diurnas. Parte inferior derecha: detalle de las componentes semi-diurnas. Destacan las ondas principales: O1, K1, N2, M2 y S2 (Fuente: [Doan y Brodsky 2006](#))

La atracción del Sol y de la Luna producen deformaciones elásticas en la Tierra cuyo efecto sobre el gravímetro hay que considerar además del debido a la atracción propiamente dicha; el efecto medio de estas deformaciones se puede tomar en cuenta mediante un factor gravimétrico δ , que depende de la latitud geográfica y de la amplitud de la atracción, lo que puede producir oscilaciones residuales de naturaleza diurna o semi-diurna. Los parámetros más importantes para estos cálculos ([Van Camp, 2003](#)) son considerar que el factor gravimétrico δ depende de la frecuencia y fase k (retraso entre la onda observada y el fenómeno astronómico) k . En el dominio de las frecuencias el factor δ es la función de transferencia entre la fuerza de marea ejercida sobre la perpendicular al elipsoide y el cambio de gravedad a lo largo de la vertical, que es la medida por los gravímetros; depende de la atracción de los astros, de la deformación de la Tierra y de la consecuente redistribución de masas en el interior de la Tierra, valiendo para un modelo perfectamente elástico $\delta=1.16$ (se considera un aumento del 16% sobre el efecto supuesto sobre una Tierra rígida) y $k=0$. Los parámetros δ y k pueden deducirse a partir de observaciones o de modelos numéricos de la fuerza de mareas para cada frecuencia.

Los algoritmos más utilizados actualmente para el cálculo de la corrección Luni-Solar son el de Berger, el de Wenzel (ETGTAB) y el de Longman-Dehant (micro-g).

1) Las correcciones según Berger tiene su propio juego de parámetros y utiliza funciones no-armónicas para calcular el potencial de marea. La rutina original de Berger es de 1969, habiendo sido posteriormente mejorada (por Harrison, Levita, Young, Agnew, Sasagawa y Gschwind), sobre todo para incorporar las efemérides más recientes. El potencial de marea se calcula en el dominio del tiempo: para cada lugar y tiempo se deducen las posiciones del Sol y de la Luna, y de ellas puede calcularse directamente el efecto de marea. Berger es lo suficientemente preciso, con error máximo de $0.5 \mu\text{Gal}$, para corregir el efecto de marea de mediciones absolutas de gravedad, aunque usa un factor de deformación $\delta = 1.1554$ y fase nula, por lo que no tiene en cuenta los efectos dependientes de la frecuencia ni la elasticidad de la Tierra.

2) El software ETGTAB (software ETERNA de [Wenzel, 1996](#)) incorpora los valores de δ y k dependientes de la frecuencia tomados de los modelos DDW o MHB2000, haciendo los cálculos por la transformada de Fourier de la expansión del potencial de marea en armónicos esféricos (suma de finitos términos de senos y cosenos, cuyos argumentos son las frecuencias de las mareas). Da lugar a un catálogo de potencial de marea, de los que hay varios disponibles difiriendo en el número de ondas y en su exactitud; el más utilizado es el de [Tamura \(1987\)](#) que contiene 1200 ondas y 0.06 μGal de exactitud (Etcpot.dat file). La diferencia entre el método de Berger y ETGTAB llega a ser hasta de 1.4 μGal en el dominio del tiempo y 0.9 μGal para el cálculo en el dominio de la frecuencia. Sin embargo, los valores de gravedad corregidos por Berger y por ETGTAB difieren menos de 0.4 μGal , debido a que Berger usa un sistema independiente de la frecuencia.

3) Otros algoritmos existentes para este cálculo a partir de consideraciones astronómicas son el debido a [Longman \(1959\)](#), utilizado por los gravímetros Scintrex, o el que propone [Dehant et al. \(1999\)](#), usado por el programa g5 de tratamiento y adquisición de datos gravimétricos absolutos de Scintrex. La ecuación de Longman utiliza un modelo perfectamente elástico ($\delta=1.16$) por lo que no tiene en cuenta oscilaciones residuales de naturaleza diurna o semi-diurna con amplitud del orden de $\pm 3 \mu\text{Gal}$ según la posición geográfica y amplitud de la atracción. La ecuación de Dehant tiene en cuenta dichas dependencias, por lo que la corrección dada por Dehant es, en valor absoluto, unos 3 μGal mayor que la de Longman, oscilando de forma periódica con $\pm 1.5 \mu\text{Gal}$, de tal forma que según la hora la diferencia entre ambos sistemas de cálculo puede ser de 1.5 o de 4.5 μGal . En la Figura 4.2 se muestra la diferencia del cálculo entre ambos algoritmos.

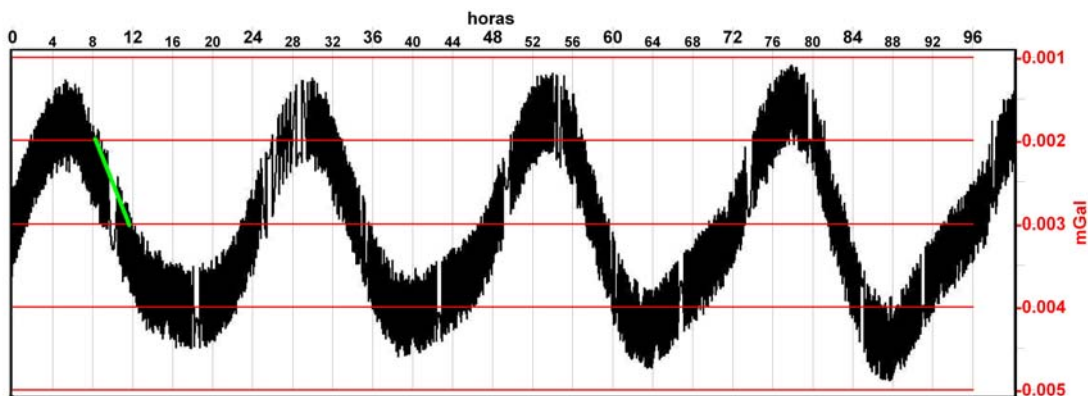


Fig. 4.2 Diferencias entre la corrección de marea calculada por el método de Longman (1959) y por el de Dehant (1999). El trazo en color verde indica la duración de un programa de 4 h. [adaptada de [Jacob, 2009](#)].

Suponiendo que la corrección de Dehant se aproximara más a la realidad, si en el gravímetro se aplica la corrección con la ecuación de Longman no se cometería ningún error si la diferencia fuera constante (p.e. 3 μGal), ya que la anomalía se obtiene restando valores de estación y base; al no ser esta diferencia constante y depender el error de la hora (Fig. 4.2), para programas de unas 4 h podría haber 1 μGal de error en las lecturas en base, que se incorporaría a la deriva, y dado que ésta se corrige en la lectura de cada estación de forma proporcional al tiempo se compensaría el error cometido en cada estación por usar Longman.

La diferencia entre el método de Berger y el de ETGTAB también tiene carácter periódico, como se indica en la Figura 4.3, con valor inferior a 1 μGal en determinados momentos, y sólo difieren del algoritmo de Longman (usado por el gravímetro Scintrex CG5) en los valores máximos y mínimos, aunque esta diferencia es también inferior a 1 μGal . (Fig. 4.4).

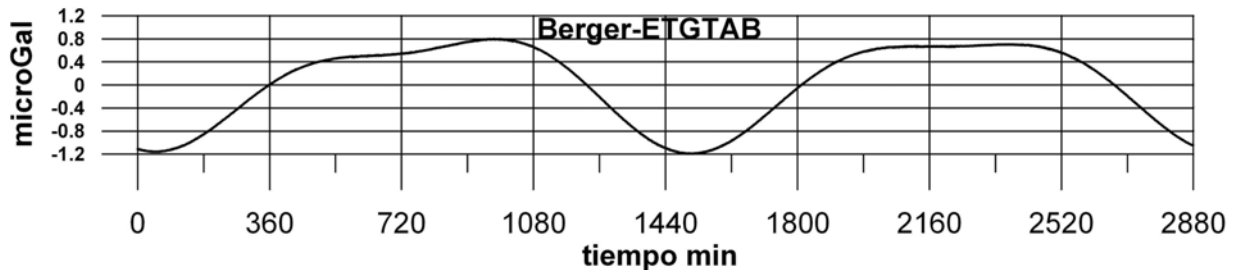


Fig. 4.3 Diferencia entre las correcciones de marea según el algoritmo de Berger y el ETGTAB, para un periodo de 48 horas (21-22 mayo 2012).

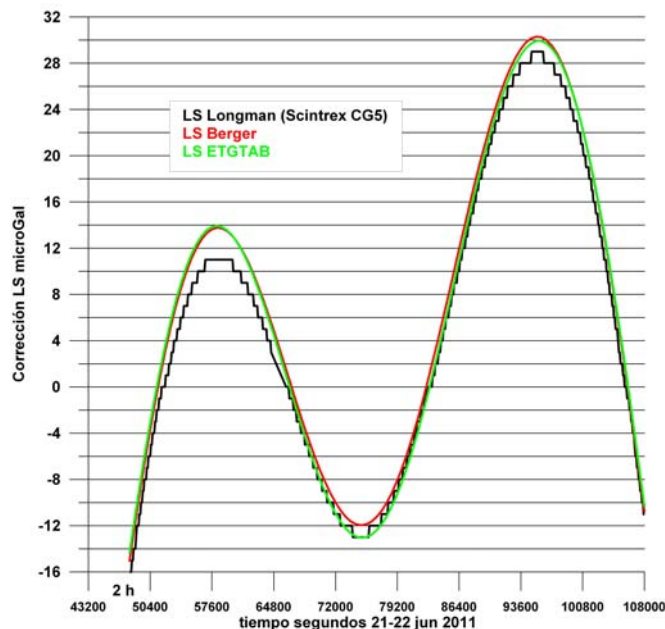


Fig. 4.4 Corrección de marea según el algoritmo de Longman (proporcionada por el gravímetro CG5 Scintrex con precisión de $\pm 1\mu\text{Gal}$) comparada con las calculadas con el método de Berger y ETGTAB, para un periodo de 18 horas.

La corrección Luni-Solar puede variar unos 40 μGal en periodos de unas cuatro horas, siendo su variación lineal con el tiempo, o puede no variar más de 10 μGal y no ser lineal en los periodos de valores máximos o mínimos, dependiendo de las horas del día en las que se realice el programa de medición.

Puesto que el gravímetro usado en este estudio utiliza los cálculos Longman, a pesar de las posibles incertidumbres de otros algoritmos y a fin de evitar una posible acumulación de errores, se tratará de usar un algoritmo que tenga en cuenta el efecto elástico terrestre, como el ETGTAB. Esta corrección se realiza en tiempo universal GMT y se precisa conocer la latitud, longitud y altura de la estación. En el gravímetro CG5 se calcula para el tiempo medio del ciclo de lectura, aplicándose al valor resultante del ciclo.

4.2 Corrección de carga oceánica

La atracción Luni-Solar produce sobre las grandes masas de agua libre una serie de fenómenos que se engloban en lo que se conoce como efecto oceánico indirecto (EOI): además de su efecto directo gravitacional, provoca sobre los océanos una deformación de las masas de agua mucho mayor que en tierra; esta deformación produce aumentos y disminuciones de presión o carga de masa sobre el fondo de los océanos, deformando la Tierra (ya que ésta se comporta como un sólido elástico para periodos de tiempo inferiores a una decena de años), y que son las responsables de efectos gravitatorios adicionales al producirse una redistribución de masas en el interior de la Tierra. Estas deformaciones pueden llegar a ser del orden de 10 cm sobre la vertical (Llubes et al., 2008). En la figura 4.5 se indican los efectos de elevación producido por las ondas M2 y O1 en junio de 1999. Por comparación, las variaciones de almacenamiento de agua a escala continental inducen deformaciones verticales del orden de 1 cm (van Dam et al., 2001a).

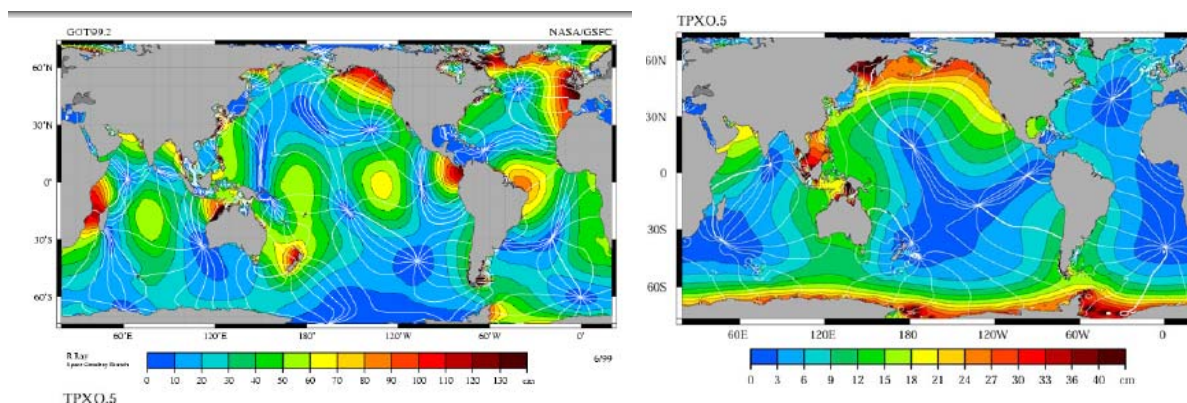


Fig. 4.5 Distribución de la amplitud de la deformación producida por la onda M2 (izquierda) y O1 (derecha) de la marea oceánica, a partir de datos TOPEX/POSEIDON. (fuente: Ray, 1999; web NASA; web CSNES; Doan y Brodsky, 2006)

La estructura de la variación espacial del EOI es compleja ya que, por una parte, depende considerablemente de las propiedades locales de la corteza terrestre y del manto superior y, por otra parte, se ve alterada por la propia dinámica del océano y las variaciones locales en la amplitud de la marea oceánica (Penna y Baker, 2002; Baker, 1991). El efecto sobre la gravedad en un punto de observación puede calcularse si se conoce un modelo global de océano que describa la variación de marea oceánica y la estructura elástica de la Tierra, con apoyo de modelos locales. Las imprecisiones en el modelo y estructura de la Tierra suponen por lo tanto un límite para la precisión de los cálculos, puesto que dicho modelo, atendiendo a su forma (esférica o elíptica), geometría (simetría, estratificación radial o lateral) y a sus propiedades (tales como la elasticidad) es sólo una aproximación a la Tierra real, por lo que el efecto de carga calculado será sólo una aproximación al efecto real. Asimismo, deben considerarse los errores provocados por los valores asignados a los parámetros involucrados, como el valor de la densidad del agua del mar (Benabent, 2011). La redistribución de la masa de agua en los océanos provocada por la atracción Luni-Solar tiene el mismo espectro de ondas (misma frecuencia) de marea que las terrestres, pero difieren en amplitud y fase. Mientras que las mareas terrestres pueden alcanzar amplitudes del orden de 200 μGal , el efecto sobre la gravedad de la carga oceánica sólo es de algunas decenas de microGales, disminuyendo rápidamente con la distancia al océano (inferior a 3 μGal para unos 400 km) (Schwidorski,

1980), alcanzando varios μGal para la componente semidiurna M_2 en Europa Occidental. Los efectos en el mar Mediterráneo son despreciables

La corrección de este efecto no puede realizarse a partir de las observaciones efectuadas con un gravímetro en un punto fijo, ya que el comportamiento de su deriva no es absolutamente regular y hay otros efectos superpuestos. En la Figura 4.6 se muestra las lecturas cada 10 minutos de un gravímetro Scintrex CG5 en un punto fijo durante 10 días, corregidas de efecto Luni-Solar; puede apreciarse que sobre la tendencia creciente debida a la deriva del instrumento, existen unas variaciones temporales, del orden de 10-15 μGal pico-pico y periodicidad diaria según la atracción Luni-Solar, ya que la Tierra se deforma al ritmo impuesto por dicha atracción.

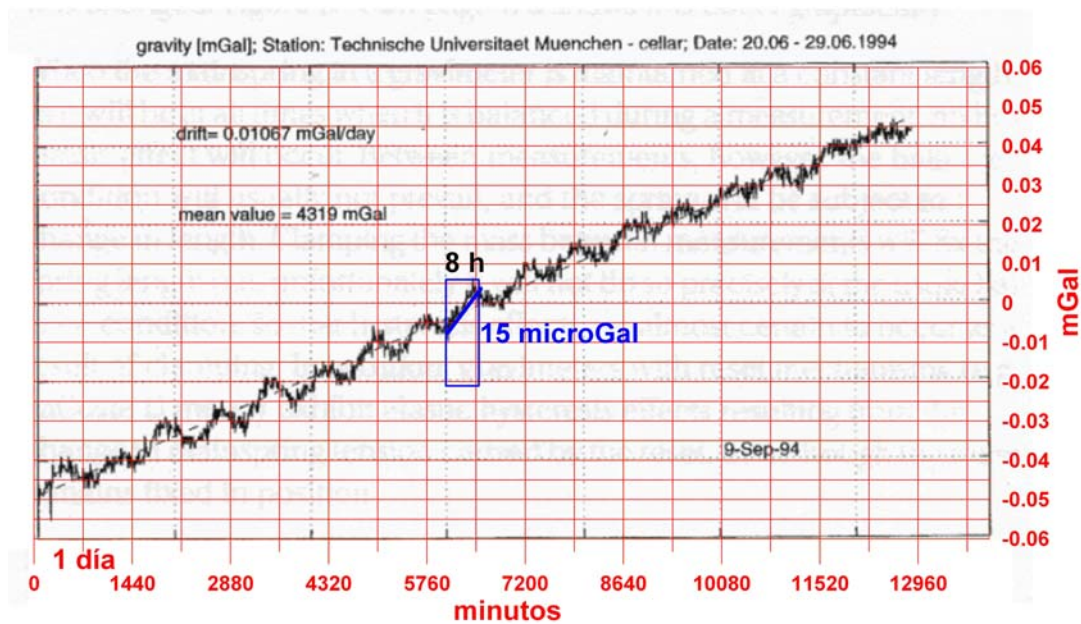


Fig. 4.6 Lecturas continuas de un gravímetro Scintrex CG5 durante diez días, corregidas de variación Luni-Solar, mostrando la variación lineal debida a la deriva junto con otros fenómenos, como la carga oceánica. (Modificada de Scintrex, 2010). Se ha señalado en azul la variación pico-pico para un periodo de 8 horas.

Actualmente, existen diversos programas para el cálculo del EOI desarrollados por diferentes autores. Aunque la mayoría están basados en la convolución de las funciones de Green con un modelo de océano que describa la variación de marea oceánica (lo que actualmente se obtiene a partir de la información dada por satélites en malla de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$), presentan diferencias significativas en la construcción de la cuadrícula de integración, la discretización en el entorno del punto estación (resolución y determinación de la distribución tierra/océano) y las técnicas de interpolación de los valores de marea oceánica de las funciones de Green de carga. En general, las discrepancias entre los diferentes programas se encuentran en el rango del 2% al 5%, aunque pueden alcanzar hasta un 10% dependiendo del punto de cálculo (Benabent, 2011).

El primer modelo de marea oceánica global fue elaborado en 1980 por Schwiderski, con una exactitud suficiente para ser utilizado en aplicaciones geofísicas, aunque no tiene modelizados algunos mares cerrados (como el Mar Mediterráneo), y no satisface la conservación de las masas de agua.

Otros modelos utilizados son la serie desarrollada en el *Center for Space Research* de la Universidad de Tejas (Austin, Texas), o serie **CSR**. Se caracteriza, principalmente, por la utilización de datos altimétricos Topex/Poseidón, y su principal inconveniente es que la cuadrícula espacial en la que se distribuyen los datos presenta a lo largo de las costas, tanto continentales como insulares, celdas establecidas como agua, con sus valores correspondientes de marea, cuando en realidad se encuentran situadas sobre tierra.

La serie de modelos **FES** (*Finite Element Solution*), desarrollada por el grupo francés “*Modélisation des Ecoulements Océaniques à Moyenne et Grande Échelle*” (*Legos y CLS Space Oceanography Division*), se caracteriza por emplear elementos finitos para la resolución de las ecuaciones hidrodinámicas. Esta técnica se basa en dividir la geometría en la que se quiere resolver el sistema de ecuaciones hidrodinámicas en elementos pequeños y de tamaño variable, que se asignan atendiendo a criterios geométricos o físicos. El sistema **FES2004** (Lyard et al., 2006) se desarrolla conjugando datos de medidas mareográficas y de altimetría por satélite en un modelo hidrodinámico que permite la predicción de la altura del mar a partir de datos batimétricos de alta resolución, con notable aumento de precisión sobre sistemas anteriores, aunque no se considera con resolución suficiente sobre plataformas y áreas costeras, ya que su resolución espacial aun no es suficiente. Este modelo proporciona los grupos de ondas (amplitud y fase) que componen el efecto de marea (Tabla 4.4), siendo las ondas semi-diurnas M2, S2 y N2 las que dominan el efecto de carga oceánica.

Ondas	M2	S2	K1	O1	N2	P1	K2	Q1	Mf	Mm	Ssa
Amplitude (μgal)	9.790	3.230	0.740	0.510	2.040	0.240	0.790	0.180	0.120	0.080	0.08
Phase (deg)	-69.1	-35.1	-78.7	165.5	-89.7	-80.0	-41.5	114.5	19.0	16.4	2.9

Tabla 4.4. Amplitud y fase de las principales ondas de marea con el modelo FES2004 (valores para Ploemeur, Francia, según Jacob, 2009).

Existen varios algoritmos para el cálculo del efecto de carga oceánica con el modelo FES2004, siendo los más usados los de programas Tsoft (Van Camp y Vauterin, 2005), g5 (Micro-g solutions, 2005) y Hartid (Agnew, 1996). En la Figura 4.7 se efectúa una comparación entre los métodos de cálculo de los programas Tsoft, g5 y Hartid, utilizando el modelo FES2004 en un lugar próximo al océano Atlántico (Ploemeur, Francia (Jacob, 2009)); las diferencias entre los resultados de los tres programas pueden llegar a ser de hasta 3 μGal.

Las diferencias entre las correcciones de carga oceánica calculadas con los modelos de Schwiderski, Csr30 y Fes2004 mediante el software QuickTide Pro de Lacoste-Romberg se muestran en la Figura 4.8. Es evidente que cualquiera que sea el modelo y el procedimiento de cálculo, hay diferencias, que aunque variables según el día y momento del día, pueden llegar a ser del orden de ±0.5 μGal con los programas disponibles. Por defecto, el modelo de Schwiderski se considera suficiente, siendo el modelo FES2004 el que se puede tomar como el de mayor resolución y respondiendo al estado del arte de esta evaluación en gravimetría.

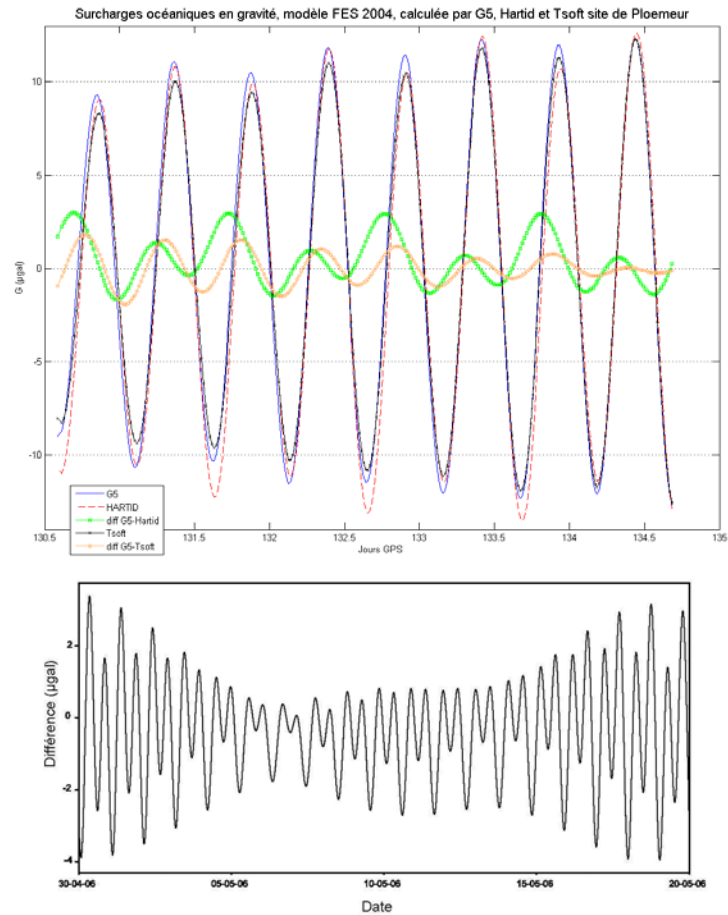


Fig. 4.7 Comparación de la corrección de carga oceánica utilizando el modelo FES2004 y calculada con diferentes programas. Parte superior: correcciones por g5, Tsoft y Hartid y diferencias entre g5-Hartid y g5-Tsoft durante un periodo de 4 días. Parte inferior: diferencia entre Tsoft y Hartid para un periodo de 20 días. (Fuente: [Jacob, 2009](#)).

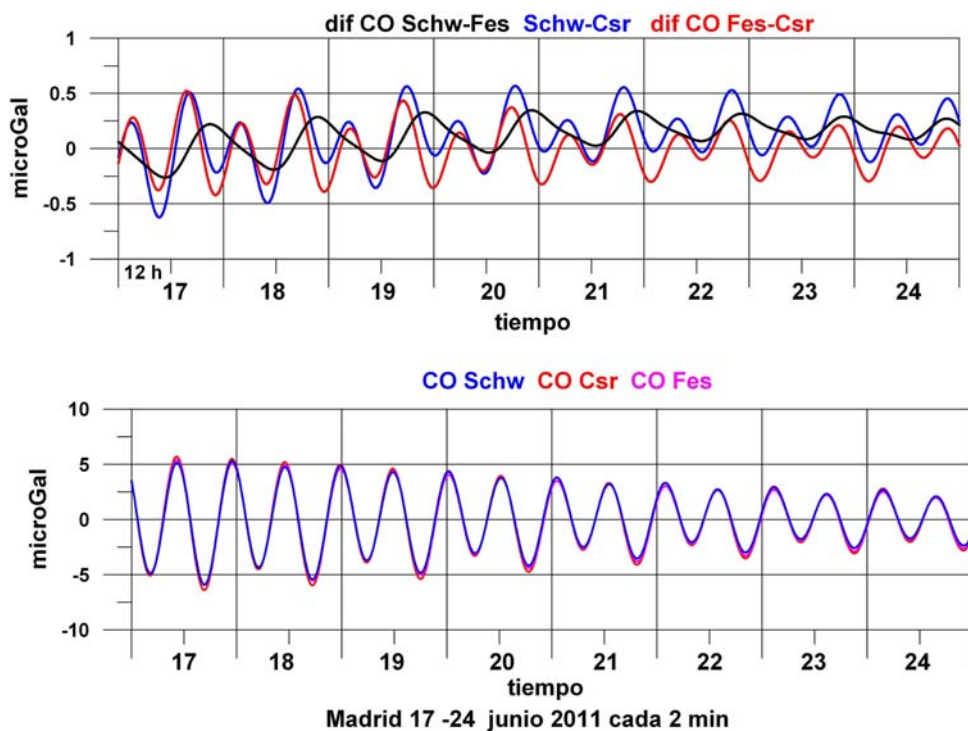


Fig. 4.8 Corrección de carga oceánica y diferencias utilizando los modelos de Schwiderski, Csr30 y Fes2004 mediante el software QuickTide Pro de Lacoste-Romberg, del 17 al 24 de junio de 2011 en Madrid.

Por otra parte, ninguno de los modelos de cálculo garantiza que se esté evaluando la magnitud exacta de los efectos realmente existentes (Ferguson et al., 2008), medidos por el gravímetro, por lo que a la imprecisión de los modelos hay que añadir la incertidumbre de su reproducción de la realidad. La repercusión de esta cuestión es más importante cuando se trata de corregir valores de gravedad absoluta. En gravimetría relativa, el no efectuar la corrección de carga oceánica podría afectar a los cierres en base con un error de hasta 0.004 mGal para programas de unas 4 horas; dependiendo del intervalo del día en que se hagan las lecturas, la carga oceánica puede incorporarse a la deriva lineal del gravímetro (p.e. segmento azul de la Figura 4.9), y quedaría así corregido en las estaciones. Para otras horas, en las que la variación no sea lineal (p.e. segmento verde de la Figura 4.9) se produciría un error que podría ser de hasta 0.003 mGal en los valores de las estaciones.

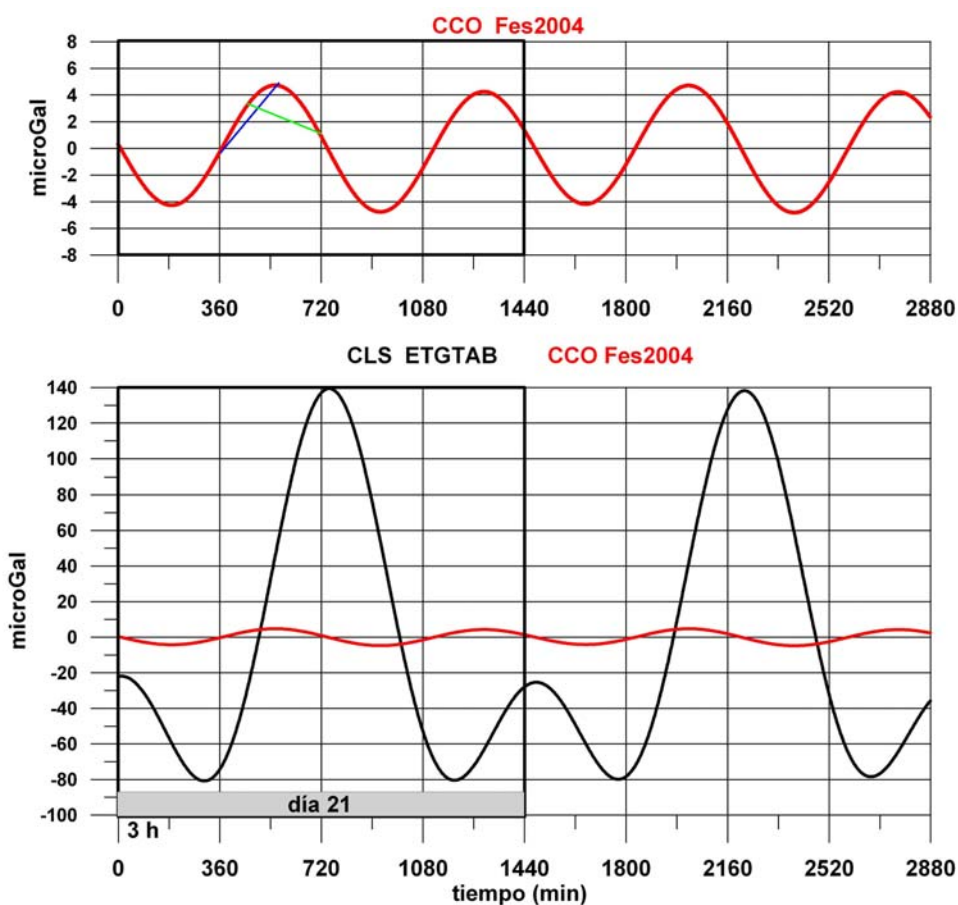


Fig. 4.9 Corrección Luni-Solar con el modelo ETGTAB y de carga oceánica con el modelo Fes2004 para un periodo de dos días (21 y 22 de mayo de 2012, Madrid).

El efecto gravífico debido a la variación del nivel de la superficie libre agua del mar o de los lagos por atracción Luni-Solar (**sea level changes**) es del orden de -0.02 mGal/m y solo tiene influencia en las campañas de gravimetría realizadas junto al mar en zonas de grandes desplazamientos por marea oceánica.

En el ANEXO V **ANÁLISIS DE LA CORRECCIÓN LUNI-SOLAR Y CARGA OCEÁNICA POR QUICK-TIDE** puede verse un desarrollo completo sobre esta corrección y su influencia en el cálculo de las anomalías.

4.3 Corrección de presión atmosférica

La presión atmosférica es el peso que ejerce la masa de aire sobre la Tierra. La unidad utilizada en el sistema SI es el Pascal (**Pa**), que se define como la presión que ejerce una fuerza de 1 Newton (Kg m/s^2) sobre una superficie de 1 metro cuadrado normal a la misma ($1 \text{ Pa} = \text{N/m}^2$). El Pascal es una unidad muy pequeña, siendo aproximadamente la presión que ejerce una capa de agua de una décima de milímetro sobre la superficie en la que reposa, por lo que se utiliza el **hPa** ($1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$).

En la práctica también se usan otras unidades de presión. Una de ellas es la atmósfera **atm**, que es la presión ejercida por la atmósfera para que la columna de mercurio de un barómetro tenga una altura de 760 mm; por lo tanto $1 \text{ atm} = 760 \text{ mm Hg}$. La presión que ejerce la columna de mercurio viene dada por $d\text{Hg} \times g \times h$ ($d\text{Hg}$ densidad del mercurio; g gravedad; h altura de mercurio), siendo $1 \text{ mmHg} = 133.28 \text{ Pa}$ y $1 \text{ atm} = 101292.8 \text{ Pa} \approx 10^5 \text{ hPa}$.

También se utiliza el bar **b**, siendo $1 \text{ b} = 100 \text{ kN/m}^2 = 10^5 \text{ Pa} = 10^3 \text{ hPa}$, por lo que $1 \text{ mb} = 1 \text{ hPa}$

En resumen, existen las equivalencias siguientes: $1 \text{ mb} = 1 \text{ hPa} = 10^{-3} \text{ atm}$ $1 \text{ atm} \approx 1013 \text{ mb}$

En las zonas de la Tierra situadas en una latitud media la presión atmosférica al nivel del mar varía entre 960 y 1.040 mb, siendo la presión media o “normal” de 1013 mb o 1013 hPa (760 mm Hg), por lo que se consideran presiones altas y bajas las respectivamente superiores e inferiores a este valor. La presión atmosférica, o peso de la columna de aire, varía con la altura, la temperatura y la humedad. Al aumentar la altitud, por una parte disminuye la presión atmosférica, ya que disminuye el peso al haber menor cantidad de aire por encima; como también se produce un cambio de densidad, ya que con la altura baja la temperatura y aumenta la densidad del aire, el ratio de variación altura-presión no es lineal (Figura 4.10), sino que a medida que se gana altura, cada vez hay que subir más metros para conseguir una determinada variación de la presión: al nivel del mar, hay que subir unos 8 metros para que la presión baje 1 mb; a 5.000 metros, hay que subir 20 metros.

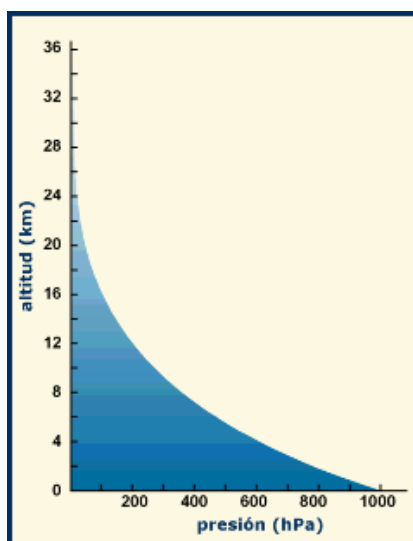


Fig. 4.10 Relación normal entre la altitud y la presión atmosférica. (Fuente [Lutgens y Tarbuck, 1995](#)).

A una misma altura, la presión atmosférica varía con la temperatura y la humedad. La variación de presión da lugar a una variación en la gravedad, debida tanto a la variación de la masa de atmósfera por encima del gravímetro como a sus efectos de deformación de la superficie. La variación de la presión tiene un efecto despreciable sobre la deformación de los sólidos, aunque se ha demostrado que afecta a la altura piezométrica del agua subterránea. En el ejemplo de la Figura 4.11, a lo largo de 15 días hay una variación máxima de 1000 Pa= 10 mb, produciendo oscilaciones de unos 6 cm en el nivel freático.

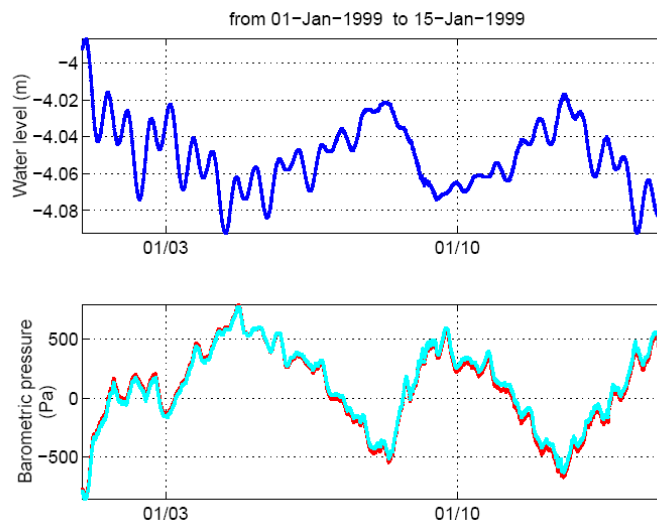


Fig. 4.11 Ejemplo de variación de nivel piezométrico en un pozo siguiendo la variación de la presión atmosférica durante 15 días en 1999. (Fuente: Doan y Brodsky, 2006).

Un aumento de presión supone una atracción negativa sobre la superficie (disminución de la gravedad), ya que conlleva un aumento de masa por encima de la superficie de la Tierra, a la que se añadiría un efecto de signo contrario debido a las deformaciones producidas. De forma empírica se ha adoptado que la variación de gravedad debida a la variación de presión atmosférica (por variación de altura y/o temperatura-humedad) es de $-0.00034 \text{ mGal/hPa}$ o -0.00034 mGal/mb ($-0.34 \text{ } \mu\text{Gal/mb}$). Este factor varía de -0.30 a $-0.42 \text{ } \mu\text{Gal/mb}$ según los autores, estando recomendado por la Internacional Association of Geodesy el valor de -0.30). La corrección a aplicar a las lecturas de gravedad es evidentemente de signo contrario: $0.34 \text{ } \mu\text{Gal}$ por cada mb que aumente la presión.

El efecto de la atmósfera sobre la gravedad puede ser considerado con dos finalidades diferentes: 1) para comparar la gravedad entre dos lugares situados a distinta cota; 2) para corregir la variación de gravedad motivada por la variación de la presión atmosférica con el tiempo en un mismo lugar.

1) Considerando que la variación de la presión con la altura es casi lineal en los primeros 4000 m de altitud (Figura 4.10), con una disminución de unos 400 mb o hPa, puede adoptarse un valor medio de 1 mb cada 10 m, y por lo tanto una variación de gravedad de 0.000034 mGal/m ; una diferencia de cotas de 500 m supondría una variación de 50 mb, equivalente a $17 \text{ } \mu\text{Gal}$. Además de la variación de gravedad con la altura considerada en el coeficiente de Faye (que sólo tiene en cuenta la variación de distancia al geoide), habría que tener en cuenta esta corrección por la diferencia de presión para poder comparar los valores de gravedad en dos estaciones a distinta cota. En gravimetría 4D esta diferencia es constante en el tiempo,

por lo que no será preciso considerarla. En gravimetría ordinaria tampoco se considera esta variación, ya que la imprecisión de la corrección de relieve en zonas con mucha diferencia de cotas es superior a la corrección de presión por altura.

2) La presión atmosférica puede variar en un mismo lugar debido a variaciones de temperatura y humedad. A un aumento de temperatura corresponde una dilatación del aire y, por tanto, una disminución de presión entre las moléculas del aire y, viceversa, un descenso de temperatura produce una contracción del aire, y en consecuencia un aumento de presión. La humedad del aire juega un papel contrario, aumentando la presión con el contenido en moléculas de agua, lo que puede llegar a anular el efecto de la temperatura. Esta variación en función de la temperatura se observa en el transcurso del día y en el transcurso del año con el cambio de las estaciones, y da lugar a oscilaciones barométricas diarias, llamada marea barométrica, y anuales. En la Península Ibérica en general la presión sube entre las 4 y las 10 horas, y entre las 16 y las 20 horas, y baja entre las 12 y las 16 horas y entre las 22 y las 04 horas, pudiendo suponer la marea barométrica oscilaciones de la gravedad del orden de $0.7 \mu\text{Gal}$ a lo largo del día (2 mb). En la Figura 4.12 se muestra la variación de presión en el observatorio de Grazalema, apreciándose la mencionada marea barométrica diaria, así como un ejemplo de oscilación de los valores de gravedad que provoca cada diez minutos, que son inferiores a $0.1 \mu\text{Gal}$, por lo que raramente tendrán ninguna influencia en la secuencia de medidas del gravímetro en una estación.

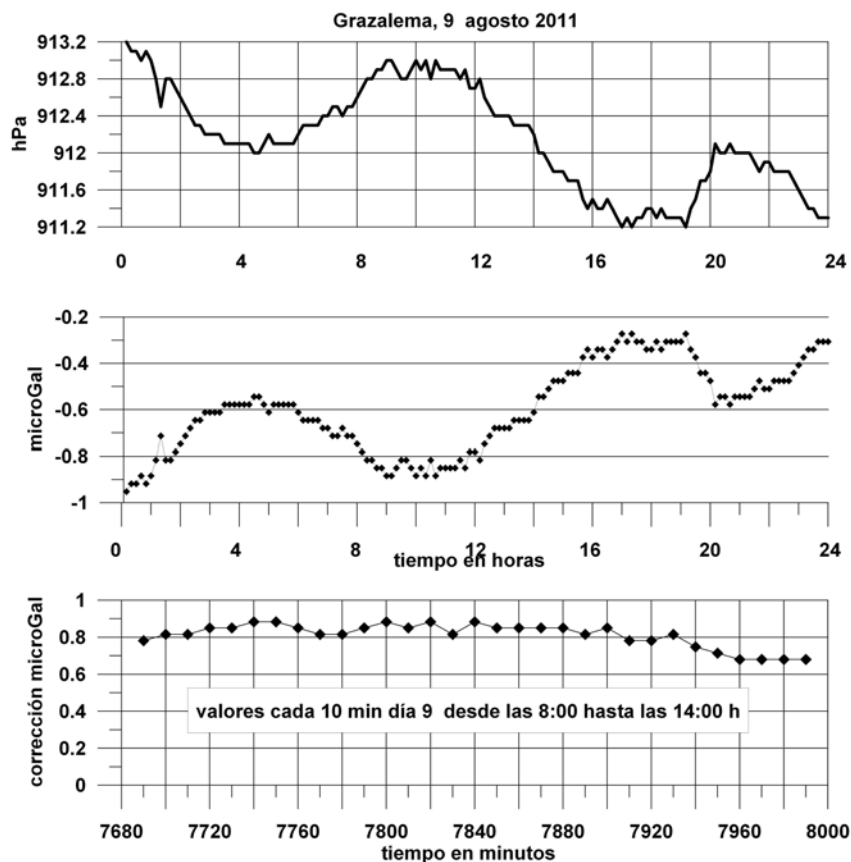


Fig. 4.12 Parte superior: Variación de presión en el observatorio de Grazalema (Málaga) y su conversión a variaciones de gravedad para el día 9 de agosto de 2011. Parte inferior: detalle de la variación de gravedad para el intervalo de las 8 a las 14 h, cada 10 minutos. (Fuente de datos de presión: AEMET).

Las variaciones cíclicas anuales son inferiores a las diarias. La ausencia de marea revela la existencia de una perturbación atmosférica, siendo las variaciones irregulares o climáticas mucho más considerables, pudiendo alcanzar más de 13 mb (4 μ Gal) en 24 horas, y más de 80 mb (24 μ Gal) entre las mayores variaciones de presión observadas (780 milímetros= 1040 mb) y las menores (720 mm= 960 mb) en un mismo lugar. Estas variaciones accidentales se relacionan con el estado general del tiempo meteorológico, de tal forma que el descenso barométrico suele acompañar al mal tiempo (viento, lluvia, frío) y la subida anuncia la vuelta del buen tiempo. La presión se representa gráficamente en los mapas meteorológicos a través de las líneas isobaras en mb. En los mapas de superficie estas líneas unen puntos de la Tierra cuya presión atmosférica calculada al nivel del mar es la misma. En el ejemplo de la Figura 4.13, la Península Ibérica presenta una diferencia de presión entre el norte y el sur de 1016 mb a 1024 mb; si esta diferencia de 8 mb transcurriera a lo largo del día por un mismo punto daría lugar a una variación de unos 2.4 μ Gal. No obstante, estos mapas no pueden ser utilizados para el cálculo de la variación de gravedad, ya que están referidos al nivel del mar, y no al nivel de las estaciones gravimétricas, donde la variación de presión puede ser diferente.

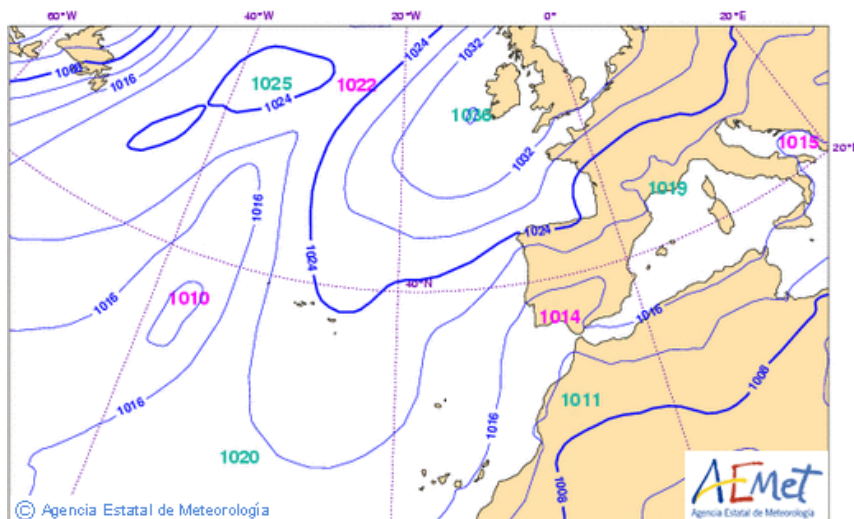


Fig. 4.13 Mapa de isobaras del día 3 junio 2011. (Fuente: AEMET).

Utilizando datos locales se observa claramente la relación entre la temperatura, la humedad del aire y la variación de la presión atmosférica. En la Figura 4.14 se puede ver un ejemplo para Madrid durante el mes de mayo de 2012, en el que se produjeron una serie de alternancias climatológicas. Aunque en condiciones de no variación del grado de humedad, la subida de temperatura lleva aparejada la disminución de la presión, como ocurre hasta el día 5, del 14 al 17, etc. (zonas sombreadas de la Figura 4.14), en otros días a pesar del aumento de temperatura, la presión aumenta debido al incremento en el grado de humedad. Adoptando un valor "normal" de presión, las oscilaciones climáticas suponen una variación de la gravedad, que en el ejemplo de la Figura 4.14 alcanza valores de hasta 5 μ Gal. Esta oscilación con el tiempo sería de interés para determinaciones absolutas de la gravedad; sin embargo en gravimetría relativa lo que interesa es la variación durante la duración de un programa de medidas; así, para este mismo periodo la variación de presión diaria (diferencia entre el máximo y mínimo de cada día) viene reflejada en la Figura 4.15, con una oscilación relativa máxima entre 1-2 μ Gal a lo largo del día, lo que supone unos 0.3 μ Gal para el tiempo de duración de un programa de lecturas gravimétricas.

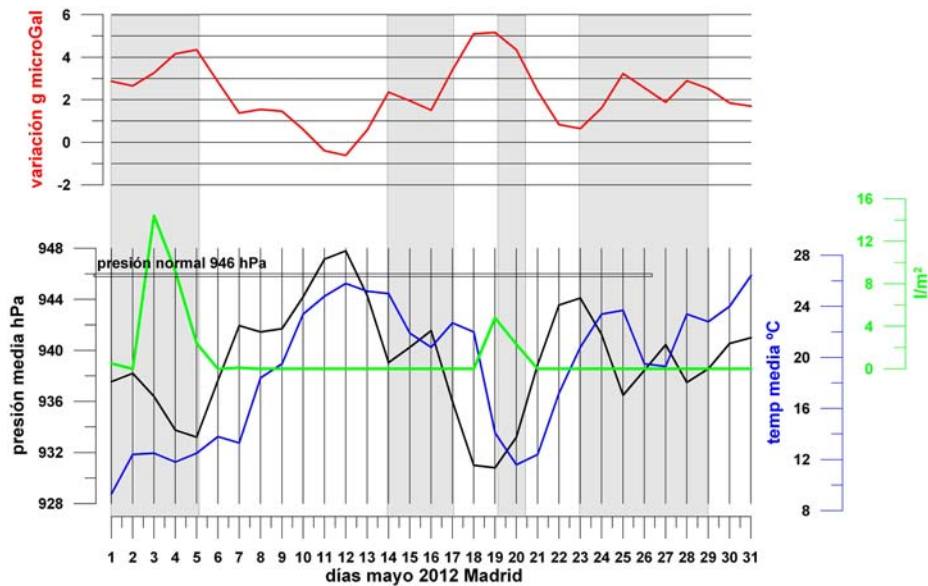


Fig. 4.14 Variaciones de temperatura, precipitaciones y presión atmosférica en un periodo de oscilaciones climáticas en Madrid durante el mes de mayo de 2012, y su repercusión en la variación de la gravedad. En los periodos sombreados un aumento de temperatura lleva aparejado una disminución de la presión y viceversa. (Fuente de datos meteorológicos AEMET).

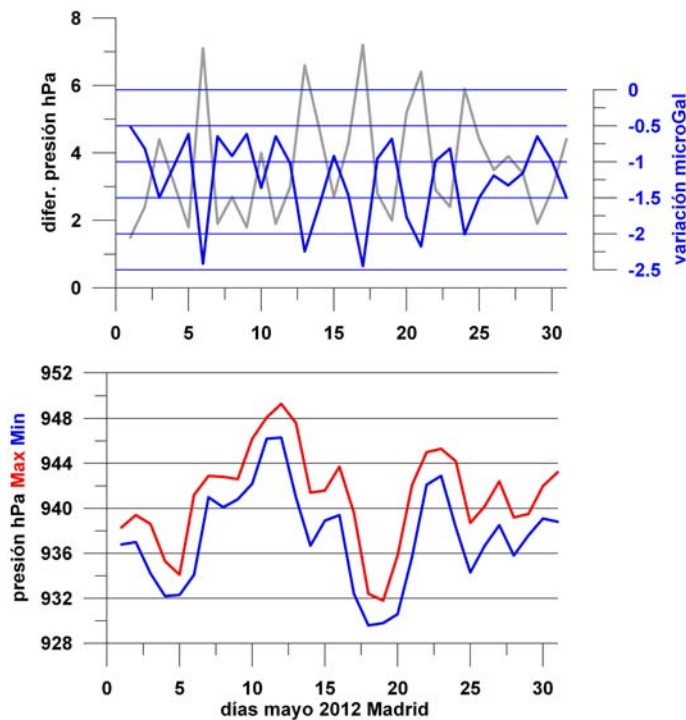


Fig. 4.15 Variación de presión atmosférica máxima y mínima a lo largo del mes de mayo de 2012 en Madrid, y su correspondiente rango de oscilación diaria en variación de gravedad.

Para la corrección de los valores de gravedad hay que recurrir por lo tanto a valores de presión locales. En gravimetría absoluta el factor de corrección de $0.3 \mu\text{Gal}/\text{mbar}$ se aplica a la diferencia entre la presión medida en el momento de efectuar la lectura con el gravímetro y la presión P_n nominal teórica en el lugar, que se toma como datum o referencia. Según la norma DIN Standard 5450, $P_n = 1013.25 \times (1 - 0.065 \text{ h}/288.15)^{5.2559}$, siendo h la elevación en m sobre el nivel del mar (Rodríguez, 2005). Si P_o es la presión observada, la corrección en μGal viene dada por $C_p = 0.3 \times (P_o - P_n)$. En la Figura 4.16 se muestra un ejemplo de correcciones “absolutas” respecto del valor de presión “nominal”, que en ese lugar es de 1010

mb; cuando hay 1020 mb se aplica una corrección de unos 3 μGal , y cuando baja a 1008 mb se aplica -0.6 μGal .

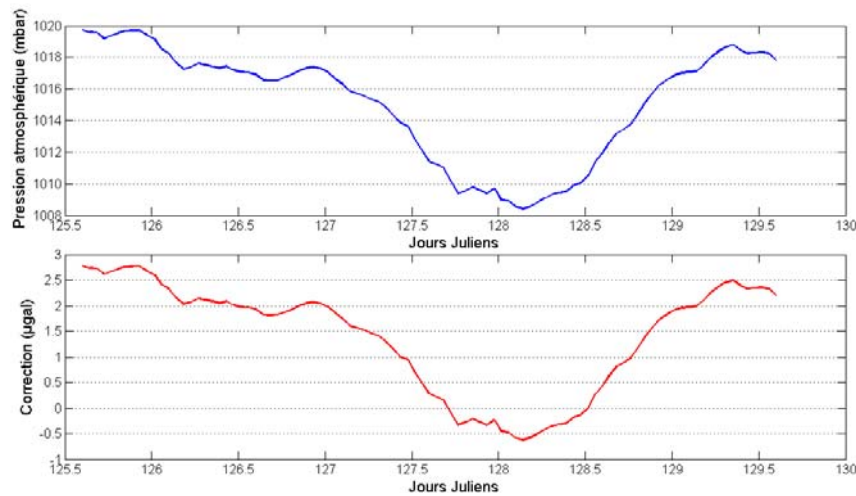


Fig. 4.16 Ejemplo de correcciones de presión respecto del valor normal de 1010 mbar. (Fuente Jacob, 2009).

Sin embargo, si se utilizan gravímetros relativos, lo que interesa es la variación de presión respecto de la existente P_{ib} en el momento de la lectura inicial en la base de cada programa de lecturas. Si la presión al efectuar una lectura en una estación es P_e , la corrección viene dada por $C_p=0.3 (P_e-P_{ib})$; esta diferencia de presión es normalmente mucho menor que P_o-P_n , siendo $C_p<0.3 \mu\text{Gal}$, o bien es un valor prácticamente constante para todo el programa de lecturas (Figura 4.12). Puesto que las variaciones de presión en función del tiempo pueden considerarse lineales para intervalos cortos, como es la duración media de los programas de medición en gravimetría relativa, esta corrección también podría incorporarse a la “deriva” controlada por lecturas en base.

Si se considera la variación de presión a escala global se puede efectuar una corrección más rigurosa (Boy et al., 1998); sin embargo, la diferencia entre la corrección por presión global y la local es inferior a 1 μGal (Neumeyer et al., 2004), por lo que es despreciable frente a la debida a fenómenos estacionales locales. Existen otras formas de tener en cuenta los efectos atmosféricos considerando un modelo tri-dimensional de los cambios de masa de la atmósfera (Merriam, 1992, Klügel y Wziontek, 2009; Niebauer, 1988; Van Dam y Wahr, 1987).

Esta corrección de la gravedad debida a la variación de la presión atmosférica no debe confundirse con la a veces denominada “corrección atmosférica”, que es debida a que la masa de la atmósfera está incluida en la masa de la Tierra sólida en la ecuación de la gravedad teórica del IGF1980 (International Gravity Formula), compatible con el GRS80 (Geodetic Reference System), mientras que no lo está en la ecuación del IGF67. Para compensar esta diferencia y hacer ambos sistemas compatibles hay que añadir el efecto gravimétrico de la masa de la atmósfera a la gravedad determinada con el IGF67, dado por $g_{atm}=0.874-9.9 \cdot 10^{-5} h+3.56 \cdot 10^{-9} h^2 \text{ mGal/m}$ con precisión de 0.01 mGal, siendo h la altura en m. La masa de la atmósfera por encima de la estación de medida no ejercería ningún efecto si la atmósfera estuviera formada por capas esféricas homogéneas, ya que el potencial gravimétrico sobre un punto de la capa sería cero.

4.4 Corrección de movimiento polar

La corrección por el movimiento diario de los polos se efectúa para compensar los cambios en la aceleración centrífuga originada por la variación de la velocidad de giro de la Tierra (Wenzel, 1996, Lyard et al., 2006) y de la distancia del eje de rotación a un punto fijo, como puede ser una estación gravimétrica absoluta (Rodríguez, 2005). La posición del eje de rotación sobre la superficie de la Tierra se mide con respecto a un marco de referencia en el que la Tierra sólida está fija, denominado ECEF (Earth-centered o Earth-fixed) y su predicción es facilitada diariamente en el boletín de la IERS (Internacional Earth Rotation and Reference Service <http://www.iers.org>) y la US Naval Observatory Herat Orientation Department (<http://maia.usno.navy.mil/bulletin-a.html>) o en <http://www.microglacoste.com>. El movimiento de los polos, con una variación de solo unos pocos metros, tiene dos componentes casi-estáticas y una deriva gradual en dirección principal hacia el meridiano 80 Oeste, y se estima respecto de un origen convencional definido en 1900. La parte periódica tiene un recorrido más o menos circular, con periodo de 435 días. La deriva actual desde la fecha de referencia ha sido de unos 20 m, y es en parte debida al movimiento del manto y núcleo terrestres, y en parte a la redistribución de las masas de agua que se funden en los casquetes polares y al consiguiente movimiento isostático (lenta elevación de la porción de la Tierra que estuvo anteriormente cubierta de hielo). Los grandes terremotos también pueden causar un cambio en la posición del eje de giro de la Tierra, al modificar la distribución de la masa de la Tierra sólida, aunque de menor entidad que el debido a las masas del manto.

La variación de la gravedad debida a movimiento polar se puede calcular utilizando la posición de los polos en el momento de la observación gravimétrica mediante la ecuación $dg = -1.164 \times 10^8 \omega^2 a 2 \sin \varphi \cos \varphi (\cos \lambda - y \sin \lambda)$ (Absolute Observations Data Processing Standards (IAGBN-1992) (Boedecker, 1988), siendo dg la corrección de movimiento polar en μGal ; ω la velocidad angular rotacional de la Tierra, en rad/s ; a el semi-eje mayor del elipsoide de referencia, en m ; φ y λ la latitud y longitud geográficas del punto de observación en rad y x , y las coordenadas del polo en rad . Su amplitud es del orden de $10\text{-}13 \mu\text{Gal}$ pico-pico, con periodo de unos 14 meses (Figura 4.17), por lo que no es necesario tenerlo en cuenta en gravimetría relativa porque es constante al menos en periodos de 4 horas, siendo además igual en todas las estaciones medidas durante la duración de un programa de paso por bases.

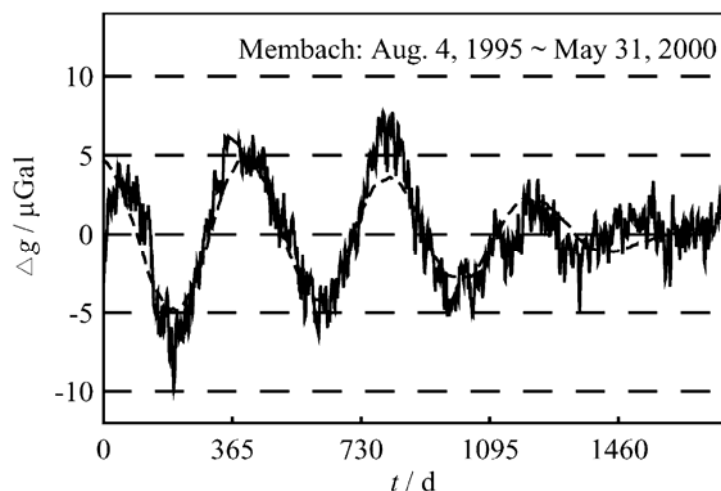


Fig. 4.17 Ejemplo de efecto gravimétrico del movimiento polar, durante cinco años (curva discontinua) (Fuente: Xu et al., 2004).

4.5 Corrección por carga hidráulica

Las variaciones de masas de agua a escala continental influyen sobre el valor de la gravedad mediante tres tipos de acciones:

- El efecto de atracción newtoniano de las propias masas de agua.
- El efecto causado por el desplazamiento en sentido radial del punto de observación de la gravedad, inducido por la flexión de la masa elástica de la Tierra provocada por la carga del agua continental, cuyas variaciones de almacenamiento de agua inducen deformaciones verticales superiores a 1 cm (van Dam et al., 2001a).
- El efecto de atracción derivado de la redistribución de masas producida por dicha flexión.

Cuando las observaciones de gravimetría están en los límites de apreciación de los sistemas de posicionamiento geodésico y gravímetros actualmente disponibles, es preciso considerar el efecto de carga hidráulica de las masas dinámicas de la hidrosfera o agua continental (Mangiaroti et al., 2001), ya que constituyen una señal “parásito”. Tal es el caso de los estudios de las variaciones de la gravedad debidas a desplazamientos de masa cortical de origen profundo (como los movimientos verticales inducidos por esfuerzos tectónicos (Van Dam et al., 2001a,b) y la dinámica del núcleo terrestre), o para relacionar estaciones gravimétricas absolutas (Redes Gravimétricas Fundamentales).

Cuando lo que se pretende es realizar estudios hidrogeológicos locales a partir de datos gravimétricos (verificación de variaciones de gravedad debidas al contenido en agua en una zona reducida), también puede ser necesario tener en cuenta el efecto de carga hidráulica, sobre todo si se utilizan valores absolutos.

La deformación elástica producida por una masa de agua depende de su repartición espacial y de su altura, así como de los parámetros elásticos de la Tierra. En la práctica, dada una repartición espacial de masas de agua, el cálculo de la deformación (desplazamiento radial y tangencial o inclinación) y de la modificación del potencial de gravedad (debido al desplazamiento radial y a la redistribución de masas) sobre una superficie esférica se efectúa mediante la convolución de dicha repartición con la función de Green asociada al efecto de desplazamiento, inclinación y gravedad (Longuevergne, 2008). Para el cálculo de las funciones de Green se utilizan los números de Love (1911). Estos números son funciones de grado n de armónicos esféricos que permiten el cálculo de las deformaciones gravi-elásticas: las de gran longitud de onda (grados bajos de los armónicos) debidas a las propiedades elásticas del manto, y las de pequeña longitud de onda (armónicos de grados altos) debidas a las propiedades de la litosfera y corteza terrestre. Para obtener la repartición de masas de agua y su variación a escala continental hay que utilizar modelos hidrológicos globales. Existe varios métodos de cálculo, según el modelo de Tierra adoptado: Farrell (1972) utiliza el modelo de Gutenberg-Bullen y Pagiatakis (1990) el modelo Preliminary Earth Model (Dziewonski y Anderson, 1981).

En la Figura 4.18 se presenta un ejemplo de este tipo de cálculos, mostrando el efecto teórico de la carga debida a una masa de agua de 1 m de altura sobre el área del rectángulo blanco. El resultado sería

desplazamientos verticales de hasta 44 mm, con variación de la gravedad de hasta 14 μGal . La gran longitud de onda de estos efectos hace que tanto la deformación como la variación de gravedad se extiendan hasta distancias muy alejadas de la zona supuestamente cargada, aunque provocando variaciones inferiores a 4 μGal para lugares fuera de dicha zona; por otra parte, la variación de gravedad es la misma sobre grandes áreas simultáneamente (p.e. 8-9 μGal para toda la Península Ibérica). En mi opinión, estos modelos no tienen entidad real en el mundo de la hidrología, ya que equivale a suponer la existencia de una capa saturada de más de 30 m de potencia (para una porosidad del 3%) de dimensiones continentales.

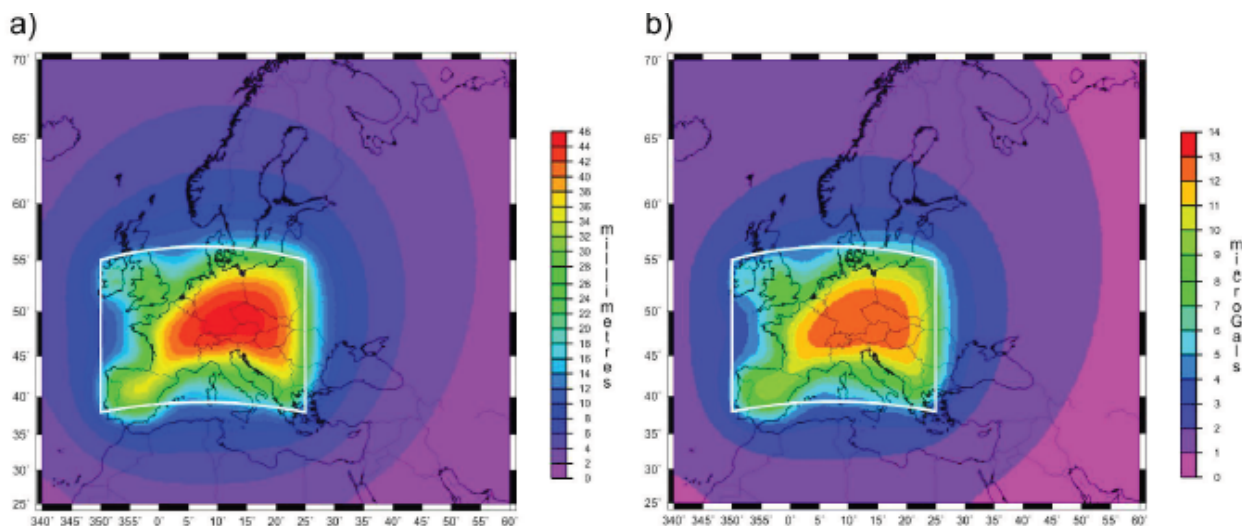


Fig. 4.18 Efecto de un metro de agua sobre la masa continental delimitada por el cuadrado blanco. a) desplazamiento radial en mm; b) efecto gravífico inducido en μGal . (Fuente: [Florsch y Llubes, 2002](#)).

Además de su distribución espacial, hay que tener en cuenta la variación con el tiempo de estas deformaciones. Es de interés para los objetivos de este Proyecto la experiencia adquirida en el estudio del Karst de Durzon (Francia) ([Jacob, 2009](#)), donde se han estudiado las variaciones espaciales y temporales de gravedad, pretendiendo asociarlas al comportamiento hidrogeológico (variación del contenido de agua) del karst. Para ello se han utilizado tres estaciones fijas separadas entre si una distancia del orden de 10 km, midiendo continuamente la gravedad absoluta (gravímetro FG5 de Micro-g LaCoste) a lo largo de tres años. Para obtener la variación de la gravedad debida exclusivamente a las variaciones hidrogeológicas locales, se ha analizado la necesidad de eliminar los efectos regionales, de gran longitud de onda. La hipótesis de este trabajo es que sólo las variaciones de agua en la zona vadosa (epikarst y zona de infiltración, de unos 100 m de potencia) tienen influencia en la variación de la gravedad observada, no siendo posible detectar las variaciones en el nivel freático. Para efectuar la corrección de carga hidráulica regional (corregir los cambios de gravedad a ella debidos) se han probado dos modelos hidrogeológicos globales para hacer la convolución de la distribución de masa con la función de Green asociada a los efectos gravíficos y de deformación ([Farrell, 1972](#); [Boy y Hinderer, 2006](#); [Neumeyer et al., 2006](#)). Las funciones de Green se han calculado asumiendo un modelo de Tierra esférico estático, elástico e isótropo (SNREI) y usando los parámetros elásticos de PREM (Preliminary Reference Earth Model) ([Dziewonski y Anderson, 1981](#))

Los modelos de distribución global de agua ensayados han sido:

- El modelo GLDAS (Global Land Data Assimilation System, [Rodell et al., 2004](#)), que describe la variación diaria del contenido en agua por la humedad del suelo, nieve y vegetación en celdas de 0.25° ($20 \times 30 \text{ km}^2$)
- El modelo ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecasts, <http://www.ecmwf.int>, [Viterbo y Beljaars, 1995](#)), que cuantifica cada seis horas la variación de agua y nieve en el suelo con una resolución de 0.25° .

Estos modelos no incluyen, evidentemente, las variaciones de agua en los acuíferos, y proporcionan una estimación limitada además por el tamaño de la celda. A partir de ellos se han calculado los efectos de carga hidráulica por convolución de la distribución superficial de agua y las funciones de Green. Para un entorno de 0.25° desde el punto de observación el efecto dominante es el de atracción gravimétrica, mientras que para distancias más lejanas el agua sólo produce efectos de gravedad por las deformaciones inducidas (carga elástica de gran longitud de onda). El cambiar el radio de cálculo de 0.25° a 0.50° no modifica significativamente el resultado. Los valores totales incluyen el entorno próximo de la estación, y los no locales (regionales o globales) se han obtenido excluyendo un área de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ alrededor de la estación gravimétrica ([Boy, 2006](#)).

En la Figura 4.19 se muestra el resultado de esta evaluación junto con las lecturas en una estación gravimétrica absoluta a lo largo de más de dos años, diferenciando el efecto total del debido solamente al regional o no local. Los dos modelos empleados dan resultados similares, siendo las variaciones de gravedad total calculadas en ambos mayores que la observada, debido a la inexactitud del modelo para evaluar el efecto más local; sin embargo, la variación del efecto regional se ajusta bien a la tendencia de las observaciones del gravímetro y son suficientes para justificarla, lo que significaría que los efectos locales (diferencia entre valor observado y efecto regional), debidos a las variaciones de agua próxima, son muy pequeños entorno de esta estación gravimétrica. La amplitud de la variación regional de ambos modelos alcanza valores máximos de $\pm 3 \mu\text{Gal}$, con diferencias inferiores a $0.5 \mu\text{Gal}$ entre modelos, y tiene un periodo del orden de 550 días, por lo que puede considerarse constante durante al menos un mes. Sin embargo, otros autores ([Boy y Hinderer, 2006](#) ; [Milly y Shmakin, 2002](#)) que han comparado los efectos de gravedad calculados con este tipo de modelos con las variaciones realmente medidas por gravímetros superconductores, han llegado a la conclusión de que existe una correlación buena sólo para la mitad de los lugares estudiados.

En la Figura 4.20 se muestran las lecturas en las tres estaciones de observación (CANA, BLAQ y SALV) del karst de Durzon. Una interpretación del resultado es que la diferente variación de gravedad registrada en ellas en función del tiempo refleja la heterogeneidad del sistema, que almacena el agua de forma distinta en cada sitio; los valores calculados de variación de la gravedad por carga hidráulica con los modelos GLDAS y ECMWF muestran que la predicción utilizando GLDAS es mejor que la que proporciona ECMWF. El modelo total se ajusta bien a las variaciones reales observadas en la estación BLAQ siendo las diferencias entre mediciones reales y predicciones del orden de 3 a $6 \mu\text{Gal}$, al contrario de lo que

ocurría en la estación MTPL de la Figura 4.19, por lo que ciertamente no parece muy fiable la capacidad de estos modelos para reproducir el fenómeno que realmente tiene lugar.

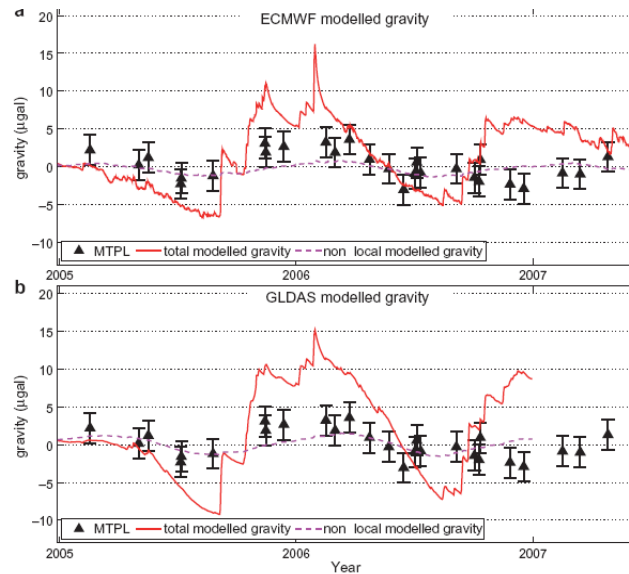


Fig. 4.19 Efecto gravimétrico por carga hidráulica (línea roja continua) calculada según el modelo de hidrología global ECMWF (a) y GLDAS (b), comparado con las lecturas de un gravímetro absoluto en una estación fija (MTPL) durante un periodo de dos años. La contribución no local o continental se representa con línea discontinua. (Jacob, 2009)

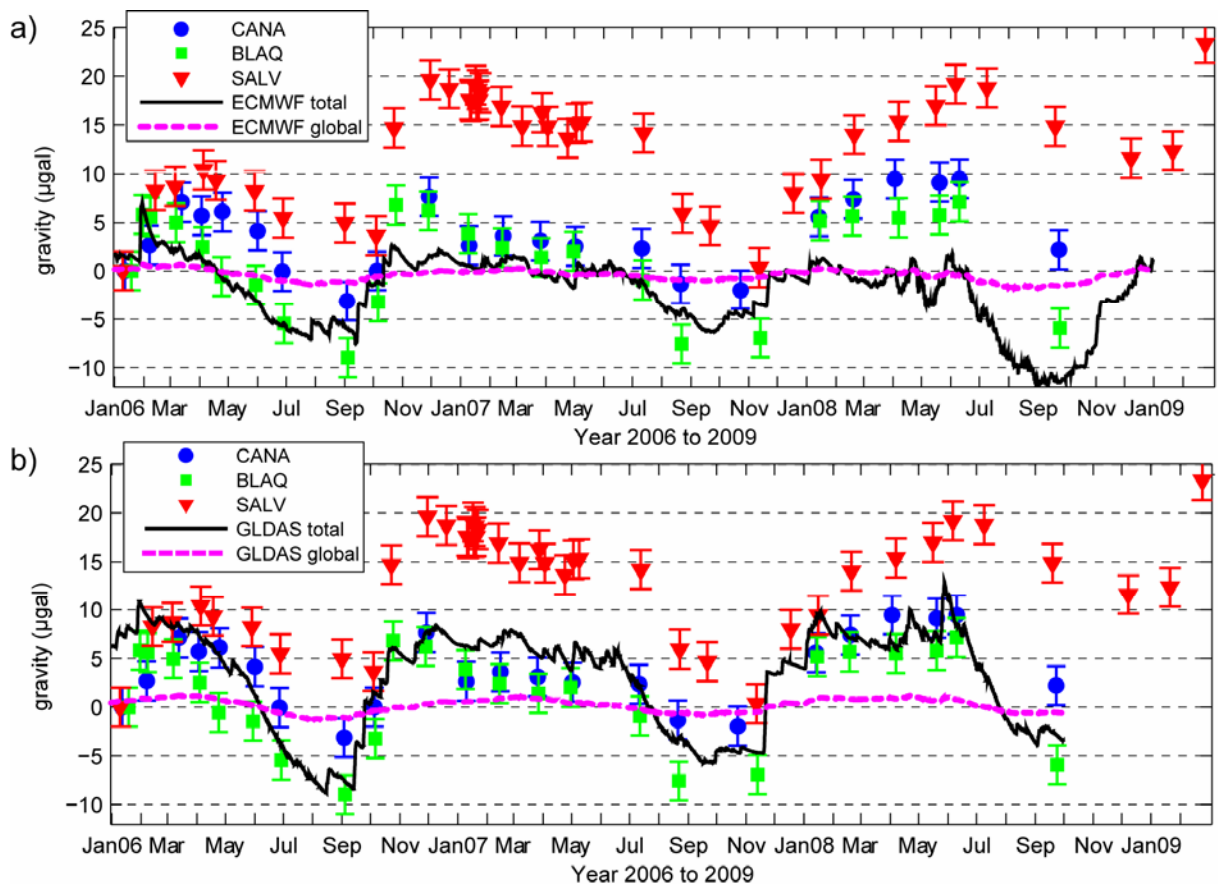


Fig. 4.20 Variación de gravedad (lecturas mensuales) en tres estaciones absolutas (CANA, BLAQ y SALV) situadas en el karst de Durzon y variaciones previstas por los modelos ECMWF en a) y GLDAS en b), tanto para el efecto total como el global (Jacob, 2009)

Para las otras dos estaciones es mucho mayor la diferencia entre las observaciones y la variación total dada por el modelo de carga hidráulica. Esto se interpreta como que la estación de BLAQ no está influenciada por variaciones locales distintas de las que son coincidentes con la previsión dada por el modelo, mientras que en las otras dos al efecto de carga hidráulica se superpone otro más local no predecible por el modelo, sin tener en cuenta la incertidumbre de los valores dados por el modelo. Por lo que respecto al efecto global, pueden extraerse las mismas conclusiones que para la estación MTPL: la amplitud de las correcciones es como máximo de 2 μGal , del mismo orden de magnitud que la precisión de los gravímetros utilizados (ruido instrumental y errores de instalación, [Niebauer et al., 1995](#); [Van Camp, 2005](#)), con periodos superiores al año.

La comparación del resultado de los modelos hidrológicos globales con las variaciones de gravedad medidas en el experimento GRACE es aceptable para áreas superiores a los 500 km de lado ([Rodell et al., 2007](#); [Syed et al., 2008](#)). Podría concluirse que la utilización de los modelos globales para deducir la contribución no local de la hidrología continental es válida, aunque otro punto de vista puede ser que la mejor conclusión es que el efecto local no puede ser deducido de estos modelos, y que la corrección que introducen debida al efecto regional es de un orden de magnitud muy pequeño en términos absolutos (del orden de 1 μGal a lo largo de un año) y de la misma cuantía que el error de cálculo según los modelos y lugares.

En cualquier caso, lo que resulta totalmente evidente es que su valor es el mismo para grandes áreas y es prácticamente constante durante un tiempo muy superior (meses) al de un programa de lecturas (máximo de ocho horas), por lo que no es necesario efectuar su corrección.

[Página dejada intencionadamente en blanco]

5. OPERATIVIDAD DEL GRAVÍMETRO SCINTREX CG5

En este trabajo se ha utilizado el gravímetro relativo Scintrex CG5 nº 9122, propiedad del IGME. La diferencia operativa entre una gravimetría convencional y un trabajo de microgravimetría hace necesario revisar en detalle una serie de cuestiones instrumentales, a fin de evaluar la fiabilidad de los resultados y poder diseñar la metodología metrológica más adecuada al objetivo de este estudio. Las descripciones han sido tomadas del manual CG5 Scintrex Autograv System Operation Manual, revisión 7 de 2010¹ (Scintrex, 2010) y ocasionalmente mediante comunicaciones personales de Scintrex.

5.1 Descripción general del gravímetro

El elemento sensor del CG5 está basado en un sistema de muelle elástico de cuarzo fundido del que pende una masa, que se desplaza entre las placas de un condensador modificando su capacidad. Existe una cierta posición de la masa (y por lo tanto del alargamiento del muelle y de la capacidad del condensador), denominada de equilibrio. En cada lugar, la posición de la masa depende de su peso, y por lo tanto de la fuerza de la gravedad, lo que hace que se desplace respecto de la de equilibrio, haciendo variar la capacidad. Esta variación es detectada por un transductor capacitivo de desplazamiento, que genera automáticamente un voltaje a las placas del condensador, produciendo una fuerza electrostática para que la masa retorne a su posición de equilibrio. El voltaje aplicado es una medida del valor de la gravedad, convirtiéndose en una señal calibrada que se transmite al sistema de adquisición de datos del instrumento, donde es digitalizada, procesada, visualizada y almacenada. Todo el sistema está metido dentro de una cámara de vacío, que consigue además un excelente aislamiento de las variaciones de presión atmosférica durante la medición, siendo de todas formas las lecturas corregidas de las variaciones de temperatura del sensor. Debido a la constante de recuperación de todo sistema elástico, la posición de equilibrio del muelle varía con el tiempo, lo que se denomina deriva instrumental intrínseca o estática, que es corregida automáticamente. Para su correcto funcionamiento (medición de la componente vertical de la gravedad) el gravímetro tiene que estar perfectamente nivelado, disponiéndose así mismo de un sistema de autocorrección de nivelación. Los materiales usados, el diseño, los circuitos electrónicos de bajo ruido y el convertidor analógico-digital de alta precisión, permiten obtener una resolución de 0.001 mGal.

Por su principio de funcionamiento, los gravímetros relativos no miden la gravedad en un punto, sino que permiten determinar la diferencia de gravedad entre dos lugares (diferencia de posiciones respecto de la de equilibrio del sistema), o la variación de la gravedad en un mismo lugar a lo largo del tiempo. Por lo tanto, aunque a las lecturas del gravímetro se les denomina “gravedad”, porque se especifican en unidades de gravedad o mGal, hay que entender que son valores que por sí solos no tienen significado gravimétrico alguno.

El gravímetro CG5 tiene las siguientes especificaciones técnicas (Tabla 5.1):

¹ Este Manual está orientado al manejo del instrumento, siendo sus explicaciones sobre otros aspectos muy escasas, sin consistencia en la nomenclatura e incluso con erratas. No siempre ha sido posible identificar las unidades utilizadas para los parámetros y variables de los resultados, ni el sistema seguido para efectuar las correcciones internas instrumentales.

Resolución	0.001 mGal o 1 μ Gal
Rango mínimo de operación	8000 mGal
Deriva estática residual	Menos de 0.02 mGal/día
Repetibilidad	0.005 mGal o mejor
Rango de corrección automática de nivelación	+/- 200 segundos de arco (efectivo hasta \pm 40)
Rechazo de ruido	Se rechazan las muestras con desviación superior a 4 veces la desviación estándar media (6 veces si se opera con la opción del filtro de sismicidad, seleccionado al inicializar el instrumento)
Correcciones automáticas de datos	Marea, inclinación (nivelación), temperatura, rechazo de ruido, filtro de sismicidad. Corrección topográfica próxima (mediante introducción de datos topográficos).
Datos registrados y mostrados en la pantalla	Gravedad corregida
	Desviación estándar
	Inclinación del nivel X
	Inclinación del nivel Y
	Variación de la temperatura del sensor
	Corrección Luni-Solar (marea) por Longman
	Duración de la medición
	Corrección de terreno (introducida)
Temperatura de operación:	Tiempo de inicio de la medición y cabecera con información (incluyendo fecha, constantes de inicialización y parámetros de adquisición)
	estándar -20°C to +45°C
	Opcional -40°C to +45°C
Memoria	Tecnología Flash
	Estándar 12 Mbytes con aproximadamente 200000 lecturas. Si se graban los datos brutos de cada muestra (6 por segundo) la capacidad depende del tiempo de lectura seleccionado
Peso y dimensiones	336x190x177mm sin conectores
	peso 8.9 Kg
	Batería 336x215x86mm, 6.4 kg

Tabla 5.1 Especificaciones técnicas del gravímetro Scintrex CG5.

El gravímetro y sus baterías van instalados en una caja robusta, depositándose sobre un trípode para efectuar las lecturas (Figura 5.1).



Fig. 5.1 Izquierda: gravímetro Scintrex CG5 sobre trípode. Derecha: detalle del trípode.

Su operación se realiza a través de un sistema de menús en la consola frontal (Figura 5.2), que permite realizar las operaciones de verificación y ajuste de parámetros internos (deriva estática, sensibilidad y offset de los sensores de nivelación), declarar las opciones de operación (aplicación de filtro sísmico, corrección Luni-Solar, rechazo de muestras, creación de fichero con datos brutos y aplicación continua de corrección de desnivelación), nivelar correctamente el instrumento antes de efectuar mediciones, definir los parámetros de lectura (número de ciclos de lectura y su duración), comenzar y detener la lectura, y descargar los ficheros de datos.



Fig. 5.2 Detalle de la consola de operación del Gravímetro CG5.

5.2 Sistema de lectura y grabación de datos

Una vez estacionado (colocado sobre el trípode) y nivelado el instrumento, se puede iniciar la secuencia de lectura. El gravímetro efectúa 6 determinaciones de la gravedad por segundo durante el tiempo que se le indique, proporcionando continuamente un valor medio y un valor medio final o lectura al finalizar el tiempo indicado; a este tiempo se le denomina ciclo de lecturas. Se puede seleccionar la duración del ciclo en segundos y el número de ciclos que desea efectuarse. En los trabajos de gravimetría ordinaria se suelen utilizar uno o dos ciclos de medición. En este trabajo se ha seleccionado un mínimo de 5 ciclos de 90 segundos, obteniéndose 5 lecturas promediadas de 540 (6x90) determinaciones cada una, con un total de 2700 (5x540) determinaciones. El intervalo entre el inicio de cada ciclo es igual al tiempo de lectura más unos 7-10 segundos, tardando por lo tanto unos 8 minutos en cada medición. El operador puede decidir detener la lectura al final de cualquier ciclo, si la considera aceptable, o continuar hasta que finalice la secuencia seleccionada.

Durante el proceso de lectura:

- la señal continua del sensor (voltaje V_{fb} de la salida del transductor del sistema sensor) es muestreada seis veces por segundo (valores m_i), calculándose continuamente el valor medio $m = \sum m_i / n$ y la desviación estándar SD.
- cada muestra m_i se rechaza si su diferencia con la media m es superior a 4 veces la desviación estándar, a fin de eliminar picos.
- las muestras m son filtradas del ruido de sismicidad, si es seleccionado.
- la salida del Convertidor Analógico/Digital (CAD) se denomina **SC** cuando la entrada es un voltaje estable de calibración V_{cal} , y **SF** cuando la entrada es la señal V_f del sensor. El valor SF se divide por el más reciente de SC para corregirlo de cualquier deriva en la escala del CAD. La lectura bruta se obtiene aplicando el factor de calibración del instrumento GCAL1 mediante la ecuación **SU=GCAL1(SF/SC)**, para convertir la señal eléctrica en V en unidades de gravedad.
- el valor promedio se muestra cada 6 segundos en el display (Figura 5.3, "Gravity"), junto con la desviación estándar (SD).
- al valor **SU** se le aplican las correcciones de deriva estática y nivelación cada cinco segundos. Cuando finaliza el muestreo, la señal tiene que ser corregida de deriva DC, referencia GREF, nivelación, temperatura y marea, mostrando en pantalla el valor corregido **S = SU – correcciones**, grabándose los datos en el fichero de resultados.
- El error viene dado por SD/\sqrt{n}

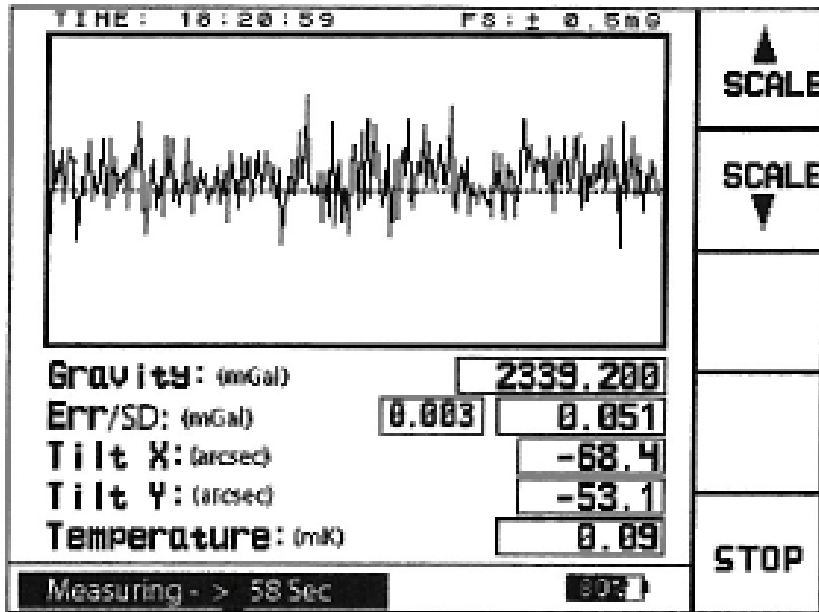


Fig. 5.3 El resultado de las determinaciones cada 6 s se muestra gráficamente en el display actualizándose cada segundo, proporcionando además el valor digital final promedio de cada ciclo, la desviación estándar y las desviaciones de inclinación de los niveles (TILT) y de temperatura del sensor. Las correcciones de deriva estática y de nivelación se aplican cada cinco segundos.

Los datos son grabados en los siguientes tipos de ficheros:

- **.log**: fichero de texto ascii (mismos datos que fichero tipo txt, con un campo o variable por línea)
- **.raw**: datos no procesados. Fichero binario; no puede leerse por el usuario (usado en fabrica para detectar fallos)
- **.sgd**: fichero binario en formato Scintrex Geophysical Data, que permite su utilización en varias aplicaciones.

```

P2 1103Dec052002.log
[ *** File Header Record *** ]
FILE INDEX          0
Record ID :        1008
Record length :    112
Manufacture Name:  SCINTREX LTD.
Manufacture ID:    815
Family ID:         8000
Instrument Model:  0

P2 1103Dec052002.raw
000000 10 08 00 70 53 43 49 4E 54 52 45 58 20 4C 54 44 ...pSCINTREX LTD
000010 2E 00 00 00 08 15 80 00 00 00 00 00 43 47 2D 35 .....CG-5
000020 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 FF FF 00 00 .....
000030 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 .....
000040 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 .....
000050 00 01 00 00 03 D1 66 D8 27 11 07 D2 00 00 FF FF .....f.....
000060 FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF .....fault.....
000070 10 04 00 B8 00 00 66 61 75 6C 74 00 00 00 00 00 .....
000080 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 .....
000090 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 70 32 00 00 .....p2..ult.
0000a0 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 .....

P2 1103Dec052002.sgd
000000 08 10 70 00 53 43 49 4E 54 52 45 58 20 4C 54 44 ...p.SCINTREX LTD
000010 2E 00 00 00 15 08 00 80 00 00 00 00 43 47 2D 35 .....CG-5
000020 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 FF FF 00 00 .....
000030 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 .....
000040 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 .....
000050 01 00 00 00 D8 66 D1 03 27 11 D2 07 00 00 FF FF .....f.....
000060 FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF FF .....fault.....
000070 04 10 B8 00 00 66 61 75 6C 74 00 00 00 00 00 00 .....
000080 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 .....
000090 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 70 32 00 00 .....p2..ult.
    
```

- **smf**: contiene los datos brutos (no procesados) registrados a 6 Hz (seis lecturas por segundo) de gravedad, TiltX, TiltY y temperatura del sensor. Grabación opcional.
- **.txt**: versión texto del fichero sgd.
- **xyz**: igual contenido que el fichero .txt, pero sin la cabecera de información, para facilitar ciertos procesos.

```

P2 1103Dec052002.smf
287841002      33419      31827      312670094
287849067      33420      31825      312670051
287835824      33424      31825      312670070
287839306      33419      31830      312671768
287840451      33415      31827      312671606
287829084      33421      31823      312671537
287828092      33419      31829      312671088
287831259      33419      31829      312669999
287831006      33420      31825      312670850

P2 1103Dec052002.txt
Terrain Corr.: NO
Seismic Filter: YES
Raw Data: YES
Line 44.000N
LINE STATION ALT GRAV SD TILTX TILTY TEMP TIDE DUR REJ TIME DEC TIME+DATE TERRAIN
26.416 82.394 0.00 4342.129 0.058 0.7 -0.2 82.39 -0.036 60 0 17:49:25 1246.74146 0.000
26.416 82.394 0.00 4342.126 0.061 0.9 -0.5 82.39 -0.036 60 0 17:50:33 1246.74225 0.000
26.416 82.393 0.00 4342.126 0.062 1.3 -0.5 82.39 -0.035 60 0 17:51:37 1246.74299 0.000
26.416 82.391 0.00 4342.128 0.050 1.4 -0.6 82.39 -0.035 60 0 17:52:41 1246.74373 0.000
26.416 82.393 0.00 4342.127 0.059 1.7 -0.5 82.39 -0.035 60 0 17:53:45 1246.74447 0.000

P2 1103Dec052002.xyz
0.00 4342.129 0.058 0.7 -0.2 82.39 -0.036 60 0 17:49:25 1246.74146 0.000
0.00 4342.126 0.061 0.9 -0.5 82.39 -0.036 60 0 17:50:33 1246.74225 0.000
0.00 4342.126 0.062 1.3 -0.5 82.39 -0.035 60 0 17:51:37 1246.74299 0.000
0.00 4342.128 0.050 1.4 -0.6 82.39 -0.035 60 0 17:52:41 1246.74373 0.000
0.00 4342.127 0.059 1.7 -0.5 82.39 -0.035 60 0 17:53:45 1246.74447 0.000
0.00 4342.128 0.041 1.9 -0.3 82.39 -0.034 60 0 17:54:49 1246.74521 0.000
0.00 4342.126 0.050 2.0 -0.2 82.39 -0.034 60 0 17:55:53 1246.74595 0.000
0.00 4342.129 0.052 2.1 -0.2 82.39 -0.034 60 0 17:56:57 1246.74669 0.000
0.00 4342.126 0.055 2.1 -0.1 82.39 -0.034 60 0 17:58:01 1246.74742 0.000
    
```

El que va a ser utilizado en este trabajo es fundamentalmente el fichero tipo **.txt**, que proporciona los siguientes valores:

- **CABECERA** general, con tres bloques: identificación de la zona de trabajo, valores de los parámetros para corrección de las mediciones, y opciones de proceso de la señal. Se genera cada vez que se modifica manualmente alguno de los valores.

CG-5 SURVEY

Survey name: **SIERRA NIEVES 1**

Instrument S/N: **9122**

Client:

Operator:

Date: **2011/ 8/ 2**

Time: **06:25:40** se ha utilizado siempre el Tiempo Universal UTC (Coordinated Universal Time)¹

LONG: **5.040000W** coordenadas para cálculo de corrección Luni-Solar (sistema decimal)

LAT: **36.400000 N**

ZONE: **30** huso UTM

GMT DIFF: **0.0** diferencia entre hora solar GMT¹ (Greenwich Meridian Time) y la civil. Se ha optado por trabajar siempre en hora solar.

¹ El **GMT** está definido por conceptos astronómicos, y se refiere al tiempo medio solar en Greenwich, siendo igual al tiempo universal **UT**. En 1972 fue sustituido por una medida que utiliza la definición atómica de segundo, denominado **UTC**. Para la mayoría de los propósitos comunes, UTC es sinónimo de GMT, pero GMT ya no es el estándar definido con más precisión para la comunidad científica, aunque las zonas horarias de todo el mundo se expresan como desviaciones positivas o negativas de UTC, tomando como referencia el meridiano de Greenwich.

CG-5 SETUP PARAMETERS (son objeto de determinación previa a la campaña de medición)

Gref: 0.000 valor constante que puede ser añadido a las lecturas
Gcal1: 8937.782 constante de calibración
TiltxS: 430.545 sensibilidad del nivel X en segundos de arco/V. Se verifica cada 4 meses
TiltyS: 424.105 id. del nivel Y
TiltxO: 45.104 Offset del nivel X en segundos de arco. Mide la alineación del sensor de los niveles con la del sensor de gravedad.
TiltyO: -44.814 id. del nivel Y
Tempco: -0.141 constante de corrección de temperatura en mGal/mK (miligrados Kelvin). Fijado en fábrica
Drift: 0.265 constante de corrección de deriva estática mGal/día. Se verifica cada 4 meses.
DriftTime Start: 09:20:05 hora de inicio de aplicación de la corrección de deriva estática
DriftDate Start: 2011/08/01 fecha de inicio de aplicación de la corrección de deriva estática

CG-5 OPTIONS

Tide Correction: YES aplica la corrección de marea calculada por el software del instrumento
Cont. Tilt: YES se aplica la corrección de niveles a cada muestra (6 por segundo), para lecturas en terrenos inestables. Si no se habilita, la corrección de niveles se aplica solamente al resultado final del muestreo.
Auto Rejection: YES eliminación de ruido de alta frecuencia; supresión de valores 4 veces superiores a SD, si NO está aplicado el filtro sísmico.
Terrain Corr.: NO (implica introducción de datos topográficos manualmente)
Seismic Filter: YES eliminación de ruido de baja frecuencia, supresión de valores 6 veces superiores a SD y promedios en ventanas.
Raw Data: NO (no crea el fichero .raw, a fin de optimizar proceso y memoria)

- **VARIABLES:** con una línea por ciclo

LINE, STATION: según la selección efectuada pueden referirse a las coordenadas X,Y de la estación, a un número secuencial de estación y perfil, o a cualquier otra denominación de estaciones que desee el operador. En este trabajo se ha utilizado la variable LINE para indicar el número que corresponde a la repetición de la estación: 1-primer día, 2-segundo día, etc. El número 0 se destina a lecturas iniciales (tiempo dejado para que el gravímetro se estabilice antes de lanzar el ciclo de lecturas) o lecturas realizadas para control en algún lugar sin pertenecer a los itinerarios programados. La variable STATION se ha destinado al número de estación o base (100, 200 y 300), indicando por 1000 las lecturas efectuadas durante la pausa nocturna y por 400 cualquier otra posición fuera de programa.

ALT: cota; sin embargo, se refiere a la temperatura ambiente en °C si se ha seleccionado esta opción.

GRAV: valor final de gravedad de cada ciclo, en mGal.

SD: desviación estándar del conjunto de determinaciones efectuadas en cada ciclo.

TILT, TILTY: inclinación en segundos de los niveles. Son los valores utilizados para las correcciones automáticas por inclinación de niveles X e Y. Sus unidades son segundos de arco.

TEMP: variación de temperatura del sensor en grados Kelvin (unidades en mK). La corrección por temperatura se hace mediante TEMP x TEMPCO.

TIDE: corrección de marea o Luni-Solar en mGal. Usa el algoritmo de Longman ([Longman, 1959](#)).

DUR: duración en segundos del ciclo de lectura. Debe aumentarse cuanto más ruidosa sea la zona de medición (p.e. pasar de 90 s a 120 s).

REJ: muestras rechazadas por separarse del promedio más de a 4 veces la desviación estándar.

TIME: hora, minuto y segundos de la lectura (TU).

DEC.TIME+DATE: tiempo (día y hora con segundos) en valor decimal. No obedece al sistema utilizado normalmente como días julianos. Está incluido para facilitar representaciones gráficas temporales, pero no tiene la exactitud que puede ser requerida en otros usos de cálculo, e incluso presenta errores al cambiar de mes.

TERRAIN: valor en mGal de la corrección de terreno, en caso de que se opere con esta opción (que exige introducir manualmente los valores de desniveles de cota en el entorno de la estación con el criterio de Hammer, así como la densidad de los terrenos).

DATE: fecha año/mes/día

El siguiente ejemplo corresponde a la cuarta repetición efectuada en la estación 25:

LINE	STATION	ALT.	GRAV.	SD.	TILTX	TILTY	TEMP	TIDE	DUR	REJ	TIME	DEC.TIME+DATE	TERRAIN	DATE
0.0000000	25.0000000	31.5428	3758.626	0.006	4.2	-2.8	1.35	-0.070	90	0	07:29:20	40739.31154	0.0000	2011/08/16
0.0000000	25.0000000	31.7869	3758.626	0.005	4.2	-4.0	1.28	-0.070	79	0	07:31:01	40739.31270	0.0000	2011/08/16
4.0000000	25.0000000	31.7869	3758.629	0.006	3.4	-4.9	1.20	-0.069	90	0	07:32:37	40739.31381	0.0000	2011/08/16
4.0000000	25.0000000	31.7869	3758.630	0.006	3.8	-5.6	1.13	-0.069	90	0	07:34:17	40739.31497	0.0000	2011/08/16
4.0000000	25.0000000	32.0310	3758.630	0.005	3.3	-6.2	1.07	-0.069	90	0	07:35:53	40739.31608	0.0000	2011/08/16
4.0000000	25.0000000	32.0310	3758.631	0.005	3.3	-7.3	1.02	-0.069	90	0	07:37:29	40739.31719	0.0000	2011/08/16
4.0000000	25.0000000	32.0310	3758.630	0.005	2.7	-7.6	0.97	-0.069	90	0	07:39:06	40739.31831	0.0000	2011/08/16

5.3 Factor de calibración del gravímetro: variable **Gcal1**

La señal **Vf** del sensor no representa nada más que el voltaje necesario para llevarlo a su posición de equilibrio. Como se comentó anteriormente, para obtener el valor GRAV de los ficheros **.txt** se aplica una constante o factor de calibración **GCAL1**, a fin de convertir la señal en unidades de gravedad (mGal), mediante

$$\text{SU}=\text{GCAL1}(\text{SF}/\text{SC}) \quad \text{o} \quad \text{GRAV}=\text{GCAL1} \times \text{grav_sample} / 536870912$$

siendo SF y SC las salidas del Convertidor Analógico/Digital cuando se le aplica la señal Vf del sensor y la señal Vc de calibración del convertidor respectivamente. La cifra 536870912 es un factor constante debido al convertidor A/D. Por lo tanto la conversión a mGal es una operación realizada en fase digital. El valor **grav_sample** es la primera columna del fichero *.smp.

En el apartado 3.2 **Medidas con gravímetros relativos** de este Informe se indicó que la gravedad observada en gravimetría relativa se obtiene por la diferencia entre las lecturas del gravímetro en dos lugares, siendo uno de ellos fijo, denominado base, de tal forma que la diferencia de gravedad viene dada por:

$$\text{Gobrel} = \text{B} + \text{k} (\text{Lb} - \text{Le}) \pm \Delta \text{D} \pm \Delta \text{CLS} \pm \Delta \text{CCO} \pm \Delta \text{CPA} \pm \Delta \text{CRH} \pm \Delta \text{CMP}$$

siendo **k** el factor, o constante de calibración, que convierte las lecturas **L** del gravímetro en unidades gravimétricas. Este factor se obtiene dividiendo la diferencia de gravedad entre dos estaciones donde la gravedad absoluta sea conocida de antemano, entre la diferencia de lecturas del gravímetro en ambas estaciones. El gravímetro CG5 opera proporcionando como lectura el valor GRAV en mGal (equivalente a **k L**), por lo que el valor de **k** en la expresión **k (Lb-Le)** es igual a 1, a diferencia de otros gravímetros en los que la lectura se proporciona en unidades arbitrarias. El significado de la constante de calibración no es por lo tanto idéntico en todos los gravímetros, dependiendo en algunos instrumentos (Lacoste&Romberg) del valor de la lectura.

En un gravímetro Scintrex nuevo **GCAL1** se evalúa inicialmente por el fabricante, utilizando para ello una línea de calibración (Orangeville Calibration Line) de 70 km al norte de Toronto, mantenida por el Geological Survey de Canadá (Scintrex, 2010). Esta línea tiene cinco estaciones entre las que hay una diferencia de 119 mGal, e incluye dos estaciones de gravedad absoluta. El gravímetro es transportado en el asiento trasero de un vehículo, sin utilizar fijaciones especiales. Se toman dos lecturas de 60 segundos en cada estación, una en el viaje de subida y otra en el de bajada, corrigiéndose automáticamente de variación Luni-Solar y deriva estática. Las lecturas inicial y final de la primera estación son utilizadas para calcular la deriva residual y aplicarla a todas las demás lecturas, calculándose a continuación las diferencias de gravedad medida entre cada par de estaciones **Sij**. El error de esta diferencia viene dado por

$$\text{Eij} = \text{e} \times \text{Sij} - \text{gij}$$

donde **gij** es la diferencia real de gravedad conocida y **e** es el factor de corrección de escala que se está buscando, y que se calcula minimizando la desviación estándar de los errores. La nueva constante **GCAL1p** de calibración del gravímetro viene dada entonces por

GCAL1p= e x GCAL1

siendo GCAL1 la constante anterior, usada para medir **Sij**.

El sistema usado por el IGME para calibrar el gravímetro es algo diferente del utilizado por Scintrex, no efectuándose la corrección de deriva con las lecturas en una sola base, sino que las diferencias **Sij** se miden por interpolación de la lectura en la estación **i** para el tiempo en que se leyó la estación **j** (lo que equivale a corregirlas de deriva teniendo en cuenta la variación en dichas estaciones), obteniéndose igualmente un conjunto de valores con los que calcular $e_{ij} = g_{ij} / S_{ij}$ ($E_{ij} \rightarrow 0$) y adoptando como valor de **e** el promedio del conjunto **eij**, con una exactitud totalmente equivalente al procedimiento de Scintrex.

La máxima exactitud alcanzable en el proceso de calibración o de determinación de la constante es, según Scintrex, del orden de 0.01% (10^{-4}), aunque debido al propio error que puede existir en las bases utilizadas para la calibración (valor real de la diferencia de gravedad), el error en la constante determinada puede llegar a ser hasta del 0.1 % (10^{-3}), dato establecido para gravímetros CG3 (Debeglia y Dupont, 2002). Utilizando el CG5, y según un experimento que será posteriormente expuesto (Jacob et al., 2009; 2010), lo más normal es que la exactitud sea del orden de 0.02 % al 0.03 %. En cualquier caso, esto significa que el valor asignado a las anomalías o diferencias de gravedad medidas con este instrumento y las realmente existentes depende de la magnitud de la diferencia. Debe entenderse, no obstante, que esta inexactitud en el conocimiento de la constante de calibración no tiene repercusión práctica en el resultado de los trabajos de gravimetría relativa. Supongamos que **k** es la constante de calibración exacta, que convierte la diferencia de lecturas en el valor real de diferencia de gravedad. La anomalía **A** (entendida como diferencia de gravedad entre base y estación), viene dada por $A = k \Delta L$, siendo ΔL la diferencia de lecturas del gravímetro (que responde a la diferencia real de gravedad). La imprecisión en el conocimiento de **k** en un valor **p**%, supone que se puede estar utilizando una constante $k_u = k + a$ $k = k (1+a)$ siendo $a = p/100$ (por ejemplo, para 0.02% $k_u = 1.0002k$), y por lo tanto a la anomalía se le asigna un valor $A_u = k_u \Delta L = k (1+a) \Delta L = A + aA$, que difiere del valor real en la cantidad **aA**. Si por anomalía nos referimos a la Anomalía de Bouguer (o diferencia de gravedad entre dos estaciones), $A_1 - A_2 = AB$, se le estaría asignando un valor $AB_u = AB + aAB$. Lo mismo ocurre en gravimetría 4D, siendo entonces **A1** el valor asignado en el tiempo **t1** y **A2** el valor asignado en el tiempo **t2** a la misma estación, con anomalía $A_{4D} = A_1 - A_2$; el error de la constante introduciría un error en la anomalía igual a **ax4AD**.

En la Tabla 5.2 se indica la diferencia entre el valor real y el asignado según que la inexactitud de la constante de calibración sea del 0.01 % , 0.02 % y 0.1 % (anomalía x 1.0001, 1.0002 y 1.001). Así, para una anomalía real de 10 mGal, el error es de 0.001, 0.002 o 0.010 mGal según que la constante utilizada difiera de la teórica en el 0.01, 0.02 o 0.1 % respectivamente. En microgravimetría o en gravimetría 4D, donde las anomalías buscadas son inferiores a 1 mGal, no hay ninguna diferencia. En gravimetría ordinaria las diferencias son despreciables aún para el caso más improbable de que la imprecisión fuera el 0.1%, ya que diferencias de 0.1 mGal para una zona donde existan anomalías de 100 mGal no supone ninguna modificación en su significado geológico.

Anomalía real mGal	0,01% a=0.0001	0,02% a=0.0002	0,10% a=0.001
0,010	0,000	0,000	0,000
0,050	0,000	0,000	0,000
1,000	0,000	0,000	0,001
10,000	0,001	0,002	0,010
50,000	0,005	0,010	0,050
100,000	0,010	0,020	0,100

Tabla 5.2 Diferencia en mGal entre la anomalía real y la asignada según exactitud de la constante de calibración.

Debido a las variaciones con el tiempo del sistema sensor del gravímetro, la constante puede modificarse, por lo que debe ser revisada periódicamente. La estabilidad de la constante CGAL1 depende de la estabilidad de las dimensiones del condensador (cuya variación de capacidad traduce la posición del sensor en un voltaje de salida Vf), y de la estabilidad del voltaje de referencia Vc. La constante de un gravímetro nuevo puede variar durante los primeros meses de funcionamiento hasta un 0.1 %, siendo el ratio de modificación normal de 1 a 2 ppm por día, disminuyendo con el tiempo (Scintrex, 2010), y tendiendo a estabilizarse con aumentos del orden del 0.04 % al 0.02 % anual al cabo de varios años, por lo que tras varios años de uso puede ser necesario recalibrar el instrumento. Partiendo de un valor de e=1, en la Tabla 5.3 se indica la variación normal que cabe esperar, en función del tiempo y del ratio de cambio:

tiempo	ppm/día	ppm	% total	e	e medio
1 año	1	365	0,0365	1,000365	
1 año	2	730	0,073	1,000730	
1 año					1,000547
2 años	1	730	0,073	1,000730	
2 años	2	1460	0,146	1,001460	
2 años					1,001095
1000 días	1	1000	0,1	1,001000	
1000 días	2	2000	0,2	1,002000	
1000 días					1,0015

Tabla 5.3 Variación normal de un gravímetro CG5 Scintrex en función del tiempo y ratio de modificación.

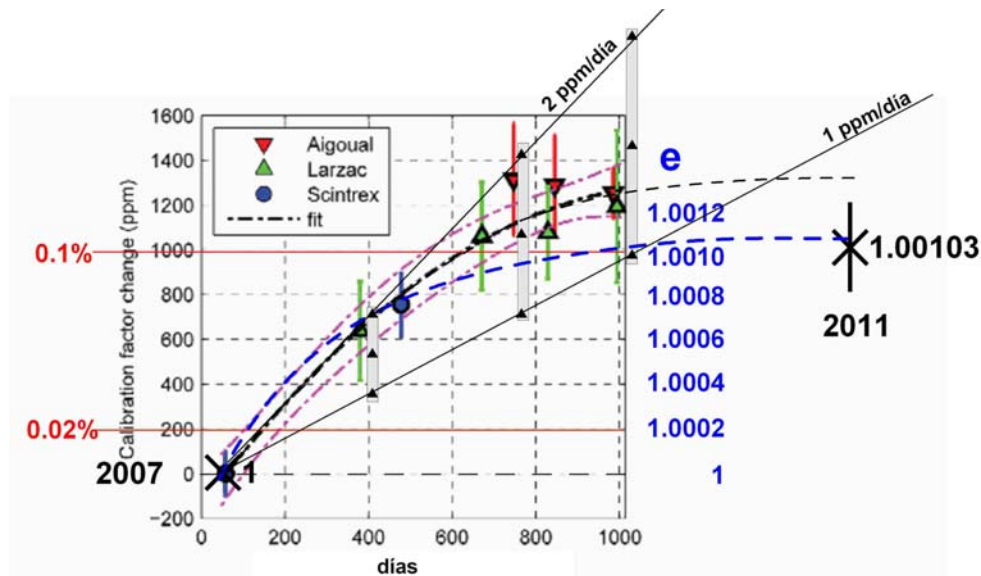


Fig. 5.4 Variación del factor de calibración e con el tiempo del gravímetro CG5-167. Las líneas discontinuas moradas significan el rango de confianza del 95% ($\approx \pm 100$ ppm). Los trazos verticales en cada determinación indican su precisión. Se ha añadido la correspondencia entre variación en ppm y en % (100 ppm=0.01%) y los valores de e partiendo de un valor inicial de e=1. El aspa negra son las calibraciones del gravímetro CG5-9122 del IGME en 2007 en Canadá y en 2011 en España. Las zonas sombreadas indican los valores máximos, mínimos y medio teóricos de la Tabla 5.2. (Modificada de Jacob et al., 2009).

En la Figura 5.4 se muestra el resultado de un experimento (Jacob et al., 2009) que expresa bien los límites prácticos del sistema de calibración de estos gravímetros, y por lo tanto la precisión que cabe esperar de la determinación de las diferencias de gravedad. Para el gravímetro CG5 #167 se utilizaron en distintas épocas la línea de calibración de Scintrex en Orangeville (Canada) (diferencia de 119 mGal) y otras dos líneas en Francia (Aigoual, con tres estaciones y variación de 300 mGal, y Larzac). La precisión de las determinaciones es de 0.01 % (± 100 ppm) en Canadá, pero superior al 0.02 % en el resto de las calibraciones, llegando hasta 0.03% para la última en Larzac, y variable de una calibración a otra, lo que ratifica lo anteriormente expuesto sobre dicha precisión, y evidencia que la calibración de un gravímetro depende tanto de las bases empleadas como del comportamiento del gravímetro en cada ocasión.

En cuanto a la evolución del factor de calibración, ajustando a los valores calculados un polinomio de segundo grado (línea negra de trazos en la Figura 5.4) (Budetta y Carbone, 1997), y adjudicando el valor $e=1$ en el inicio del experimento (ratio de cambio 0 ppm), en la línea de calibración de Canadá se observa una evolución de tal manera que al cabo de unos 500 días ha pasado a ser del orden de 1.00075, con un ratio de variación, ratificado en las bases de Larzac sobre los 390 días, que se corresponde con 2 ppm/día. A los dos años (700 días) la calibración en Larzac arroja un valor de 1.0011, siguiendo por tanto muy aceptablemente las tendencias indicadas por Scintrex de variaciones anuales inferiores, entorno a 1.5 ppm/día. A partir de los dos años la evolución de la constante en Larzac se corresponde con ratios aún inferiores, de tal forma que a los 1000 días ha pasado a unos 1.2 ppm/día, siendo más errática y disminuyendo en cualquier caso el ratio de variación dentro de los límites teóricos. Las determinaciones en las bases de de Aigoual presentan mayores diferencias, aunque en la última determinación converge con las de Larzac. Estas variaciones pueden ser debidas a que, al igual que ocurre en España, hay algunas líneas de calibración que fueron efectuadas con el gravímetro Lacoste-Romberg antes de conocerse la existencia de errores cíclicos debidos a sus tornillos de medición y de que fueran debidamente corregidas, o bien porque en algunas líneas de calibración sólo se conoce la gravedad absoluta en cmGal, por lo que los resultados pueden ser menos exactos y presentarse diferencias entre las calibraciones efectuadas con diferentes bases. Por otra parte, puede llegar un momento en que la variación de la constante sea del mismo orden de magnitud que la precisión alcanzable en su determinación, por lo que, en principio, no deben aceptarse modificaciones inferiores al 0.02 %.

El gravímetro Scintrex CG5-9122 del IGME fue calibrado en Canadá en el año 2007. Antes de proceder a la campaña de campo se ha verificado su constante en el mes de julio de 2011, utilizando una línea de calibración del IGN con diferencias de 37 mGal a 97 mGal. El proceso completo se explica en el capítulo 5.6 y ANEXO I. El nuevo factor calculado es de $e=1.00103$, representado en la Figura 5.4. Esta variación del 0.103 % en 4 años es perfectamente explicable por el comportamiento normal del gravímetro a través del tiempo, ajustándose bien a posible ratios de variación mayores en los primeros años, y presentando posteriormente menor variación que el CG5-167, más antiguo. La precisión de esta calibración es del 0.02%, estando por lo tanto dentro de los valores normales.

El utilizar una constante de calibración mayor o menor que la real tiene una traducción inmediata en producir un error en las diferencias de gravedad determinadas en una campaña ordinaria de gravimetría

(trazado de mapas de anomalías de Bouguer), y el error es mayor cuanto mayor sean las diferencias de gravedad de la zona prospectada, lo que en cierta forma minimiza su repercusión práctica, como se ha indicado en la Tabla 5.2. Sin embargo, la posible variación de la constante de calibración con el tiempo adquiere una especial importancia en microgravimetría 4D (Budetta y Carbone, 1997), ya que, por una parte, si entre las medidas en el tiempo t_1 y t_2 ha variado la constante pero no se ha cambiado en el gravímetro el valor de la variable G_{cal1} , se obtendrá un falso valor de la diferencia de gravedad entre ambas campañas, dando lugar a falsas interpretaciones. En este caso, la repercusión es diferente a la explicada anteriormente sobre la propia exactitud en el conocimiento de la constante de calibración:

Si en el tiempo t_1 se midió con una constante k_1 , dando lugar a la anomalía $A_1 = \Delta L_1 \times k_1$, y en el tiempo t_2 la constante se ha modificado a $k_2 = k_1 + a \times k_1 = k_1 \times (1+a)$, pero se ha utilizado k_1 , y se ha medido una diferencia $A_2 = \Delta L_2 \times k_1$, la anomalía $A_{4D} = A_1 - A_2$ no es correcta. En realidad habría que haber utilizado k_2 obteniendo $A_{2m} = \Delta L_2 \times k_2$. Poniendo

$$A_{2m} = \Delta L_2 \times k_1 \times (1+a) = \Delta L_2 \times k_1 + \Delta L_2 \times k_1 \times a = A_2 + A_{2xa},$$

y la anomalía real viene dada por $A_{4Dm} = A_1 - A_{2m} = A_1 - A_2 - A_{2xa} = A_{4D} - A_{2xa}$, que difiere de la determinada con k_1 en A_{2xa} . La diferencia respecto del error debido a la imprecisión de la constante es muy importante, ya que en ese caso la diferencia era A_{4Dxa} , siendo la anomalía A4D de algunas cmGal, mientras que la diferencia base-estación (anomalía A2) puede ser de varios mGal. En la tabla 5.4 se indican los errores introducidos en la anomalía 4D para variaciones de la constante entre campañas del 0,103 % y del 0.056 %, en función de la anomalía (diferencia de gravedad base-estación) medida, en caso de que se haya modificado la constante en el gravímetro y no se tenga en cuenta. Así, para una anomalía (base-estación) de 10 mGal, se comete un error en la anomalía 4D de 0.010 o de 0.006 mGal para modificaciones de la constante del 0.103 o del 0.056 % respectivamente.

mGal	0,103% a=0.00103	0,056% a=0.00056
1	0,001	0,001
5	0,005	0,003
10	0,010	0,006
30	0,031	0,017
50	0,052	0,028
100	0,103	0,056

Tabla 5.4 Errores en mGal producidos en una anomalía 4D si cambia la constante de calibración del gravímetro y no se tiene en cuenta, en función de la amplitud de la diferencia entre base y estación

La verificación del factor de calibración hay que hacerla con grandes diferencias de gravedad (del orden al menos de unos 100 mGal), siguiendo el procedimiento indicado anteriormente de lecturas repetidas en una línea de calibración. Si como resultado de una operación de calibración se obtiene una variación inferior al 0.03% ($e < 1.0003$) del valor de la constante anterior, no debe interpretarse como que forzosamente se haya modificado la constante, siendo más conveniente no cambiarla. Puesto que la verificación de la constante de calibración no está exenta de posibles errores (aparte de la mencionada precisión), si se modifica sin que realmente el aparato haya cambiado, puede dar lugar a introducir falsas anomalías.

5.4 Deriva intrínseca o estática del gravímetro: variable Drift

El sensor del gravímetro tiene una deriva intrínseca constante y positiva, de tal forma que el valor de la lectura realizada en una misma estación irá aumentando gradualmente con el tiempo. Esta deriva es lineal y se debe al inevitable estiramiento progresivo del muelle de cuarzo bajo tensión. Puesto que el gravímetro tiene un rango mínimo de 8000 mGal y máximo de unos 13000 mGal (1.457x GCAL1), si se utiliza en una latitud donde las lecturas sean del orden de los 4000 mGal, como es el caso del centro de España, tiene una vida útil de al menos 30 años hasta que el sensor alcance su límite superior (suponiendo una deriva media de 0.5 ppm/día a 60°C, equivalente a unos 0.5 mGal/día). El diseño del sistema permite predecir con gran precisión la deriva estática (debida exclusivamente al diseño constructivo del sistema, y no al movimiento del gravímetro), que se corrige en tiempo real con error inferior a 0.02 mGal/día a través del parámetro **Drift**.

Para el cálculo del valor de **Drift** es preciso efectuar lecturas continuas (dejar el instrumento estático) en un punto fijo durante al menos 12-24 horas, tomando la diferencia de valores de gravedad Δg (cuidando de que estén corregidos de marea y no estén distorsionados por ruidos) para los instantes próximos al inicio y al final (separados un tiempo Δt días), obteniéndose la deriva por $D = \Delta g / \Delta t$ mGal/día. Puesto que las lecturas se efectúan utilizando el valor de deriva anteriormente determinado (sea Drift1), el nuevo valor viene dado por $Drift1 \pm D$. Este valor se introduce en los parámetros del gravímetro, junto con los datos del día y hora de su cálculo (**DriftTime Start, Drift Date Start**) o tiempo de referencia. Las lecturas son corregidas automáticamente restándoles un valor en mGal calculado por **Drift x (tiempo de la lectura - tiempo de referencia)**.

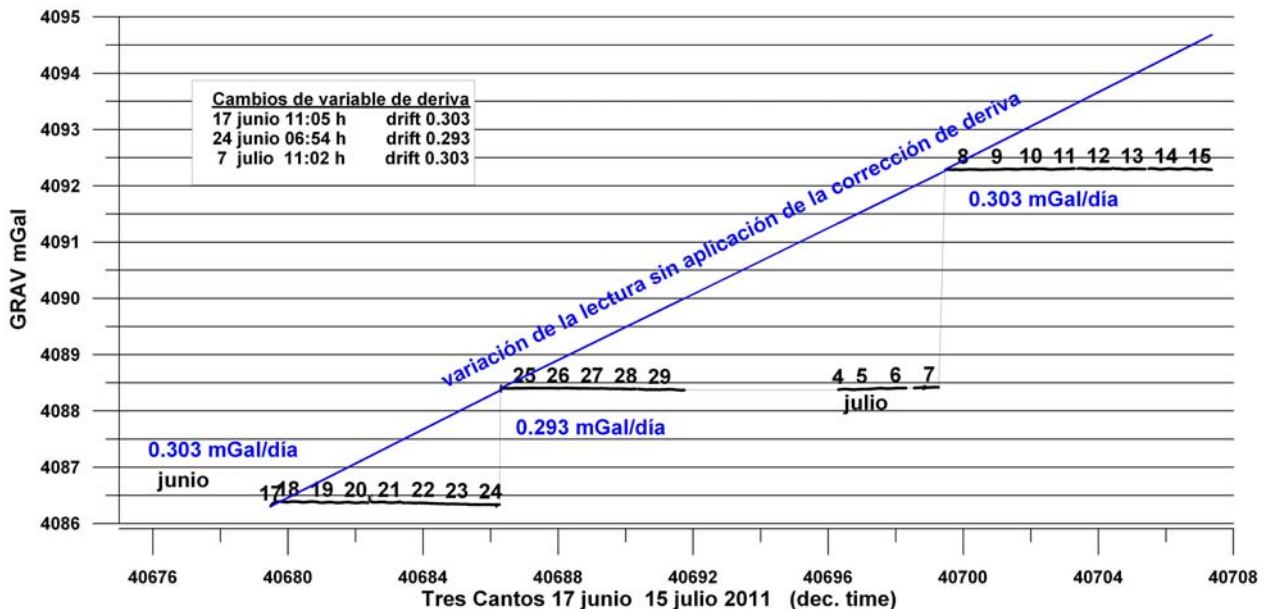


Fig. 5.5 Ejemplo del efecto de la corrección de deriva intrínseca del gravímetro y del cambio de su valor. Las líneas en color negro son las lecturas del gravímetro. La línea de color azul indica lo que se leería de no aplicar la corrección de deriva estática.

Cuando se vacía la memoria del gravímetro se pierde el día de referencia, por lo que hay que volver a introducir los valores; de otra forma, se tomaría la deriva respecto del día de reinicialización. La deriva

estática disminuye normalmente con la edad del instrumento, por lo que debe ser comprobada al menos cada tres o cuatro meses. Las lecturas que proporciona el gravímetro están referidas a la fecha declarada en los parámetros de adquisición como de inicio de la deriva. Cuando se cambia el valor de deriva o de su fecha de inicio se produce un salto en el valor de “gravedad” medida. La Figura 5.5 es un ejemplo de esta circunstancia: se reproducen las lecturas en un punto fijo en Tres Cantos en junio y julio de 2011 (datos obtenidos con los ciclos de lectura continua, de 90 segundos):

- El 17 junio se fijó una deriva de 0.303 mGal/día a las 11:05 h; el valor inicial leído de 4086.38 mGal se mantiene a partir de ese momento (con la precisión instrumental y con las variaciones debidas a otras causas externas), porque se le está aplicando la corrección de deriva respecto del inicio (día 17 11:05 h).
- El 24 junio la deriva se fijó en 0.293 mGal/día a las 6:54:11; la lectura pasa a ser de 4088.40 mGal, dando por lo tanto un “salto” del orden de 2 mGal, correspondiente a la evolución de la lectura sin corrección de deriva en el periodo 17-24 junio ($4086.38 + 7 \text{ días} \times 0.303$).
- De nuevo el 7 de julio se modifica la deriva a 0.303 mGal/día, y se produce un nuevo “salto” de 3.88 mGal ($13 \text{ días} \times 0.293$)

Debido al movimiento del gravímetro, existe una deriva adicional, no constante y dependiente de las condiciones de transporte. Esta deriva puede calcularse por repetición de lecturas en puntos base a intervalos de tiempo, de tal forma que la manera de proceder consiste en iniciar la secuencia (denominada normalmente “programa”) de lecturas en las estaciones de una zona en un punto fijo o base y volver a efectuar una lectura en el mismo al cabo de un tiempo o duración del programa; para intervalos inferiores a 8 horas puede asumirse que esta deriva “de trabajo” tiene una variación lineal con el tiempo, lo que permite corregirla en las lecturas de las estaciones de forma proporcional al tiempo transcurrido desde la primera lectura en base. Por otra parte, a la variación observada en la lectura del gravímetro a partir de lecturas efectuadas en un punto fijo o base con intervalos del orden de 24 h, se le denomina¹ deriva “secular”, que recoge la imprecisión en el factor de corrección de la deriva estática, así como las condiciones de movimiento del instrumento en sus desplazamientos tras un periodo de varias horas de reposo.

Como consecuencia de la deriva de trabajo, las lecturas del gravímetro en una estación no son estables durante un cierto tiempo, presentando una nueva deriva de estabilización, con ratio de variación diferente al de la deriva de trabajo, que será explicado en el apartado **5.5.8 El problema de la estabilización**.

¹ Se ha conservado esta denominación, tradicional en Gravimetría Aplicada para la deriva obtenida mediante el control diario en base con los gravímetros Worden, aunque en realidad para el Scintrex CG5 sería más adecuado llamarla “diaria”, y utilizar “secular” para la que hemos llamado deriva “intrínseca” o “estática”.

5.5 Verificaciones efectuadas sobre el comportamiento del gravímetro utilizado

La utilización del gravímetro requiere especificar los valores de los siguientes parámetros instrumentales:

- Factor de calibración **Gcal1**
- Sensibilidad de niveles **TiltxS** y **TiltyS**
- Offset de niveles **TiltxO** y **TiltyO**
- Factor de corrección de temperatura **Tempco**
- Factor de corrección de deriva estática **Drift**

El factor de calibración **Gcal1** ha sido explicado en el apartado **5.3 Factor de calibración del gravímetro: variable Gcal1**, y ha sido objeto de verificación en julio de 2011, como será explicado en el apartado **5.6 Calibración del gravímetro Scintrex CG5#9122 en 2011** y detallado en el ANEXO I. El parámetro **Tempco** viene fijado por el fabricante y no varía. Los demás parámetros han sido objeto de verificación antes del comienzo de cada campaña. Es además necesario definir (SI o NO) la aplicación de las siguientes opciones:

- Corrección de marea o Luni-Solar CLS (**Tide Correction**)
- Corrección continua de nivelación (**Cont. Tilt**)
- Auto rechazo de muestras (**Auto Rejection**)
- Correcciones de terreno (**Terrain Corr**)
- Filtro sísmico (**Seismic Filter**)
- Obtención del fichero de datos brutos (**Raw Data**)

Las opciones **Terrain Corr** y **Raw Data** no han sido aplicadas en ninguna campaña. Las demás se han aplicado siempre, excepto la opción **Cont. Tilt**, que no se ha activado en la campaña de 2012 al verificar en 2011 la buena estabilidad de los sitios elegidos para las estaciones. El Filtro Sísmico **Seismic Filter** se ha optado por aplicarlo siempre, fundamentalmente debido a su ventaja en condiciones de viento fuerte. Además de estos parámetros y opciones, que quedan reflejados en la cabecera inicial del fichero de resultados tipo *.txt, es preciso indicar la duración de los ciclos de medición en segundos (**DUR**) y el número de ciclos que desea efectuarse, así como el sistema a seguir para la denominación de la estación y la grabación de la temperatura. El valor de **DUR** se incluye en el fichero de resultados, junto con otras variables que dependen de cada lectura y permiten estimar la calidad de las medidas: desviación estándar (**SD**), número de muestras rechazadas (**REJ**), desnivelación (**TILTX** y **TILTY**) y variación de la temperatura del sensor (**TEMP**). A fin de evaluar adecuadamente el funcionamiento del instrumento, se ha llevado a cabo una serie de pruebas, tanto antes de comenzar las campañas de medición, como durante las mismas y posteriormente, cuyos resultados son los que se exponen a continuación. Gran parte de estas mediciones han sido efectuadas en condiciones estáticas en la sede del IGME en Tres Cantos y en la habitación de un hotel en Ronda, por lo que no siempre se reúnen las condiciones óptimas para el registro. No obstante, de ellas pueden obtenerse una serie de criterios de interés para conocer mejor el funcionamiento del gravímetro. Otras lecturas sobre las que se basa este análisis pertenecen a las propias mediciones dinámicas en la Base100 y estaciones de la zona de la Sierra de las Nieves.

5.5.1 Precisión de las lecturas.

Según sus especificaciones técnicas, la resolución nominal del gravímetro es de 0.001 mGal, con repetibilidad mejor de 0.005 mGal en las condiciones de trabajo en campo. La resolución, en rigor, significa que la menor diferencia de gravedad que se puede detectar es de 1 μ Gal, pero el resultado de la medición está además condicionado porque la última cifra significativa de las lecturas en mGal proporcionadas por el gravímetro es el tercer decimal, viniendo los valores dados por redondeo a μ Gal enteros; la precisión instrumental (exactitud de la medición) puede entenderse entonces de ± 0.0005 mGal o ± 0.5 μ Gal.

La repetibilidad del instrumento significa que lecturas consecutivas deben diferir menos de 5 μ Gal, aunque cada medida sea determinada con la resolución de 1 μ Gal. En este sentido, una medida de la resolución real metrológica viene dada por la desviación de un conjunto de mediciones respecto de su valor más probable, desviación que debe ser inferior a ± 2.5 μ Gal, en ausencia de toda perturbación externa.

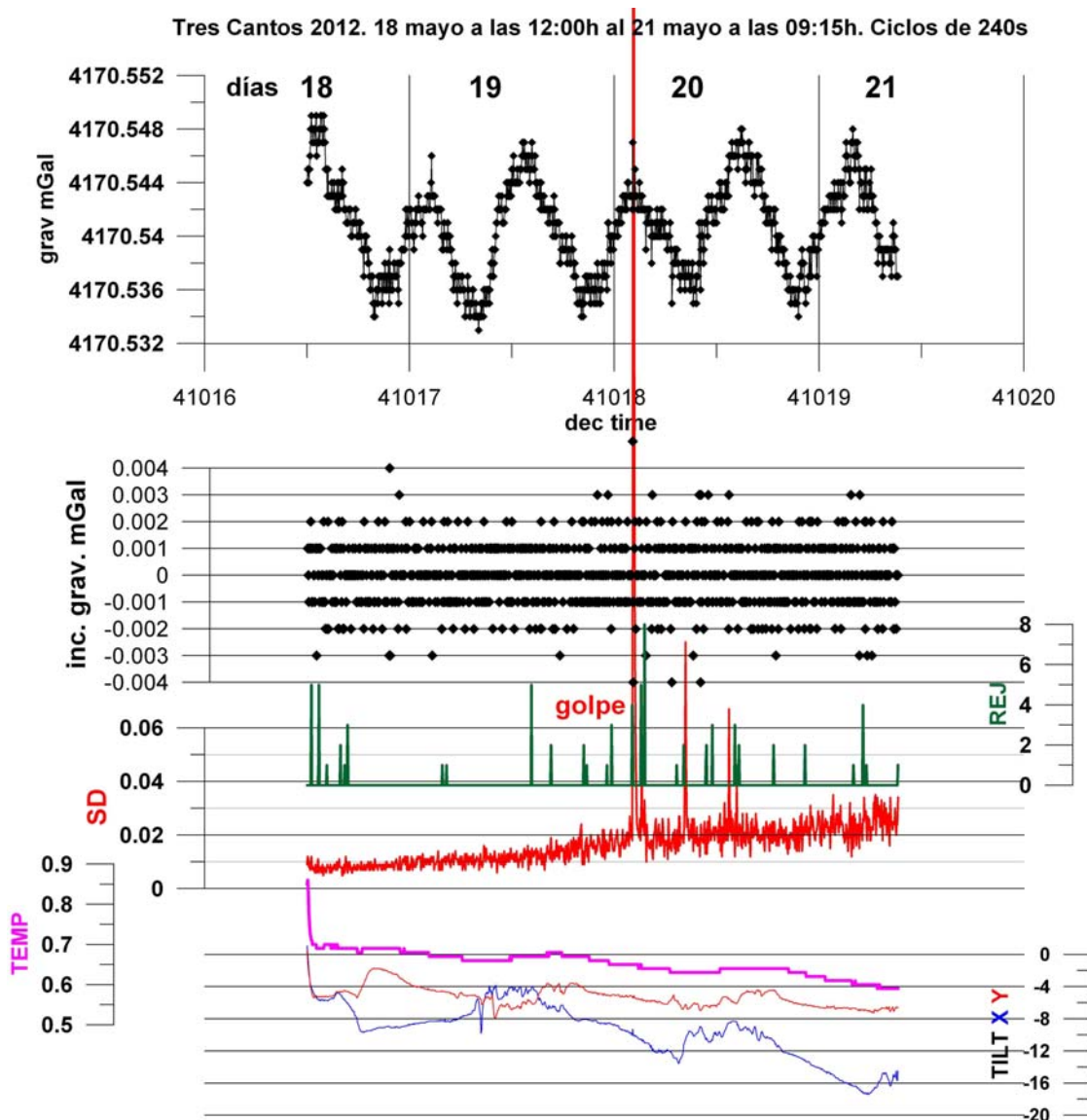


Fig. 5.6 Lecturas estáticas durante un periodo de 69 h, con indicación del incremento entre valores sucesivos, desviación estándar SD, número de lecturas rechazadas REJ, variación de temperatura del sensor TEMP e inclinación de los niveles TILT.

La lectura final, valor **GRAV** de los ficheros (valor corregido de efecto LS), es el resultado promedio del total de muestras tomadas, a razón de seis por segundo, durante el número de segundos que se establezca para el ciclo de lecturas. En este contexto, un parámetro indicativo de la resolución puede ser también la dispersión, evaluada mediante la desviación estándar SD, y la precisión vendría evaluada por el error SD/\sqrt{n} (n número de determinaciones).

No existe algo parecido a un patrón con el que se pueda contrastar la resolución instrumental y precisión de un gravímetro, y no es posible medir la gravedad en ausencia de las variaciones temporales naturales, que afectan a la repetibilidad. Una aproximación a la verificación de estos valores (resolución y repetibilidad) puede hacerse a través de la diferencia entre lecturas consecutivas, ya que la diferencia entre valores del efecto de carga oceánica para intervalos hasta de unos 5 minutos es inferior a 1 μGal , y las lecturas están tomadas cada menos de dos minutos, por lo que la diferencia entre lecturas consecutivas puede tomarse como un índice de resolución cuando no existe ruido.

En la Figura 5.6 se representan 995 lecturas, efectuadas en ciclos de 240 s (1440 muestras por ciclo), durante 69 h 15 min. en un punto fijo estable. La variación de la gravedad (corregida de efecto Luni-Solar) sigue la evolución de la carga oceánica. La diferencia entre lecturas sucesivas es nula para el 39 % de las medidas, con incrementos iguales o inferiores a 1 μGal para 85 % e iguales o inferiores a 2 μGal para prácticamente el 100 %. Este resultado parece estar acorde con la resolución teórica del instrumento y con la repetibilidad.

La desviación estándar oscila entorno a 0.01 mGal hasta que el gravímetro sufre un golpe al inicio del día 20, pasando a partir de ese momento a oscilar entorno a 0.02 mGal. En su conjunto es inferior a 0.02 mGal para el 73 % de las lecturas e inferior a 0.03 mGal para el 97%. El error, evaluado por SD/\sqrt{n} es del orden máximo de 0.001 mGal, de acuerdo con la precisión.

5.5.2 Efecto de la desnivelación. Parámetro TILT.

El gravímetro debe permanecer siempre nivelado sobre su trípode, inclusive mientras que no está en servicio (en paradas o durante la noche), a fin de minimizar el efecto de histéresis del muelle. Si se queda desnivelado durante varias horas, debe dejarse nivelado al menos durante 4 horas para estabilizarlo antes de tomar una medida. Estas condiciones significan no solo que tras un largo desplazamiento del instrumento (de Madrid a una zona de trabajo) el gravímetro debe dejarse en reposo al menos 24 horas, sino que el tiempo de desplazamiento desde el lugar de residencia a las estaciones de la zona debe ser minimizado, así como los desplazamientos entre estaciones y a las bases.

Los sensores de nivelación son electrónicos, midiendo la inclinación de dos ejes ortogonales X,Y respecto de la horizontal, con una resolución de 0.11 segundos de arco. La salida de estos sensores (que se muestra en la pantalla del instrumento y se graba en el fichero de resultados como TILTX y TILTY en segundos) se transmite al sistema de adquisición de datos, efectuando correcciones de las lecturas de gravedad en tiempo real, que se aplican cada cinco segundos de tiempo (igual que la corrección de deriva

¹ Comunicación personal de Scintrex; en el Manual del CG5 pone resolución de 1 segundo y no limita la repetibilidad.

de estática). La corrección es efectiva hasta desnivelaciones de $\pm 200''$, aunque la repetibilidad deja de ser aceptable² a partir de $\pm 40''$. El valor de TILT viene dado por

$$\text{TILTX} = ((\text{TILTX_sample} - \text{TiltxO}) / 0.000076295 - 2.5) \cdot \text{TiltxS}$$

Siendo TILTX_sample la salida del sensor (en fichero .smp), TiltxO el Offset y TiltxS la sensibilidad. Como las unidades de la sensibilidad son segundos/V (convierte una señal en V a un valor en segundos de arco), la expresión entre paréntesis deberían ser Voltios. No obstante, el valor del Offset TiltxO según el manual del CG5 viene expresado en segundos, y en consecuencia el valor de la muestra Tiltx_sample también tendrían que ser segundos, lo que no parecen ser las cifras que aparecen en los ficheros .smp (del orden de 30000), por lo que no tenemos la certeza de las unidades reales de la variable TILT en los ficheros de resultados¹. Los valores de Offset TiltO y de sensibilidad TiltS deben verificarse cada tres o cuatro meses, no debiendo variar el Offset más de 10-20'' entre verificaciones. Los valores utilizados en las campañas de la zona de la Sierra de las Nieves son los indicados en la Tabla 5.5:

	2011	2012	variación %
TILTXS	430.545	427.768	0,64
TILTYS	424.105	426.065	-0,46
TILTXO	45.104	40.305	10,64
TILTYO	-44.814	-42.680	4,76

Tabla 5.5 Parámetros TILT utilizados en las campañas de la Sierra de las Nieves

lo que supone variaciones inferiores a una unidad en los valores finales de los parámetros TILT.

La corrección de la gravedad debida a la inclinación se lleva a cabo mediante la ecuación

$$980600 (1 - \cos \text{TiltX} \cos \text{TiltY}) \text{ mGal}$$

siendo TILTX y TILTY los ángulos de inclinación de los ejes X,Y; este sistema de corrección puede suponer un error implícito de 0.002 mGal, constante para todas las correcciones. La corrección se aplica a las lecturas del sensor de gravedad cada segundo, a 6 Hz, si la opción **CONT TILT** está seleccionada (SELETED), o solamente al final del ciclo de lectura, basándose en la desnivelación durante el último segundo, si **CONT TILT** no está seleccionada (DISABLED). Estos dos modos de operación se deben a que los sensores de inclinación tienen una respuesta relativamente rápida (unos pocos segundos) hasta desnivelaciones de 5 segundos de arco, mientras que puede ser de un minuto para valores de 1 segundo de arco.

Si el gravímetro está sobre una base rígida y no se mueve durante la lectura es preferible utilizar el modo DISABLED, que dará resultados más exactos ya que los sensores tienen más tiempo para estabilizarse antes de aplicar la compensación. Si el instrumento está sobre terreno blando es preferible seleccionar el modo continuo de corrección. Funcionando en modo Base Station (lecturas continuas en un punto fijo) no afecta el sistema seleccionado, ya que el gravímetro corrige continuamente los efectos de desnivelación, aunque al cabo de un periodo de varias horas de estar en el mismo sitio pueden producirse variaciones de

¹ Scintrex reconoce que esta ecuación no es correcta, pero aplaza a la disponibilidad de un nuevo Manual para aclararlo.

nivelación debidas a la posible dilatación de los protectores contra choques del sensor, variaciones que evidentemente no se presentan en el funcionamiento en modo de lectura de unos pocos ciclos en las estaciones, dada su corta duración.

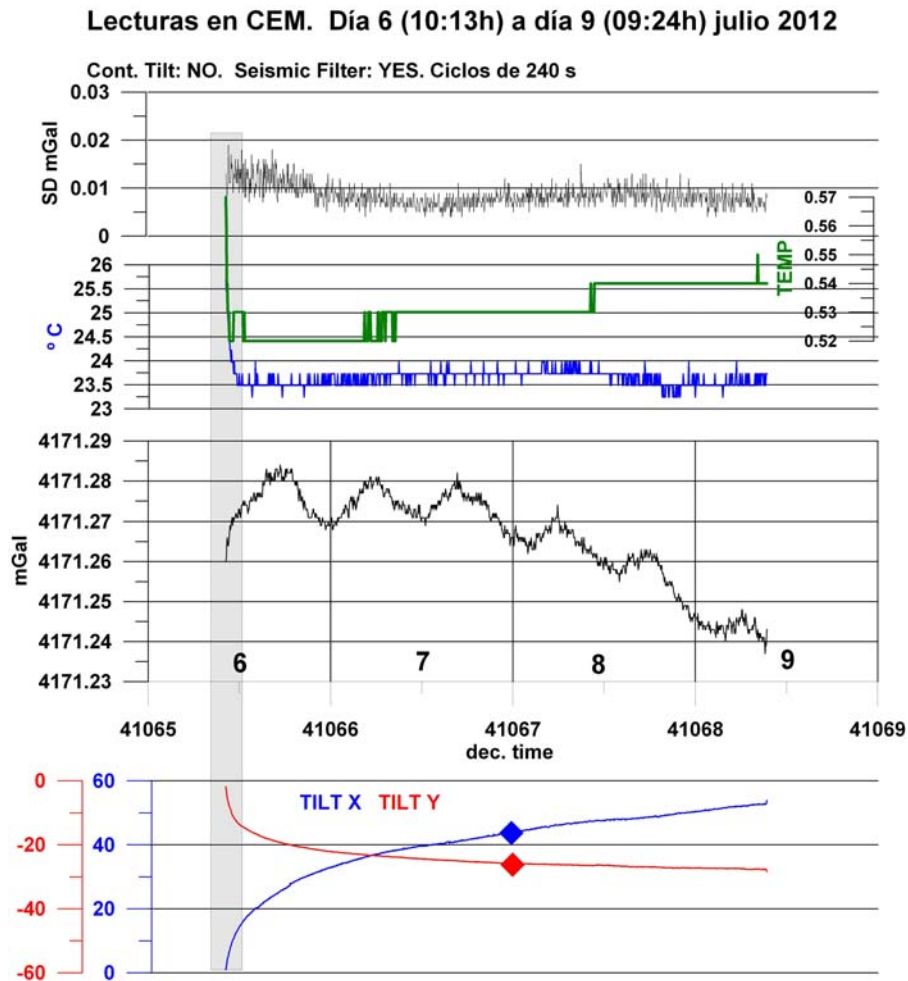


Fig. 5.7 Lecturas estáticas durante un periodo de 72 h (6 a 9 de julio de 2012), con indicación de la temperatura exterior, variación de la temperatura del sensor TEMP, desviación SD e inclinación TILT.

En la Figura 5.7 se reproduce un periodo de registro de 72 horas durante los días 6 a 9 de julio de 2012. Este ensayo fue realizado en la sala de instrumentación de alta precisión del Centro Español de Metrología en Tres Cantos, a quienes agradecemos las facilidades ofrecidas. Tenía por objeto medir en un lugar completamente aislado de vibraciones y cambios de temperatura, utilizándose ciclos de 240 s (una lectura cada 4 min. 11 s, con 1440 muestras por ciclo), y en las mejores condiciones de estabilidad. Estando el gravímetro en el exterior a una temperatura de 25.7 °C, tras un periodo de adaptación de unos 70 minutos el registro de temperatura manifiesta un valor constante entorno a los 23.5 a 23.75 °C. La desviación estándar es ligeramente superior a 0.01 mGal, pasando a partir de las 23 h del viernes 6 de julio a valores inferiores a 0.01 mGal, lo que indica las excelentes condiciones de ausencia de vibraciones. Sin embargo, a partir de las 36 h de registro (final del día 7) es evidente que éste se deteriora, manteniendo una cadencia constante de disminución de la gravedad medida. Esto se ha debido a que al ser el suelo de material plástico, las patas del trípode fueron paulatinamente hundiéndose en el mismo (el peso del gravímetro es de 9 kg), provocando una desnivelación progresiva, como indican los valores de las variables TILT X y TILTY. Cuando la inclinación ha sido superior 40-50°, el sistema de corrección

automática por software no ha sido capaz de proporcionar valores de gravedad correctos (aunque no se haya llegado a los ± 200 segundos de arco¹), por lo que debe utilizarse esta referencias como máximos admisibles de inclinación para aceptar las mediciones. Dado que el signo no significa nada más que la dirección de inclinación, se puede considerar que si los indicadores de desnivelación se mantienen en el rango $\pm 25''$ las lecturas son aceptables. Los valores utilizados en este experimento para el offset y sensibilidad de niveles son TiltxS: 434.372 "/V, TiltyS: 423.460 "/V, TiltxO: 40.149 " y TiltyO: -43.240 ".

En la Figura 5.8 se indican los valores del parámetro TILT de todas las lecturas efectuadas durante las campañas de la Sierra de las Nieves en 2011 y en 2012. Su valor más frecuente está comprendido entre $\pm 5''$ (el 85 %), siendo inferiores a 10'' el 96 % de las lecturas. Las de mayores desviaciones corresponden a lecturas carentes de interés, en alguna pausa de registro.

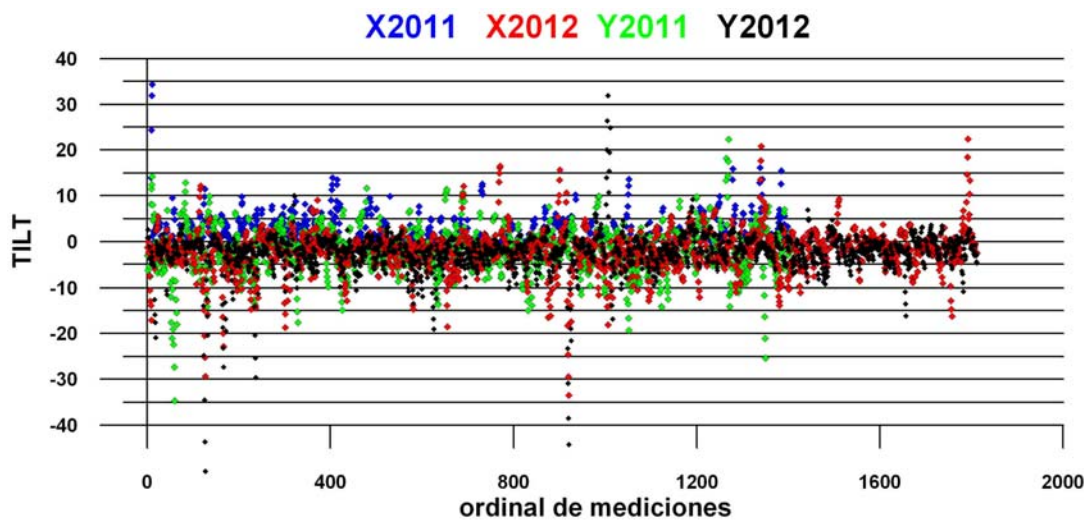


Fig. 5.8 Valores del parámetro TILT durante las campañas de la Sierra de las Nieves en 2011 y 2012.

5.5.3 Efecto de la variación de la temperatura. Parámetro TEMP

El muelle de cuarzo fundido del sensor del gravímetro es el componente más sensible a los cambios de temperatura, con una variación del orden de -130 mGal/K^2 . Para protegerlo de cambios en la temperatura ambiente, está colocado en el interior de una cámara de vacío con temperatura estabilizada a 55 °C (328 K) con variaciones inferiores a 0.5 mK (0.0005 °C). Los pequeños efectos residuales sobre la lectura de gravedad se corrigen mediante software, utilizando la señal de salida TEMP_sample (recogida en el fichero tipo *.smp) de un sensor situado en contacto térmico con el muelle principal, que se convierte en una señal digital TEMP por

$$\text{TEMP} = (\text{TEMP_Sample} * \text{TEMP_SF}) - \text{TBIAS} - \text{TOFFSET}$$

Siendo $\text{TEMP_SF} = 1000/536870912$, $\text{TBIAS} = 500 \text{ mK}$ y TEOFF es un parámetro específico para cada gravímetros CG-5.

¹ Esta limitación de la corrección a $\pm 40''$ ha sido confirmada por Scintrex a la vista de nuestros datos.

² Scintrex no ha sabido explicarnos el motivo de emplear la escala Kelvin (cero absoluto a -273.15 °C) en lugar de la Celsius. En cualquier caso las magnitudes son las mismas en ambas escalas, por lo que una variación de 1K es una variación de 1°C.

El valor del parámetro TEMP indica la variación de temperatura del sensor, no debiendo sobrepasar los ± 200 mK (± 0.2 °C)¹, y se visualiza en unidades mK en el display del gravímetro. Su valor para cada ciclo de medición se muestra en la consola y queda recogido en los ficheros de resultados *.txt, oscilando en las campañas efectuadas en el rango de 0.8 a 1.4 mK en 2011 (mes de agosto) y entre 0.6 y 1.2 mK en 2012 (mes de junio) (Figura 5.9).

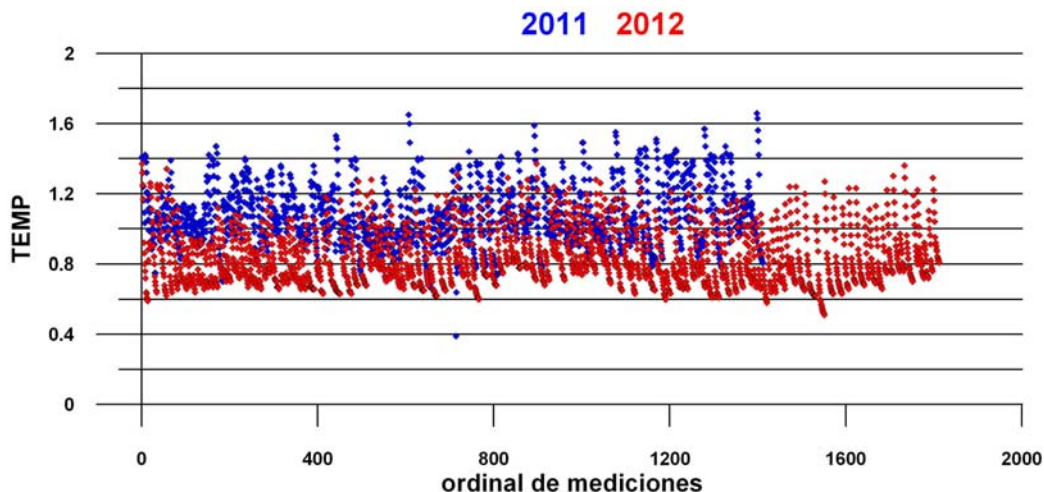


Fig. 5.9 Valores del parámetro TEMP medidos durante las campañas de la Sierra de las Nieves en 2011 (agosto) y 2012 (mayo-junio)

Con los valores de TEMP se obtiene la compensación de temperatura TEC en mGal, aplicada tras la última muestra de gravedad de un ciclo de medidas,

$$TEC = TEMPCO \times TEMP$$

El factor TEMPCO es constante, y viene dado por fábrica, en mGal/ mK.

Se ha comprobado que existe una deriva de largo término debida a los cambios regulares de temperatura diaria. En la Figura 5.10 se reproduce una secuencia de mediciones continuas durante cuatro días en un punto fijo con y sin corrección de carga oceánica, y sus espectros de frecuencia. En el espectro de los valores corregidos de CO (en azul) se observa que no existen las variaciones con periodo de 12 horas (2 cpd), aunque permanece un armónico de más baja frecuencia y una amplitud de 3 μ Gal para un periodo de 24 horas (1 cpd). Este mismo armónico se ha encontrado en los espectros de variación de la temperatura (externa y del sensor) y de niveles durante el periodo de medición en el punto fijo (Figura 5.10 derecha), así como otro de menor amplitud para 0.3 cpd; lógicamente el mayor armónico de variación de temperatura se presenta para 1 cpd (ciclos de un día), y tiene su repercusión en la oscilación de la gravedad leída por el gravímetro, lo que permite deducir que existe una componente de largo término en los valores residuales de la gravedad observada debida a oscilaciones de la temperatura con el mismo periodo. Para mediciones relativas esta componente quedará incorporada a la deriva de trabajo medida por las lecturas en base de apertura y cierre de programas, pero puede explicar la gravedad residual en lecturas estáticas en algunos casos.

¹ Este dato y la temperatura de estabilización han sido comunicados personalmente por Scintrex, no figurando en el Manual.

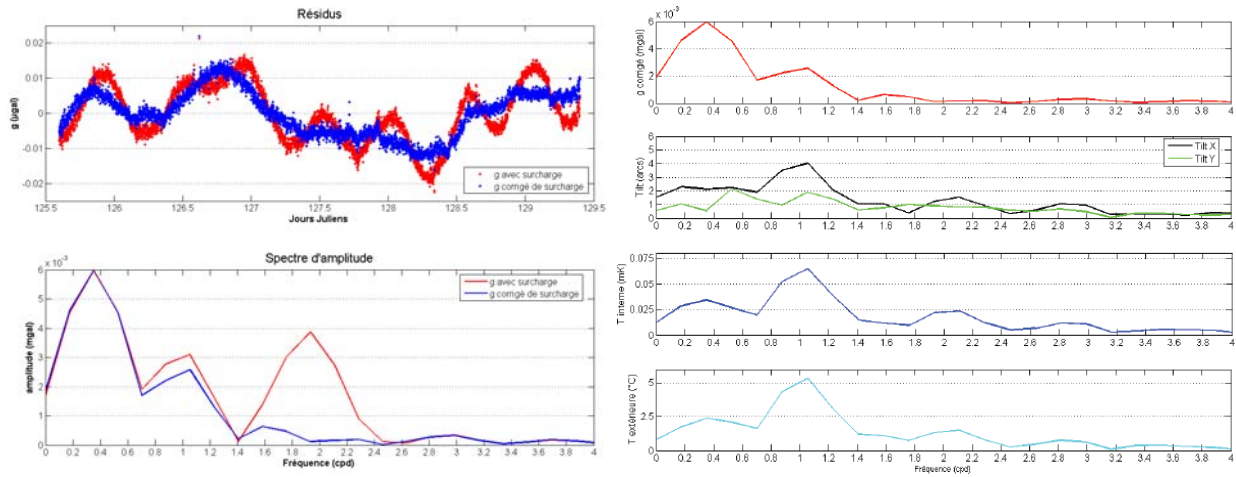


Fig. 5.10 Parte izquierda: gráfico superior, valores de gravedad durante 4 días, corregida de variación Luni-Solar pero sin corregir el efecto de carga oceánica (en rojo) y tras corrección de carga oceánica (en azul). Parte inferior: espectros de ambas señales en ciclos por día. Parte derecha, de arriba a abajo: espectros de amplitud de la gravedad residual corregida de carga oceánica (en rojo), de desnivelación X e Y (en negro y verde), de temperatura interna (en azul oscuro) y externa (en azul claro) (fuente : [Jacob, 2009](#))

Los sensores de inclinación, el convertidor analógico/digital y los componentes electrónicos del gravímetro están también en una cámara con temperatura controlada por un termostato, que reduce los cambios externos de temperatura en un factor de 10^5 . Una vez conectado el gravímetro a las baterías se precisan unas 4 horas para que alcance su temperatura de funcionamiento, aunque para la completa estabilización térmica del instrumento pueden requerirse hasta 48 horas.

En el registro de la Figura 5.7 puede apreciarse que el tiempo de adaptación desde la temperatura exterior de unos 25.7 °C a la temperatura del local donde se instaló el gravímetro (unos 2 °C menos) fue de unos 70 minutos. Durante este tiempo (zona sombreada de la Figura 5.7) se observa una evolución irregular de las lecturas de gravedad, una rápida disminución del parámetro TEMP y el mayor gradiente de variación del parámetro TILT, efectos que, aparentemente, podrían ser debidos al cambio de temperatura. Para verificar esa correspondencia haría falta que los cambios de temperatura se produjeran una vez estabilizado el instrumento, y no al inicio del registro. Esta circunstancia se ha dado casualmente. Durante los periodos en los que el gravímetro no está en campaña permanece permanentemente funcionando según el procedimiento de mantenimiento del instrumento, y para ello se estaciona en un rincón del vestíbulo de entrada de la sede del IGME en Tres Cantos, junto a un ventanal de orientación norte. Durante las lecturas efectuadas desde el 20 de junio al 6 de julio de 2012 se observa una curiosa evolución de la nivelación TILTX y TILTY, como se muestra en la Figura 5.11. Las lecturas de gravedad son crecientes en este registro (con pausa en parte de los días 28-29), que parece normalizarse a partir del día 3 de julio; posiblemente este comportamiento sea debido a las modificaciones de la deriva tras su traslado desde Ronda el 19 de junio, como será comentado en el análisis de estabilización y variación de la deriva.

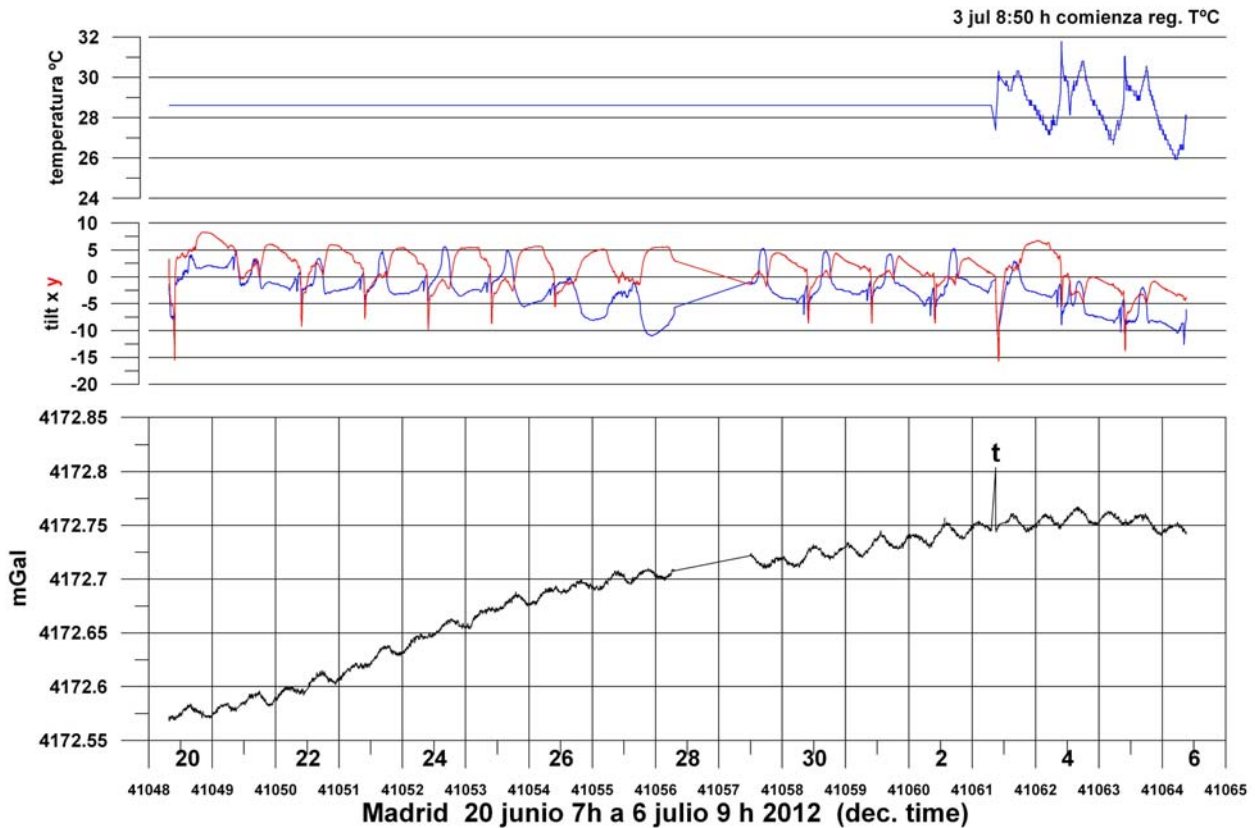


Fig. 5.11 Registro estático de 5020 lecturas del 20 de junio al 6 de julio de 2012. Ciclos de 240 s. Registro de temperatura externa (desde el día 3), niveles y variación de gravedad con corrección LS.

La correlación entre la variación del parámetro TILT con el factor de temperatura TEMP y la desviación estándar SD puede verse en más detalle en la Figura 5.12 para el periodo 22-28 de junio, donde las rápidas oscilaciones (picos) de los niveles (TILT) se reflejan en el valor de TEMP.

A partir del día 3 de julio (señalado con la letra t en la Figura 5.11) se configuró el instrumento para el registro de la temperatura ambiental (el salto producido en la lectura de gravedad será comentado posteriormente), pudiendo apreciarse (Figura 5.13) que existe una correlación entre los cambios de temperatura de más de 2° C producidos por la luz del sol, que durante unas horas al día incide en esas fechas en el lugar donde está colocado el gravímetro, y las correcciones de niveles y temperatura, sin que se aprecie repercusión en las variaciones de la gravedad, que se pueden considerar por lo tanto correctamente corregidas.

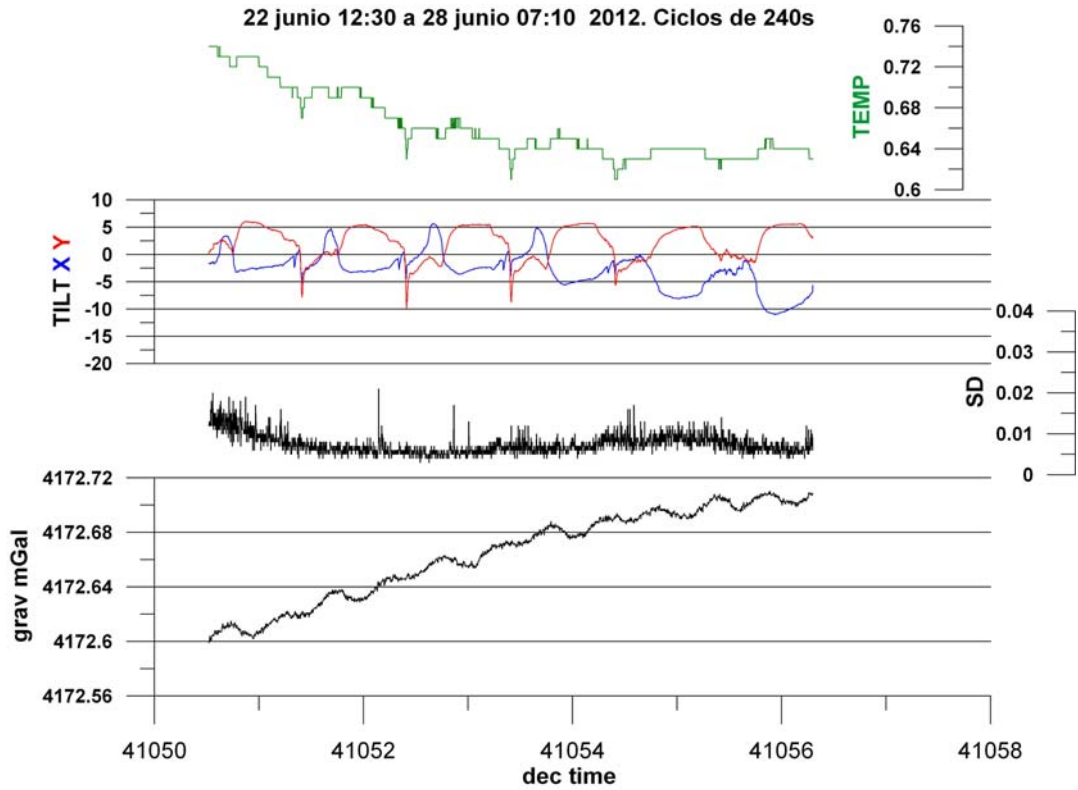


Fig. 5.12 Detalle del registro estático en Tres Cantos del 22 al 28 de junio de 2012. Ciclos de 240 s. Variación de temperatura del sensor TEMP, niveles TILT, desviación estándar SD y variación de gravedad corregida de LS.

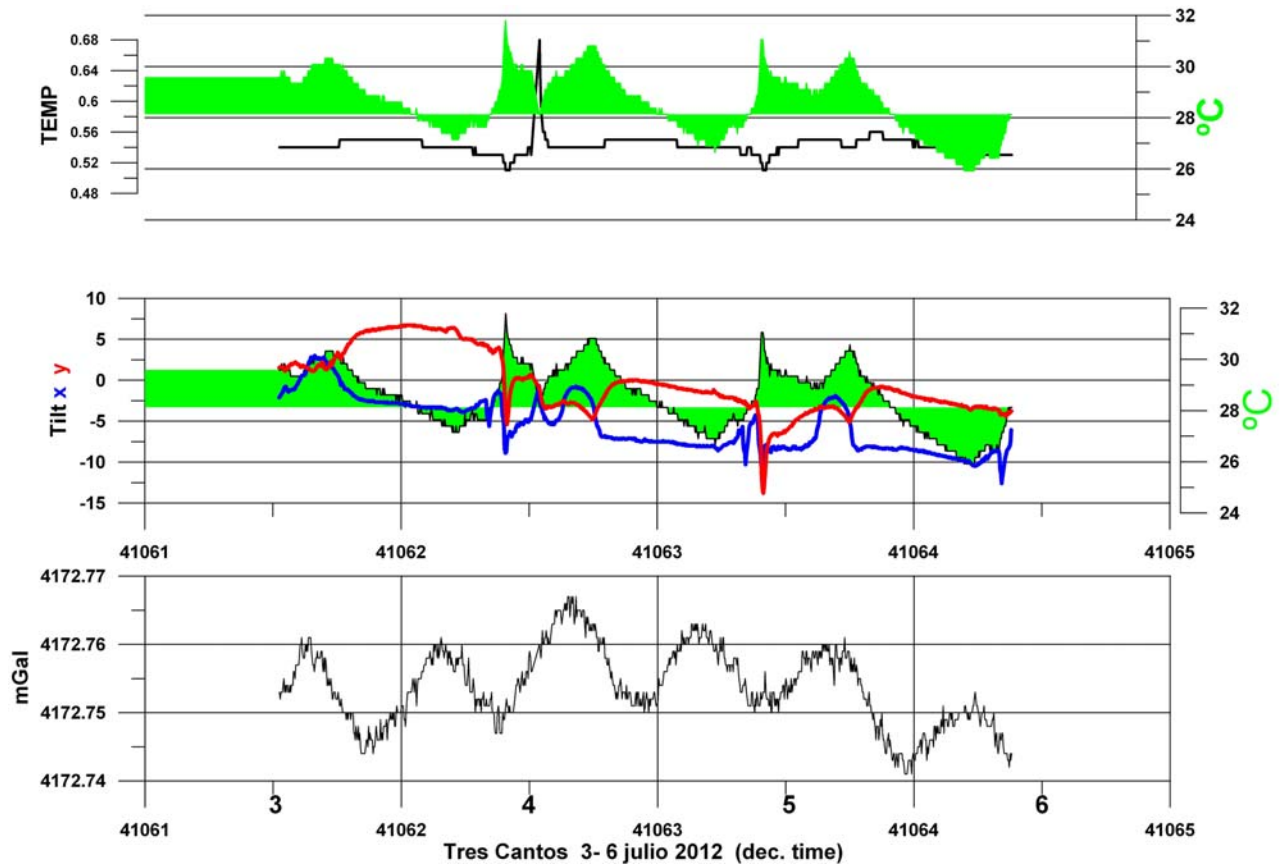
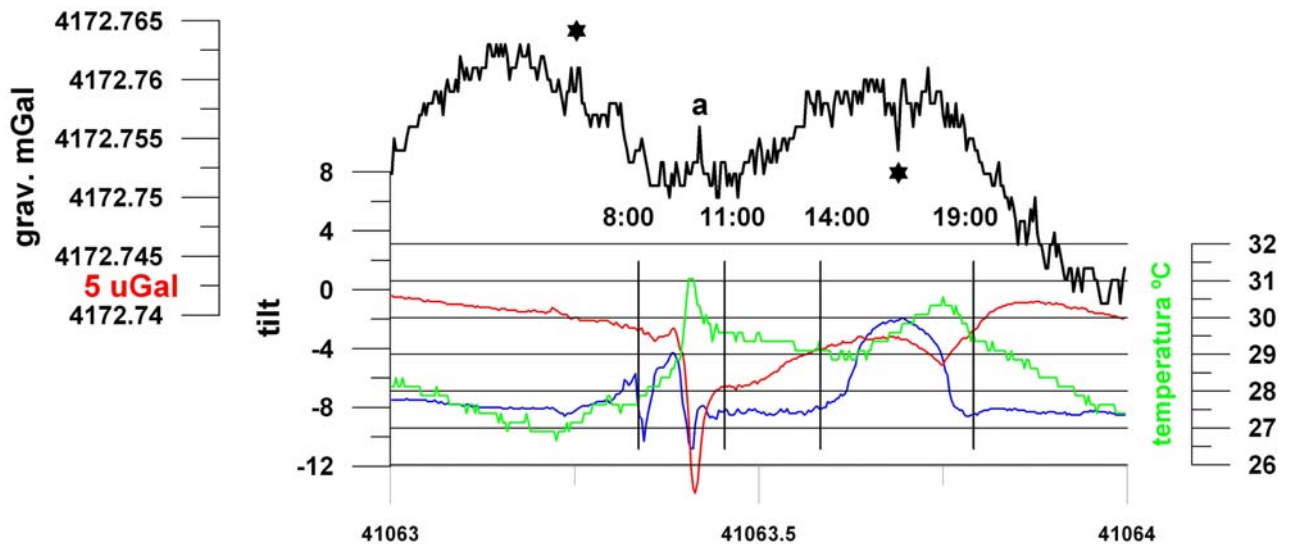


Fig. 5.13 Detalle del registro estático en Tres Cantos del 3 al 6 de julio de 2012. Ciclos de 240 s. Correlación de los parámetros TEMP y TILT con la variación de temperatura, que se ha superpuesto sombreada en verde en ambos gráficos.



Tres Cantos 5 julio 2012

Fig. 5.14 Correlación entre los parámetros TILT y TEMP con la variación de temperatura y de lecturas de gravedad el 5 de julio de 2012.

La correlación de los parámetros TILT con la variación de temperatura y de la gravedad puede observarse con más detalle en la Figura 5.14 para el día 5 de julio. Aunque aparentemente hay una variación de hasta unos 5 μGal (punto a) coincidente con el pico de temperatura y su variación de niveles, estas oscilaciones de gravedad aparecen en otros momentos del registro (p.e. los indicados con un asterisco), por lo que puede concluirse que el gravímetro corrige los cambios de temperatura, sin que estos se manifiesten en las lecturas de gravedad: su influencia en el periodo de estabilización del instrumento no es por lo tanto importante.

En la Figura 5.15 se representan todas las lecturas efectuadas en la zona de la Sierra de las Nieves los días 2, 3 y 4 de agosto de 2011, tanto en la Base, como en las estaciones, paradas intermedias y durante la noche, junto con los correspondientes valores de temperatura ambiente y parámetros TEMP, TILT, SD y REJ. Puede apreciarse que a lo largo de cada día hay una evolución de la temperatura bastante importante, especialmente el día 3, que sube de 28 °C a 38 °C. Su correlación con el parámetro TEMP no resulta evidente, salvo que cuando la temperatura permanece constante (lecturas nocturnas de la noche del 2-3 agosto), también lo hace TEMP. En todas las lecturas las condiciones de ruido ambiente son buenas, con valor de SD entorno a 0.01 mGal, aunque esporádicamente hay ciclos para los que se ha rechazado un número elevado de lecturas. Los niveles permanecen fijos durante la mencionada noche del 2 al 3, con mucha mayor variación en las lecturas dinámicas, en apreciable correlación con los cambios de temperatura, como se observa bien para el día 2, por su mayor permanencia en un punto fijo (Base), siendo menos visible, pero existente, durante los programas de lecturas.

Sierra de las Nieves 2011. Programas P1, P2, P3 y P4

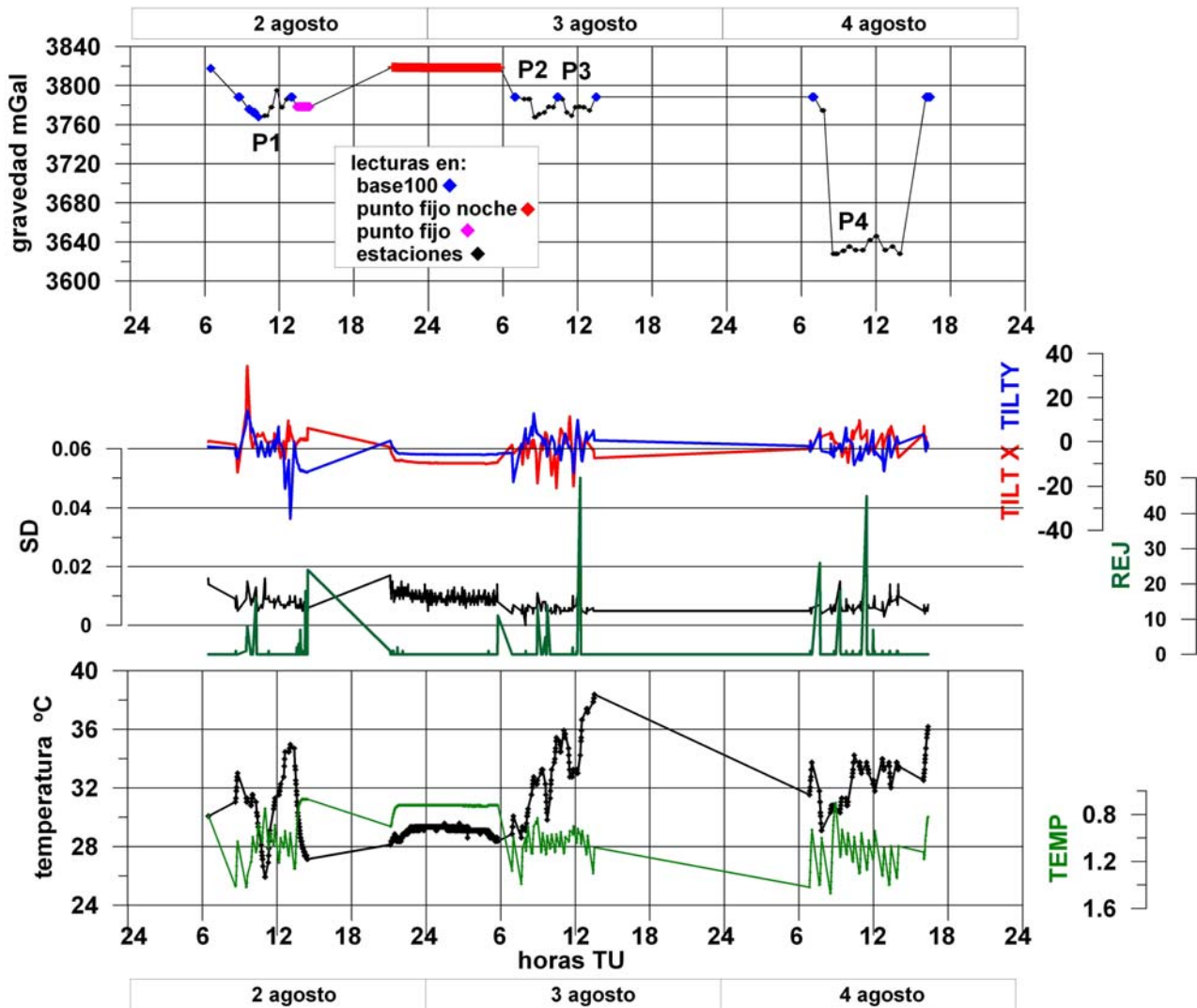


Fig. 5.15 Lecturas de los días 2, 3 y 4 de agosto de 2011 y parámetros TILT, SD, REJ y TEMP asociados, junto con la variación de temperatura externa.

Se puede por lo tanto concluir que la variación de temperatura externa afecta sensiblemente al funcionamiento del gravímetro, siendo bien corregidas las lecturas de gravedad de su influencia tanto en la nivelación como en la variación de temperatura del sensor.

5.5.4 Efectos de ruido y golpes. Parámetros SEISMIC FILTER, SD, REJ y DUR.

La desviación estándar **SD** es una buena indicación de la existencia de ruido de alta intensidad, como el sísmico. En periodos de calma debe estar entre 0.01 y 0.03 mGal, pudiendo ser de 0.15 a 1.5 mGal o mucho más durante fuertes terremotos, dependiendo de su magnitud y proximidad. El sistema de adquisición de datos del gravímetro proporciona de forma continua un valor de la gravedad (elongación del muelle) promediado del muestreo efectuado a razón de 6 muestras por segundo (6 Hz), teniendo todas las muestras el mismo peso. Esto funciona bien en ausencia de ruidos, cuando la SD es inferior a 0.05 mGal. El filtro sísmico aplica pesos diferentes a las mediciones según su amplitud, siendo su resultado peor que el sistema estándar si $SD < 0.05$ mGal, por lo que el fabricante recomienda su

utilización cuando $SD > 0.1$ mGal. Su eficacia depende de la amplitud del ruido sísmico, de su periodo y de la duración del ciclo de medición. El filtro sísmico sirve además para eliminar los ruidos de baja frecuencia (con un periodo normalmente de 4 a 8 segundos) como el producido por el viento, las ondas superficiales producidas por los microsismos o terremotos de pequeña magnitud o por golpes de mar en la costa, funcionando como filtro de suavizado por promedios en ventanas. Sin embargo, a pesar de activarlo, las vibraciones producidas por grandes terremotos pueden impedir el correcto funcionamiento del gravímetro. El filtro sísmico también reduce los spikes (valores instantáneos de alta intensidad) que tienen a veces lugar durante los primeros 5 segundos de la medición, a través del sistema de dar diferentes pesos a las muestras, con independencia del sistema de rechazos.

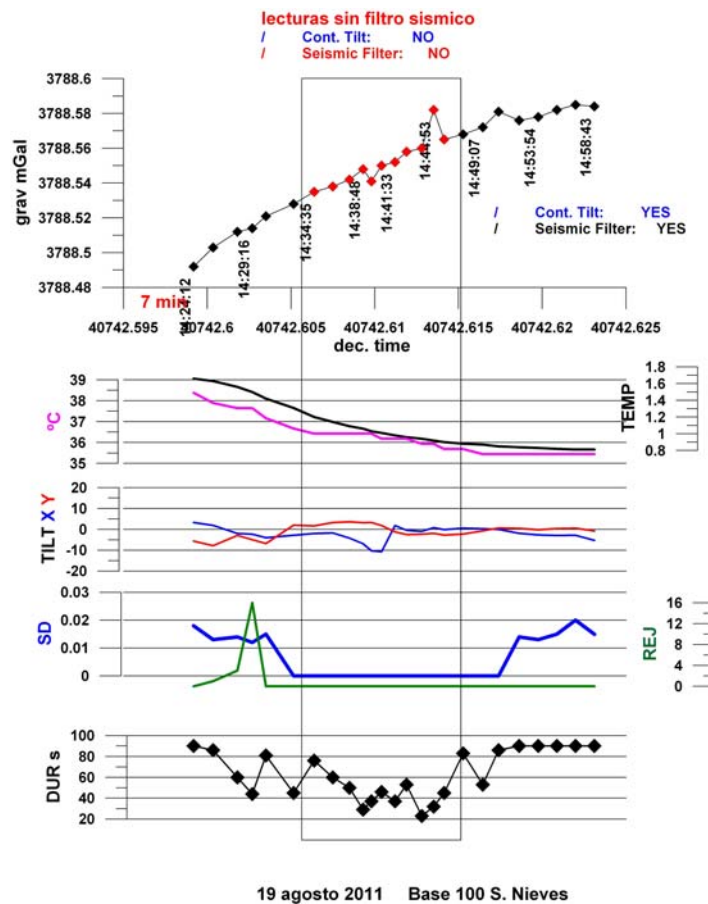


Fig. 5.16 Prueba de registro con y sin filtro sísmico. Variación de la gravedad leída, temperatura externa, variación de temperatura del sensor TEMP, inclinación de niveles TILT, desviación estándar SD, muestras rechazadas REJ y duración del ciclo de lecturas DUR.

Las vibraciones producidas por el tráfico u otro tipo de actividad industrial en las cercanías del gravímetro son de alta frecuencia (4 a 100 Hz); la mejor forma de tratar de eliminarlos es aumentar la duración del ciclo **DUR** (p.e. pasar de 60 a 120 segundos), ya que debido a su bajo periodo la señal se reduce al ser promediada, aunque no supere el umbral de rechazo, que consiste en rechazar automáticamente altos valores instantáneos (ruido de muy alta frecuencia), de tal forma que si la muestra es mayor que 4 veces la desviación estándar (o 6 veces si está activado el filtro sísmico), dicha muestra no es computada. El número de muestras rechazadas se acumula en la variable **REJ** del fichero de resultados. El sistema de rechazos está diseñado para eliminar ruidos puntuales, pero no para eliminar ruido de más baja frecuencia, como el microsísmico.

En una prueba efectuada en la Base100 de la zona de la Sierra de las Nieves el 19 de agosto de 2011 (Figura 5.16) se realizaron varios ciclos de medidas durante unos 30 minutos, variando su duración entre 20 y 90 s, registrando durante parte de los ciclos sin activar el filtro sísmico. La pequeña variación de los niveles TILT en ese intervalo es debida a la aproximación del operador para el cambio de selección de parámetros. El registro mantiene para todas los ciclos la misma tendencia de aumento constante de la gravedad, y solamente se observan algunas desviaciones durante el intervalo registrado sin filtro sísmico, pero que son también atribuibles a la disminución de la duración de los ciclos. La única diferencia notable es que la desviación estándar disminuye al no aplicar el filtro, aunque lo más probable es que sea debido a la coincidencia con utilizar ciclos de muy corta duración.

En la Figura 5.17 se presenta el registro efectuado con el gravímetro del IGME en Tres Cantos el día 11 de marzo de 2011, en el que tuvo lugar el terremoto de Japón de intensidad 8.9. Aparte de la disminución constante de la gravedad medida, debida a la falta de compensación de la deriva estática del instrumento, como será comentado en otro apartado, la onda sísmica producida provoca una variación de más de 1 mGal, sin que los sistemas de filtro sísmico sean capaces de amortiguarla y la SD llega a más de 12 mGal. Así mismo, tras el sismo las oscilaciones son superiores a 0.02 mGal al menos durante 17 horas. En estas condiciones es evidente que no puede utilizarse el gravímetro.

Otro terremoto registrado en Tres Cantos por nuestro instrumento es el producido en la costa portuguesa el 16 de enero de 2013, de magnitud 4.2, reproducido en la Figura 5.18. A pesar de su mayor proximidad, el filtro sísmico ha sido capaz de amortiguar sus efectos. En el mismo gráfico se representa la variación de gravedad durante este día a la misma escala que la utilizada en la Figura 5.17, lo que permite apreciar las enormes diferencias entre los efectos de ambos sismos. Otros sismos de menor magnitud se produjeron el mismo día, estando señalados en la misma figura.

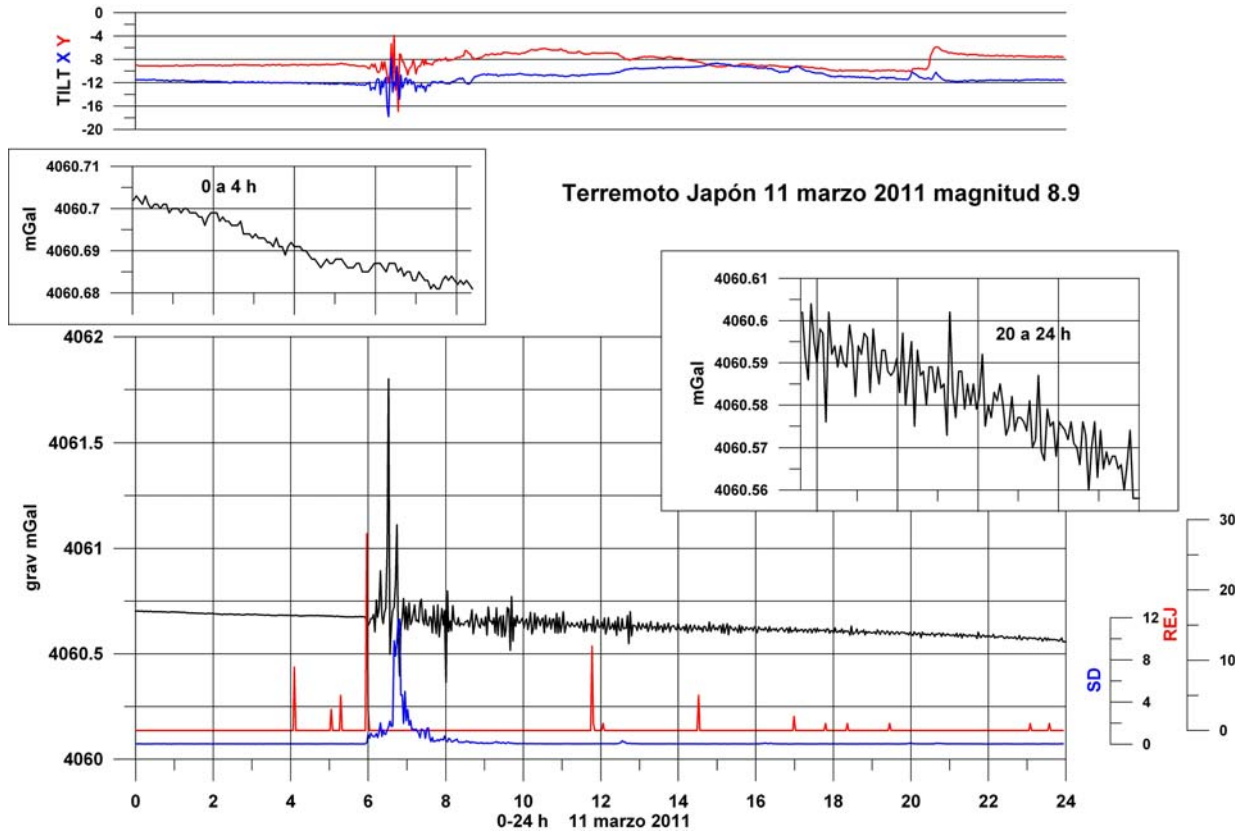


Fig. 5.17 Registro del gravímetro CG5 en Tres Cantos el 11 de marzo de 2011, durante el terremoto de Japón de intensidad 8.9. Ciclos de 120 s. Para el registro de gravedad se muestran dos ventanas a mayor escala, antes del sismo, de las 0-4 h y de 20 a 24h, tras el terremoto.

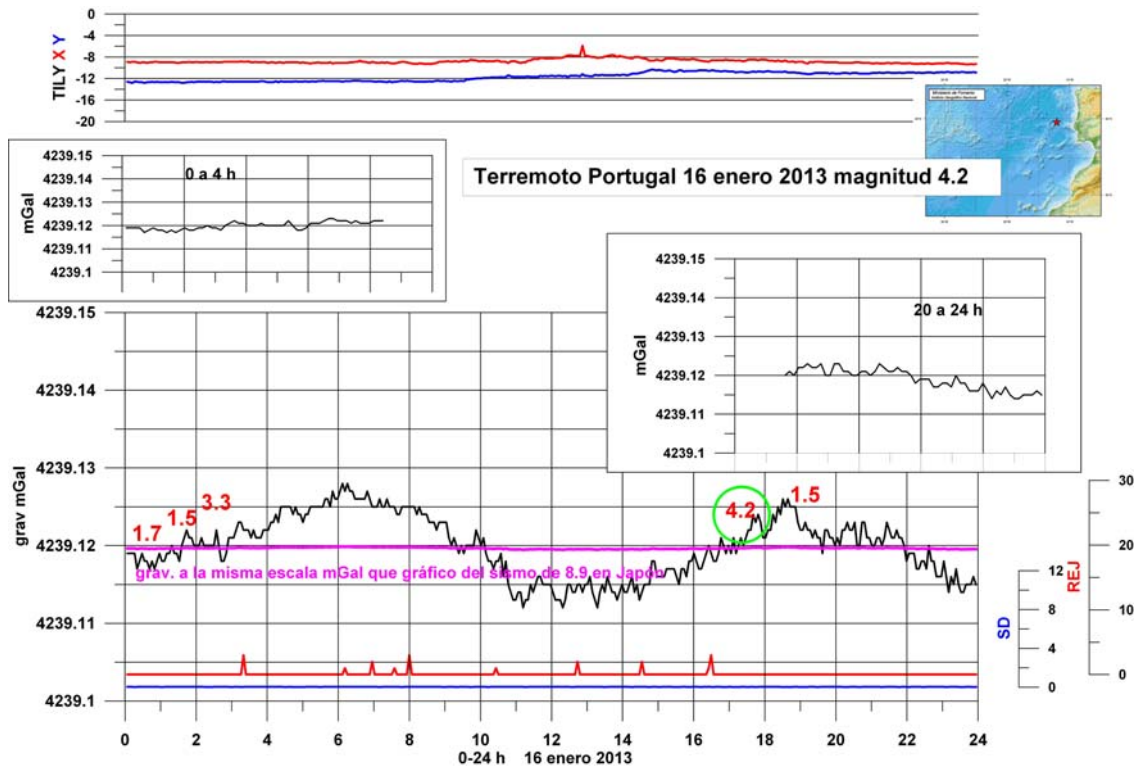


Fig. 5.18 Registro del gravímetro CG5 en Tres Cantos el 16 de enero de 2013. Ciclos de 240 s. Mapa de localización del epicentro e información de sismos tomada de la página web del IGN. El registro de gravedad se representa también a la misma escala que la utilizada en la Figura 5.17, a fin de poder comparar la diferente influencia de ambos sismos. Otros sismos de menor magnitud ocurridos durante este día se indican por el valor de su intensidad en color rojo.

La producción de pequeños terremotos es prácticamente continua, como lo muestra el registro anterior o el efectuado los días 15 a 18 de enero de 2013 (Figura 5.19), en el que se han marcado los sucedidos en un entorno de unos 500 km de Tres Cantos con magnitudes superiores a 1.5. Ninguno de ellos perturba las lecturas del gravímetro, o bien, por lo contrario, son todos en parte responsables de las continuas oscilaciones de las mediciones. Como no es posible registrar en ausencia de este fenómeno natural, lo único que puede concluirse es que la utilización del filtro sísmico puede ser conveniente, máxime cuando es también eficaz para amortiguar el efecto del viento, frecuente y fuerte en la zona de la Sierra de las Nieves, por lo que ha sido empleado en las campañas de medición.

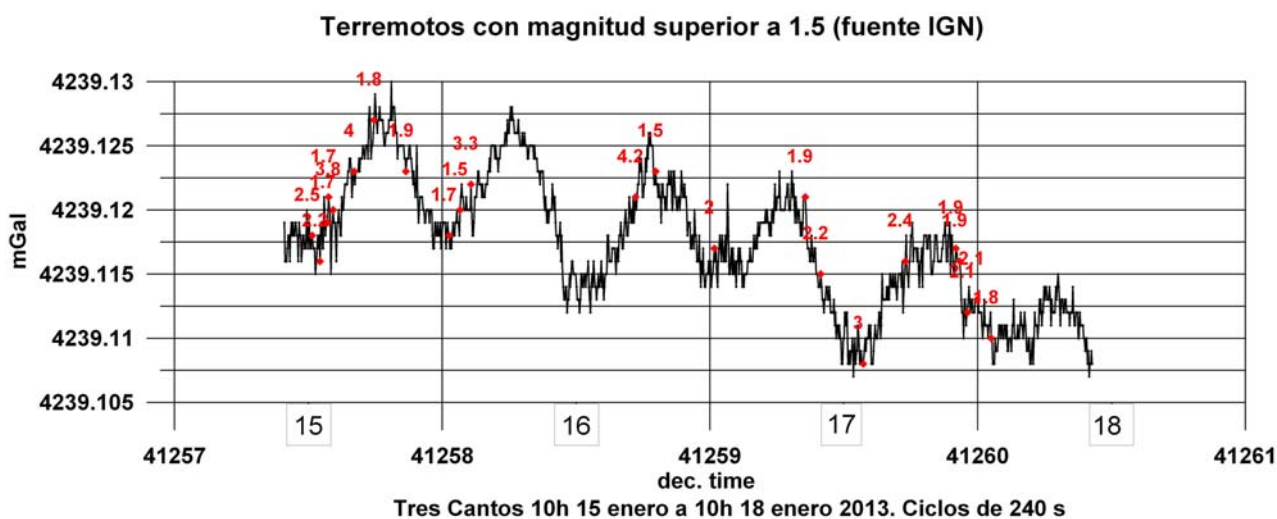


Fig. 5.19 Registro del gravímetro CG5 en Tres Cantos del 15 al 18 de enero de 2013. Ciclos de 240 s. Toda la información correspondiente a la localización y magnitud de los terremotos ha sido tomada de la publicada por el Instituto Geográfico Nacional en su página de la red.

Por otra parte es de interés conocer el comportamiento del instrumento frente a pequeños golpes que pueden producirse durante la realización de las lecturas. En el registro presentado en la Figura 5.6 se aprecia un golpe dado al aparato sobre las 2:18 h del día 20, que se manifiesta por un fuerte incremento de la SD y del número de determinaciones rechazadas (REJ); sin embargo, no llega a producir desnivelación del instrumento y solamente parece repercutir en una lectura aumentada en unos 2 μ Gal, lo que ocurre en otras partes del registro. En la Figura 5.11 también se aprecia el efecto de la manipulación en el instrumento mientras que se activa el registro de temperatura, en el momento indicado por la letra t el día 3 de julio; aunque esto produce un incremento instantáneo en las lecturas de unos 50 μ Gal, se ha vuelto a nivelar el instrumento, por lo que no afecta al resto del registro.

Sin embargo, durante el registro efectuado el 11-12 de julio de 2011 (Fig. 5.20), el golpe, además de manifestarse por un gran aumento de la desviación estándar SD y número de rechazos REJ, llega a desnivelar el gravímetro, ya que a partir de ese instante ambos indicadores de nivelación superan los 40 segundos disminuyendo la eficacia de la corrección automática. El valor de la gravedad sufre un aumento instantáneo de hasta 16 μ Gal, apreciándose un salto constante de - 5 μ Gal tras el golpe (recordamos que estos registros no tienen más objeto que mantener el aparato en funcionamiento; este golpe se produjo a una hora en la que no pudo ser apreciado y corregida la nivelación hasta el día siguiente). La Figura 5.21 reproduce el detalle de los efectos de este golpe.

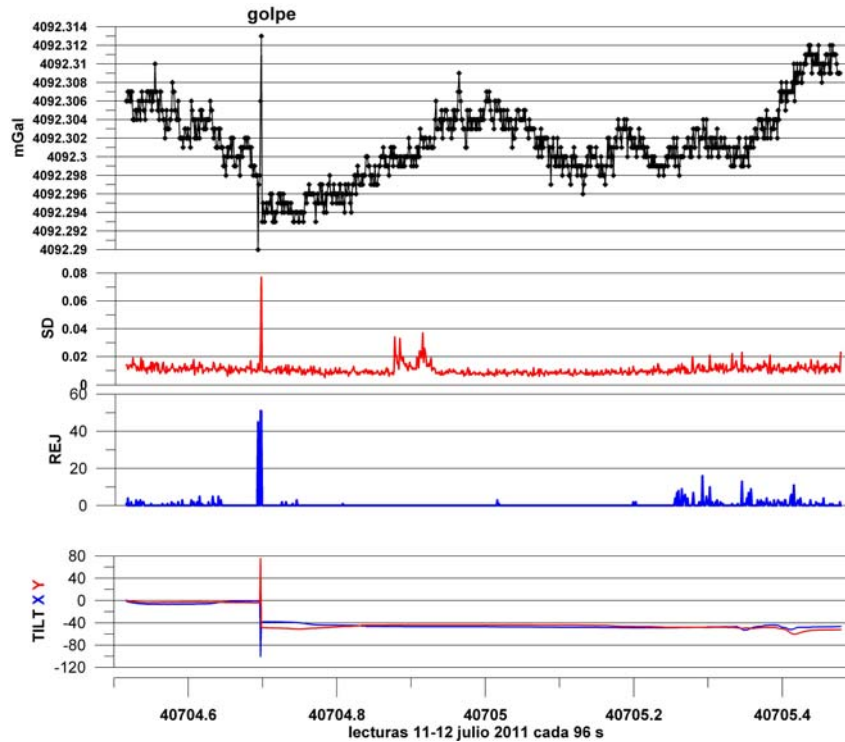


Fig. 5.20 Registro del 24 h del día 11-12 julio 2011. Ciclos de 90 s. Efecto de un golpe, que desnivela el gravímetro.

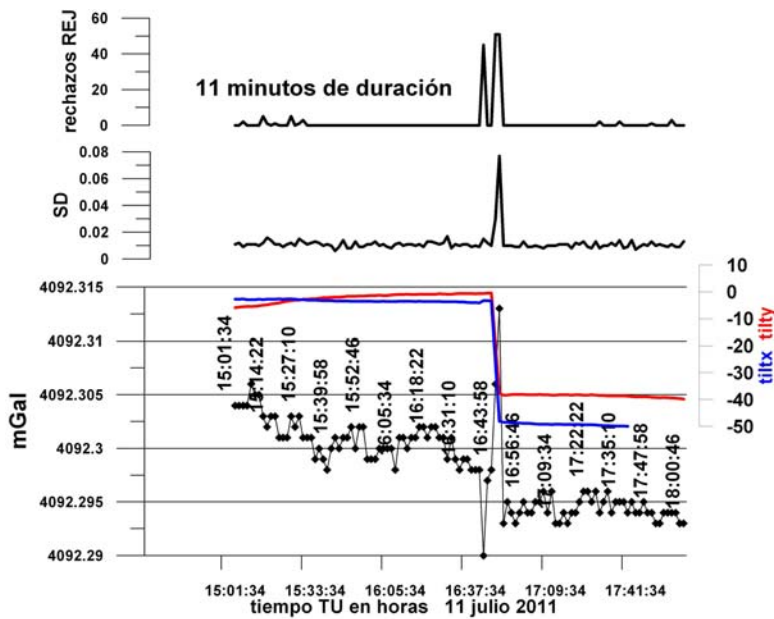


Fig. 5.21 Detalle del registro de la Figura 5.20. Horas en T.U.

Otro ejemplo del salto que se produce en los valores leídos por el instrumento como consecuencia de sufrir un golpe, es el registro efectuado los días 5 y 6 de febrero de 2013 (Figura 5.22). El salto es también del orden de los 5 μ Gal, y los niveles se descompensan bruscamente hasta una desnivelación de 50" según el eje Y y de 100" según el eje X, estando el registro distorsionado a partir de ese momento por insuficiente corrección de inclinación; esto puede comprobarse al compararlo con la variación Luni-Solar (eliminada del registro en la línea de gravedad de color verde en la Figura 5.22) y con la evolución de la carga oceánica.

El terremoto de 7.3 grados de intensidad ocurrido el día 6 en la Isla de Santa Cruz, casi en las antípodas, se refleja no obstante en el registro

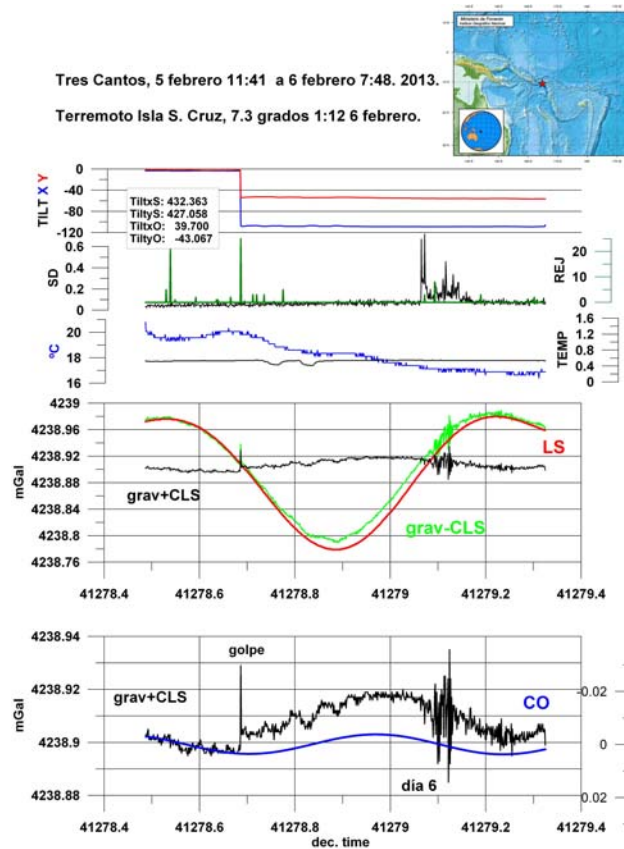


Fig. 5.22 Registro del gravímetro CG5 en Tres Cantos el 5 y 6 de febrero de 2013. Ciclos de 90 s. Posición del epicentro e intensidad tomadas de la página web del IGN. Ciclos de 90 s.

Salto más importantes se han observado en algunas ocasiones, como el caso del producido el día 17 de agosto de 2011, Figura 5.23 al renivelar el gravímetro. El golpe recibido produce un gran aumento de los indicadores SD y REJ, y se manifiesta por lecturas de corta duración incrementadas en más de 4 mGal (no incorporadas al gráfico), manteniéndose a partir de ese momento un aumento de unos 0.25 mGal. La brusca desnivelación provocada fue corregida, no pasando posteriormente de 15 “.

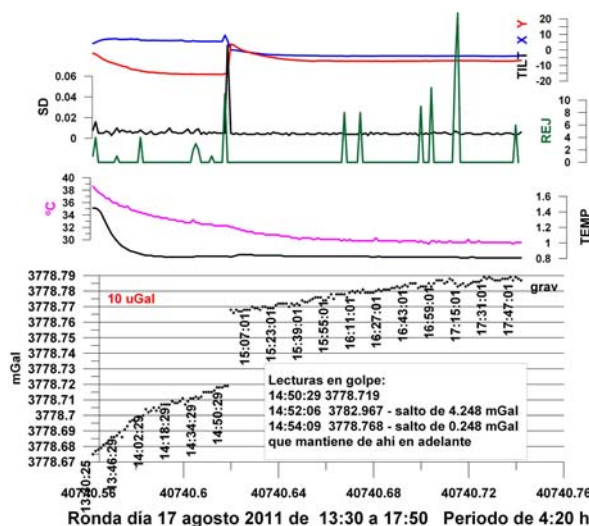


Fig. 5.23 Registro del gravímetro CG5 en Ronda, el 17 agosto de 2011. Ciclos de 90 s.

Es evidente que si se produce un golpe durante el tiempo de lectura, como en los registros estáticos aquí mostrados, se aprecia inmediatamente si ha provocado o no un salto en las lecturas. Sin embargo, este tipo de golpes puede darse fundamentalmente durante el transporte del gravímetro en la campaña de medición (baches, piedras, curvas, etc.), por lo que solo puede apreciarse si ha producido un salto según sea su magnitud, sobre todo si da lugar a una diferencia muy anómala en el cierre de las lecturas en Base. Saltos menores pueden ser fácilmente confundidos con la deriva de trabajo. En cualquier caso, de producirse no será observable en las lecturas en las estaciones, aunque repercutirá en la diferencia entre las anomalías calculadas en días distintos, por su influencia en la corrección de deriva.

En las Figuras 5.24 y 5.25 se presentan los rangos de variación de la desviación estándar SD y del número de muestras rechazadas REJ durante el registro en la Base y en las estaciones en las campañas de la Sierra de las Nieves en 2011 y 2012. La SD se ha mantenido en la campaña de 2011 en valores inferiores a 0.01 mGal para el 63 % de las lecturas e igual o inferior a 0.02 mGal para el 95 %, siendo notable que los periodos más ruidosos se han producido durante el primero y durante el último día, así como durante la semana de 9 al 12 de agosto; en la campaña de 2012 la SD es igual o inferior a 0.01 mGal para el 71 % de las lecturas, e igual o inferior a 0.02 mGal para el 98 %, siendo los periodos de mayor ruido el inicio de campaña, los días 31 de mayo y 1 de junio, así como del 7 al 11. No se aprecia correlación entre la distribución temporal de los valores de SD con ningún otro parámetro, salvo su normal coincidencia con mayores valores de rechazos REJ, sin que estos se circunscriban a dichos periodos. Puede por tanto apreciarse que se ha medido siempre en buenas condiciones de ruido ambiental.

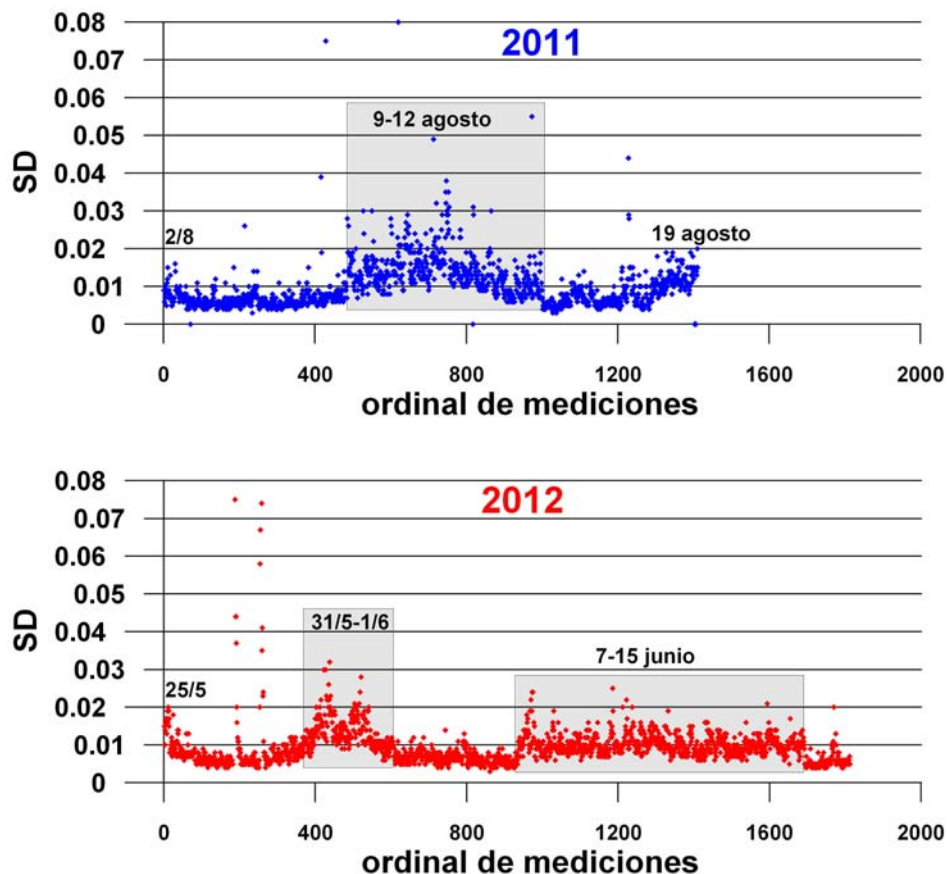


Fig. 5.24 Valores del parámetro SD medidos durante las campañas de la Sierra de las Nieves

El número de muestras rechazadas (Figura 5.25) ha sido normalmente inferior a 4, con un 89 % de medidas con 0 rechazos y un 92 % con 1 o menos en 2012, siendo estas cifras del 75 % y 85 % respectivamente en la campaña de 2011.

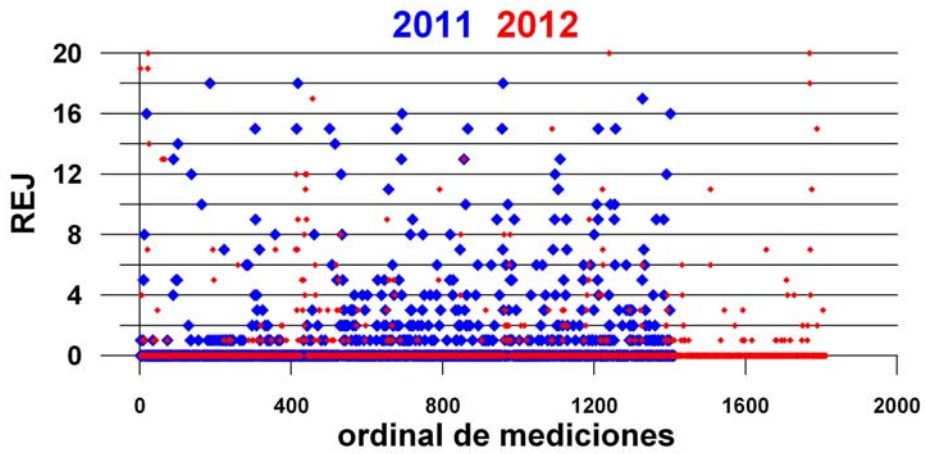


Fig. 5.25 Valores del parámetro REJ medidos durante las campañas de la Sierra de las Nieves

5.5.5 Efectos de la inexactitud del factor DRIFT de corrección de deriva estática

En la Figura 5.26 se reproduce parte del registro mostrado en la Figura 5.5, en la que, debido a la escala gráfica utilizada, la corrección de deriva estática aplicada (de 0.303 mGal/día) a partir del día 7 de julio de 2011 parece corregir correctamente la variación de lecturas debida a dicha deriva. Sin embargo visto en mayor detalle para los días 8 y 9 de julio de 2011 (Figura 5.26), se aprecia que con este valor del parámetro DRIFT las lecturas siguen manteniendo una tendencia a aumentar. Esto puede ser debido a la superposición de una deriva residual o a un inexacto valor de DRIFT. Este registro no parece perturbado por causas anómalas (desnivelación, golpes, ruido), como lo muestran las variables SD y TILT, por lo que puede ser utilizado para efectuar un nuevo cálculo de la deriva estática: si se eligen para ello las lecturas hechas a las 02:00 h del día 8 y las 22:00 h del día 9 (intervalo de 42 h, puntos a y b), el resultado es de 0.0065 mGal/día, pasando a ser la variable DRIFT 0.3095 mGal/día ($0.303+0.0065$). Aplicada esta deriva se elimina aceptablemente la tendencia a lecturas crecientes. Sin embargo, si se hubieran elegido las lecturas efectuadas a las 14:00 h del día 8 y a las 10:00 h del día 9 (intervalo de 20 horas, puntos c y d), el resultado habría sido obtener un parámetro DRIFT de 0.3136 mGal/día, lo que es claramente excesivo, ya que entonces las lecturas corregidas siguen una tendencia a disminuir con el tiempo. Esta imprecisión en el cálculo del parámetro DRIFT no introduce errores en las mediciones del gravímetro, ya que la variación a que da lugar durante el tiempo que se tarda en hacer una medida en las estaciones es despreciable: entre aplicar 0.303 mGal/día y 0.309 mGal/día sólo hay una diferencia de 0.0001m mGal en unos 15 minutos (0.0031 y 0.0032 mGal respectivamente), pero incluso aunque la imprecisión fuera mayor, la diferencia puede ser perfectamente asumida por la corrección de la deriva de trabajo, dada la linealidad de la deriva estática durante el tiempo de una campaña (supondría añadir unos 2 μ Gal a la deriva de trabajo, en el caso propuesto).

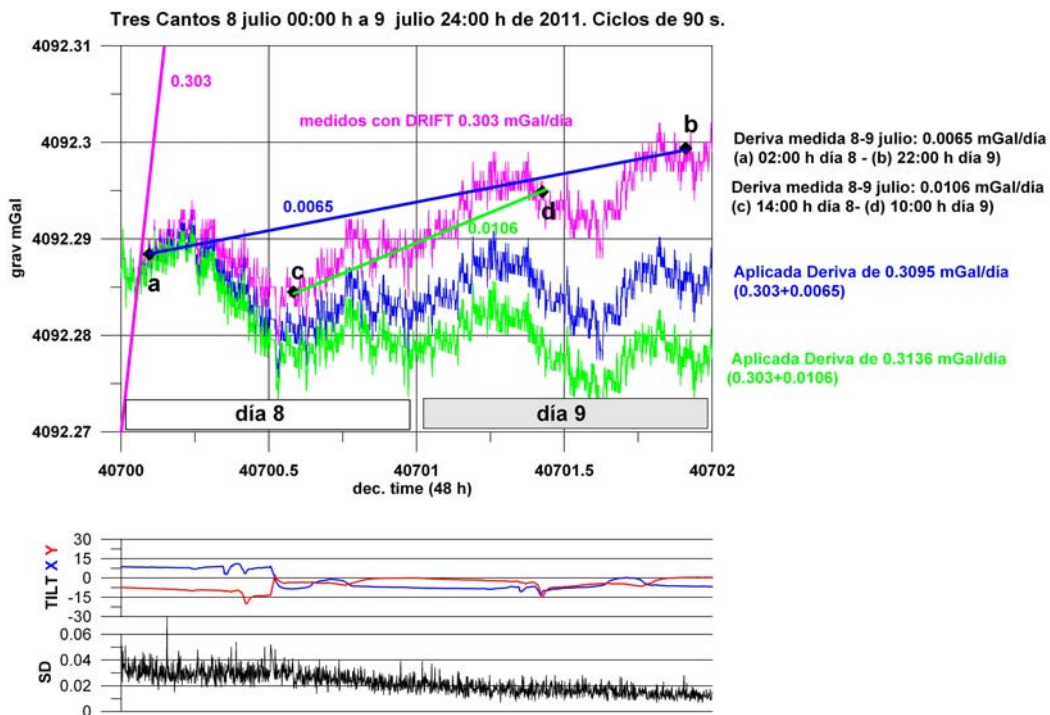


Fig. 5.26 Cálculo de la deriva estática con datos del registro del día 8 y 9 de julio de 2011. La curva en color rosa es la variación de gravedad con aplicación de DRIFT=0.303 mGal/día; en color azul con 0.3095 mGal/día y en color verde con 0.3136 mGal/día.

5.5.6 Efectos de la deriva estática sobre la deriva residual secular y de trabajo.

Como se indicó en el apartado 5.4 **Deriva intrínseca o estática del gravímetro: variable Drift**, la deriva estática del gravímetro, recogida en el parámetro DRIFT, es siempre creciente y prácticamente constante durante periodos de varios meses. El movimiento del gravímetro provoca vibraciones y variaciones en la posición del sensor (en este instrumento no se bloquea en ningún momento el movimiento del sensor, por lo que al interrumpir la secuencia de lecturas y desplazarlo éste oscila libremente sin que sea llevado constantemente a su posición de equilibrio, como ocurre mientras que está leyendo), de tal manera que además de la deriva estática se produce una deriva residual o variación de las lecturas con el tiempo sin causa externa hasta que el gravímetro se estabilice nuevamente. Se puede distinguir entre la variación o deriva denominada “secular”, observable en lecturas efectuadas en el mismo punto cada 24 h, y una “deriva de trabajo”, que se refleja por las repeticiones efectuadas en la base cada pocas horas. La deriva secular no es de variación lineal con el tiempo en el transcurso de los días, pudiendo incluso presentar cambios de signo y ser negativa. La deriva de trabajo es la realmente importante para la determinación de las anomalías de gravedad en una zona, siendo fundamental que se pueda considerarse lineal en el periodo de duración de un programa de medidas, aunque presenta cambios de signo en diferentes programas. La deriva residual es la principal causa de que las lecturas del gravímetro tengan una tendencia a aumentar o a disminuir en función del tiempo, sin que el valor del parámetro DRIFT pueda corregirlo ni influya en dichas variaciones, aun en el supuesto de que se sean comportamientos del muelle que se superpongan.

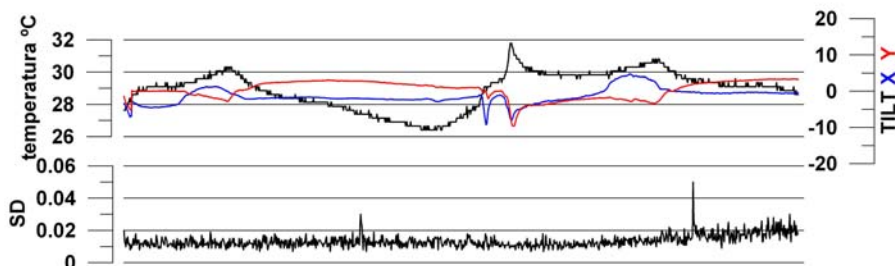
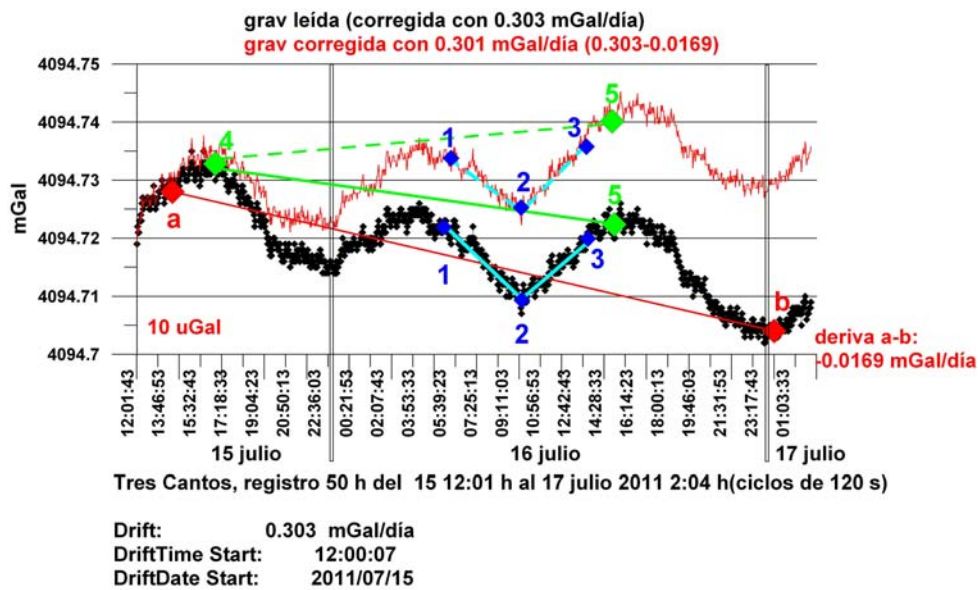


Fig. 5.27 Registro del día 15 a 17 de julio de 2011 en Tres Cantos. Simulación de derivas secular y de trabajo.

Para verificarlo se va a simular cual podría ser la deriva secular y la deriva de trabajo en el supuesto de que la variación de gravedad en la base sólo se debiera al momento en que se lee con el gravímetro (y por lo tanto del efecto LS y CO), sin que existiera más deriva que la estática, correcta o incorrectamente evaluada. En el registro del 8-9 julio de 2011 mostrado en la Figura 5.26, las lecturas presentaban una tendencia a aumentar, quizá por insuficiente corrección de 0.303 mGal/día; en la Figura 5.27 se muestra el registro efectuado en el mismo lugar del 15 al 17 de julio de 2011, tras llevar a cabo la reinicialización del parámetro DRIFT a las 12:00 h del día 15, conservando el valor de 0.303 mGal/día. Ahora la tendencia de la gravedad es a disminuir, lo que demuestra que hay un efecto de deriva residual añadido. Utilizando el mismo registro y eligiendo las horas indicadas en la Figura 5.27, (intervalo de unas 34 horas, puntos a y b, línea de color rojo), se puede recalcular el parámetro DRIFT, que pasaría a 0.301 mGal/día, provocando una tendencia al aumento de los valores. Si se hubiera leído en la base el día 15 sobre las 16 h (punto 4 del gráfico) y nuevamente el día 12, pasadas 24 h (puntos 5) se habría obtenido una deriva secular de unos -0.009 mGal/día según la variación con DRIFT 0.303 mGal/día, pero sería positiva de +0.009 mGal/día si la deriva estática fuera 0.301 mGal/día. Puesto que a lo largo de una campaña se mantiene el parámetro DRIFT, verificándose cambios de signo de la deriva secular, no es el valor asignado a la deriva estática el responsable de los mismos, además de que la secular tiene un valor normalmente unas 10 veces inferior al de la deriva estática.

Respecto de la simulación de la deriva de trabajo, si se hubiera abierto un programa en el instante 1 del día 16, cerrándolo al cabo de unas 4 horas (punto 2), e iniciado un nuevo programa que se cerrara otras 4 h más tarde (punto 3), parece posible que cualquiera que fuera el sentido creciente o decreciente debido al valor utilizado para el parámetro DRIFT, la deriva de trabajo puede cambiar de signo (con valores de ± 0.06 mGal/día, en este ejemplo), al menos si se calculan sin corregir el efecto de carga oceánica. Las derivas de trabajo observadas realmente son de 5 a 10 veces superiores a este orden de magnitud, por lo que de nuevo resulta evidente la influencia de otros efectos sobre la deriva del instrumento.

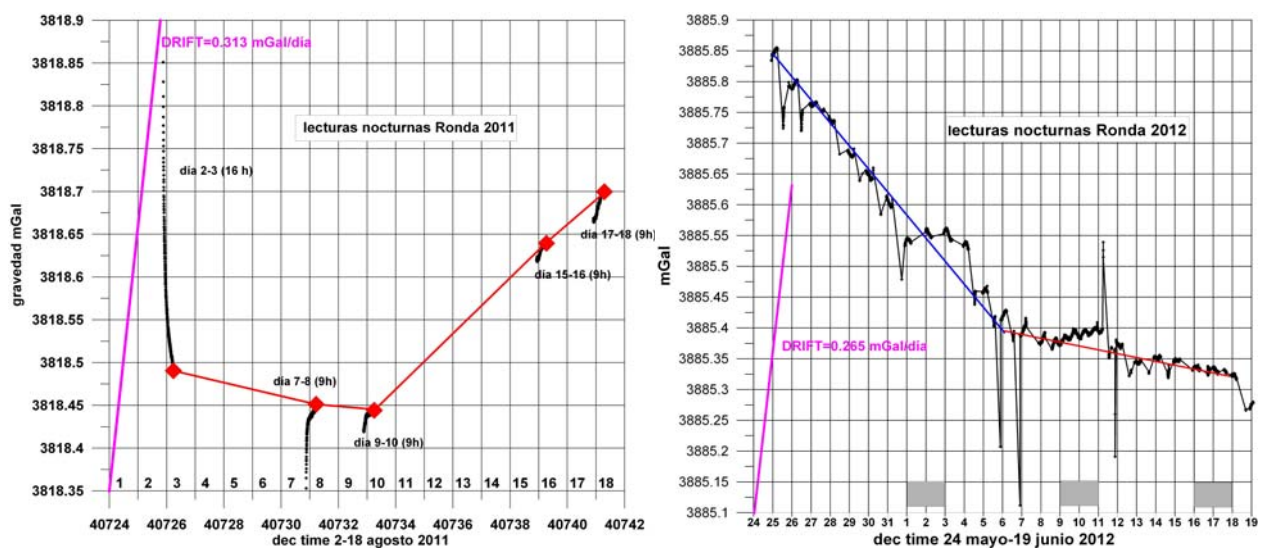


Fig. 5.28 Control de la deriva secular en un punto fijo distinto de la base (en Ronda) durante las campañas de 2011 y 2012, mostrado su independencia de la deriva estática, señalada por la línea de color rosa.

La magnitud y sentido de la deriva secular es muy variable, sin que puedan especificarse causas concretas para su cambio. Durante la campaña de la Sierra de las Nieves, el gravímetro se ha mantenido en funcionamiento durante los periodos de pausa, leyendo continuamente durante las noches. El instrumento se desplazó desde Tres Cantos a Ronda, con una diferencia de gravedad del orden de los 277 mGal, el día 1 de agosto de 2011, comenzando los programas de medición el día 2 y finalizando el 19, con pausa durante los días 6-7 y 13-15. En la Figura 15.28 se muestra la variación de lecturas efectuadas en el mismo lugar durante la noche a lo largo de la campaña (no se dispone de todos los registros), pudiendo apreciarse que a pesar de la corrección de 0.313 mGal/día por deriva estática, los valores medidos disminuyen hasta el día 9, aumentando posteriormente. Este mismo comportamiento, y con el mismo ratio de variación se ha observado en las lecturas de apertura en base durante los programas de medición, como será comentado en la exposición de los resultados. En la misma Figura 5.28 se muestra la evolución de las lecturas nocturnas efectuadas durante la campaña de 2012. El instrumento viajó el 23 de mayo, comenzando las mediciones el día 29, a fin de garantizar su mejor estabilización. No obstante, también durante esta campaña se aprecia notablemente el efecto de la deriva secular, con disminución constante de las lecturas, pero cambiando de ratio a partir del día 6-7 de junio. Las pausas durante los días 2-3, 9-10 y 16-17 claramente modifican el comportamiento del gravímetro, lo que en lenguaje coloquial denominamos efecto “domingo”, observado también en otro tipo de gravímetros, durante el que el instrumento tiende a una mayor estabilización, al permanecer más tiempo estático.

El distinto tipo de movimiento a que es sometido el gravímetro durante la ejecución de un programa de lecturas hace que nuevamente se modifique su deriva, siendo esta controlada por las lecturas efectuadas en la misma base al principio y fin de cada programa. En la Figura 5.29 se da un ejemplo para los días 4 y 5 de junio de la campaña de 2012. El parámetro DRIFT utilizado fue de 0.265 mGal/día; mientras que los programas P8 y P10 presentan derivas de trabajo negativas, el P9 la tiene positiva. Puede apreciarse que los valores de deriva estática, secular y de trabajo son muy diferentes. La oscilación de las lecturas durante los programas de medición será tratada posteriormente, al analizar los problemas de estabilización del gravímetro. Mientras que la deriva estática puede oscilar entorno de 0.3 mGal/día y es siempre positiva, la deriva secular puede valer de 0 a 0.100 al/día y la de trabajo de 0 a 0.5 mGal/día, pudiendo ser negativas, o cada una de un signo, lo que evidencia la complejidad del comportamiento mecánico de estos gravímetros.

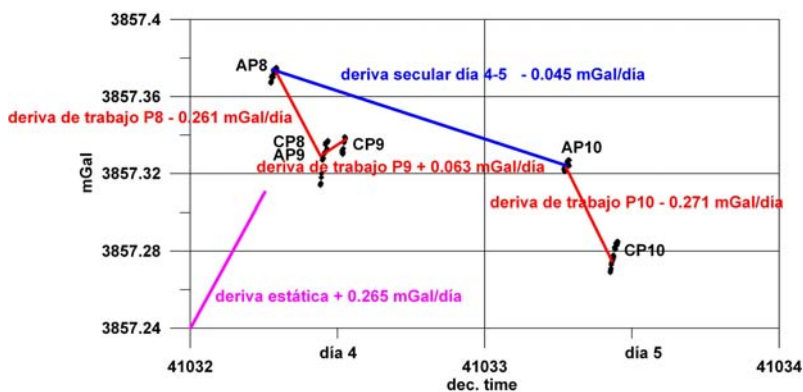


Fig. 5.29 Ejemplo de deriva de trabajo, secular y estática. Programas de medida P8, P9 y P10 de la campaña de 2012. AP: lectura de apertura en base; CP lectura de cierre en base.

5.5.7 El efecto Luni-Solar y de carga oceánica como elementos de control

Idealmente, las lecturas estáticas del gravímetro deben de reproducir las variaciones de la gravedad en función del tiempo. Una vez corregidas de los efectos externos, deberían oscilar entorno a un valor medio con desviaciones debidas solamente a la precisión y repetibilidad instrumental. Si no es así, es debido a una deriva estática no exactamente compensada (inadecuado valor de DRIFT), a la existencia de una deriva residual o a otros factores que están afectando al funcionamiento del instrumento. Se han llevado a cabo diversas comprobaciones del papel que puede jugar la comprobación del efecto Luni-Solar y de carga oceánica como elementos de control de la fiabilidad de las lecturas del gravímetro.

En la Figura 5.30 se reproduce el registro de cerca de 48 horas de la Figura 5.6: las lecturas sin ningún tipo de corrección externa (gravedad sin CLS), se aprecia (parte superior de la Figura) que siguen muy aceptablemente la evolución del efecto de marea o Luni-Solar, a la escala gráfica utilizada. Una vez corregidas de marea dichas lecturas, y utilizando una escala gráfica de mayor detalle (parte inferior de la Figura), puede verse que evolucionan según el periodo marcado por el efecto de carga oceánica, aunque con desviaciones del orden de 2-3 μGal , y con unas oscilaciones muestra a muestra superpuestas. En estas condiciones, la elongación del muelle está respondiendo a la gravedad.

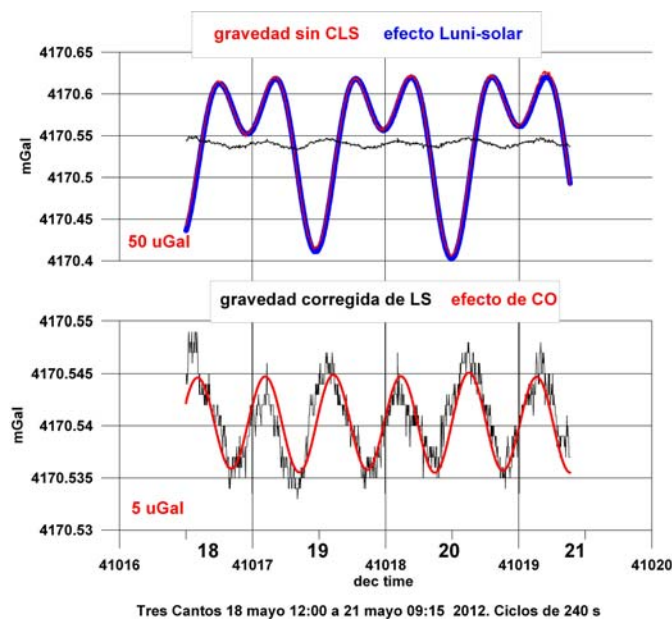


Fig. 5.30 Registro estático del 18 al 21 de mayo de 2012 con diferenciación del efecto Luni-Solar y de carga oceánica.

Este caso es, en nuestra experiencia, casi una excepción. Lo más frecuente es que, debido a la influencia de la deriva residual y a sus variaciones con el tiempo o por pequeños golpes, se produzcan mayores desviaciones entre la evolución de las lecturas del gravímetro y las principales causas de su variación temporal: LS y CO. En el registro de la Figura 5.31, efectuado durante un periodo de 7 días, puede apreciarse que la evolución de las lecturas de gravedad sin ninguna corrección difiere de la evolución de la marea al inicio del registro, y posteriormente, a partir del final del día 18, aumentando desde ese momento la diferencia (zona sombreada de azul) con el tiempo. La discrepancia en el inicio es debida al periodo de estabilización del instrumento, pero posteriormente se debe tanto a una descompensación de la deriva

estática como a la influencia de golpes producidos los días 20 y 21. La nivelación no ha sido en este caso afectada, permitiendo una compensación correcta (ver Figura 5.37). Una vez corregidos los valores de efecto Luni-Solar se aprecia también claramente cómo la deriva hace evolucionar los valores leídos de forma diferente a la evolución de la carga oceánica.

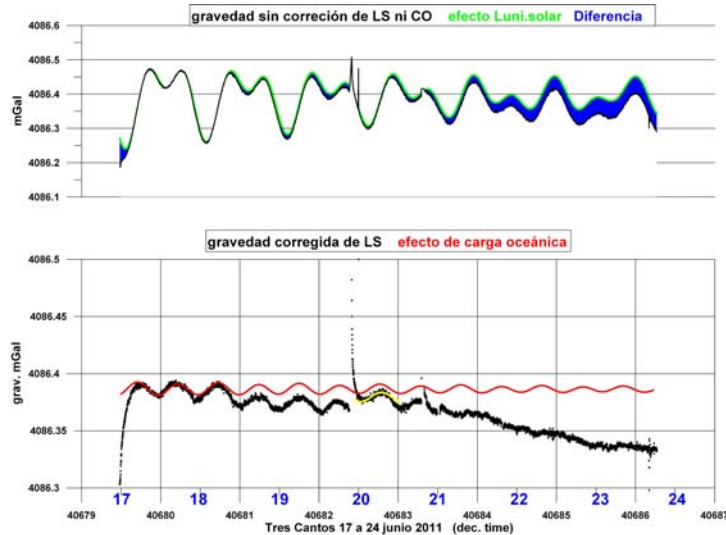


Fig. 5.31 Registro estático de 7 días en junio de 2011, mostrando la evolución de la gravedad leída y de las variaciones de marea y carga oceánica.

El registro efectuado los días 11-12 de julio de 2011 (Figura 5.32, ver también Figuras 5.20 y 5.21), se puede apreciar lo que ocurre cuando el salto es de menor importancia. Aunque las lecturas no son fiables a partir del golpe sufrido a las 4 horas de registro (en este caso la desnivelación indicada por la variable TILT es superior a 40", Figura 5.20), los valores sin corrección siguen la evolución dictada por el efecto de marea o Luni-Solar, apartándose de ella a partir del golpe; una vez efectuada la corrección LS y comparada su evolución con la de la carga oceánica son apreciables notables diferencias, superiores a los 5 μ Gal, a pesar de seguir en cierto modo la evolución de este efecto externo.

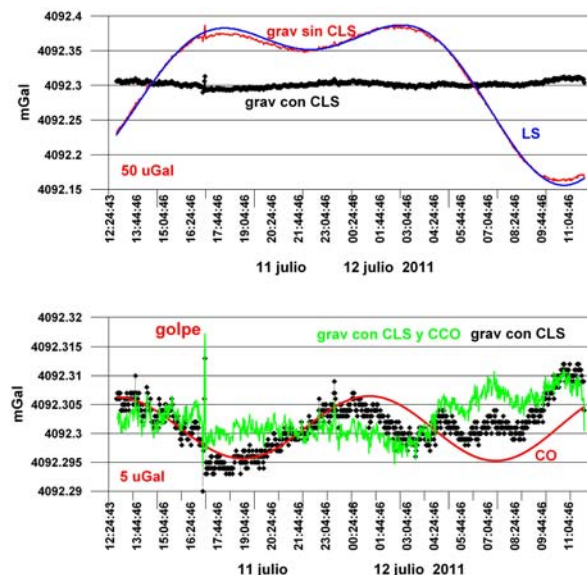


Fig. 5.32 Registro estático del 11-12 julio 2011 con diferenciación del efecto Luni-Solar y de carga oceánica. La desnivelación sufrida por el instrumento a partir de recibir un golpe se manifiesta en la divergencia con la evolución de las variaciones externas de la gravedad.

Aunque las lecturas no estén perturbadas por una incorrecta nivelación del instrumento, lo más frecuente es que la deriva (o insuficiente valor de DRIFT) haga que las oscilaciones de las lecturas diverjan sustancialmente de las marcadas por el efecto Luni-Solar y de carga oceánica, en registros estáticos de larga duración. En la Figura 5.33 se muestra el realizado del 8 al 11 de junio de 2012 durante unas 60 horas; se aprecia la tendencia al aumento de la gravedad medida, con buena calidad de lecturas según los indicadores TEMP, SD y TILT (gráficos c), aunque con elevado número de rechazos REJ por la existencia de ruido de muy alta frecuencia. La evolución creciente es debida a la deriva, dando lugar a importantes desviaciones respecto de la evolución del efecto de marea (gráfico a). Las oscilaciones de la gravedad corregidas de Luni-Solar siguen la evolución del efecto de carga oceánica superpuesto a la tendencia ascendente por deriva, como se muestra en el gráfico b, en el que se ha situado dicho efecto de CO de tal manera que se aprecie su ajuste a las oscilaciones en diversas horas del registro. En la parte superior de la Figura 5.33, gráficos d, se ha representado la variación de las lecturas sin CLS para un grupo de ciclos durante unos 30-40 minutos, tanto cuando las lecturas siguen bien los efectos de LS como cuando se separan de ellos por causa de la deriva (zonas sombreadas en el gráfico a); en ellos se ha hecho coincidir en el inicio ambas evoluciones, lo que permite apreciar que si las lecturas son o no correctas.

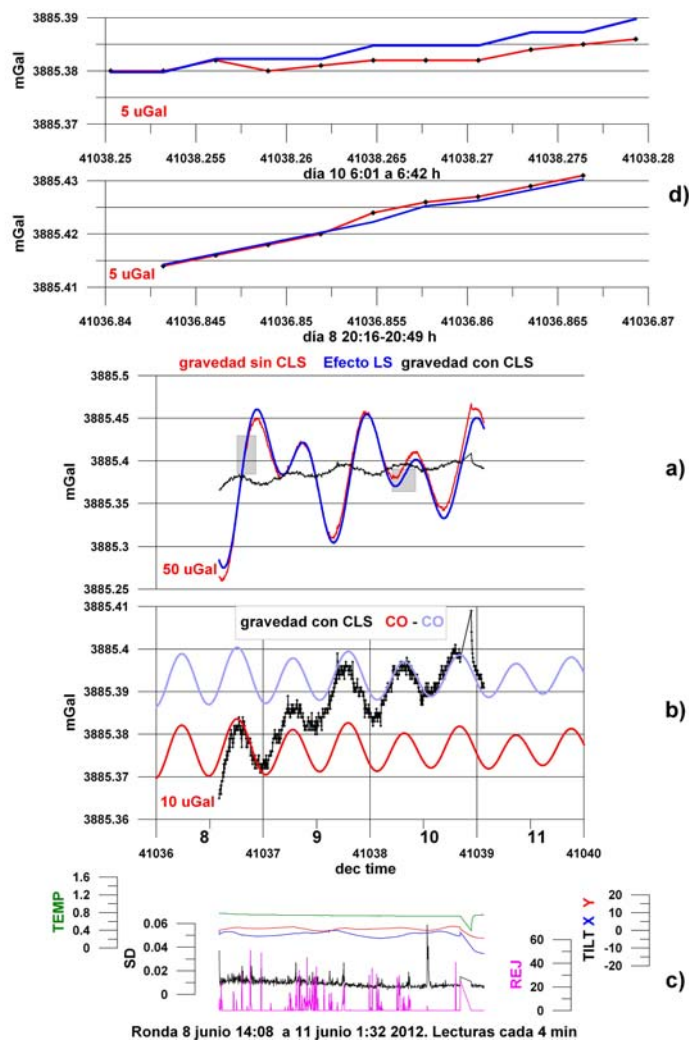


Fig. 5.33 Registro estático del 8-11 junio de 2012 con diferenciación del efecto Luni-Solar y de carga oceánica. Debido a la deriva del registro la evolución de las lecturas mantiene importantes diferencias con las variaciones externas. El efecto de carga oceánica CO se ha situado haciéndolo coincidir con las lecturas del gravímetro en dos momentos diferentes.

La desviación entre la evolución temporal de las lecturas del gravímetro y la evolución de los principales efectos externos puede también apreciarse para periodos más cortos, cómo son los utilizados durante el registro en las estaciones, en el registro de 5 horas efectuado el 22 de agosto de 2011, Figuras 5.34, 5.35 y 5.36.

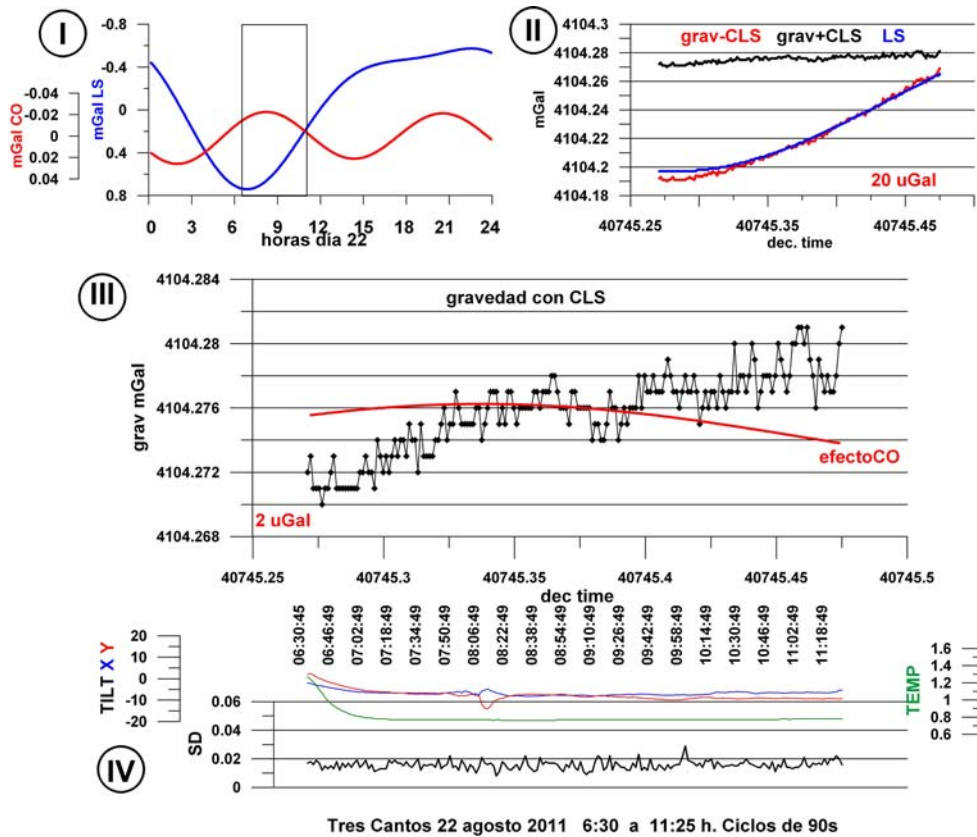


Fig. 5.34 Registro estático durante 5 horas el 22 agosto de 2011. Gravedad con corrección LS.

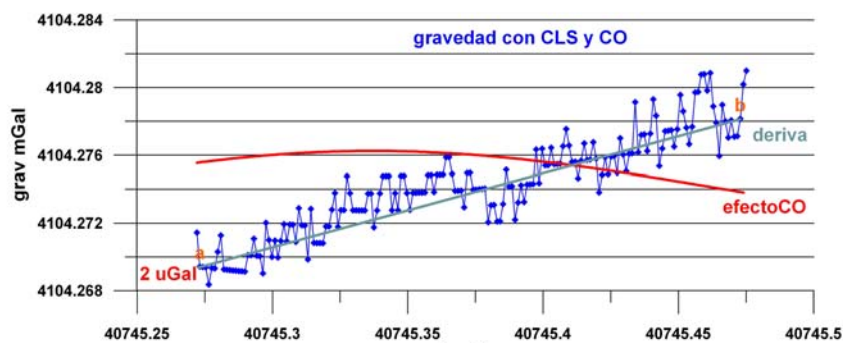


Fig. 5.35 Registro estático durante 5 horas el 22 agosto de 2011. Gravedad con corrección LS y de CO.

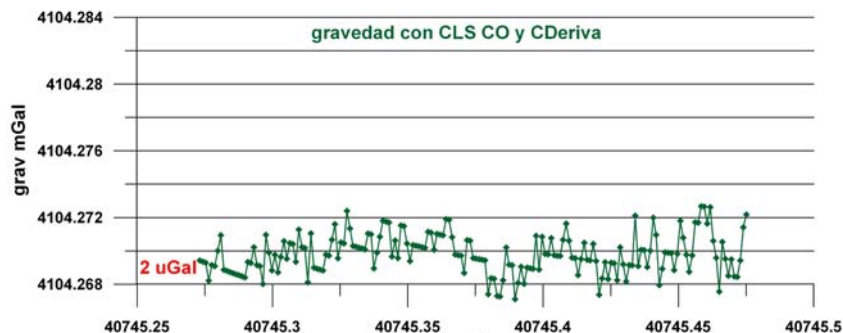


Fig. 5.36 Registro estático durante 5 horas el 22 agosto de 2011. Gravedad con corrección LS, de CO y deriva.

El conjunto de gráficos IV de la Figura 5.34, valores de SD, TEMP y TILT, permite aceptar que el registro no está distorsionado por motivos metrológicos. En el gráfico I se muestra la evolución del efecto Luni-Solar y de carga oceánica durante el día 22 de agosto de 2011, indicando por un recuadro el periodo de tiempo correspondiente al registro de 5 horas, cuya evolución de la gravedad con y sin corrección de marea, frente al efecto de marea se muestra en el gráfico II. En los valores de gravedad corregida de variación LS se aprecia una ligera deriva creciente, de tal forma que las lecturas sin corregir no siguen rigurosamente el efecto de marea. Estos valores son representados en escala de mayor detalle en el gráfico III, donde se pone de manifiesto la gran discrepancia con la evolución real del efecto de carga oceánica, que para este corto intervalo de tiempo tiene solamente una variación de unos 2 μ Gal. Una vez corregidos de carga oceánica, los valores de gravedad están representados en la Figura 5.35. Su evolución es exclusivamente debida a la deriva instrumental. Se han elegido los puntos a y b indicados para el cálculo de dicha deriva (0.043 mGal/día). Los valores corregidos de deriva se representan en la Figura 5.36, que muestran desviaciones respecto un valor medio de 4104.270 mGal inferiores a ± 2 μ Gal, repetibilidad instrumental. Este resultado evidencia que aunque el funcionamiento del gravímetro sea correcto en condiciones estáticas, no es un instrumento diseñado para monitoreo, no debiendo utilizarse con tal fin¹, ya que la evaluación de la deriva con los mismos registros entraña gran subjetividad en su cálculo.

Los efectos de marea y de carga oceánica pueden ser utilizados como elementos de control de que las lecturas del gravímetro evolucionan o no de acuerdo con las variaciones reales de gravedad. Sin embargo, las lecturas en los programas de medida no se efectúan en condiciones estáticas, siendo además los tiempos de lectura en base y estación de corta duración, por lo que interesa analizar en más detalle la repercusión durante cortos intervalos de tiempo de las desviaciones observadas, en las que además intervienen la deriva secular, de trabajo y el periodo de estabilización del instrumento.

¹ Esta cuestión ha sido confirmada por Scintrex en comunicación personal.

5.5.8 El problema de la estabilización

Del análisis anterior puede deducirse la imposibilidad de evitar que la evolución de las lecturas esté desprovista del efecto de deriva. Solo cuando son corregidas de deriva instrumental pueden conseguirse mediciones con la fiabilidad suficiente para asignarlas a variaciones reales de la gravedad, dentro de la inevitable precisión instrumental. El mayor problema consiste en que mientras que las lecturas estáticas permiten una apreciación fiable de la deriva en un intervalo de tiempo, en los programas de medición dinámica la deriva hay que calcularla a partir de lecturas efectuadas en la base cada cierto intervalo de tiempo, y además se incorpora un comportamiento más errático como es la deriva de trabajo. Por otra parte, no hay otra alternativa a aceptar la linealidad de la deriva de trabajo, lo que no está garantizado aunque el intervalo de muestreo sea de tan solo 4 horas. Con la deriva calculada por las lecturas en la base pueden corregirse con cierta precisión las lecturas en las estaciones (supuesta la linealidad), no dejando de ser una paradoja que las lecturas menos controlables en este sentido sean precisamente las hechas en base, que no pueden corregirse de más deriva que la estática. La mejor solución a esta ambigüedad podría ser que las lecturas estén hechas cuando el gravímetro está estabilizado, cuestión abordada en este capítulo.

Entendemos aquí por estabilización el que las lecturas del gravímetro, sin ningún tipo de corrección por variaciones externas, sigan con fidelidad la evolución de dichos efectos externos. El tiempo de estabilización es el tiempo transcurrido desde que el gravímetro se deja nivelado en estación hasta que las lecturas empiezan a seguir la evolución del efecto Luni-Solar, y en mayor detalle el de carga oceánica, aunque al cabo de un tiempo, debido a la deriva, comience a separarse de dichas tendencias.

Para analizar los periodos de estabilización se va a utilizar nuevamente el registro efectuado del 17 al 24 de junio de 2011 (Figura 5.37), ya mostrado en la Figura 5.31. En la zona sombreada nombrada con la letra a, tras nivelar el gravímetro el viernes 17 a las 11:38 h, se observa un rápido aumento de las lecturas (de unos 0.09 mGal, con ratio del orden de 0.01 mGal/h), de tal forma que hasta unas 8 h 30 minutos más tarde (punto s1) no empiezan a oscilar siguiendo la pauta del efecto de carga oceánica. La variable TEMP se estabiliza en menos de 50 minutos, por lo que el largo periodo de estabilización de las lecturas no puede atribuirse a una adaptación a la temperatura ambiente; la desviación estándar SD está en el rango de 0.03-0.05 mGal, indicando que las condiciones son algo ruidosas hasta la tarde del domingo 19, en que pasa a ser inferior a 0.02 mGal. A medio día del sábado 18 el efecto de la deriva hace que las lecturas comiencen a disminuir, aunque siguiendo el ritmo de variación de la carga oceánica. El lunes 20 a las 09:12 h (punto s2) se interrumpe el registro durante unos 43 minutos; esta manipulación del instrumento (zona b) se manifiesta además por algunos valores de SD muy elevados y rechazos de un gran número de muestras. Tras reiniciar el registro (punto s3), el gravímetro tarda unas 5 horas en estabilizarse nuevamente, produciéndose además un pequeño salto de unos 0.03 mGal, que se mantiene. Sobre las 07:53 del día 21 (zona c) se interrumpen nuevamente las lecturas durante 49 minutos, y también a las 12:39 durante 45 minutos para operaciones de vuelco de información; el tiempo de estabilización tras estas operaciones no puede controlarse totalmente, pero es superior a las 4 h. De nuevo, el día 22 hay una interrupción de 29 minutos a las 07:51 (punto s6), sin manifestación anormal en el registro. A partir del día 21 el ratio de disminución de las lecturas es mayor, lo que puede ser debido a periodos de

desnivelación y ligeros golpes recibidos, como el de las 22:49 del día 22. El registro durante este aumento de la deriva presenta lecturas no fiables, ya que dejan de seguir las oscilaciones de la carga oceánica, que no obstante es de menor amplitud en este periodo. Se hace notar que los parámetros que pueden utilizarse para control de calidad (TEMP, TILT, SD y REJ) no muestran valores anómalos. En definitiva, según los datos de este registro el tiempo de estabilización es superior a las 4 h, llegando hasta 8 h.

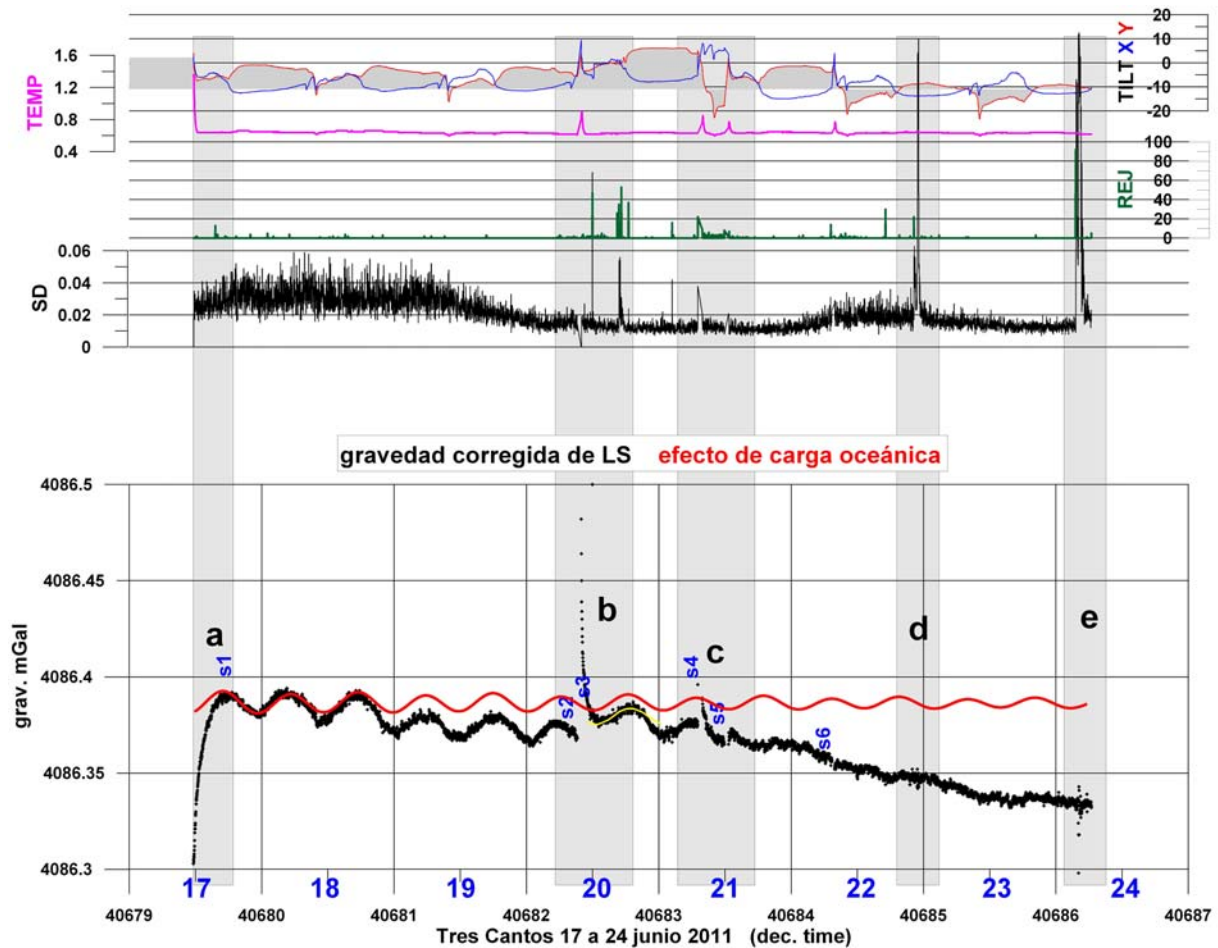


Fig. 5.37 Registro estático del 17 al 24 de junio de 2011 en Tres Cantos. Ciclos de 90 s. Se han sombreado las zonas de registro donde se puede apreciar periodos de estabilización del gravímetro.

Para corroborar este comportamiento, van a utilizarse los datos obtenidos en Ronda durante los registros nocturnos en la campaña de 2011, cuyo conjunto se mostró en la Figura 5.28 (evidenciando que la deriva secular fue negativa hasta el día 9, pasando posteriormente a ser ascendente), y se detalla en la Figura 5.38, en la que todos estos registros están representados a la misma escala de tiempos y de amplitud de la gravedad, a fin de que las evoluciones sean gráficamente comparables. Para su análisis, hay que tener en cuenta que la deriva estática es del orden de 0.3 mGal/día, mientras que la secular puede oscilar entre 0 y 0.1 mGal/día y la de trabajo entre 0 y 0.5 mGal/día.

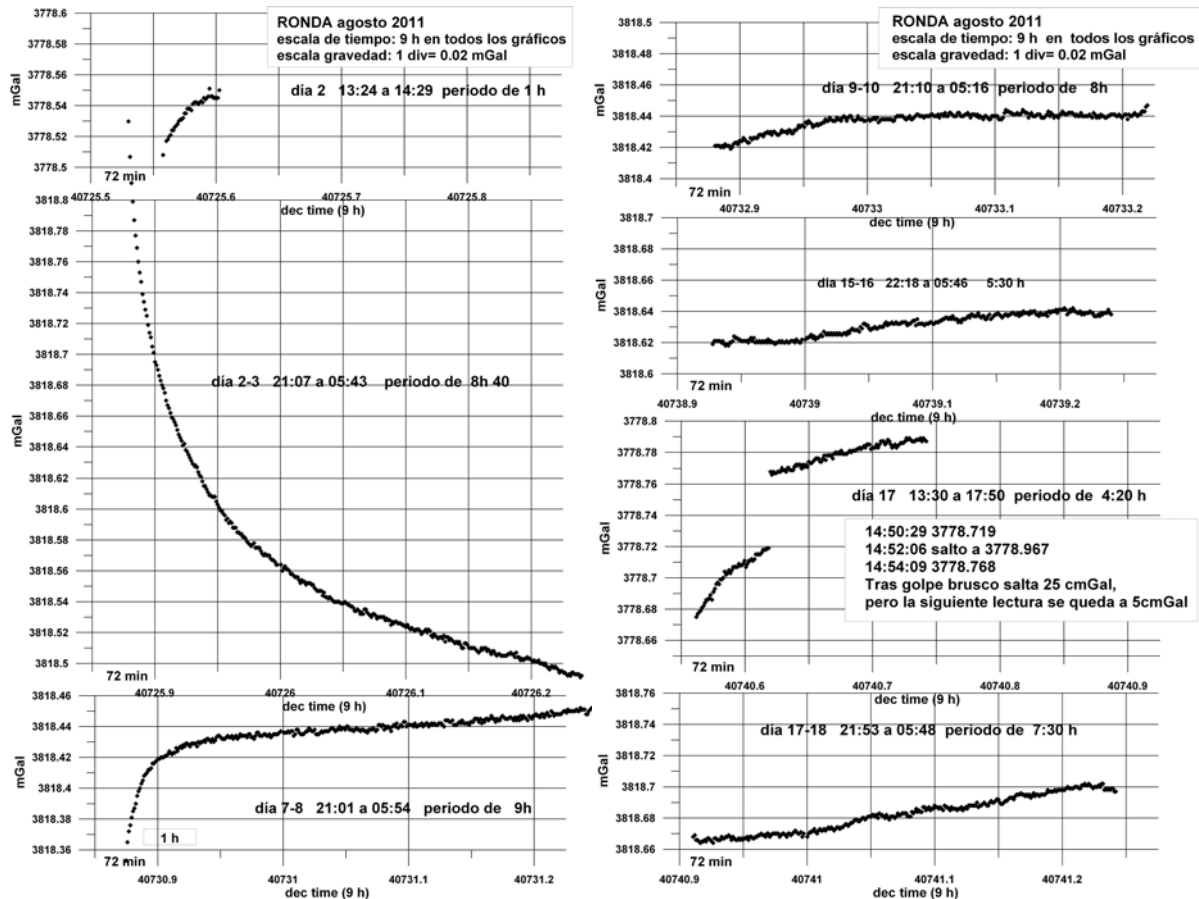
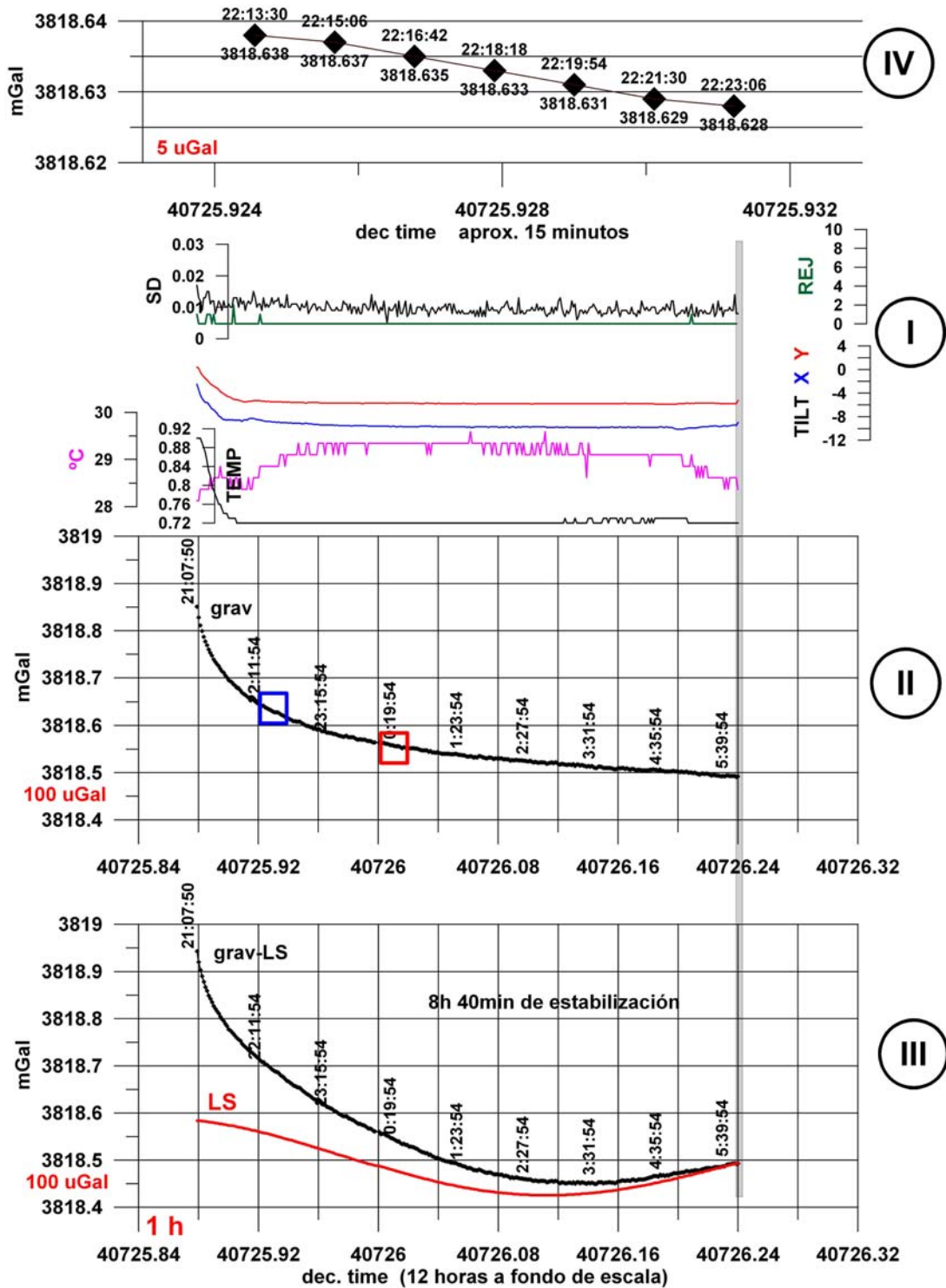


Fig. 5.38 Registros en pasadas de la campaña de 2011, representados a la misma escala.

Es evidente que el ritmo de estabilización es bastante diferente en cada ocasión. En la pausa de una hora realizada al mediodía del 2 de agosto el gravímetro, con deriva positiva, parece estabilizarse al finalizar el registro, con un aumento del orden de 0.04 mGal; durante esa misma noche las lecturas sufren una disminución de más de 0.35 mGal en 9 h, sin que parezca que el instrumento se haya estabilizado. En la noche del 7 al 8 de agosto, durante las 9 h de registro tampoco parece que se establezca el gravímetro, pero ahora la tendencia es a un aumento, del orden de 0.09 mGal. La noche del día 9 parece estabilizarse a las 3 horas, con aumento de 0.02 mGal y la noche del 15 también parece estabilizarse a las 6 horas con un aumento de 0.02 mGal. En la tarde del día 17 el instrumento sufre un golpe que provoca un incremento en las lecturas, que será posteriormente comentado, y en la noche del mismo día parece alcanzar la estabilidad a las 7 h de registro, con incremento de 0.03 mGal. Estos datos inciden en que el comportamiento del instrumento está fuertemente ligado al tipo de movimiento a que haya sido sometido previamente a su puesta en estación, aunque en el conjunto de estos registros el gravímetro parece sufrir un proceso de “tranquilizamiento” según van pasando los días.

Los registros realizados en la pausa de medio día no fueron efectuados en condiciones que garanticen suficientemente su fiabilidad (lecturas en el interior de un mesón de carretera). Analizando los demás datos con mayor detalle, en la Figura 5.39 se representa el registro de 8 h 40 minutos efectuado la noche del 2 al 3 de agosto de 2011. En el grupo de gráficos I se muestran los parámetros indicativos de la fiabilidad o calidad del registro: durante la primera hora la variación de los niveles y del parámetro TEMP es muy acusada, lo que parece reflejarse en el alto gradiente de variación de las lecturas, que van

suavizando su pendiente a lo largo del tiempo de registro. La SD se mantiene en valores muy bajos, con condiciones muy buenas de ruido ambiente, sin que existan prácticamente lecturas rechazadas (REJ); la temperatura externa aumenta 1 °C, estabilizándose al cabo de unas dos horas; la temperatura interna TEMP se estabiliza antes y se mantiene constante durante el resto del registro; el instrumento permanece bien nivelado (TILT) durante todo el tiempo.



Ronda día 2-3 agosto 2011 de 21:07 a 05:43 periodo de 8h 40

Fig. 5.39 Registro estático en Ronda la noche del 2 al 3 de agosto de 2011. El recuadro azul del gráfico II es la porción detallada en el gráfico IV. El recuadro rojo se detalla en la Figura 5.40. La línea sombreada indica el momento a partir del cuál podría considerarse que el gravímetro está estabilizado.

En los gráficos II y III se reproduce la variación de la gravedad leída corregida de efecto Luni-Solar (grav) y sin corregir (grav-LS) respectivamente, añadiendo en el gráfico III dicho efecto externo LS. Puede apreciarse que las lecturas no comienzan a evolucionar de acuerdo a la marea hasta casi finalizado el registro, con un tiempo de estabilización de al menos 8 h 40 minutos, durante los que desciende unos 0.35 mGal. En el gráfico IV se reproducen las lecturas corregidas de LS para un periodo de unos 15 minutos, a partir de las 22:13:30 horas del día 3 con escala de más detalle (escala que será utilizada para analizar las lecturas en la base y en las estaciones de los programas de medida) e indicando la hora y el valor en mGal de cada lectura; se produce una disminución de 0.010 mGal, con ratio de variación del orden de 1.5 mGal/día y desviaciones respecto del valor central superiores a los 5 μ Gal. En la Figura 5.40 se han reproducido las lecturas efectuadas al cabo de unas tres horas de registro. Para estos ciclos, el valor de gravedad leído disminuye unos 7 μ Gal, lo que supone un ratio variación de 0.7 mGal/día, aún muy superior al máximo observado en la deriva de trabajo de este gravímetro. Sin embargo, las lecturas de este grupo de 10 ciclos también pueden verse como valores que oscilan entorno 3818.560 mGal \pm 3 μ Gal, lo que podría denominarse lecturas estabilizadas en sentido estricto, aunque no respondan a la evolución real de la gravedad, y sean valores unos 70 μ Gal superiores a los que realmente se leerían con el aparato estabilizado.

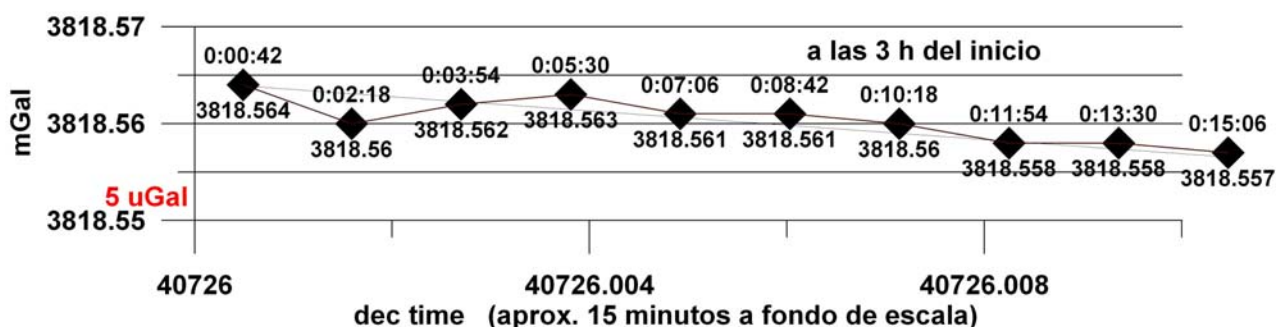
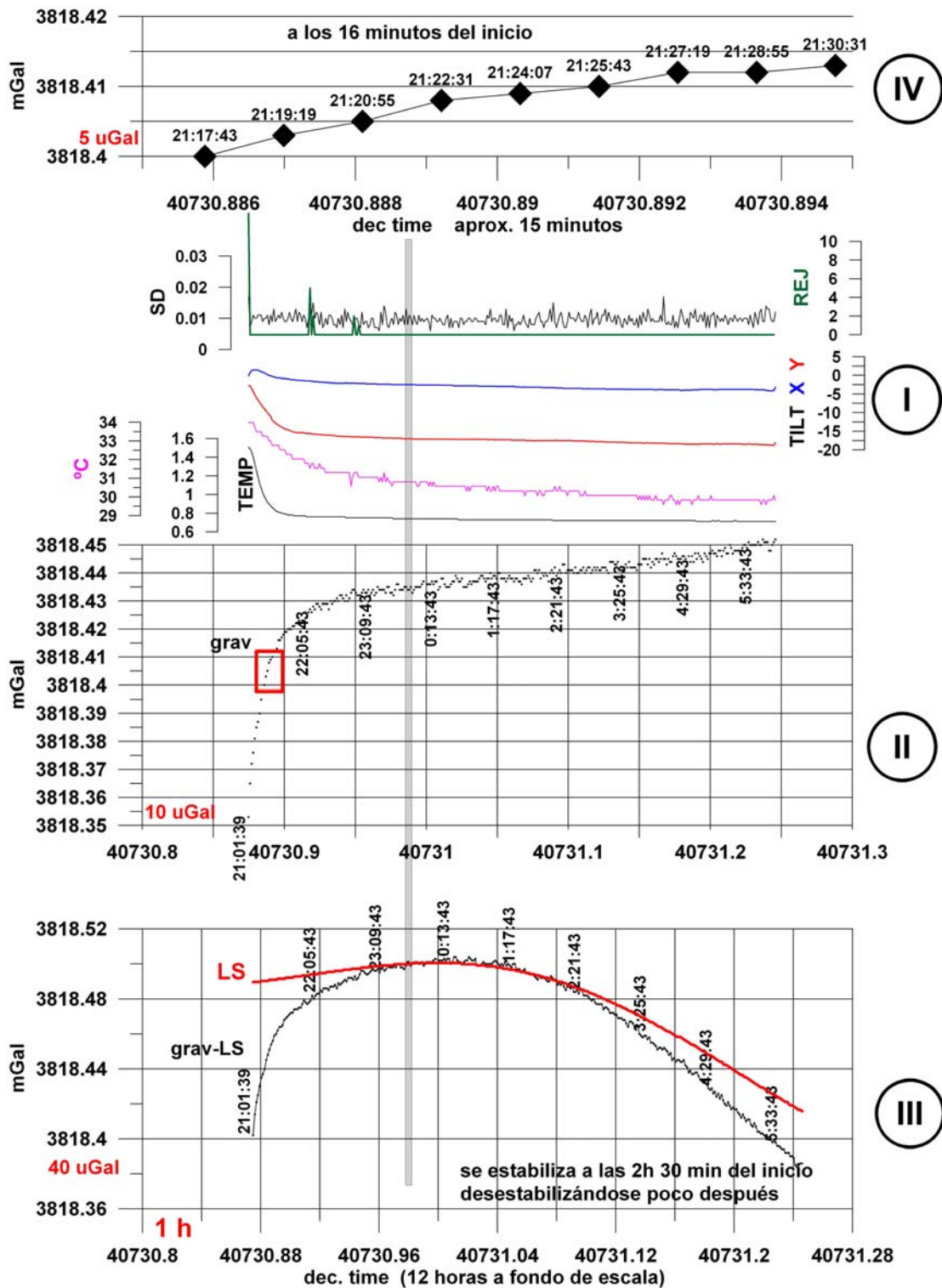


Fig. 5.40 Lecturas al cabo de unas 3 horas de comenzar el registro estático. Detalle del recuadro rojo del gráfico II de la Figura 5.39.

El registro de la noche del día 7 de agosto presenta también una deriva muy fuerte en su primera hora, pero en sentido creciente (Figura 5.38 y Figura 5.41). La temperatura en este caso disminuye casi 5 °C durante todo el tiempo de registro, mientras que el parámetro TEMP indica una estabilización de la temperatura interior en menos de una hora. Las condiciones de ruido son muy buenas, sufriendo el gravímetro mayor desnivelación que en el registro del día 2, lo que posiblemente se deba a la continua variación de temperatura durante la noche, pero dentro de límites aceptables. De la comparación de la evolución de las lecturas con la variación Luni-Solar (gráfico III) puede deducirse que en realidad el registro no llega a estabilizarse, lo que, ante la ausencia de otra evidencia, habría que atribuir al comportamiento de la deriva del instrumento por el tipo de movimiento a que haya sido sometido durante el día 7 de agosto. La secuencia de 9 lecturas (unos 15 minutos) pertenecientes al inicio del registro muestra (gráfico IV) una deriva que haría inadmisibles las lecturas para adoptar ningún valor como representativo de la gravedad en ese intervalo, sin cometer errores superiores a los 10 μ Gal (respecto del valor medio del intervalo). El ratio de variación es de 1.46 mGal/día.



Ronda día 7-8 agosto 2011 de 21:01 a 05:54 periodo de 8h 40

Fig. 5.41 Registro estático en Ronda la noche del 7 al 8 de agosto de 2011. El recuadro rojo del gráfico II es la porción detallada en el gráfico IV. La línea sombreada indica el momento a partir del cuál podría estar el gravímetro estabilizado.

Durante la noche del día 9 (Figura 5.42), aunque en condiciones ligeramente más ruidosas (SD del orden de 0.02-0.04), tampoco hay ningún parámetro (gráficos I) que manifieste un malfuncionamiento del instrumento, con temperatura muy estable desde el principio y valores de TILT dentro de los límites aceptables. La comparación de la evolución de las lecturas brutas con el efecto de marea (gráfico III)

permite deducir que el gravímetro está estabilizado al cabo de algo más de dos horas de registro. Las primeras lecturas (gráfico IV) presentan una oscilación máxima de 1 μGal , lo que supone unas condiciones idóneas para su aceptación, aunque evidentemente el gravímetro no está estabilizado, en el sentido de que no está leyendo valores que realmente reproduzcan las variaciones de gravedad externas.

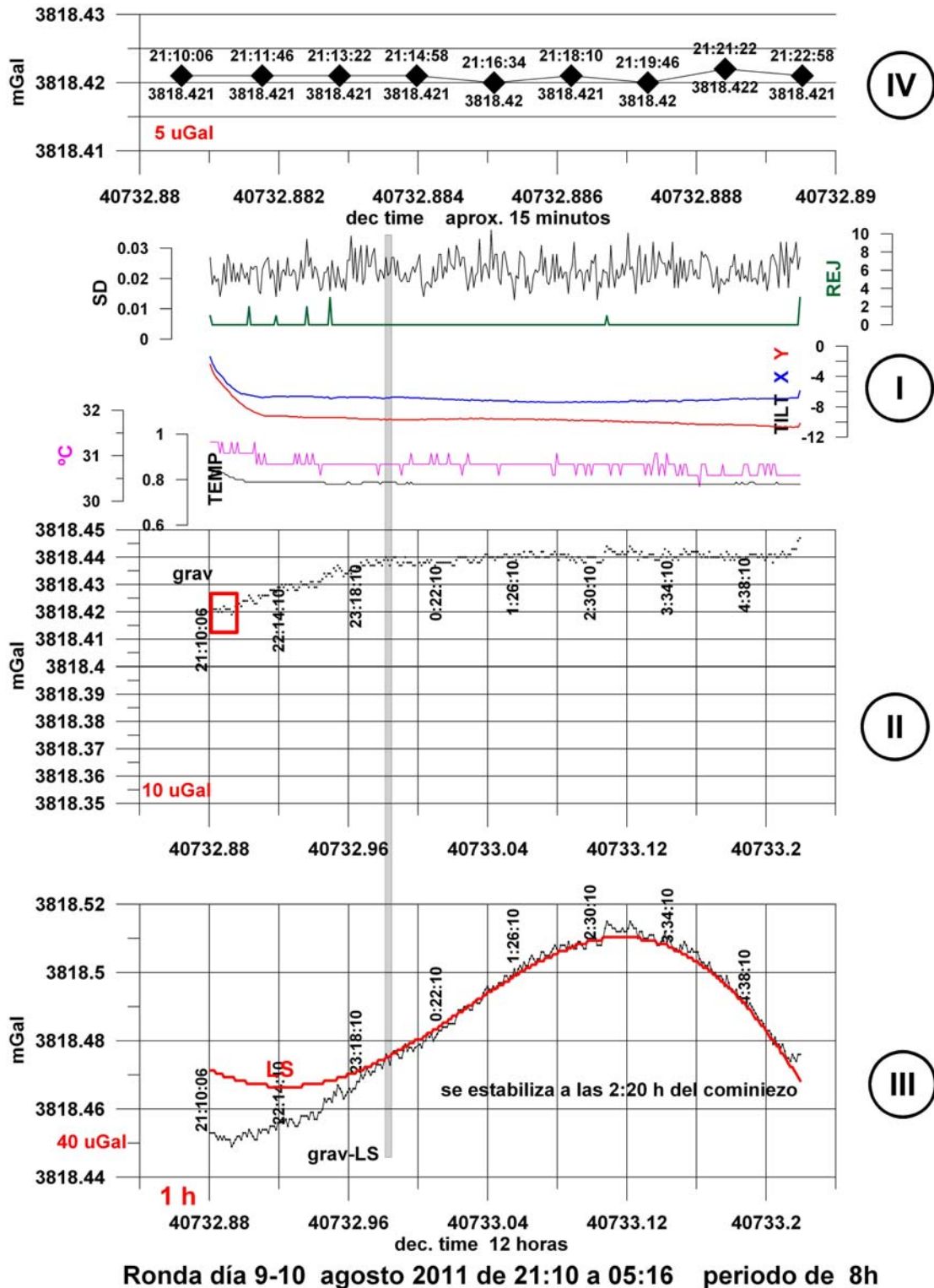


Fig. 5.42 Registro estático en Ronda la noche del 9 al 10 de agosto de 2011. El recuadro rojo del gráfico II es la porción detallada en el gráfico IV. La línea sombreada indica el momento a partir del cuál podría estar el gravímetro estabilizado.

El registro del gráfico II (gravedad corregida de efecto LS) se ha representado nuevamente en la parte superior de la Figura 5.43, añadiendo a la gravedad corregida del efecto de marea CLS [representada en color negro] la misma corregida de la deriva del registro CD [representada en color verde], calculada con la primera y última lecturas, así como estos valores corregidos de carga oceánica CCO [representada en color azul]. A pesar de que en la escala utilizada en la Figura 5.42 no se aprecia una deriva importante del instrumento a partir del momento de su estabilización, su análisis más detallado pone en evidencia que las lecturas, aunque evolucionan de acuerdo con la marea (gráfico III de la Figura 5.42), no lo hacen con la carga oceánica (comparar línea de color negro y de color rojo en el gráfico superior de la Figura 5.43), porque tienen una deriva positiva del orden de 0.05 mGal/día, dentro del rango de la deriva de trabajo. Una vez corregida esta deriva, la evolución de las lecturas sigue el efecto de la carga oceánica (comparación de línea de color verde y de color rojo).

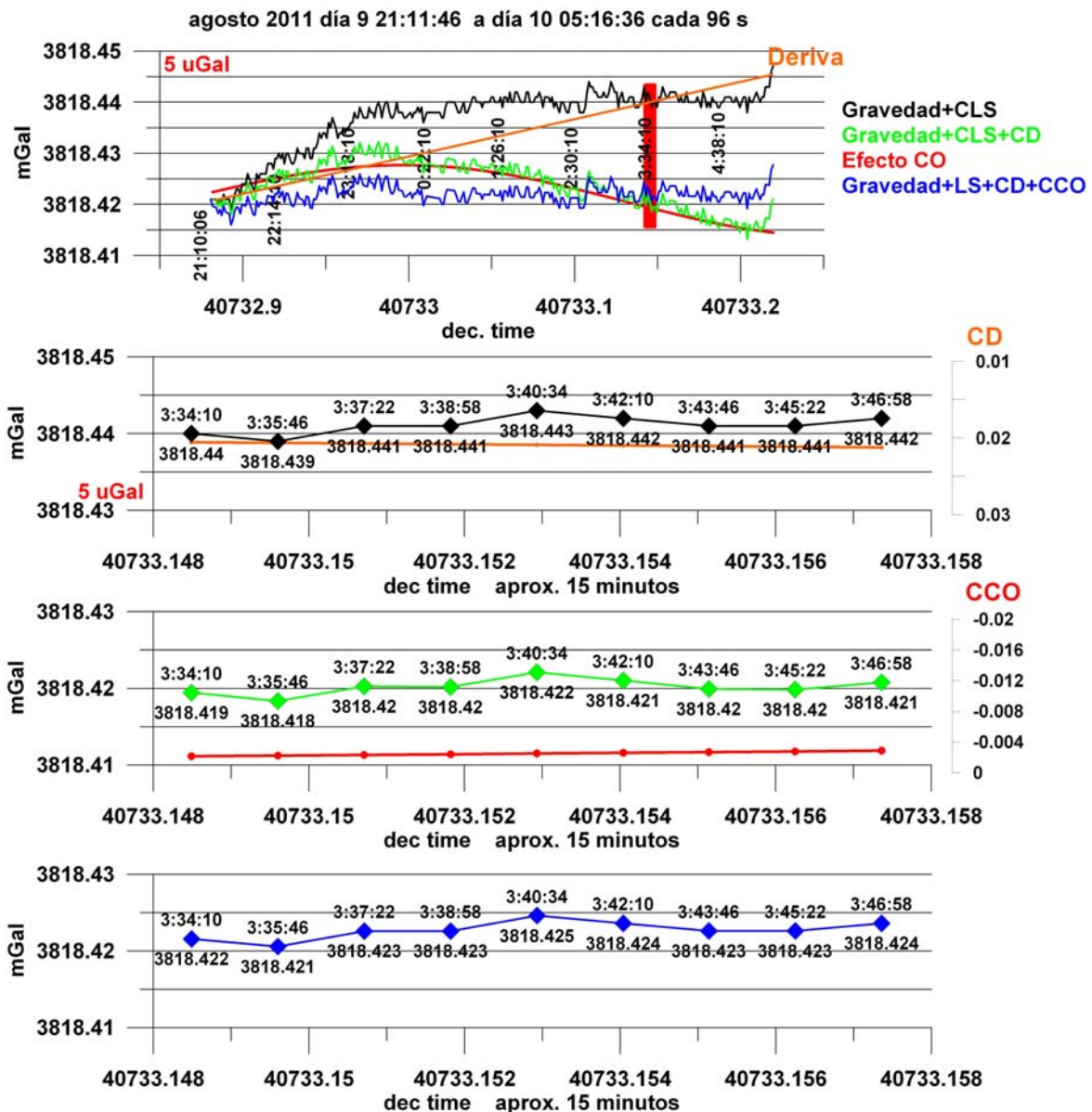


Fig. 5.43 Registro estático en Ronda la noche del 9 al 10 de agosto de 2011, con corrección de deriva y de carga oceánica. Detalle de las lecturas para un intervalo de 15 minutos a partir de las 3:34 h (zona sombreada en rojo en el gráfico superior).

En los gráficos inferiores de la Figura 5.43 se muestra la evolución de las lecturas durante un periodo de unos 15 minutos (9 ciclos) tomado a partir de las 3 h 34 min de registro (zona sombreada en rojo en el gráfico superior) para la gravedad corregida de efecto LS, la misma con corrección de deriva y la gravedad corregida de todos los efectos y deriva, siguiendo el mismo código de color que en el gráfico superior. Se han superpuesto los valores de corrección de deriva (CD) y de carga oceánica (CCO), para poner de relieve que en un registro de esta duración son valores prácticamente constantes para todas las lecturas, sin que tengan por lo tanto una importancia relevante en la evolución de las mismas. Cualquiera de estos conjuntos de valores presenta oscilaciones inferiores a 3 μ Gal respecto de su media.

Las condiciones del registro de la noche del día 15 (Figuras 5.38 y 5.44) son muy buenas, según indican los parámetros representados en el conjunto de gráficos I. El ratio de aumento de las lecturas es más constante que en otros registros (gráfico II), y del orden de 0.06 mGal/día, aunque no parece alcanzarse la estabilización hasta unas 5 horas (gráfico III). Las primeras lecturas (gráfico IV) presentan una oscilación máxima de 1 μ Gal, siendo por lo tanto de una calidad excepcional.

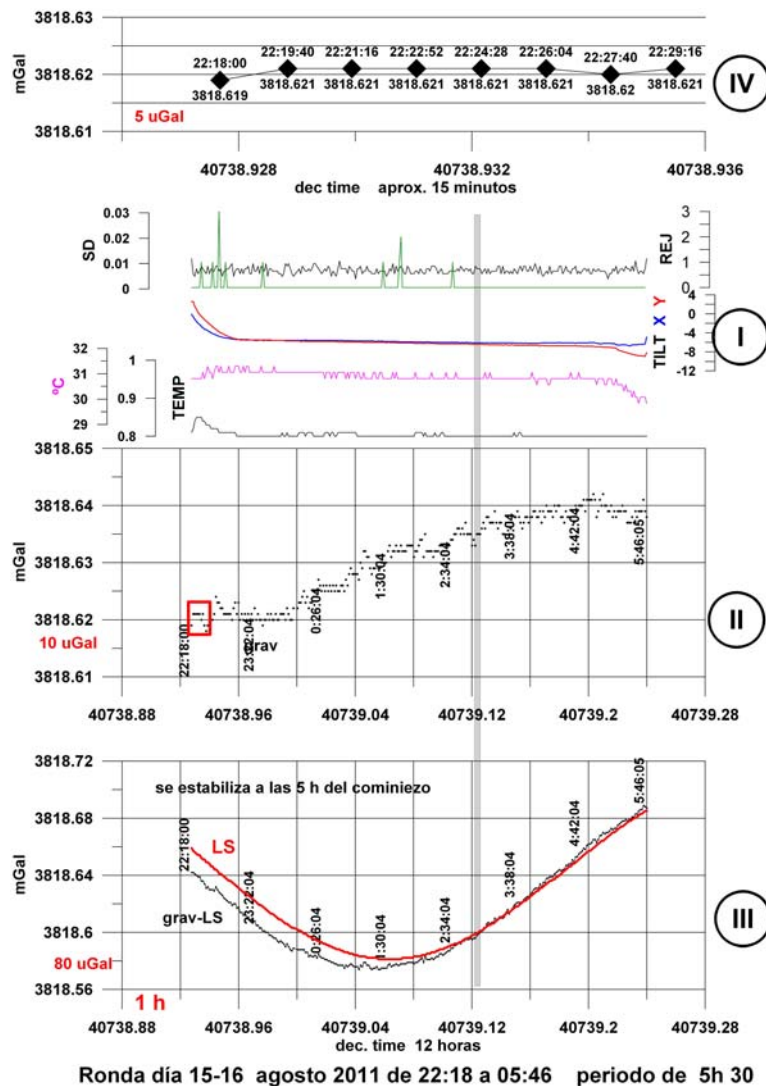


Fig. 5.44 Registro estático en Ronda la noche del 15 al 16 de agosto de 2011. El recuadro rojo del gráfico II es la porción detallada en el gráfico IV. La línea sombreada indica el momento a partir del cuál podría estar el gravímetro estabilizado.

Finalmente, el registro de la noche del día 17 (Figura 5.45), a diferencia de lo observado en los días 9 y 15, comienza con un ratio de variación más suave, que posteriormente aumenta (gráfico II), sin que en ningún parámetro de control (gráfico I) se aprecien cambios significativos. El registro parece mantener un aumento de las lecturas sin que disminuya el ratio de crecimiento o tendencia a la estabilización; en efecto puede considerarse que las lecturas del gravímetro evolucionan según el efecto Luni-Solar (gráfico III) desde el principio, separándose posteriormente como consecuencia de una evolución de su deriva, o bien que no se estabiliza al menos durante las primeras cinco horas de registro. En cualquier caso, nuevamente se aprecia que la evolución durante un periodo de unos 15 minutos del principio del registro no presenta oscilaciones superiores a los 3 μGal , siendo el ratio general de evolución en las primeras 3 h del registro del orden de 0.02 mGal/día.

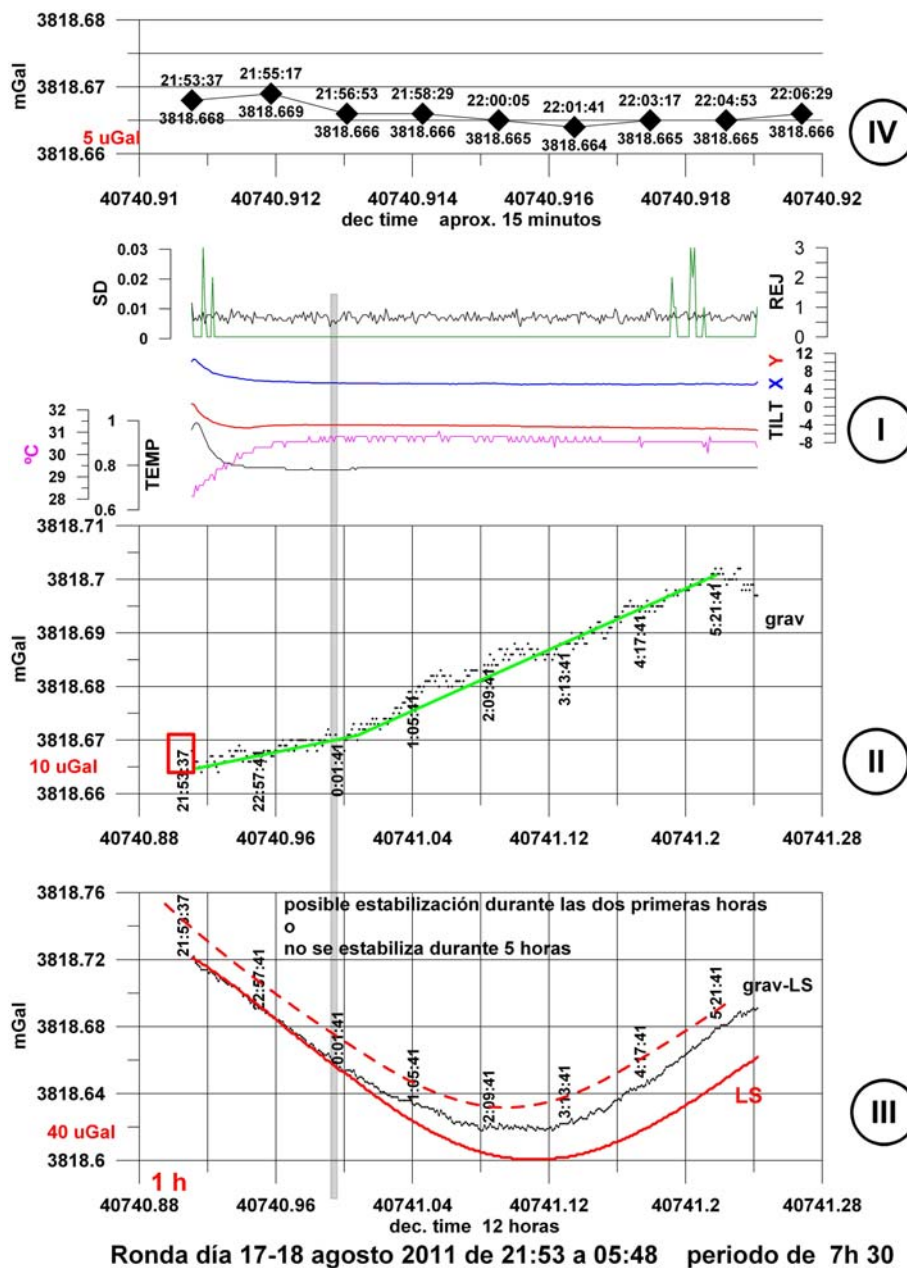


Fig. 5.45 Registro estático en Ronda la noche del 17 al 18 de agosto de 2011. El recuadro rojo del gráfico II es la porción detallada en el gráfico IV. La línea sombreada indica el momento a partir del cuál podría estar el gravímetro estabilizado, o cuando deja de estarlo, en este caso.

En conclusión, cuando el gravímetro ha estado sometido a movimiento, como es el debido a una jornada de trabajo en campo, una vez instalado en un punto fijo las lecturas tardan en estabilizarse (seguir una evolución de acuerdo con la variación de la gravedad debida al efecto de marea y, en menor grado, de carga oceánica), tiempos mínimos de dos-tres horas, pudiendo llegar a tiempos mayores cuando la deriva es muy elevada. Por otra parte, el ritmo de estabilización es normalmente mayor al comienzo del registro, para luego ir suavizándose, sin que siga la misma pauta en todas las ocasiones, con ratios de variación que pueden llegar a ser de a 0.5 mGal/día a 1.5 mGal/día, muy superiores a los normales de la deriva de trabajo. Sin embargo, se ha comprobado que un conjunto de ciclos de lecturas en un tiempo de unos quince minutos, aunque estén efectuadas al inicio del registro, puede presentar oscilaciones del orden de los $\pm 3\mu\text{Gal}$ respecto de un valor medio, excepto cuando la deriva es muy acusada (caso del inicio del día 2, Figura 5.39, o día 7, Figura 5.41). Al inicio de los registros el ratio de variación durante los primeros 10 o 15 ciclos puede llegar a ser de sólo 0.06 mGal/día o inferior, y las lecturas aparecen con buena repetición (oscilaciones de ± 0.002 mGal), aunque los valores no correspondan a datos estabilizados. Esto significa que la estabilización no se produce con un ratio permanente, sino que en realidad son aumentos que durante un corto intervalo de tiempo presentan ratios muy inferiores. Para intervalos de esta duración las correcciones de carga oceánica y deriva son prácticamente constantes para todas las lecturas, por lo que su evolución no debe de atribuirse más que a la deriva o ritmo de estabilización.

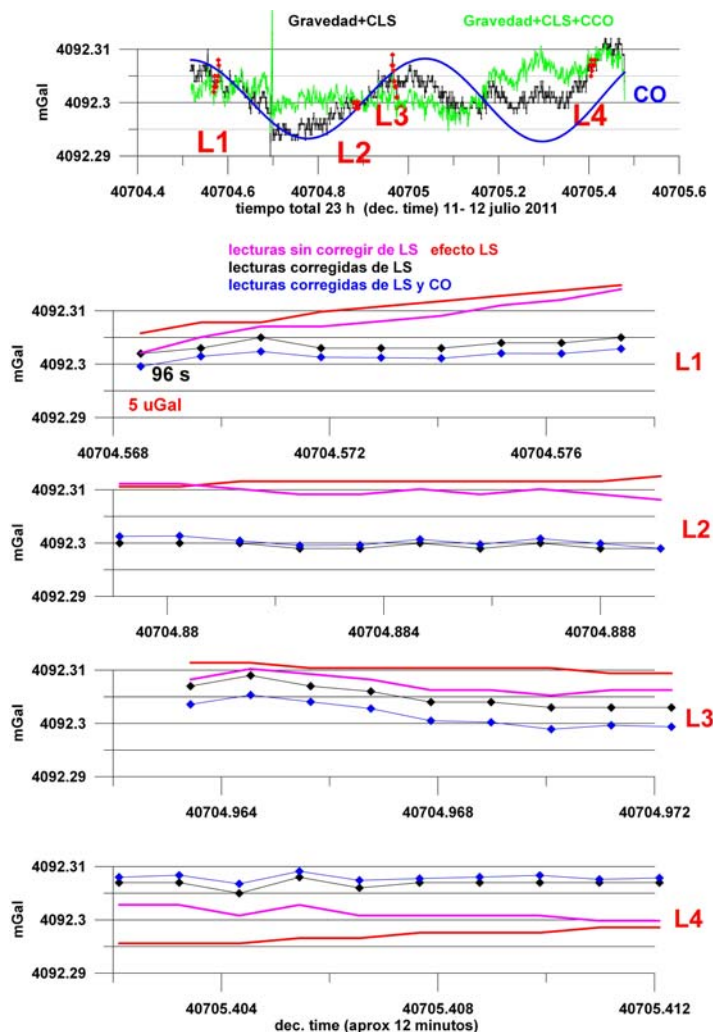


Fig. 5.46 Registro estático en Tres Cantos, 11-12 julio 2011. Ciclos de 90 s.

Para ratificar estos resultados se ha escogido el registro estático efectuado en Tres Cantos el día 11-12 de julio de 2011, que ya fue presentado en las Figuras 5.20 y 5.32. En ese registro se produjo un golpe, que motivó una disminución constante del orden de 5 μGal en las lecturas, y además la desnivelación provocada pone en duda la validez de las mismas a partir de ese instante, en el sentido de que su evolución se aparta de la de la carga oceánica, debido a un cambio en la deriva. En la Figura 5.46 se vuelven a presentar estos datos, habiendo seleccionado cuatro intervalos de unos 12 minutos (9 lecturas, con ciclos de 90 s) en diversos momentos: L1 antes de producirse el golpe; L2 tras producirse pero con una evolución de estabilización todavía aceptable (evolución según carga oceánica); L3 y L4 en diversos momentos de aumento de la deriva. Tanto el registro total (de 23 horas) como los periodos de 12 minutos seleccionados están representados a la misma escala vertical en la Figura 5.46, reproduciéndose en mayor detalle los periodos L1, L2 y L3 en la Figura 5.47.

La evolución de las lecturas sin efectuar ninguna corrección (en trazo de color rosa) sigue el efecto Luni-Solar para los instantes L1 y L2, siendo peor la igualdad de tendencias para los L3 y L4. Por otra parte, se confirma que la evolución de las lecturas para periodos de esta corta duración no depende de la aplicación de la corrección de carga oceánica (comparación de línea de color negro y de color azul), constante para todas las lecturas, siendo su variación positiva o descendente solo dependiente del signo de la deriva en ese periodo de tiempo. En el detalle de la Figura 5.47 se puede apreciar que las desviaciones respecto de un valor medio son inferiores a $\pm 2 \mu\text{Gal}$, excepto cuando la deriva es elevada (periodo L3, deriva de 0.6 $\text{mGal}/\text{día}$), siendo las desviaciones entonces del orden de $\pm 3 \mu\text{Gal}$. Se hace notar que mientras que los valores de gravedad corregida solamente de Luni-Solar son siempre valores redondeados a 1 μGal (precisión instrumental), los corregidos de CO aprecian hasta la décima de microGal, debido al cálculo teórico de la misma, lo que no significa que tengan dicha precisión.

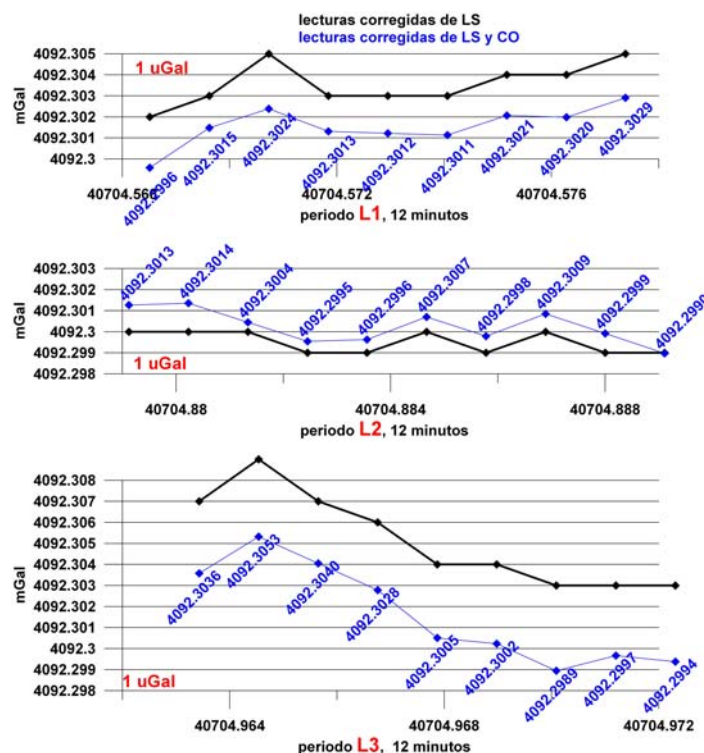


Fig. 5.47 Periodos de lectura L1, L2 y L3 de la Figura 5.46 en escala vertical de gran detalle.

5.5.9 Estabilización en los programas de lecturas. Influencia en el cálculo de anomalías.

En el análisis precedente sobre la estabilización de las lecturas del gravímetro se evidencia que las lecturas efectuadas en los primeros minutos de hacer estación no van a reflejar el valor real de la gravedad, que no se alcanza hasta un tiempo mínimo de dos horas. El ratio de variación durante este periodo de estabilización de las lecturas estáticas no es siempre el mismo, ni se corresponde con la denominada deriva de trabajo, evaluada por las lecturas efectuadas en un mismo punto al inicio y fin de un programa de lecturas. La gravimetría relativa se basa en medir la diferencia de lecturas entre cada estación y la base a la que se van a referir las anomalías. La metodología de trabajo tiene que procurar que la diferencia de lecturas entre base y estación sí que refleje la diferencia de gravedad entre ambos lugares, aunque cada lectura independiente no lo haga. La medición consiste en efectuar varios ciclos, debiendo adoptar un único valor como el que representa la gravedad en ese punto. En la Figura 5.48 se presentan las lecturas tomadas en dos estaciones E1 y E2, con una diferencia de 48 horas, y leyendo durante un tiempo de más de cinco horas en cada una. Hasta llegar a lo que puede considerarse su estabilización (puntos 3 y 4) siguen diferentes ritmos de crecimiento (curva de color verde en la estación E1 trasladada a la estación E2). La diferencia entre las lecturas tomadas en los primeros minutos (puntos 1 y 2) difiere, en este caso, en al menos 20 μGal de la diferencia entre las lecturas tomadas en los tiempos 3 y 4. Si el ritmo de estabilización hubiera sido el mismo, la diferencia de gravedad determinada sería independiente de la lectura escogida en cada estación, siempre que se tomaran al cabo del mismo tiempo desde el inicio (por ejemplo puntos 3 y 4b). Por otra parte, si estas lecturas se corrigen de la deriva de estabilización entre 1-3 y 2-4 las diferencias serían mucho menores (valores en color gris) para las lecturas de cada estación, y también se minimiza la diferencia entre lecturas tomadas siendo la misma para los puntos 1-2 que para 3c y 4c.

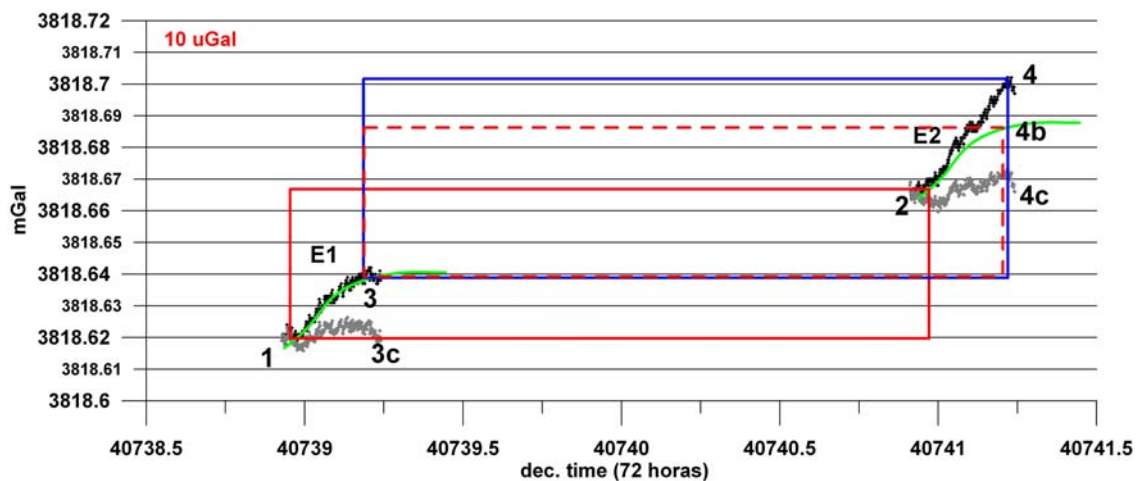


Fig. 5.48 Esquema explicativo de la influencia de la estabilización en la diferencia medida entre estaciones. Registros reales de unas 5 horas de duración.

El problema estriba en que para tener acceso a la corrección de esta deriva de estabilización habría que efectuar registros de varias horas, pero en los programas de medidas en campo hay que limitarse a los primeros minutos, por lo que raramente se tendrá acceso a medir la gravedad estabilizada. En la Figura 5.49 se han representado solamente las primeras lecturas de las mismas estaciones E1 y E2 de la Figura

5.48. En este caso, la diferencia entre tomar las lecturas 1 y 2 o las 5-6 es del orden de los 2-3 μGal , como consecuencia de lo observado anteriormente de que el ritmo de estabilización se efectúa en incrementos de tal forma que es menor durante cortos periodos.

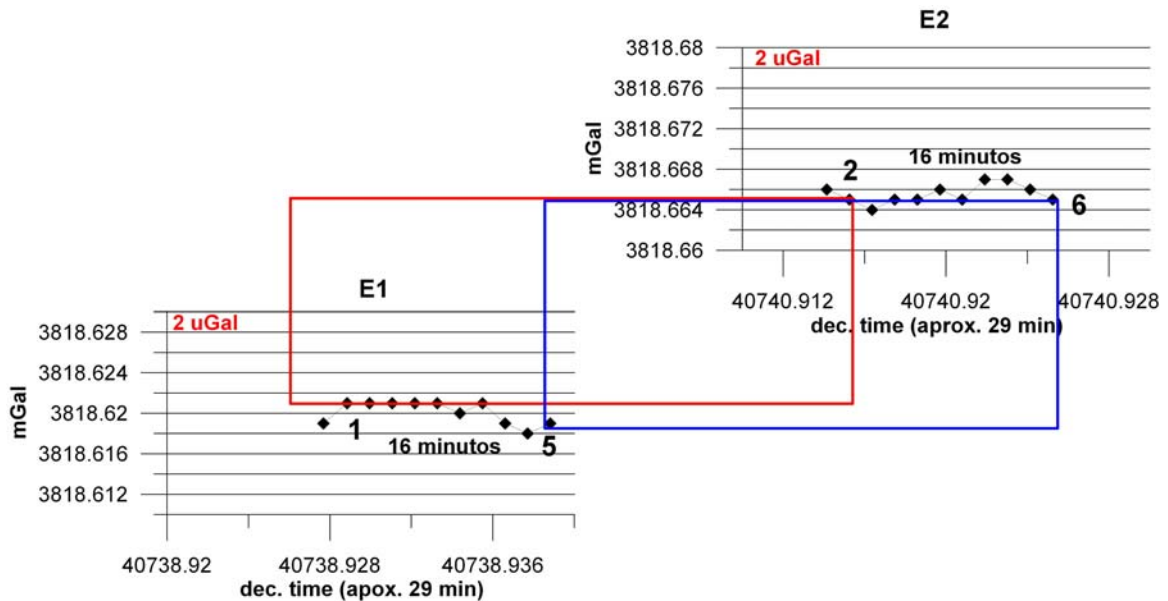


Fig. 5.49 Esquema explicativo de la influencia de la estabilización en la diferencia medida entre estaciones para las primeras lecturas. Registros de unos 15 minutos de duración (once ciclos de 90s).

Las lecturas pueden ser corregidas de la deriva de trabajo cuando se trata de lecturas en las estaciones (lo que no las convierte en medidas equivalentes a las estabilizadas), pero no cuando se trata de lecturas en las bases, que sirven precisamente para calcular dicha deriva. Es por lo tanto del mayor interés profundizar en el comportamiento del gravímetro durante los primeros minutos de lectura en condiciones dinámicas, para lo que van a analizarse varios casos, utilizando datos de las mediciones efectuadas en las campañas de la Sierra de las Nieves. El análisis de las primeras lecturas efectuadas cada día en la base permite verificar el comportamiento tras un periodo de reposo seguido de un desplazamiento aceptablemente igual todos los días; la evolución de la lectura en base a principio y fin de programa permite verificar si su evolución en este tiempo es acorde con la variación Luni-Solar, controlando así la posible existencia de saltos, que provocarían derivas anormales. La comparación de la estabilización de los ciclos de la lectura en la medición inicial y final en base permite apreciar su influencia en el cálculo de la deriva, que afectará al cálculo de las anomalías de todas las estaciones del programa.

En la Figura 5.50 se muestran las lecturas en la Base100 del día 11 de junio de 2012, en el que se efectuaron dos programas de lecturas (P17 y P18). Se comenzó leyendo en la Base100 a las 06:39, donde se estuvo midiendo hasta las 07:22 con 20 ciclos; el P17 se cerró en Base100 a las 09:51, midiendo un conjunto de 10 ciclos, y tras leer en nuevas estaciones durante el P18 se volvió a la base a las 12:37, efectuando 15 ciclos hasta las 13:02.

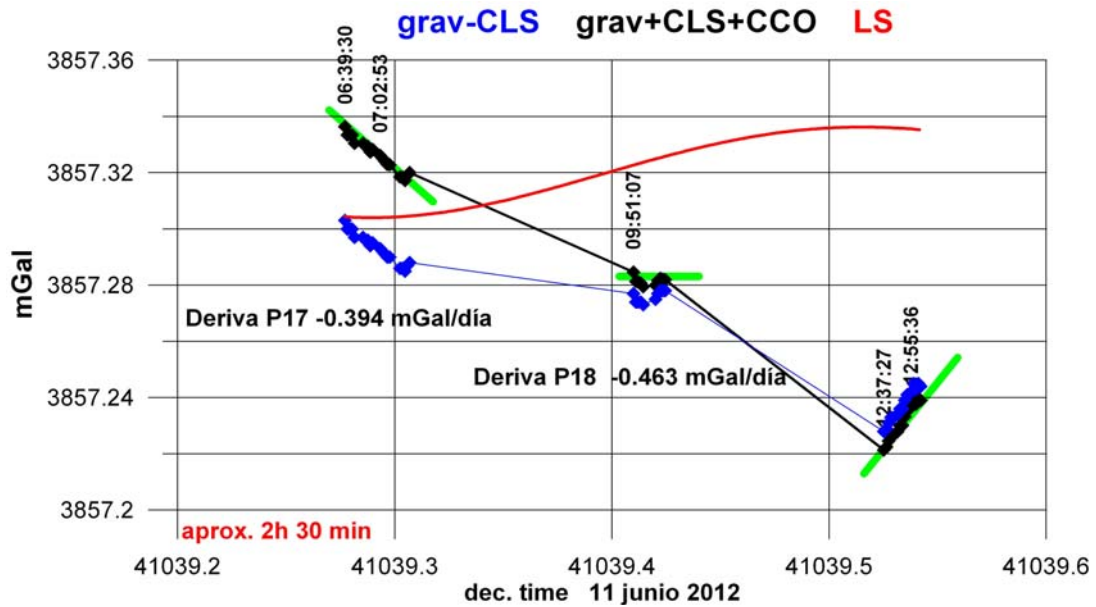


Fig. 5.50 Lecturas en la Base100 el día 11 de junio de 2012. Ciclos de 90 s.

En la Figura 5.50 se representan los valores de gravedad leída sin corrección de marea (grav-CLS), así como la evolución de dicho efecto (curva LS) a partir de la primera lectura en base; es evidente que la tendencia marcada por las lecturas en la base al final del P17 y del P18 difieren mucho del efecto de marea, siguiendo una tendencia opuesta, por lo que al cabo de unas seis horas desde la apertura del P17 las lecturas en régimen dinámico no sólo no han evolucionado según el efecto de marea, sino que se separan de él hasta 0.120 mGal, con un ratio total del orden de -0.45 mGal/día. Las derivas de trabajo de ambos programas, una vez efectuada la corrección LS y de carga oceánica (grav+CLS+CCO), son negativas, con valores de -0.394 mGal/día y -0.463 mGal/día respectivamente.

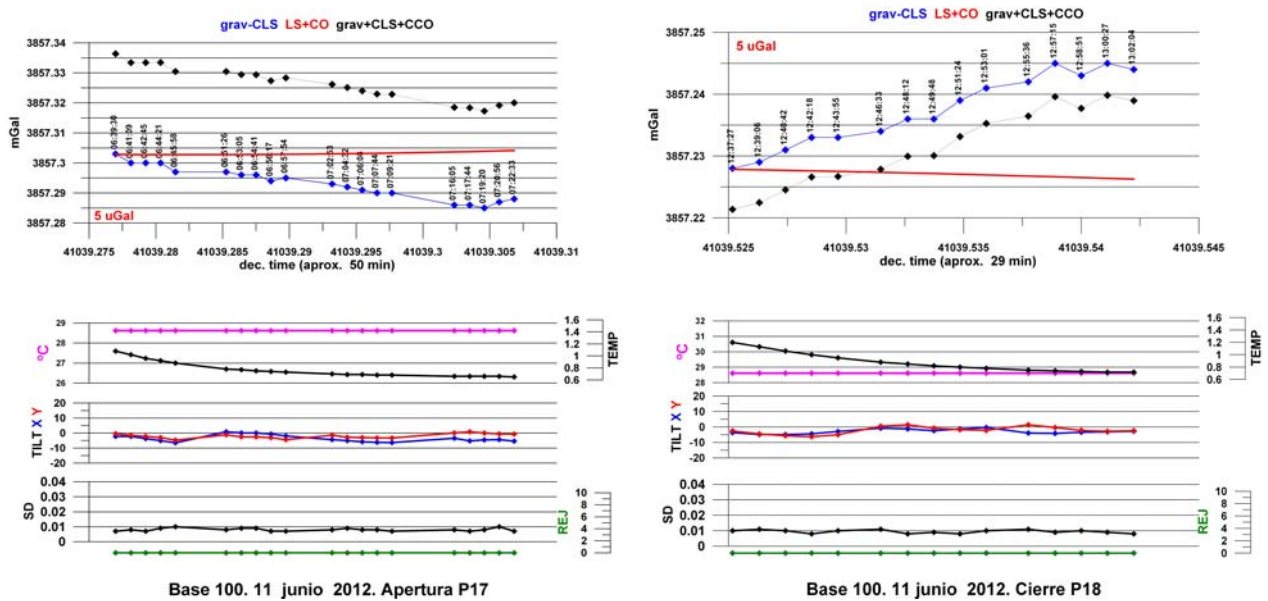


Fig. 5.51 Detalle de las lecturas de apertura en Base100 del P17 y de cierre del P18 el día 11 junio de 2012.

En la misma Figura 5.50 se ha señalado con trazo de color verde la tendencia de las lecturas en cada posicionamiento. El detalle de la evolución de lecturas en la apertura inicial del P17 y cierre del P18 se

representa en la Figura 5.51. Los controles de calidad son excelentes: ruido (SD) por debajo de 0.01 mGal, sin ningún rechazo (REJ), temperatura completamente estable y niveles (TILT) perfectamente aceptables. La deriva de estabilización del instrumento es notablemente diferente en la apertura del P17 (- 0.6 mGal/día) y en el cierre del P18 (+0.98 mGal/día), tanto en sentido como en ratio, que es muy superior al calculado para las derivas de trabajo correspondientes a estos programas. Este tipo de comportamiento es únicamente atribuible al movimiento a que ha sido sometido el gravímetro desde la salida de Ronda hasta la lectura inicial en Base100 a las 06:39 h, y al diferente tipo de movimiento durante la ejecución del programa P18. Debido a las características topográficas y al variable estado de los caminos de esta zona, no se puede evitar que las condiciones de transporte del instrumento no sean siempre iguales. En casos como este ejemplo la selección de las lecturas a considerar para el cálculo de la deriva es un problema ciertamente delicado, ya que al ser las tendencias tan opuestas y los ratios de variación tan elevados, no se puede adoptar ningún tipo de criterio (p.e. tomar las lecturas efectuadas al cabo del mismo tiempo de estacionar el instrumento, ya que esto se basa en igualdad de comportamientos). Cualquier selección llevará con toda seguridad aparejado un error, que podrá manifestarse a la hora de comparar valores de la misma anomalía medidos en diferentes programas, siendo este el criterio que se ha seguido para aceptar o rechazar repeticiones, como se explicará en los capítulos 8 y 9. No obstante, hay que hacer notar que la imprecisión de estas lecturas respecto de su valor medio es de ± 0.010 mGal, suficiente para trabajos ordinarios de prospección gravimétrica.

El día 14 de junio de 2012 (Figura 5.52) la deriva de trabajo provoca que mientras que la primera y última lectura en la Base100 (grav-CLS) puede aceptarse que responden a la evolución del efecto de marea, la lectura intermedia (cierre del P22- apertura del P23) ha sido mucho más afectada por la deriva, que pasa de ser de -0.257 mGal/día para el P22 a +0.125 mGal/día para el P23, cambiando de signo. La tendencia de la evolución de las lecturas de los ciclos en cada establecimiento en base es en este día (trazos de color verde) siempre positiva, aunque con ratios de variación muy diferentes.

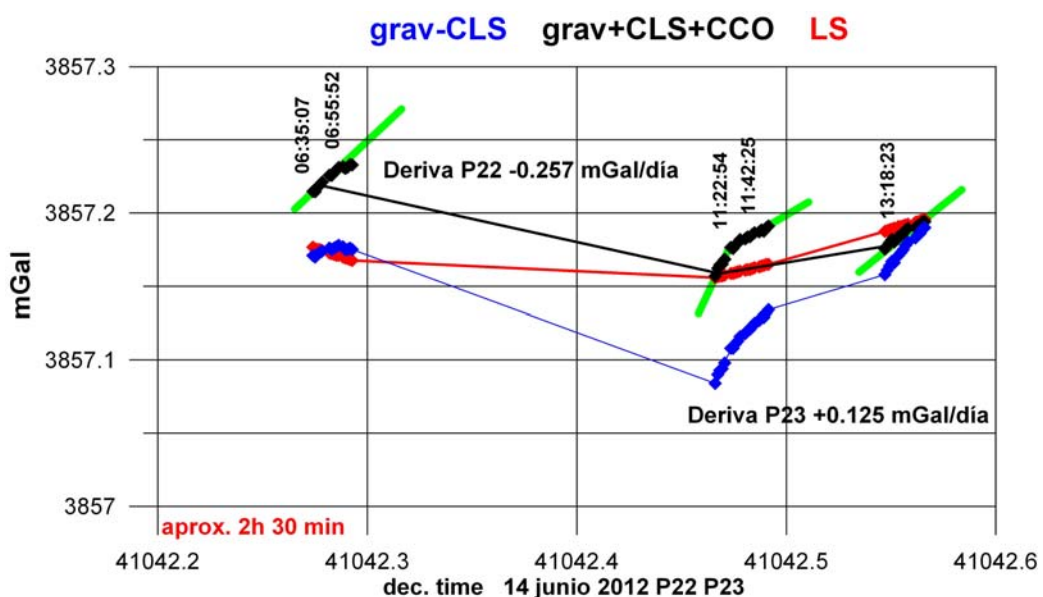


Fig. 5.52 Lecturas en la Base100 el día 14 de junio de 2012. Ciclos de 90 s.

En el detalle de la Figura 5.53 se aprecia que en la apertura inicial a las 06:35 h las lecturas aumentan durante los primeros 17 minutos con un ratio de 1.28 mGal/día con tendencia opuesta al efecto de marea; a partir de ese momento el ratio es más suave, de 0.48 mGal/día, siguiendo la variación Luni-Solar. En la lectura intermedia el ratio durante los primeros diez ciclos es de 2.11 mGal/día, suavizándose a 0.72 mGal/día y siguiendo también a partir de ese momento la evolución de marea. El mismo comportamiento se observa en la lectura final, que comienza con 1.1 mGal/día durante el mismo tiempo, pasando luego a 0.52 mGal/día en coincidencia con su evolución estabilizada. En este caso, la variación para el primer grupo de cinco ciclos, aunque supera los 5 μ Gal, tiene el mismo ratio para la primera y última lectura en Base, lo que permitiría seleccionar la lectura a asignar por el mismo tiempo al inicio, pero no ocurre así con la lectura intermedia, para la que sería preferible efectuar la selección dentro del grupo de lecturas de menor variación o “estabilizado”.

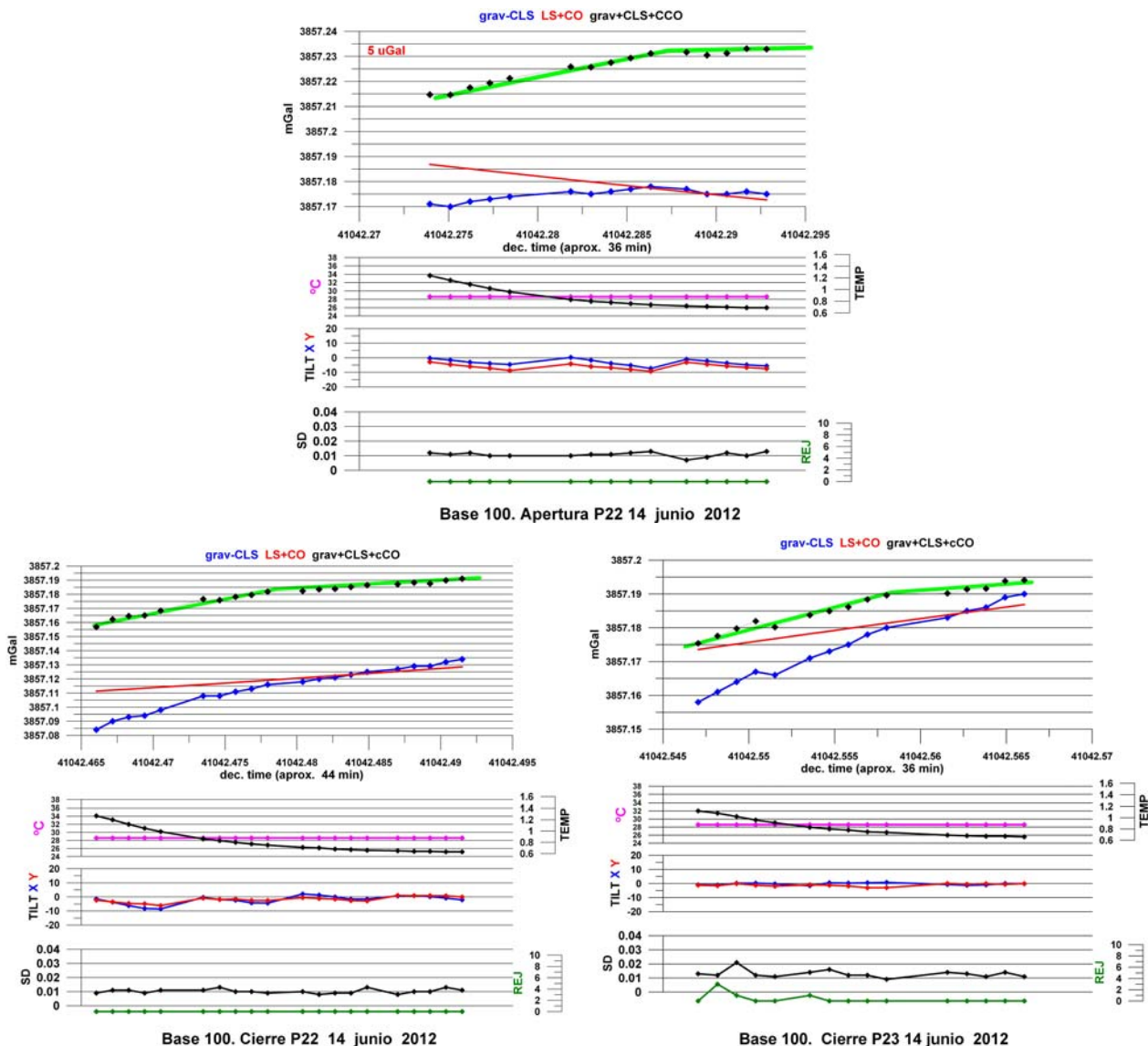


Fig. 5.53 Detalle de las lecturas de apertura y cierre en Base100 (P22 y P23), del día 14 de junio de 2012.

Otro ejemplo es el Programa P10, día 5 de junio de 2012 (Figura 5.54): la disminución de la gravedad leída en la base (sin corrección LS, grav-CLS) sigue la tendencia del efecto Luni-Solar, aunque la diferencia de variación evidencia la incorporación de la deriva de trabajo; corregidas de los efectos externos, la deriva

del programa P10 es negativa (-0.271 mGal/día), pero la del programa P11 pasa a ser positiva (+0.014 mGal/día). Los ratios de variación de los ciclos de lectura en cada posicionamiento (trazos de color verde), son también siempre crecientes; su detalle (Figura 5.55) muestra para el P10 una evolución en los ciclos con diferencias inferiores a 3 μ Gal y ratios de 0.27 mGal/día y 0.6 mGal/día para la apertura y cierre respectivamente, evolucionando aceptablemente de acuerdo con la marea, sobre todo para en la apertura, lo que permite efectuar una selección de lectura a asignar al posicionamiento con error inferior a $\pm 2 \mu$ Gal.

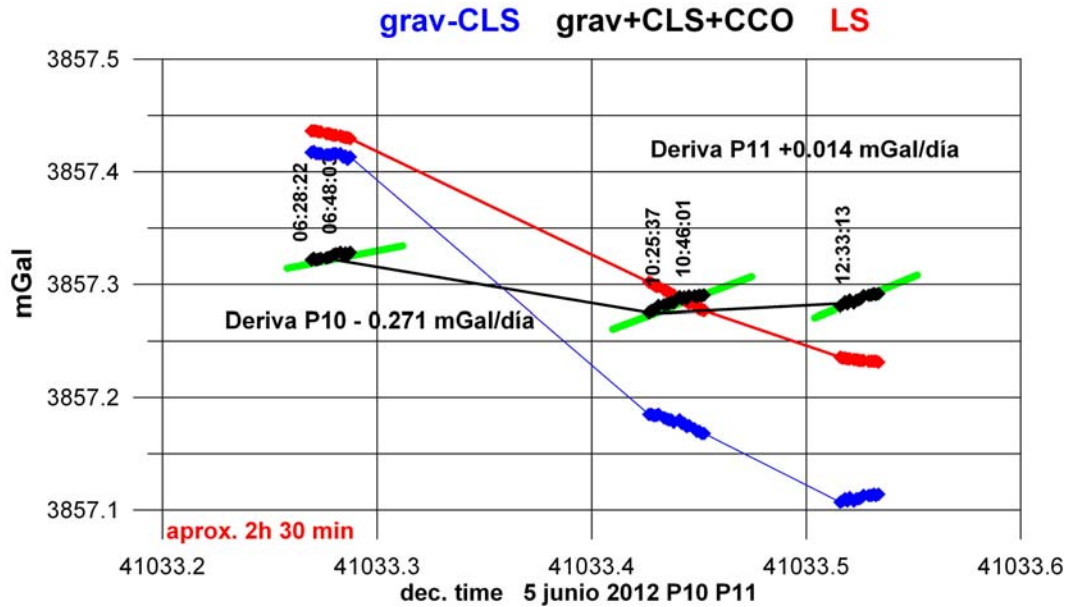


Fig. 5.54 Lecturas en la Base100 el día 5 de junio de 2012. Programas P10-P11. Ciclos de 90 s.

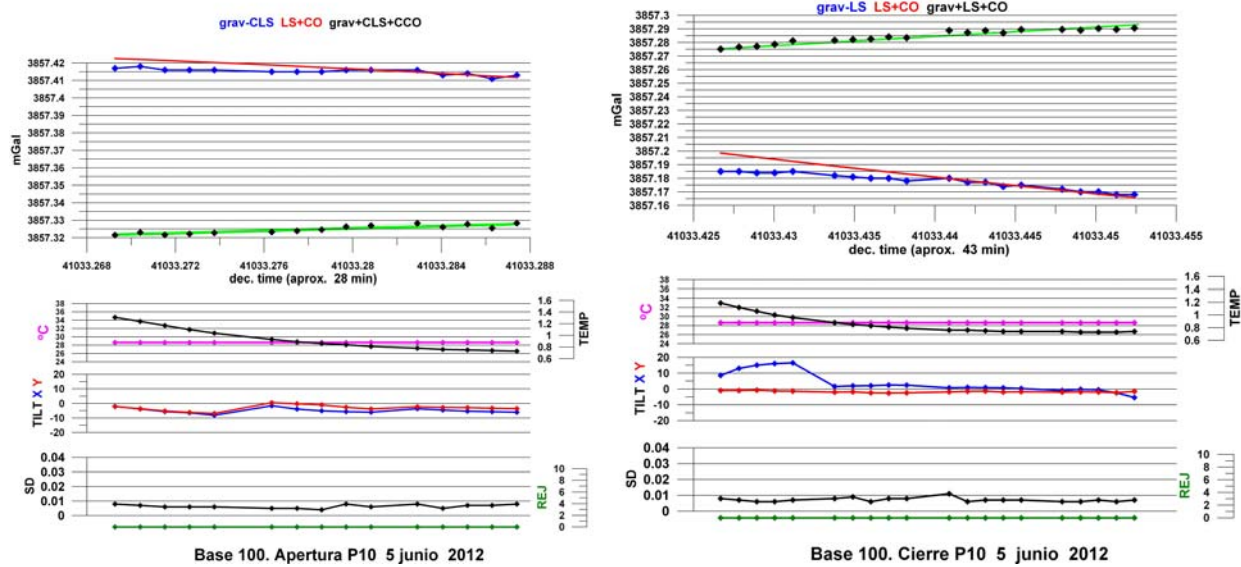


Fig. 5.55 Detalle de las lecturas de apertura y cierre del P10 en la Base100, el día 5 de junio de 2012.

La situación presentada por las medidas del día 16 de agosto de 2011 (Figura 5.56) es muy similar a la del día 5: las lecturas en la Base100 (grav-CLS) disminuyen a lo largo del día, siguiendo la evolución de la marea, a lo que se añade una deriva negativa; una vez corregidas las lecturas de los efectos externos, hay que aplicar una deriva de trabajo positiva al segundo tramo. Sin embargo, a diferencia del día 5 de junio de 2012, la evolución de los valores en los ciclos, sin CLS, de cada estacionamiento (Figura 5.57) es siempre

creciente, y tiene un ratio más elevado y diferente en cada ocasión, lo que dar lugar nuevamente a una gran incertidumbre sobre el valor a adoptar. En la apertura del P16 el ratio inicial es de 2.46 mGal/día, que a unos 8 minutos se suaviza a 0.8 mGal/día, aunque la evolución según la marea no se produce hasta más tarde (pasados diez ciclos). En el cierre comienza con 1.5 mGal/día, que se mantienen durante unos 17 minutos, pasando luego a ser de 0.72 mGal/día, en coincidencia con evolucionar siguiendo el ritmo de la marea.

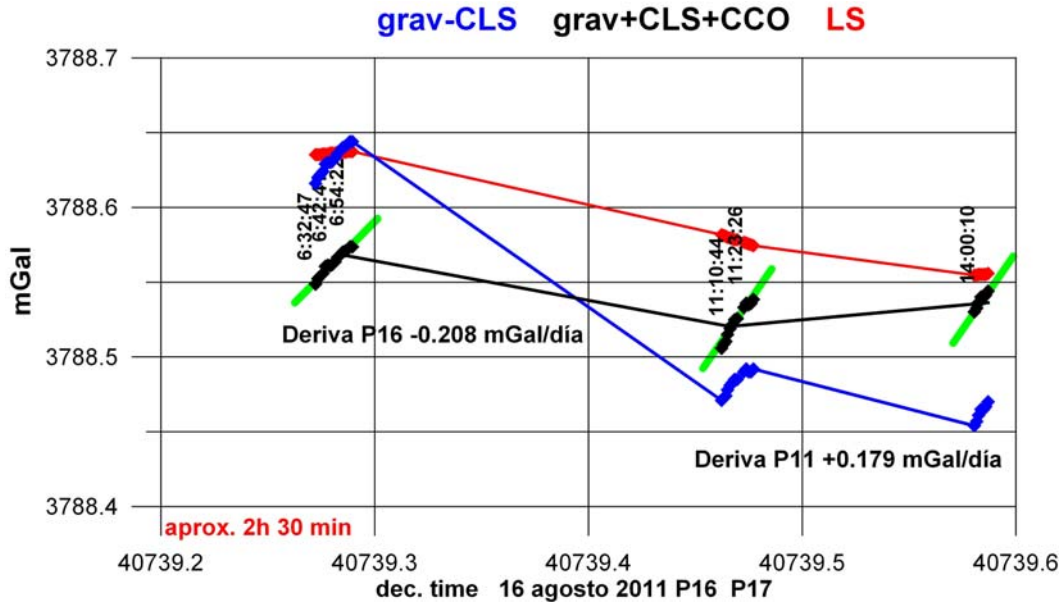


Fig. 5.56 Lecturas en la Base100 el día 16 de agosto de 2011. Programas P16-P17. Ciclos de 90 s.

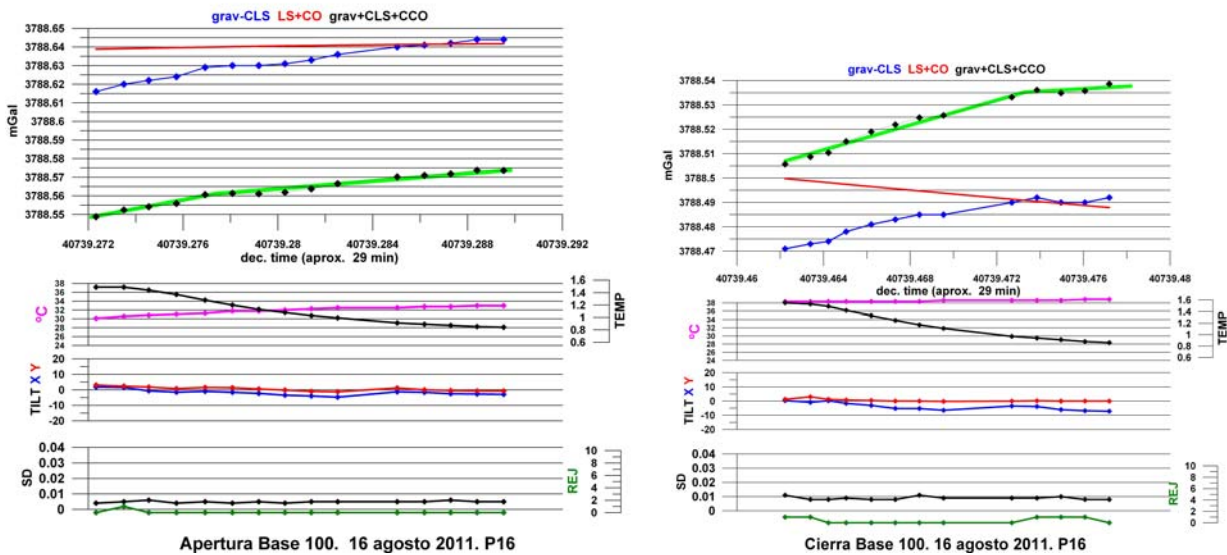


Fig. 5.57 Detalle de las lecturas de apertura y cierre en Base100 del P16, el día 16 de agosto de 2011.

Una situación diferente es la presentada el día 12 de agosto de 2011 (Figura 5.58): la secuencia de valores en la Base100 (grav-CLS) también sigue las tendencias de la variación Luni-Solar, sobre todo en el P15. En esta ocasión, la secuencia de los ciclos de lecturas (trazos de color verde) es permanentemente creciente en la apertura del P14, decreciente para su cierre, y nula para el cierre del P15. En detalle (Figura 5.59), en la apertura del P14 el ratio es de 2.1 mGal/día durante unos 17 minutos, para luego disminuir a 0.8 mGal/día y recuperar la tendencia de la variación Luni-Solar. El cierre de P15 no presenta

prácticamente deriva (en rigor es de 0.1 mGal/día, que para un periodo de 6 minutos supone una variación inferior a 1µGal). En este caso parece más adecuado seleccionar para apertura y cierre las lecturas del último ciclo.

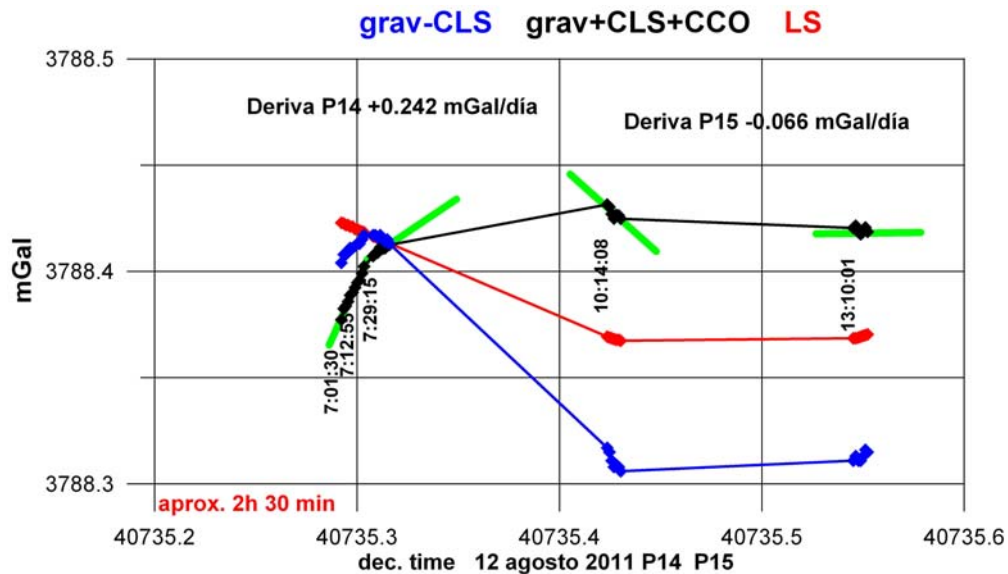


Fig. 5.58 Lecturas en la Base100 el día 12 de agosto de 2011. Programas P14-P15. Ciclos de 90 s.

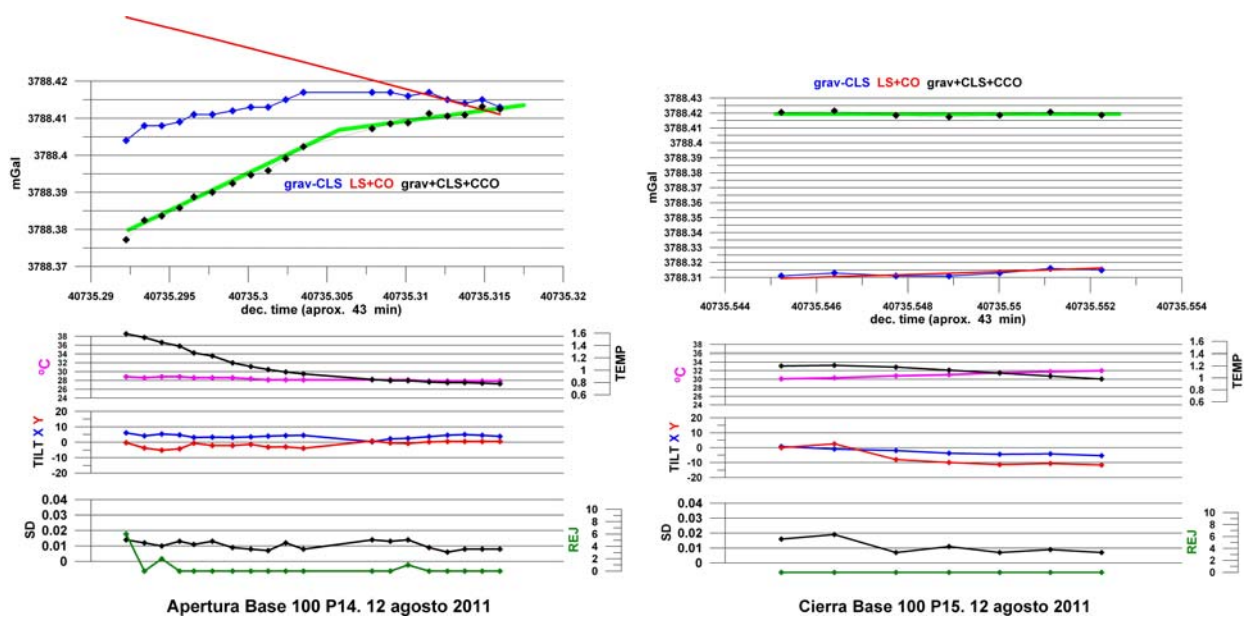


Fig. 5.59 Detalle de las lecturas de apertura del programa P14 y cierre del P15 en Base100, el día 12 de agosto de 2011.

Puede concluirse que, en general, el ratio de estabilización de las lecturas en las primeras medidas de cada día en la base es positivo, con valores similares cada día, mayores durante los primeros ciclos y suavizándose posteriormente para evolucionar según el efecto Luni-Solar; sin embargo, no son escasas las excepciones, con ratios negativos y de valores muy diferentes. Por lo que respecta a la evolución de las lecturas en base efectuadas cada día, siguen apreciablemente las tendencias de la marea, pero con una desigual desviación motivada por las diferentes magnitudes y tendencias de la deriva de trabajo. Finalmente, el ratio de estabilización de las lecturas finales (o intermedias) en la base presenta mucha mayor disparidad: en ocasiones es similar al de las lecturas de apertura, en otras es muy diferente, de

signo contrario. En cualquier caso, es notable que el signo de estabilización sea independiente del de la deriva de trabajo. Solo ocasionalmente los ratios de variación de las lecturas en base son muy pequeños permitiendo elegir una lectura sin ambigüedad.

La casuística de posibles situaciones es incontrolable, no permitiendo definir una operativa de trabajo incuestionable. Es decir, que dada la gran desigualdad entre los comportamientos del gravímetro en cada ocasión, no es factible adoptar un único criterio para la selección de lecturas representativas de la gravedad con el error que en teoría permite su precisión instrumental, lo que, por una parte hace que el proceso contenga cierta carga de subjetividad, y por otra que se vea posiblemente distorsionado por el número de ciclos efectuado. Aunque las cifras aquí dadas para la deriva o ratio de estabilización son estimaciones que dependen del criterio adoptado para seleccionar los ciclos para medirlas, de una forma general, durante los primeros 17 minutos (diez ciclos de 90 segundos), el ratio es del orden de 1.1 mGal/día a 2.5 mGal/día, pasando posteriormente a suavizarse en el orden de 0.5 mGal/día a 0.1 mGal/día, en coincidencia con una estabilización en el sentido de que la evolución de las lecturas sigue la pauta de la variación Luni-Solar. Los ratios iniciales son muy superiores a la deriva de trabajo (inferior a 0.5 mGal/día). Esto hace cuestionar la supuesta linealidad de la deriva de trabajo, controlada solamente en dos instantes.

La selección de lecturas en la Base es fundamental por depender de ellas el cálculo de todas las anomalías del programa, pudiendo invalidarlo si no son lo suficientemente correctas. En particular, en ellas se basa el cálculo de la deriva de trabajo. Lo mismo que ocurre con las lecturas en las bases, la evolución de las lecturas que presenta el gravímetro en las estaciones es independiente del tipo de deriva de trabajo del programa al que pertenezcan: una gran deriva de trabajo no significa que el ratio de estabilización en una estación tenga que ser mayor ni menor. Puesto que la corrección de la deriva de trabajo se hace de forma proporcional al tiempo transcurrido desde la apertura del programa hasta la lectura en una estación, es evidente que su valor absoluto aumenta en función del tiempo; sin embargo es importante notar que resulta prácticamente constante para todas las lecturas de los ciclos efectuados en una estación. Así, por ejemplo, en el programa P3 del día 30 de mayo de 2012 (Figura 5.60) las correcciones de deriva aplicadas en la estación 2, efectuada al cabo de 1 hora de la apertura, son (Figura 5.61) de 4 μ Gal para el primer ciclo (pasando a 8 μ Gal para el último ciclo de este estacionamiento), en la estación 3, leída a las 2 horas, la corrección de deriva es de 10-11 μ Gal y en la estación 10, a las 2:30 horas, es de 13-14 μ Gal, por lo sólo suponen desplazar en una constante la cadencia de las lecturas. Es decir, la corrección de deriva de trabajo no contribuye a ecualizar el ritmo de variación de las lecturas en cada estación.

De las observaciones efectuadas puede concluirse que la gravedad leída en la base evoluciona normalmente según la marea, aunque con desviaciones provocadas por la deriva secular y de trabajo, cuya comprobación permite identificar situaciones anómalas, en las que los errores de selección pueden ser mayores.

En los apartados **8.5 Criterio para la selección de lecturas** y **9.5 Selección de lecturas** se explicará el sistema seguido para cada programa de lecturas de las campañas de 2011 y 2012 respectivamente.

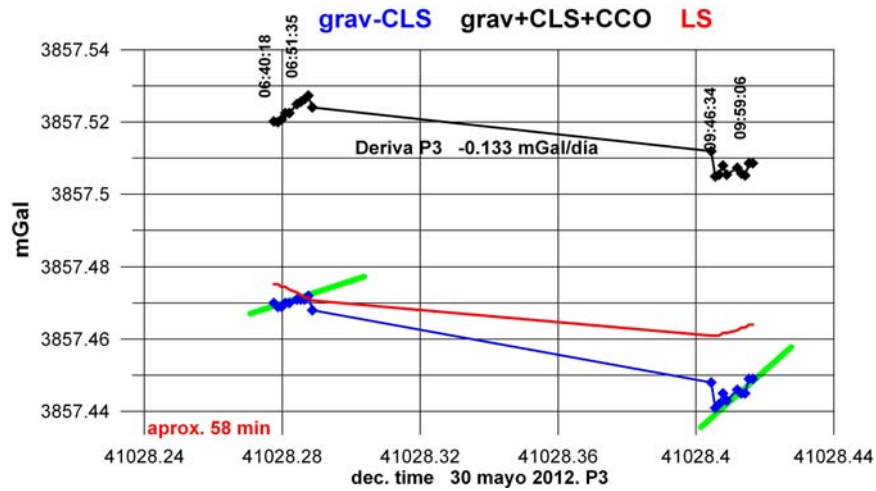


Fig. 5.60 Lecturas en la Base100 el día 30 de mayo de 2012. Programa P3. Ciclos de 90 s.

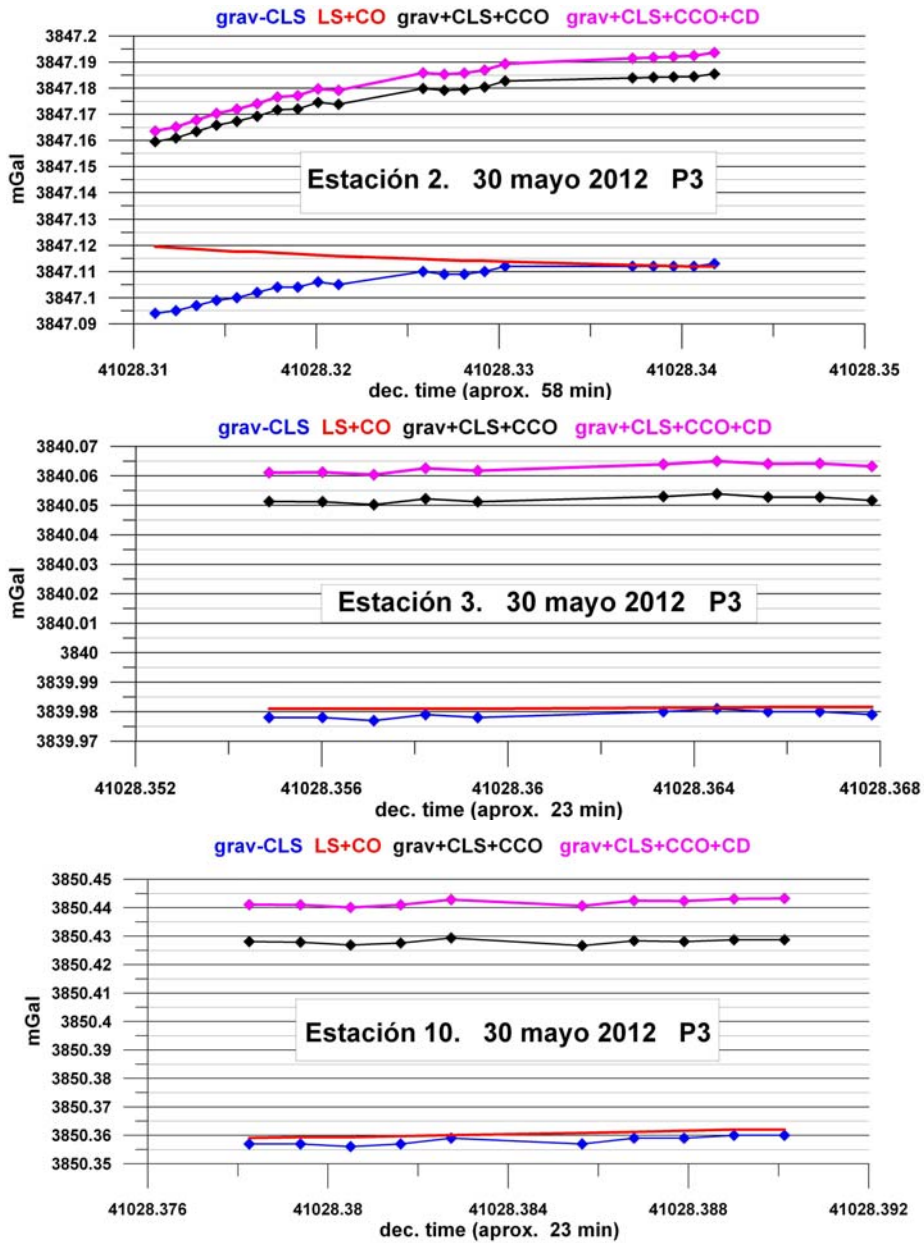


Fig. 5.61 Detalle de las lecturas en las estaciones 2, 3 y 10 durante el programa P3 del 30 de mayo de 2012

5.6 Calibración del gravímetro Scintrex CG5#9122 en 2011

En el ANEXO I se describe detalladamente el proceso de medición y los cálculos efectuados en la calibración efectuada el 1 de julio de 2011, que se explica aquí resumidamente para destacar los aspectos más importantes con vistas a la valoración de resultados.

Se han utilizado tres bases de la Línea de Calibración Santander-Málaga del Instituto Geográfico Nacional (Tabla 5.6), en las que el valor de la gravedad absoluta está establecido con apreciación de 0.010 mGal:

Base	Símbolo	Cota m	G tablas mGal
Honrubia de la Cuesta	H	997	980035.66
Cerezo de Abajo	CA	1046.4	979976.05
Lozoyuela	LZ	1028.0	979938.39

Tabla 5.6 Bases utilizadas de la Línea de calibración del IGN

Con los siguientes incrementos de gravedad: **H-CA = 59.61 mGal**

H-LZ = 97.27 mGal

CA-LZ = 37.66 mGal

Se han efectuado cuatro itinerarios Honrubia-Cerezo-Lozoyuela, disponiéndose de dos lecturas en Lozoyuela, tres en Honrubia y cuatro en Cerezo. La SD (desviación estándar de las lecturas) está entre 0.007 mGal y 0.009 mGal, indicando condiciones algo elevadas de ruido ambiente. En la Figura 5.62 se representan las lecturas en cada base en función del tiempo. La deriva de la base H se han trasladado a las bases C y L (línea roja). Resulta evidente que las lecturas en la base de Cerezo han sido de peor calidad que en las otras dos bases.

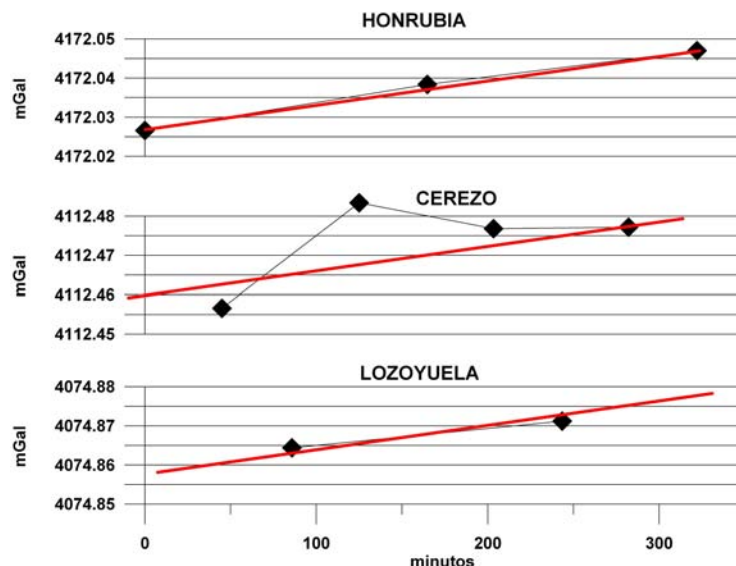


Fig. 5.62 Lecturas en cada base. La deriva en Honrubia (línea roja) se ha trasladado a las demás bases para comparación.

El sistema de calibración consiste en calcular las diferencias de gravedad entre cada par de bases ΔG_m y compararla con el dado por el IGN, siendo $k = \Delta G_{ign} / \Delta G_m$. Según se explicó en el apartado 5.3 Factor de

calibración del gravímetro: variable Gcal1, la nueva constante de calibración vine dada por $k \times Gcal1$, siendo $Gcal1=8928.586$ el valor utilizado para estas mediciones, correspondiente a la última calibración realizada para este instrumento por Scintrex en Canadá el 9 de abril de 2007.

Se han seguido dos métodos diferentes para el cálculo de los incrementos de gravedad medida entre cada par de bases:

1/ Calculando el valor que se hubiera leído en cada base para el tiempo en que se ha leído realmente en las otras bases, mediante interpolación utilizando la deriva de cada segmento (Figura 5.63 izquierda).

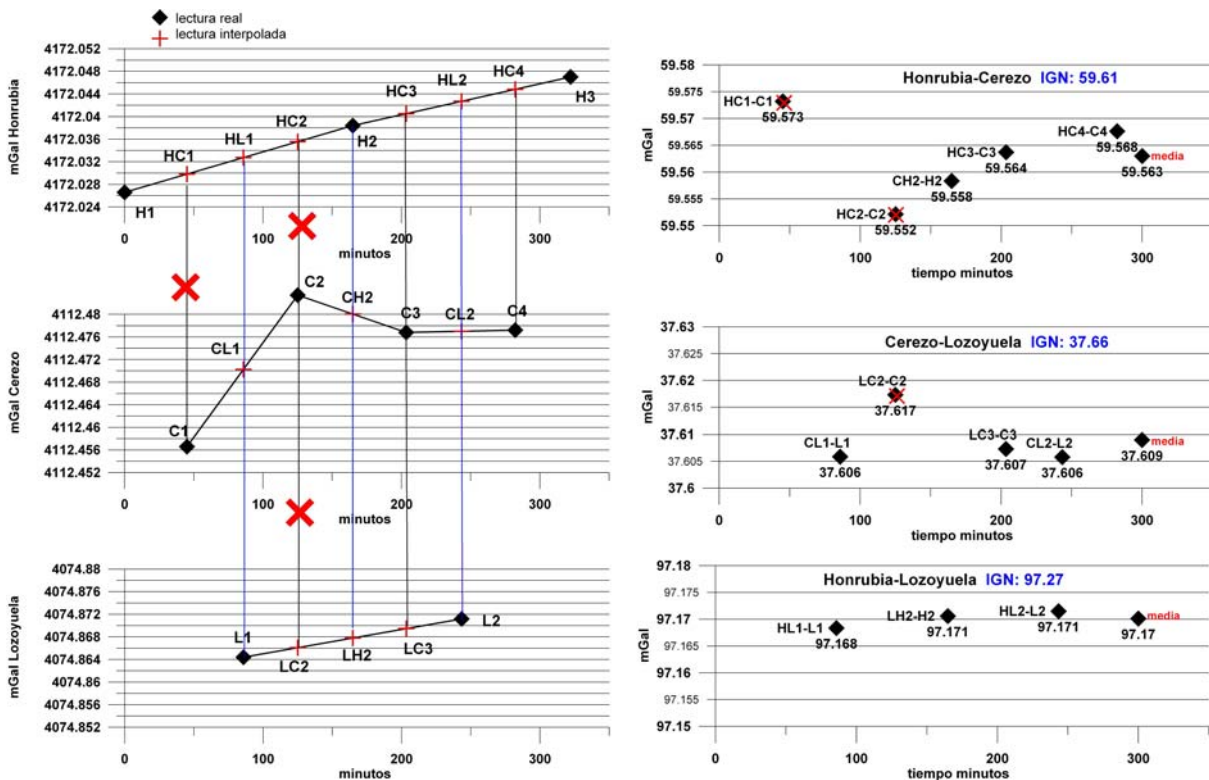


Fig. 5.63 Izquierda: interpolación de valores según la deriva de cada segmento. Con aspa roja se indican los enlaces menos fiables. Derecha: valores numéricos de diferencias de gravedad en cada enlace y valor medio. Los valores cruzados en rojo se han eliminado para los cálculos de calibración.

De esta forma se han calculado los incrementos de gravedad en cinco enlaces para H-C, tres para H-L y cuatro para C-L (Figura 5.63 derecha). Para cada conjunto se ha calculado el valor medio con todos los valores y suprimiendo los más desviados (sin tener en cuenta la lectura C2), indicándose el resultado en la Tabla 5.7.

		H-C	H-L	L-C	k medio
G media	todas	59,563	97,170	37,609	
G media	sin C2	59,563	97,170	37,606	
G IGN		59,610	97,270	37,660	
k calibración	sin C2	1,00079	1,00103	1,00143	1,00108
k calibración	todas	1,00079	1,00103	1,00135	1,00105

Tabla 5.7 Diferencias de gravedad y factores de calibración obtenidos mediante valores interpolados según cada enlace o unión de bases.

El valor medio de los coeficientes k obtenidos con los incrementos de menor error metrológico (sin valores en C2) es de 1,00108051, lo que supone una variación de 0.108 % de la constante de calibración respecto del utilizado, y por lo tanto debe tenerse en cuenta, según se explicó en el apartado **5.3 Factor de calibración del gravímetro: variable Gcal1**. Si se desestiman todas las lecturas en la base de Cerezo, la unión Honrubia-Lozoyuela daría un coeficiente de 1.00103, variación del 0.103 % respecto del actual coeficiente.

2/ El segundo método empleado (equivalente al utilizado por Scintrex) consiste en calcular la deriva total entre las lecturas H1 y H3 en la base de Honrubia y corregir con ella el resto de las lecturas de las otras bases, reducidas así todas al tiempo inicial (Figura 5.64). Con el valor medio de cada base se han calculado los incrementos entre ellas y el factor de calibración (Tabla 5.8), sin tener en cuenta las lecturas en C2.

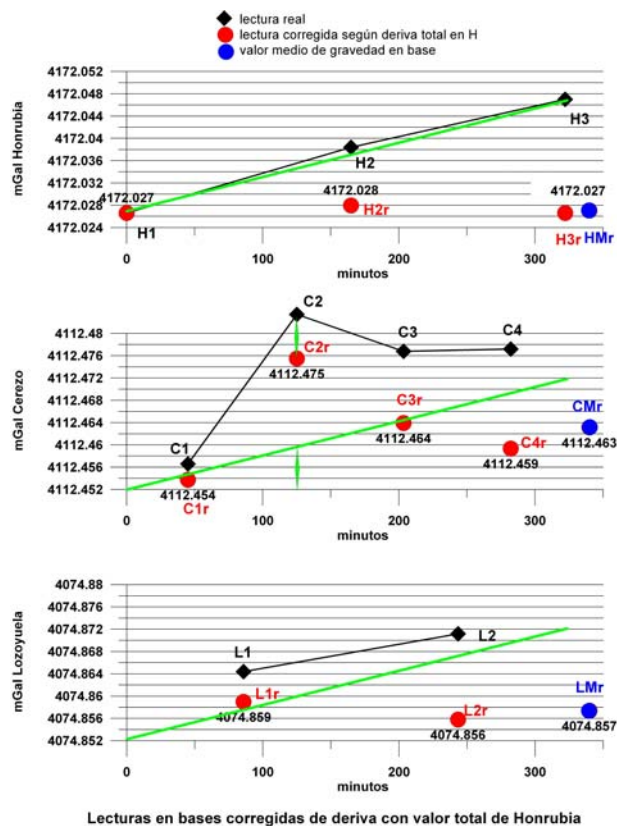


Fig. 5.64 Lecturas corregidas por deriva en la base de Honrubia (línea de color verde) y valores medios de gravedad en cada base. Como ejemplo, se indica en la lectura C2 el valor de la corrección de deriva correspondiente mediante un tramo vertical.

calibración con corrección de Deriva Honrubia

media HC	59,568		
media HL		97,170	
media CL			37,602
dif IGN HC	59,61		
dif IGN HL		97,27	
dif IGN CL			37,66
dif IGN-SCX	0,046	0,100	0,054
k calibración	1,00070	1,00103	1,00155

Tabla 5.8 Diferencias de gravedad medidas y factores k de calibración utilizando la deriva única según la base de Honrubia.

La Tabla 5.9 resume el resultado del proceso de calibración por ambos métodos.

	H-C	H-L	L-C	media k de método
G IGN	59,610	97,270	37,660	
G método 1	59,563	97,170	37,606	
G método 2	59,568	97,170	37,602	
k1	1,00079	1,00103	1,00143	1,00108
k2	1,00070	1,00103	1,00155	1,00110
k media del enlace	1,00074	1,00103	1,00149	1,00109

Tabla 5.9 Resultado de la calibración según los dos sistemas de cálculo seguido. Valores de uniones depurados de las desviaciones en base C.

El coeficiente obtenido entre las bases de Honrubia y Lozoyuela H-L es el mismo en los dos métodos de calibración, con valor 1.00103. Si se aceptara como coeficiente el valor medio obtenido para todos los enlaces en cada método, para el primero se obtiene 1.00108 y para el segundo 1.0010, con media de 1.0019. En su conjunto, el rango de los coeficientes calculados está entre 1.0007 y 1.00155. Según se explicó en el apartado **5.3 Factor de calibración del gravímetro: variable Gcal1**, la determinación de este coeficiente lleva aparejada una incertidumbre de al menos el 0.02%, por lo que el valor 1.00103 podría ser 1.00083 o 1.00123. En consecuencia, el valor más adecuado para adoptar es el de 1.00103.

Este coeficiente supone que hay que incrementar el 0.103 % en los valores medidos. Si no se aplicara, manteniendo la anterior constante de calibración, el error en las diferencias sólo sería apreciable a partir de 1 mGal, donde el error sería de 1 microGal.

En la campaña de la Sierra de las Nieves, con diferencias de cota de 500 m, cabe esperar diferencias entre base y estación del orden de hasta 100 mGal (500 m x 0.2248 mGal/m), por lo que de no modificar el valor de la constante de calibración se produciría un error de 0.100 mGal, absolutamente irrelevante en estudios de cartografía gravimétrica. Por otra parte, lo fundamental en la gravimetría 4D no es medir diferencias de gravedad entre estaciones, sino detectar la variación de estas diferencias con el tiempo, para lo que es más importante que la constante de calibración no se modifique entre campañas efectuadas en diferentes momentos.

Actualmente (julio 2011) **el factor de calibración utilizado es CGal1= 8928.586, que pasa a ser 8937.782** (8928.586 x 1.00103), con una variación del 0.103 %, valor perfectamente compatible con la variación normal del coeficiente en un intervalo de cuatro años.

GCAL1 hasta 1 julio 2011 (antes de calibración) 8928.586

Nuevo (1 julio 2011) valor para GCAL1= 8937.782m (=8928.586 x 1.00103)

6. PLANTEAMIENTO TEÓRICO INICIAL DEL EXPERIMENTO

Para poder evaluar las posibilidades de conseguir el objetivo propuesto y planificar las mediciones más adecuadas, es preciso efectuar unas matizaciones y puntualizaciones previas, tanto de orden teórico respecto de las anomalías de gravedad buscadas, como de carácter logístico.

6.1 Características de la zona de ensayo

Las dos cuestiones logísticas fundamentales son delimitar donde (en qué parte del acuífero) y cómo (con qué distribución espacial) se van a efectuar las mediciones gravimétricas. Ambos parámetros dependen de los objetivos de la prospección (amplitud y anchura de las anomalías gravimétricas que desean detectarse) y se encuentran condicionados por las particularidades de la zona. Por lo que respecta al planteamiento de una campaña de microgravimetría, el área elegida para este experimento presenta una situación muy especial, ya que en principio no reúne ninguna de las condiciones idóneas para este tipo de trabajos por su extensión, topografía y red viaria. Está comprendida en el acuífero carbonatado de la Sierra de las Nieves (Málaga) (Figura 6.1), con una extensión de unos 135 km² (del orden de 20 km en dirección SO-NE y 5 km en dirección SE-NO), con una topografía muy abrupta, sobre todo en su sector oriental con desniveles superiores a 1000 m (Figura 6.2).



Fig. 6.1 Situación aproximada de la zona de trabajo.

El acuífero carbonatado de la Sierra de las Nieves es kárstico, con una zona no saturada que llega a tener más de 1000 m de potencia, y limitadas áreas donde se ha desarrollado un epikarst. Según la información que se ha ido elaborando en el grupo de trabajo de este Proyecto, prácticamente toda el agua que recarga el acuífero (en cotas de los 600 a los 1700 m) es drenada por tres manantiales (con cota de unos 500-600 m) (Figura 6.3), con un tiempo de tránsito de muy pocas semanas desde que se produce la lluvia hasta que tiene lugar el pico de descarga en las fuentes. Por otra parte, la existencia de fuentes en cotas altas es muy escasa o prácticamente nula (zona de La Nava, cota 1150 m observada en agosto de 2011), no se

aprecian rezumes de agua en las laderas (cómo pudo verse en la visita realizada en el mes de abril de 2011), y los arroyos de los barrancos están secos al poco tiempo de la esorrentía (sólo se vio correr agua en la zona de Los Quejigales en el mes de julio).

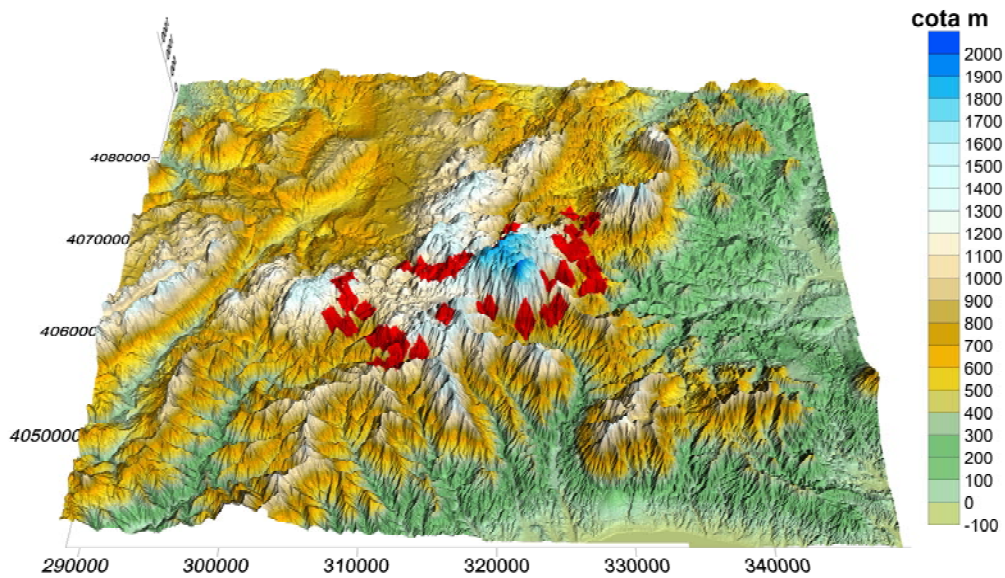


Fig. 6.2 Altimetría de la zona. El punteado en color rojo es el límite aproximado del acuífero.

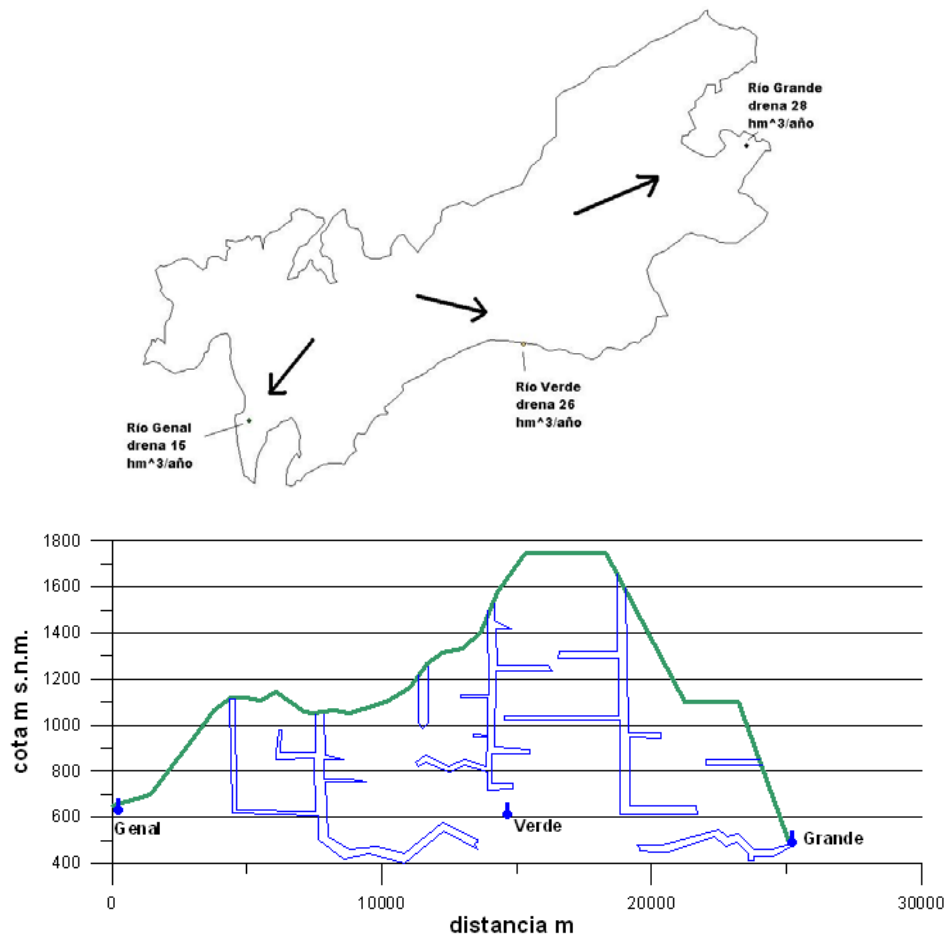


Fig. 6.3 Parte superior: esquema del acuífero indicando las principales fuentes y direcciones de drenaje. Parte inferior: esquema idealizado de un perfil SO-NE del acuífero, indicando la posición de las principales fuentes (el número, situación y morfología de simas no es el realmente existente).

Esto conduce a hacer la hipótesis de que en la mayor parte de la superficie existen “circuitos” preferenciales de drenaje rápido, posiblemente a través del sistema de grandes simas (Figura 6.3), siendo las áreas donde la zona no saturada mantenga un drenaje más lento hacia el acuífero poco abundantes. El objetivo de este trabajo es precisamente obtener datos que contribuyan a cartografiar dichas zonas de menor permeabilidad (y por exclusión, las de mayor permeabilidad).

Tras la visita de reconocimiento general de la zona, realizada en el mes de abril de 2011 con todo el grupo de trabajo del Proyecto, se delimitaron las áreas más adecuadas para las medidas gravimétricas desde el punto de vista de su interés hidrogeológico (Figura 6.4 superior). Por otra parte, debido a la práctica ausencia de caminos en la zona, no es posible efectuar una distribución espacial homogénea de las mediciones, por lo que finalmente se optó por hacerlas según las alineaciones preferentes indicadas en la Figura 6.4 (parte inferior).

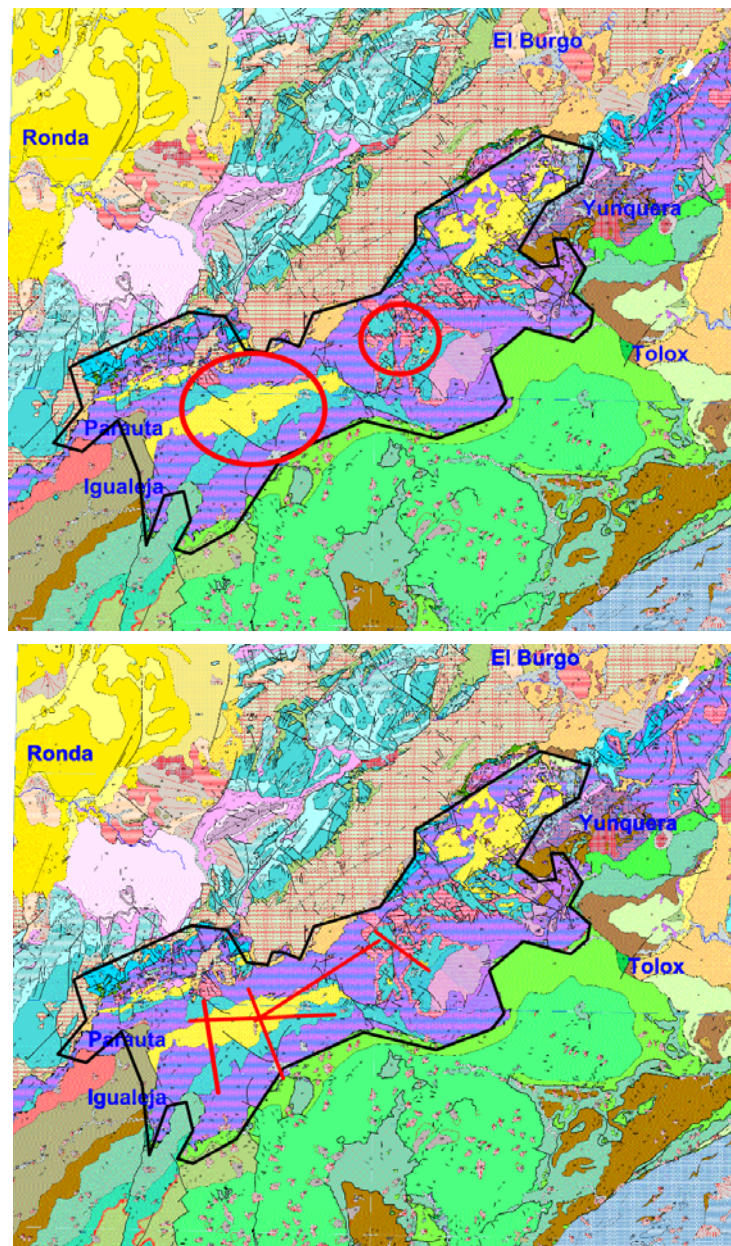


Fig. 6.4 Cartografía geológica con zonas seleccionadas en las que efectuar el estudio gravimétrico (parte superior) y alineaciones preferentes (parte inferior).

6.2 Evaluación de la amplitud y anchura de las posibles anomalías

La segunda cuestión que se plantea es determinar la cadencia con la que efectuar las mediciones. Para ello es necesario evaluar la amplitud y anchura de las posibles anomalías, es decir, la zona de influencia del efecto de gravedad producido por una masa sobre la superficie, antes de que su amplitud sea inferior a la magnitud mesurable y al umbral de ruido. El número de estaciones gravimétricas necesarias para determinar poder medir una anomalía depende de sus dimensiones, siendo necesario un mínimo de 4 estaciones por longitud de onda o anchura de la anomalía. Por ejemplo, suponiendo que el objetivo fuera localizar anomalías producidas por estructuras tridimensionales con una longitud de onda del orden de 200 m, se precisarían unas 50000 estaciones para cubrir el área propuesta con una malla de 50x50 m. Por lo dicho anteriormente, las mediciones se ven limitadas a realizarse en forma de perfiles o alineaciones según los caminos existentes, por lo que las anomalías preferentemente localizables serán las producidas por estructuras bidimensionales ortogonales a dichas alineaciones.

Resulta por lo tanto imprescindible definir de una forma más concreta los objetivos que pueden alcanzarse, en función de las anomalías que puedan generarse por la variación de masa entre las mediciones gravimétricas realizadas en dos etapas diferentes: en época de ausencia de pluviometría (zona saturada seca) y tras un periodo de recarga del acuífero, para lo que se van a formular varias hipótesis sobre la forma en que puede acumularse el agua:

6.2.1 Hipótesis de distribución de masas de agua

1/ Puede hacerse la suposición de que la única o principal diferencia en la situación de la masa de agua entre ambas campañas de medición gravimétrica está en el nivel freático (Figura 6.5). Tal situación produciría un aumento de la gravedad que sólo dependería de la elevación del nivel y de la cota del punto de observación.

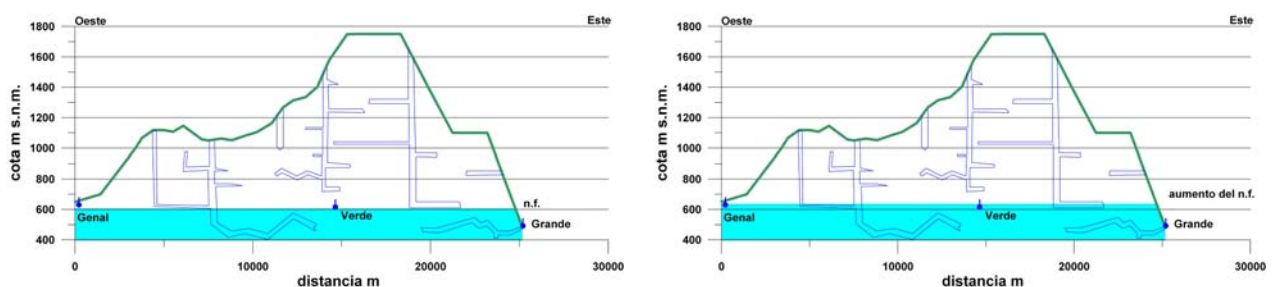


Fig. 6.5 Esquema de la hipótesis de variación del nivel freático. Izquierda: época seca. Derecha: tras recarga.

2/ Otra hipótesis puede ser que en la primera medición la zona no saturada esté seca, mientras que en la segunda el agua se localice en alguna posición entre la superficie y el nivel freático, en su tránsito hacia la zona saturada, sin que existan zonas de diferente porosidad ni en las que este tránsito se realice a mayor velocidad que en otras (mayor permeabilidad), excepto a través de las simas (Figura 6.6). La variación de la gravedad sobre la superficie del terreno dependerá de la cantidad de agua y su profundidad, sin depender de la cota, aunque sería homogénea sobre toda la superficie (al asumir que lo es la distribución del agua y la permeabilidad).

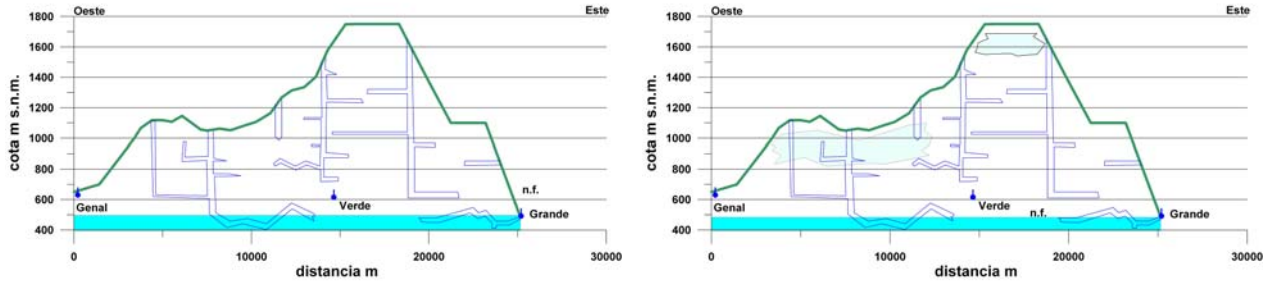


Fig. 6.6 Esquema de la hipótesis permeabilidad uniforme. Izquierda: época seca. Derecha: tras recarga.

3/ Si la zona no saturada tiene partes de mayor porosidad y/o permeabilidad, además de las simas, a diferencia del modelo anterior puede ocurrir que en un momento dado el agua se encuentre a diversas profundidades desde la superficie dependiendo del lugar (Figura 6.7). El volumen de agua ya no tiene porque ser homogéneo bajo la superficie del terreno, ni encontrarse a la misma profundidad, dependiendo la anomalía de gravedad de más parámetros que en las hipótesis anteriores.

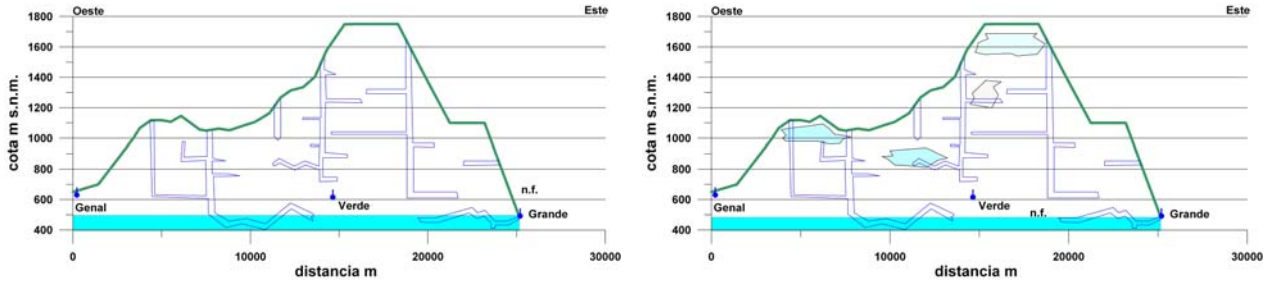


Fig. 6.7 Esquema de la hipótesis de retención de agua por permeabilidad no uniforme. Izquierda: época seca. Derecha: tras recarga.

Como no tienen porque darse condiciones de permeabilidad uniforme y la recarga no se establece en un solo momento y uniformemente, sino que va sucediendo a lo largo de un periodo de tiempo, lo más probable es que se den las tres situaciones contempladas simultáneamente (Figura 6.8).

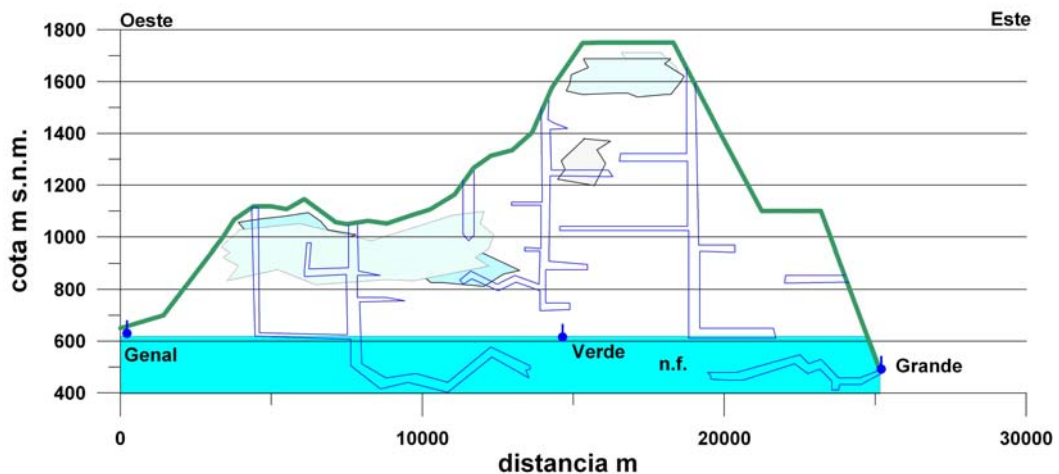


Fig. 6.8 Esquema de la situación del agua conjugando las tres hipótesis anteriores.

Para evaluar la masa de agua que puede dar lugar a la variación de la gravedad, o cantidad de agua que está circulando entre la superficie y la zona saturada del acuífero, se va a suponer que la recarga mínima total RT es igual al agua drenada a través de las tres principales fuentes conocidas: 15 h³/año en la del Río Genal; 26 h³/año en la del Río Verde y 28 h³/año en la del Río Grande, lo que supone un total de 69 h³/año (RT= 69 10⁶ m³ /año o 69 10⁹ L/año). Admitiendo una pluviometría media homogénea (lo que no es cierto) sobre una zona de recarga de 135 km², supone una recarga unitaria Ru ≈ 0.5 m³/ m² al año, o pluviometría útil máxima de 500 mm/m² (500 L/m²). Según datos oficiales del Balance Hídrico Nacional publicados por la AEMET, la precipitación acumulada en esta zona de septiembre de 2010 a abril de 2011 fue del orden de os 1000 mm/m², mientras que en el mismo periodo 2011-2012 se redujo a la mitad. Por lo tanto la cifra estimada puede adaptarse a las posibles diferencias entre las campañas efectuadas: en agosto de 2011 el acuífero estaba seco, y en mayo de 2012 la pluviometría no fue superior a 500 mm/m².

Por otra parte, la densidad de una roca saturada depende de la de su matriz **dm**, de la porosidad **po** y de la densidad del fluido **df** que rellena los poros, y viene dada por la ecuación **d=dm(1-po)+po df**, función **d(po)** expresada gráficamente en la Figura 6.9 para un determinado valor de **dm** y de **df**.

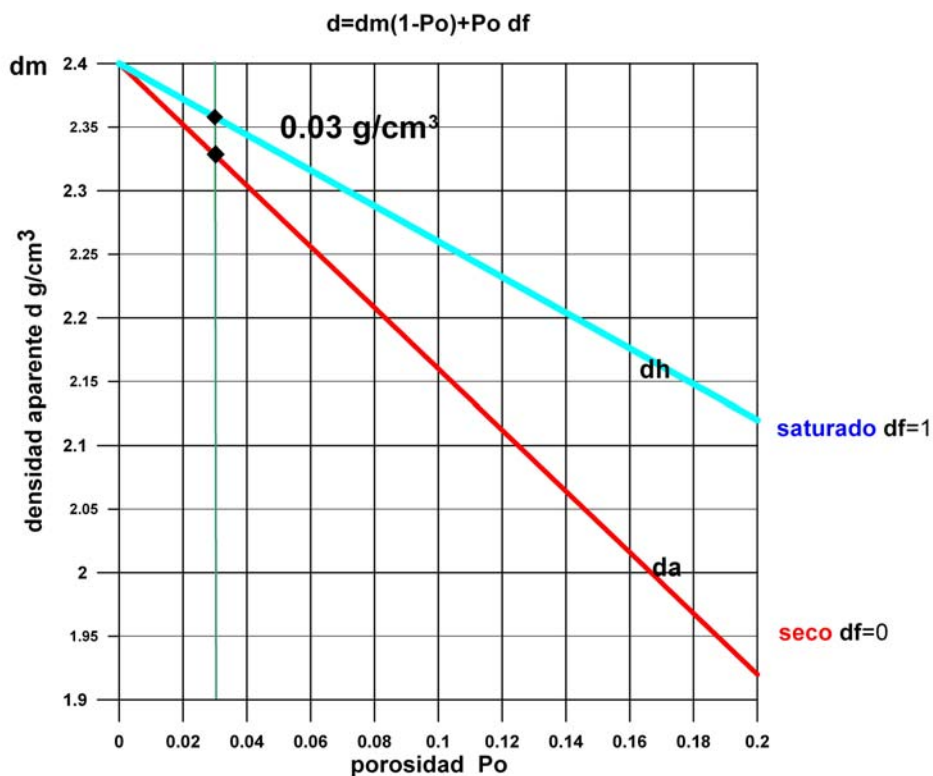


Fig. 6.9 Variación de la densidad en función de la porosidad y grado de saturación en agua de una roca para $dm=2.4 \text{ g/cm}^3$ y $df=1 \text{ g/cm}^3$

Asumiendo un valor de $df=1 \text{ g/cm}^3$ para la densidad del agua, la roca saturada tendrá una densidad dada por $d_w = dm(1 - po) + po$, mientras que para la roca seca ($df=0$) será $d_s = dm(1 - po)$. La diferencia de densidad $\Delta\sigma = d_w - d_s = po$, siendo su valor en g/cm^3 igual numéricamente a la porosidad e independiente de la densidad de la matriz.

6.2.2 Anomalía gravimétrica para la primera hipótesis

Para calcular una anomalía gravimétrica es necesario definir la forma, dimensiones, contraste de densidad y profundidad del cuerpo anómalo. En este trabajo dicho “cuerpo” es el volumen de roca cuyos poros y fracturas pasan de estar ocupados por aire a ocupados por agua, que para la primera hipótesis adopta la forma de un prisma o placa horizontal.

Para una recarga unitaria R_u , el volumen de agua V_w que se infiltra bajo un área determinada S vendrá dada por $V_w = R_u S$. El volumen de roca saturada V_{rw} ocupado por este volumen de agua depende de la porosidad p_o , siendo igual a $V_{rw} = V_w / p_o$, expresando la porosidad en tanto por uno. Para un cuerpo de forma prismática de superficie S el espesor de roca saturada viene dado por

$$hw = V_{rw} / S, \text{ o lo que es igual, por } hw = R_u / p_o \text{ en mm (para } R_u \text{ en mm}^2\text{)}$$

que es independiente de la superficie considerada. Para una recarga de 500 mm/m^2 al año y asumiendo una porosidad del 3% se obtiene una potencia de zona saturada $hw = 17 \text{ m}$. La variación de densidad de este volumen de roca es 0.03 g/cm^3 . Si sólo llegara la mitad de esta recarga, la elevación de la altura del nivel freático sería de 8 m para el 3% de porosidad, pero si ésta se redujera al 1 % el nivel se elevaría 25 m, aunque el contraste de densidad pasaría a ser de 0.01 g/cm^3 . Con este juego de cifras, lo que se quiere es poner de relieve la gran limitación e incertidumbre de este tipo de planteamientos.

Siempre que la recarga sea mayor que el drenaje por las fuentes, cuando toda el agua haya alcanzado el acuífero (Figura 6.5 derecha), el nivel freático habrá subido unos metros, dando lugar a un cambio de masa debido al cambio de densidad del fluido de los poros, con una forma que puede asimilarse a una placa horizontal de 20 km de longitud y 5 km de anchura, situada a una profundidad desde la superficie que varía desde 200 m hasta 1300 m (Figura 6.10).

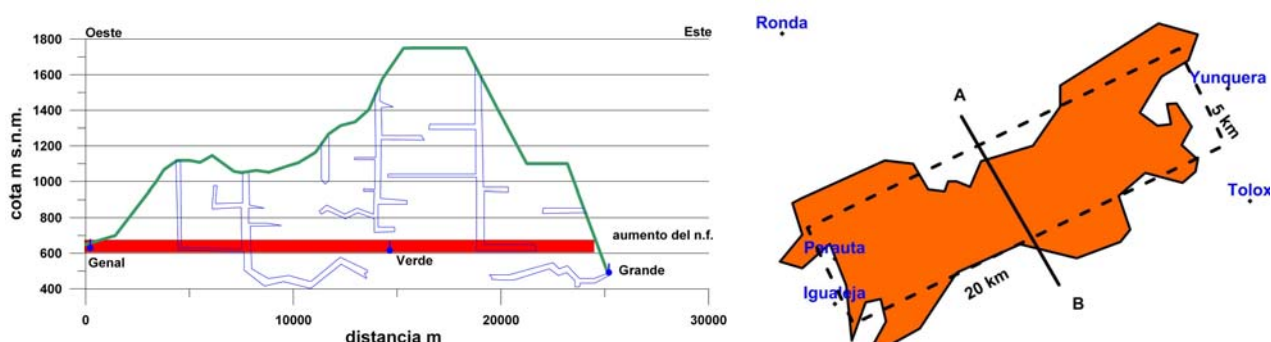


Fig. 6.10 Modelo de la masa anómala según la hipótesis de acumulación en la zona saturada y subida del nivel freático.

La anomalía gravimétrica, según un perfil AB, producida por una lámina horizontal de anchura L , longitud infinita (mucho mayor que L), potencia t , profundidad (de su centro) z y contraste de densidad d , viene dada por la ecuación (válida para $t < z$, potencia inferior a la profundidad):

$$g = 2 K d t (\arctg (L-x)/z) + \arctg (x/z) = 0.01334 d t (\arctg (L-x)/z) + \arctg (x/z))$$

estando el origen de coordenadas x en el borde de la placa (Figura 6.11). K es la constante de gravitación universal, igual a 0.00667 para unidades en mGal y en m. Este modelo es válido para perfiles transversales situados en el tercio central de la placa, siendo una aproximación máxima para perfiles AB situados más próximos a los bordes, donde no es asumible longitud infinita.

Según este modelo, la subida del nivel freático de 17 m daría lugar a un aumento de la gravedad del orden de las 0.015 a 0.020 mGal según la cota de la estación de medida (profundidades de 1300 a 200 m respectivamente). Al ser esta anomalía directamente proporcional a la potencia t, si el nivel freático subiera solamente 8 m, el orden de magnitud del aumento de gravedad sería de 0.008 a 0.010 mGal. En cualquier caso, la anomalía producida puede considerarse constante sobre todo el perfil transversal al acuífero (es la misma en casi toda la anchura L) que se encuentre a la misma cota, dando lugar a una variación de la gravedad de tipo regional, y por lo tanto observable con cualquier tipo de muestreo o disposición de las estaciones (afecta a toda la superficie del acuífero). El posible aumento teórico máximo de 0.005 mGal en dirección Este o de cotas crecientes está por debajo del umbral de ruido metrológico y geológico, por lo que no es previsible que pueda ser detectado en una campaña de gravimetría.

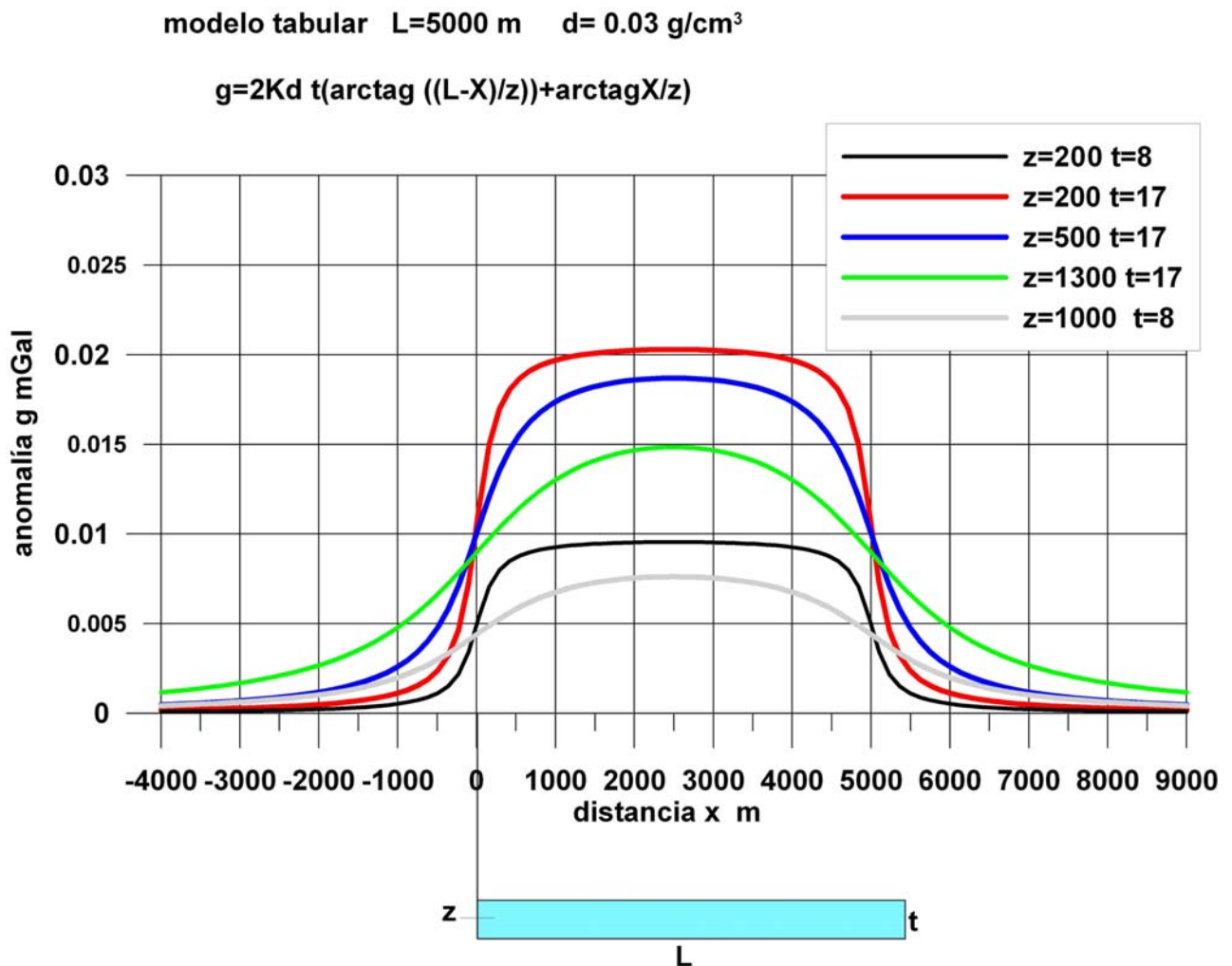


Fig. 6.11 Anomalía gravimétrica producida por un cuerpo en forma tabular de dimensión infinita en sentido perpendicular al papel, con contraste de densidad de 0.03 g/cm³ y dimensiones indicadas en la figura.

6.2.3 Anomalía gravimétrica para la segunda hipótesis

En la segunda hipótesis el agua se localiza en alguna posición entre la superficie y el nivel freático sin que existan zonas de mayor permeabilidad que otras, salvo por la existencia de simas (Figura 6.6). Para poder modelizar la forma del volumen de roca en el que se produce el cambio de densidad, hay que asumir la hipótesis de saturación, que supone el cálculo de un valor máximo. Puede adoptarse la forma de un cilindro vertical, que ha cambiado su densidad desde estar seco a estar saturado. La base del cilindro puede ser de mayor área en la zona occidental (Figura 6.12), siendo su altura en cualquier caso de 17 m en la hipótesis de porosidad del 3% y suponiendo que toda el agua de recarga se encuentra en este tipo de tránsito hacia el acuífero.

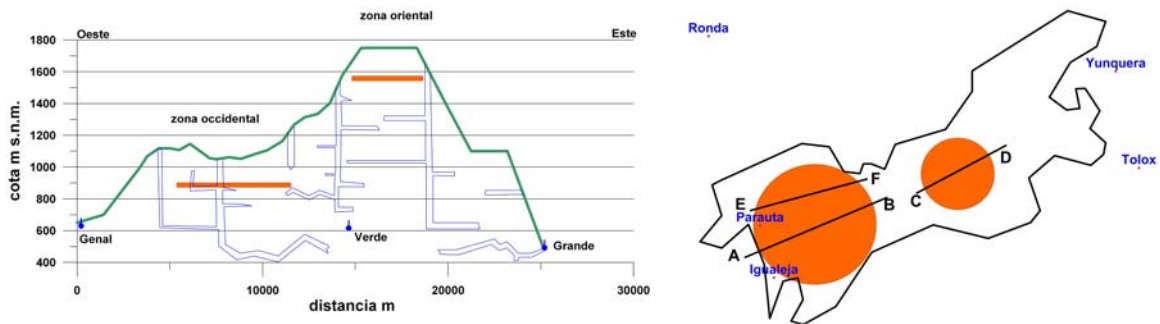


Fig. 6.12 Modelo de la masa anómala según la hipótesis de acumulación en la no zona saturada, con permeabilidad uniforme.

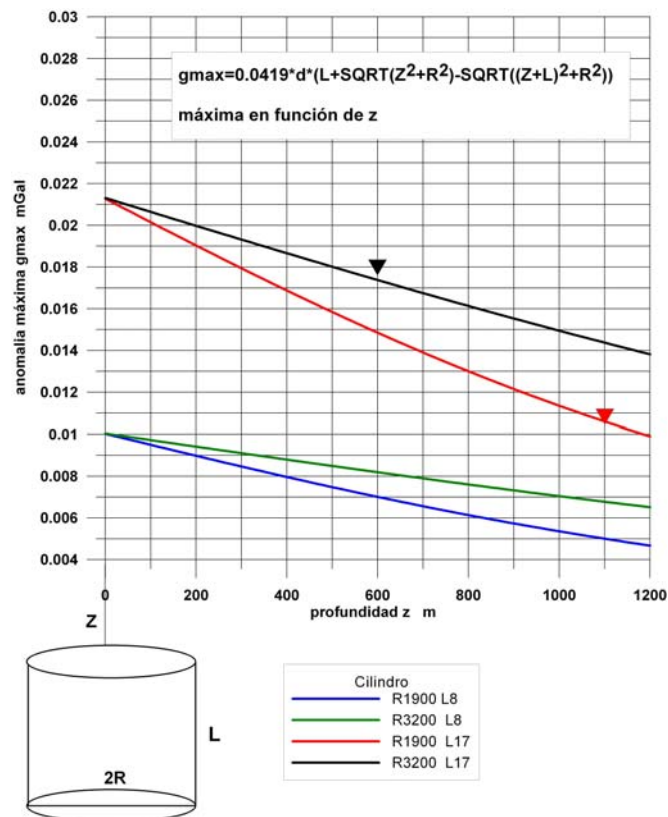


Fig. 6.13 Valor máximo de la anomalía producida por una masa cilíndrica de diámetro $2R$ mayor que su profundidad z , en función de la profundidad. Contraste de densidad de 0.03 g/cm^3 y dimensiones indicadas en la figura.

Para la zona oriental puede adoptarse un radio de 1900 m y para la occidental de 3200 m. La anomalía gravimétrica de una masa en forma de cilindro vertical en el que la profundidad de la parte superior sea inferior al diámetro ($z < 2R$) sólo es fácilmente calculable para su valor máximo sobre el eje, y viene dada por (Figura 6.13):

$$G_{\max}(Z) = 0.0419 \cdot d \cdot (L + \sqrt{Z^2 + R^2} - \sqrt{(Z+L)^2 + R^2})$$

siendo d el contraste de densidad, L la altura del cilindro, R su radio y Z la profundidad de la parte superior. Para la zona occidental (cilindro de 3200 m de radio, curva de color negro), la profundidad puede variar entre 0 y unos 600 m (Figura 6.12), con una anomalía máxima del orden de 0.021 mGal y 0.017 mGal respectivamente, mientras que para la zona oriental (radio de 1900 m, curva de color rojo) la profundidad puede oscilar entre 0 y unos 1100 m, con anomalías máximas¹ de 0.021 mGal a 0.011 mGal respectivamente (en rigor, la anomalía para $z=0$ producida por el cilindro de 1900 m de radio es inferior a la producida por el de 3200 m, pero su diferencia es inferior a 0.0005 mGal). Por lo tanto, la anomalía dependerá del momento en que se realicen las mediciones, e irá disminuyendo según el agua desciende. Para las cotas más bajas, o sector occidental se dispone de menos tiempo hasta que el agua alcanza el acuífero que en las cotas altas o sector oriental, pudiendo dar esta situación lugar a falsas interpretaciones.

En un perfil en sentido radial (AB, CD de la Figura 6.12), la anomalía se reduce del orden del 50 % del máximo (ver Figura 6.16) a una distancia igual al radio, siendo igual o inferior a 0.010 mGal. Las medidas tomadas según un perfil como el EF verán reducidos su valor a menos de 0.020 mGal. En cualquier caso, la distancia entre estaciones para determinar la anomalía completa no debe ser inferior a 1000-1500 m.

Para valores menores de la recarga o de la porosidad, o si se considera que realmente en esta situación el volumen de roca no tiene porqué estar saturado (de hecho, no lo estará), la altura del cilindro equivalente será más pequeña. En la Figura 6.13 se ha incluido la solución para 8 m, reduciéndose las anomalías a menos de 0.010 mGal, posiblemente por debajo del umbral de resolución.

6.2.4 Anomalía gravimétrica para la tercera hipótesis

Si la permeabilidad tiene variaciones importantes según la zona (independientemente de las simas), el volumen de agua descendiente y su profundidad en tránsito hacia el acuífero será variable (Figura 6.7 y Figura 6.14). Adoptando nuevamente el modelo de cilindro vertical, con radios de 500, 1000 y 1500 m, cuya profundidad puede ser cualquiera desde 0 hasta unos 1200 m, la anomalía máxima producida viene indicada en la Figura 6.15. Si se supone que todas las zonas están saturadas con una potencia de 17 m, la anomalía máxima es de 0.021 mGal, y se mantiene superior a 0.010 mGal hasta que el agua esté a una profundidad de 300 m, 600 o 900 m desde la superficie, según sus dimensiones (radios de 500 m, 1000 m y 1500 m respectivamente). Para una potencia de saturación de 8 m, las anomalías pasan a ser siempre

¹ En la ecuación empleada, si $z=0$, al ser $L \ll R$, la anomalía máxima sólo depende de L , lo que justifica los valores representados en las Figuras 6.13 y 6.15. Ver a este respecto el apartado 2.7 La paradoja de la placa de Bouguer

inferiores a 0.010 mGal. Las condiciones de detectabilidad en este caso van a depender de más variables: dimensiones, tiempo, localización y distancia entre estaciones. Además, podrá producirse yuxtaposición de anomalías, por lo que cualquier situación es posible, sin que tenga mayor sentido especular sobre su amplitud y anchura.

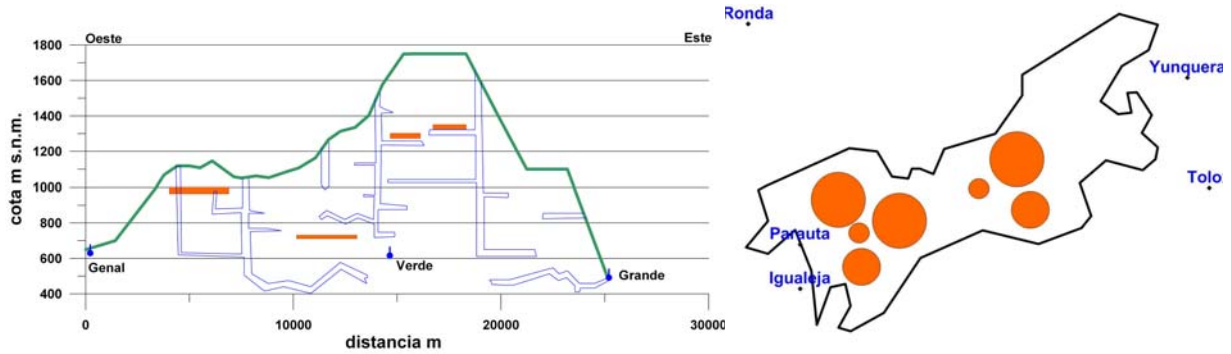


Fig. 6.14 Modelo de la masa anómala según la hipótesis de acumulación en la no zona saturada, con permeabilidad variable.

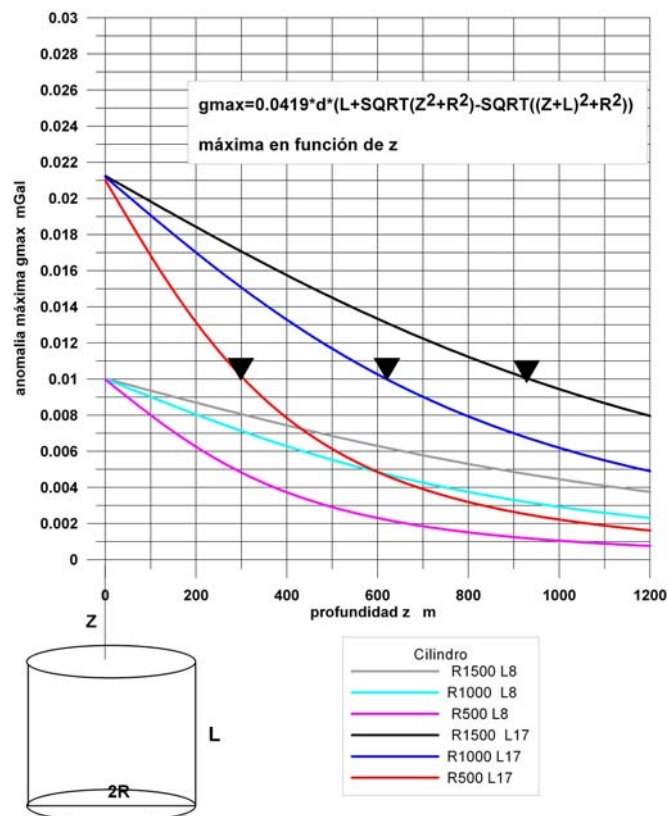


Fig. 6.15 Valor máximo de la anomalía producida por una masa cilíndrica de diámetro 2R mayor que su profundidad z, en función de la profundidad. Contraste de densidad de 0.03 g/cm³ y dimensiones indicadas en la figura.

En el caso de que el área de la superficie cilíndrica sea tal que su diámetro sea inferior a la profundidad ($Z > 2R$), la anomalía completa en función de la distancia x puede calcularse por la ecuación:

$$g(x) = 0.02094 * d * R^2 * (1/\text{SQRT}(Z^2 + X^2) - 1/\text{SQRT}((Z+L)^2 + X^2))$$

siendo x la distancia desde el centro según un perfil radial (perfiles AB y CD de la Figura 6.12). En la Figura 6.16 se representa el caso de $R=150$ m y $Z=400$ m. La anomalía máxima para una altura de 17 m (curva de color rojo), que es inferior a 0.003 mGal para $z=0$, e incluso adoptando una porosidad del 10 %, no llega a 0.005 mGal. Estas anomalías no tienen amplitud suficiente para poder ser detectadas.

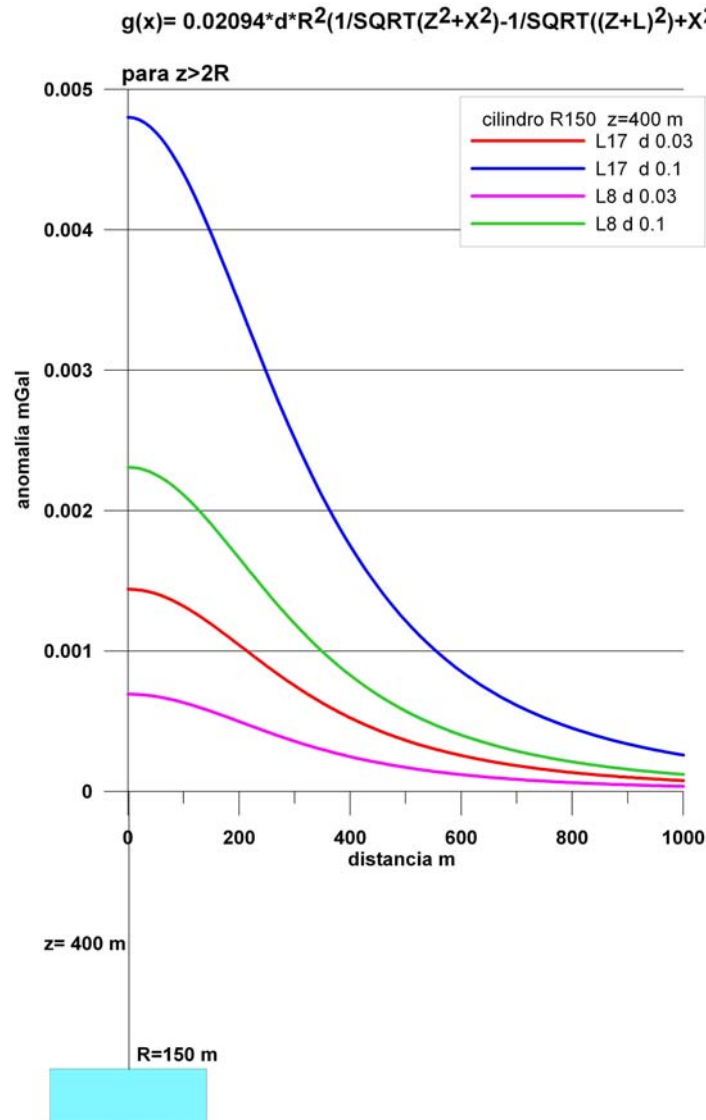


Fig. 6.16 Anomalía de gravedad producida por una masa cilíndrica de diámetro $2R$ menor que su profundidad z , en función de la distancia al centro del cilindro, según un perfil radial. Contrastes de densidad de 0.03 g/cm^3 y 0.1 g/cm^3 .

Finalmente, consideramos el posible caso en que el agua se encuentra en forma esférica. Para el volumen anómalo equivalente al ocupado por un cilindro de 500 m de radio y 17 m de altura, la esfera tendría un radio de unos 150 m. Su anomalía (Figura 6.17), situando el centro a la profundidad mínima de 200 m, es de 0.070 mGal, no amortiguándose a menos de 0.010 mGal hasta una distancia de 300 m, con una longitud de onda de unos 600 m. Si sus dimensiones son menores, por ejemplo, radio de 50 m, situada a 60 m de profundidad da lugar a una anomalía máxima de 0.030 mGal, que se amortiguan a menos de 0.010 mGal a unos 60 m del centro; situando esta misma masa a 100 m de profundidad, la anomalía deja de ser detectable, siendo inferior a 0.010 mGal. La existencia de este tipo de acumulaciones de agua daría lugar a una superposición de efectos, nuevamente imposibles de discriminar.

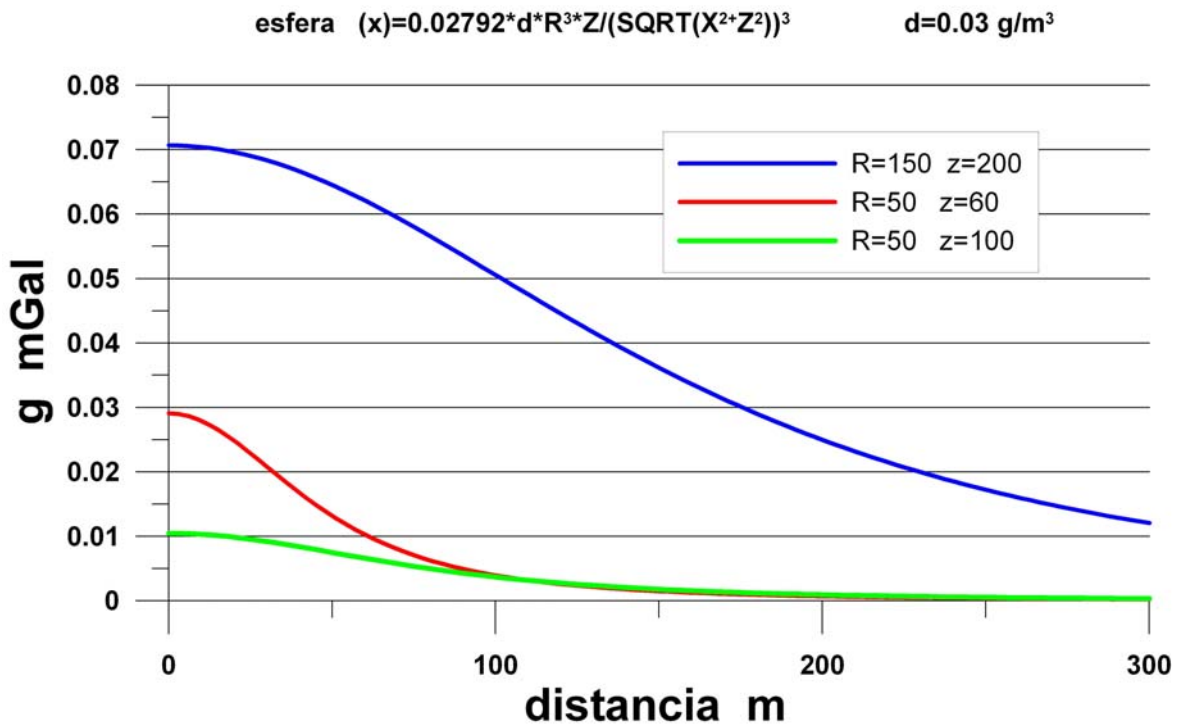


Fig. 6.17 Anomalía de gravedad producida por una masa esférica con contraste de densidad de 0.03 g/cm^3 y las dimensiones indicadas en la leyenda de la figura.

En conclusión, considerando una pluviometría uniforme equivalente 500 L/m^2 , si las mediciones se efectuaran una vez que el agua ha descendido totalmente al acuífero, la elevación del nivel freático haría aumentar la gravedad en el orden de 0.020 mGal en las cotas más bajas y 0.015 mGal en las más altas, en toda el área del acuífero, con anchura de anomalía igual a la anchura del acuífero, siendo detectable con cualquier distancia entre estaciones. Si el agua se encuentra descendiendo de forma uniforme se podrían producir anomalías máximas de 0.020 mGal , que disminuirían a menos de 0.014 mGal cuando el agua se encuentre a más de 1000 m de profundidad; la anomalía tendría también un longitud de onda equivalente a la anchura del acuífero. Si se consideran masas de menores dimensiones, la anomalía sería inferior a 0.010 mGal si las masas se agua se encuentran a profundidades superiores a 300 m para zonas de 500 m de radio, o de 600 m , para zonas de 1000 m de radio. Su longitud de onda sería superior a los 2000 m . Cuerpos aun de menor volumen podrían dar lugar a anomalías de mayor intensidad, superiores a 0.030 mGal , siempre que se situaran a profundidades inferiores a los $50\text{-}100 \text{ m}$, con longitudes de onda inferiores a 200 m . La situación más probable es la superposición de anomalías de distinto origen, lo que hace imposible su discriminación, siendo las únicas conclusiones extraíbles de las hipotéticas anomalías detectables de tipo cualitativo.

6.3 Distancia entre mediciones

Es posible que la situación existente durante el primer periodo de mediciones no sea de ausencia total de agua en la zona no saturada, así como que la situación (extensión y profundidad) de las zonas con agua durante la segunda medición no se corresponda con ninguna de las hipótesis efectuadas, sino con una mezcla de todas ellas. Por otra parte, los modelos calculados suponen una saturación, lo que no es realista por la propia naturaleza del fenómeno contemplado, en la zona no saturada. El contraste de densidad entre las zonas que antes estaban secas y ahora pasan a estar ocupadas por agua, mientras descienden al nivel freático, puede ser aun inferior al considerado en los modelos anteriores. Utilizando, no obstante, los valores calculados, para un modelo de distribución del agua resultante de que durante el segundo periodo de medición la mitad del agua recargada ya esté en el acuífero, y por lo tanto haya supuesto una subida del nivel freático de al menos 8 m, junto con una zona de baja permeabilidad que diera lugar a la existencia de agua descendente a unos 200 m de profundidad, y que correspondiera a la cuarta parte del agua caída, situándose el agua restante a profundidades de 400 m por zonas de permeabilidad alta, en masas de menor tamaño (Figura 6.18), la anomalía del nivel freático NF aumentaría la gravedad del orden de 0.007 mGal en la zona oriental y de 0.010 mGal en la occidental. La debida a las zonas de baja permeabilidad PB a 200 m añadiría unos 0.008 mGal en cualquier zona, y las masas de permeabilidad mayor PA situadas a 400 m supondrían como máximo 0.006 mGal. Se daría por lo tanto un aumento global de gravedad de 0.020-0.030 mGal, aunque otros escenarios (formas de distribución, profundidad, volumen de recarga, etc.) pueden hacer variar esta cifra sustancialmente.

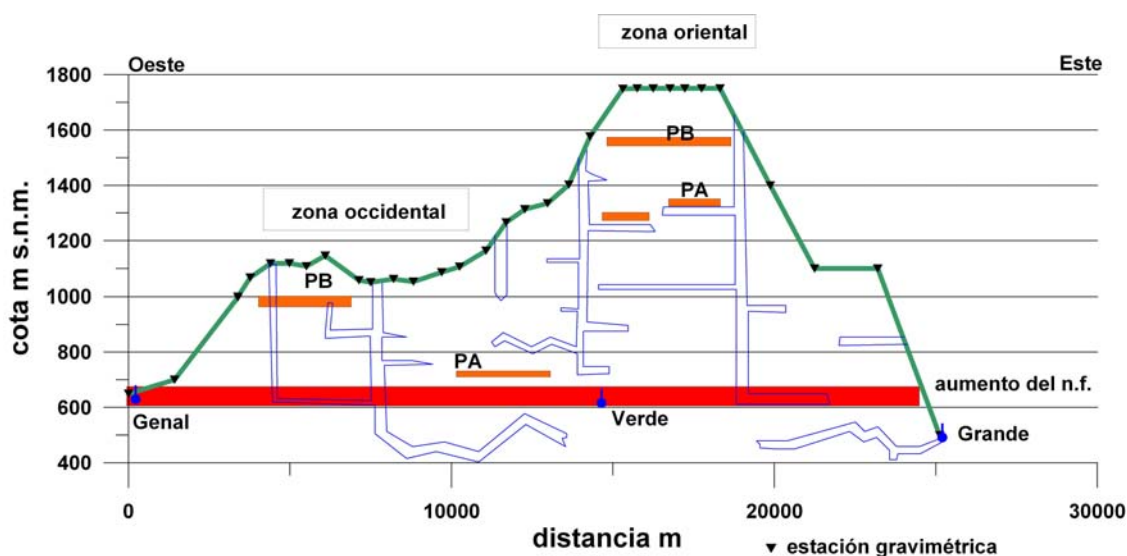


Fig. 6.18 Esquema de una posible distribución del agua que ha pasado a ocupar masas de roca anteriormente secas. PA zona de permeabilidad alta. PB zona de permeabilidad baja.

Con la anchura de las anomalías producidas por estos volúmenes de masa, un muestreo realizado cada 500-1000 m, como se indica sobre la superficie del terreno en la Figura 6.18, es suficiente para su detección, que estará evidentemente restringida a que el perfil se encuentre dentro del área de influencia de las anomalías. En la zona intermedia entre la oriental y la occidental, donde se produce una variación de cota del orden de 600 m, las mediciones pueden carecer de significado, bien por compensarse las anomalías producidas por masas situadas a cota inferior con las situadas a cota superior de la estación, bien por poder dar lugar a un descenso de la gravedad las masas situadas por encima del gravímetro.

7. PREPARACIÓN DE LA CAMPAÑA

7.1 Itinerarios

Durante el mes de junio de 2011 se efectuó sobre el terreno la identificación de los perfiles de mayor interés hidrogeológico (Figura 6.4), que se han adaptado a la disponibilidad de caminos. Forman cinco alineaciones (Figura 7.1) con un total de unos 24 km, siendo posible recorrerlos por carretera o por caminos vehiculares, excepto unos 3 km que será preciso realizarlos a pie. En cada itinerario se ha seleccionado y señalado el lugar donde hacer las medidas o estaciones del gravímetro, con una distancia media entre ellas del orden de los 500-1000 m, de acuerdo con las conclusiones obtenidas en el apartado

6. 3 Distancia entre mediciones.

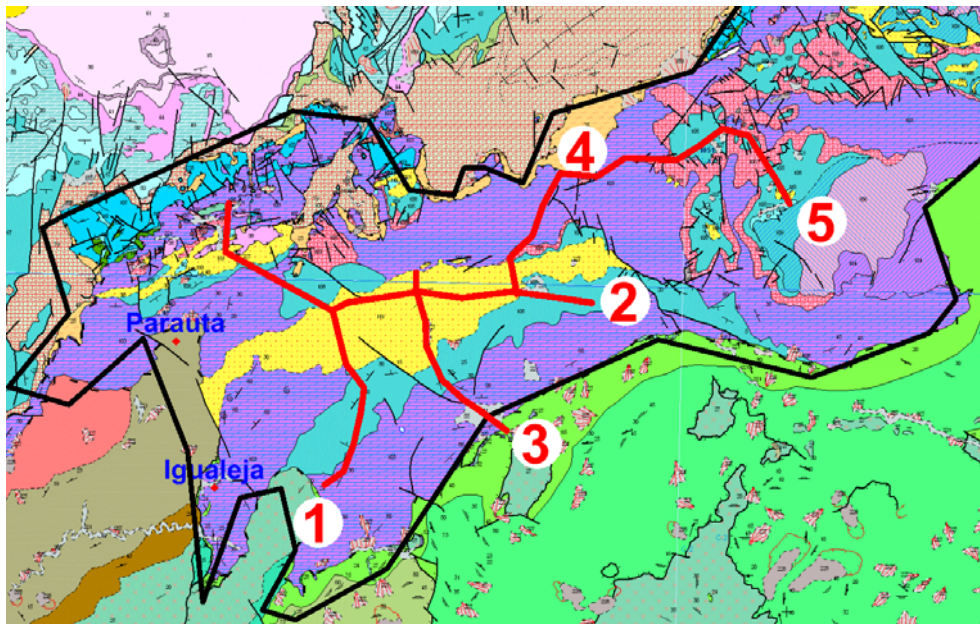


Fig. 7.1 Itinerarios seleccionados según el interés hidrogeológico y accesibilidad de la zona. Leyenda en Figura 7.2.

La situación de las estaciones está representada en las Figuras 7.3 sobre la base topográfica, en la Figura 7.4 en perspectiva altimétrica, en la Figura 7.5 sobre el mapa del Parque Natural Sierra de las Nieves publicado por Ed. Penibética y en la Figura 7.6 sobre la cartografía geológica.

NEOGENO	MIOCENO INFERIOR	BURDIGALIENSE		119	"Brecha de la Nava". Brecha poligénica cementada por carbonato. Cantos calizos, dolomíticos o metapelíticos equivalentes a algunas formaciones alpujárrides
JURASICO	JURASICO INFERIOR	SINEMURIENSE		109	Calizas con sílex metamorizadas
JURASICO	JURASICO INFERIOR	SINEMURIENSE		108	Calizas, margocalizas y calizas con sílex con niveles localmente nodulosos y brechosos
JURASICO	JURASICO INFERIOR	HETTANGIENSE			
TRIASICO	TRIASICO SUPERIOR	RHAETIENSE		106	Mármoles calizos y dolomíticos con intercalaciones calcosilíceas
TRIASICO	TRIASICO SUPERIOR	RHAETIENSE		105	Alternancia calizo-margosa
TRIASICO	JURASICO INFERIOR	HETTANGIENSE		104	Mármoles dolomíticos
TRIASICO	TRIASICO SUPERIOR	HETTANGIENSE		103	Dolomías grises masivas o estratificadas con algún nivel margoso y arcilloso

Fig. 7.2 Leyenda parcial de la cartografía geológica utilizada. Mapa Geológico Continuo de España 1:50.000. Hojas 1051 Ronda y 1065 Marbella. IGME.

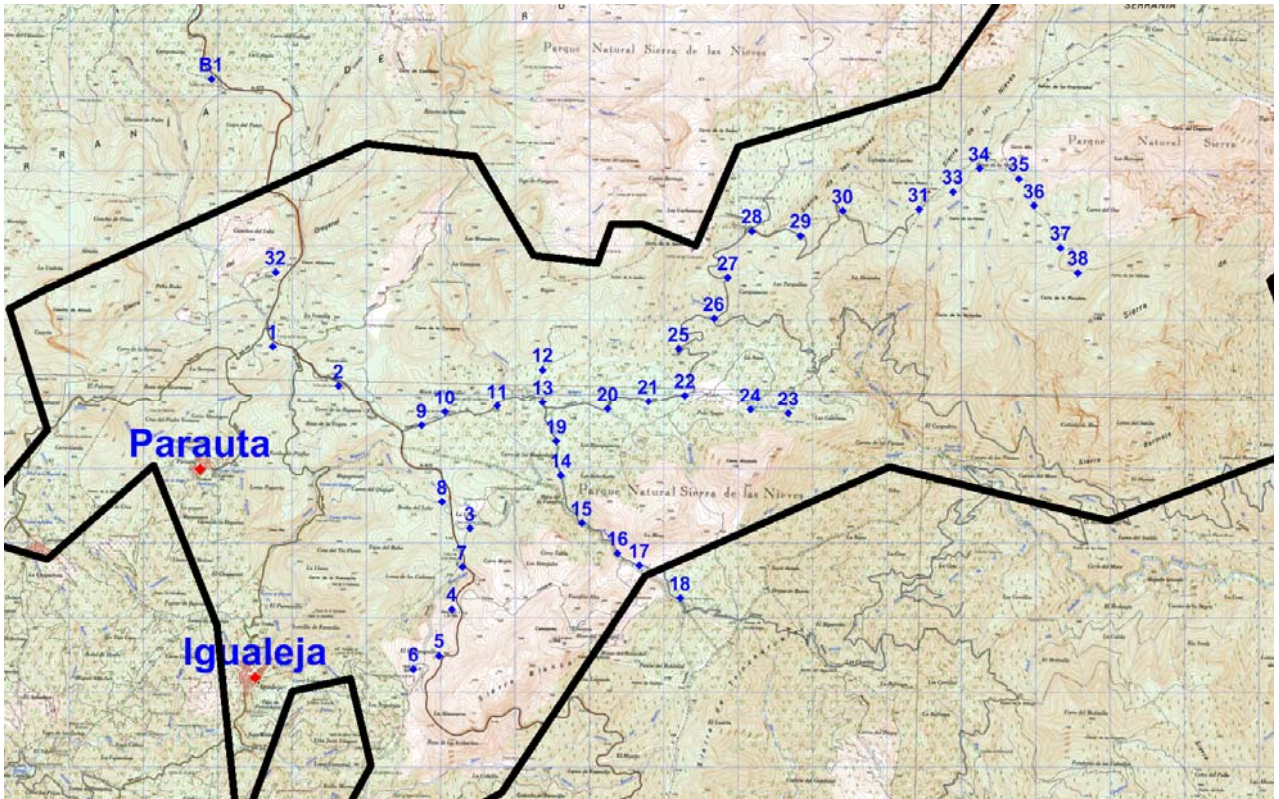


Fig. 7.3 Posición de las estaciones gravimétricas sobre el mapa topográfico 1:25.000. Cuadrículas de 1 km.

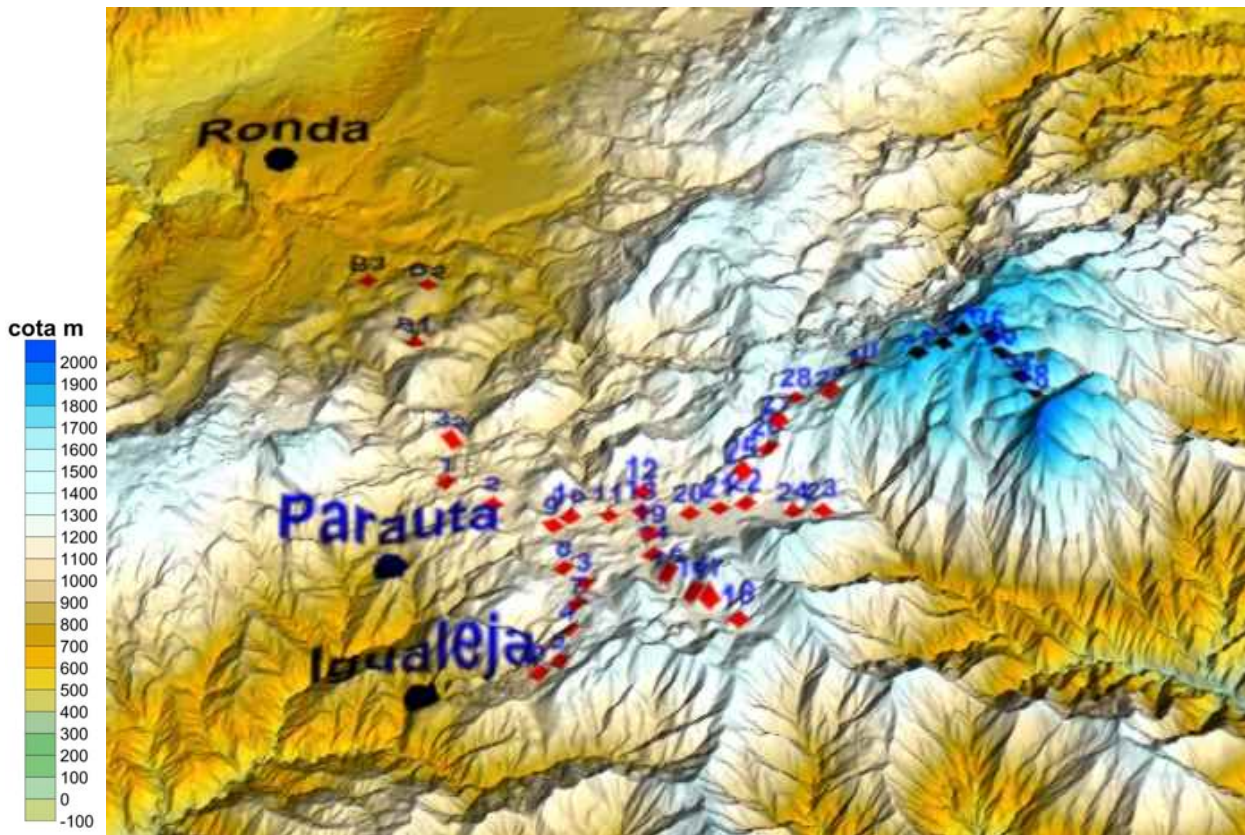


Fig. 7.4 Posición de las estaciones gravimétricas sobre perspectiva altimétrica. MDT 25x25.

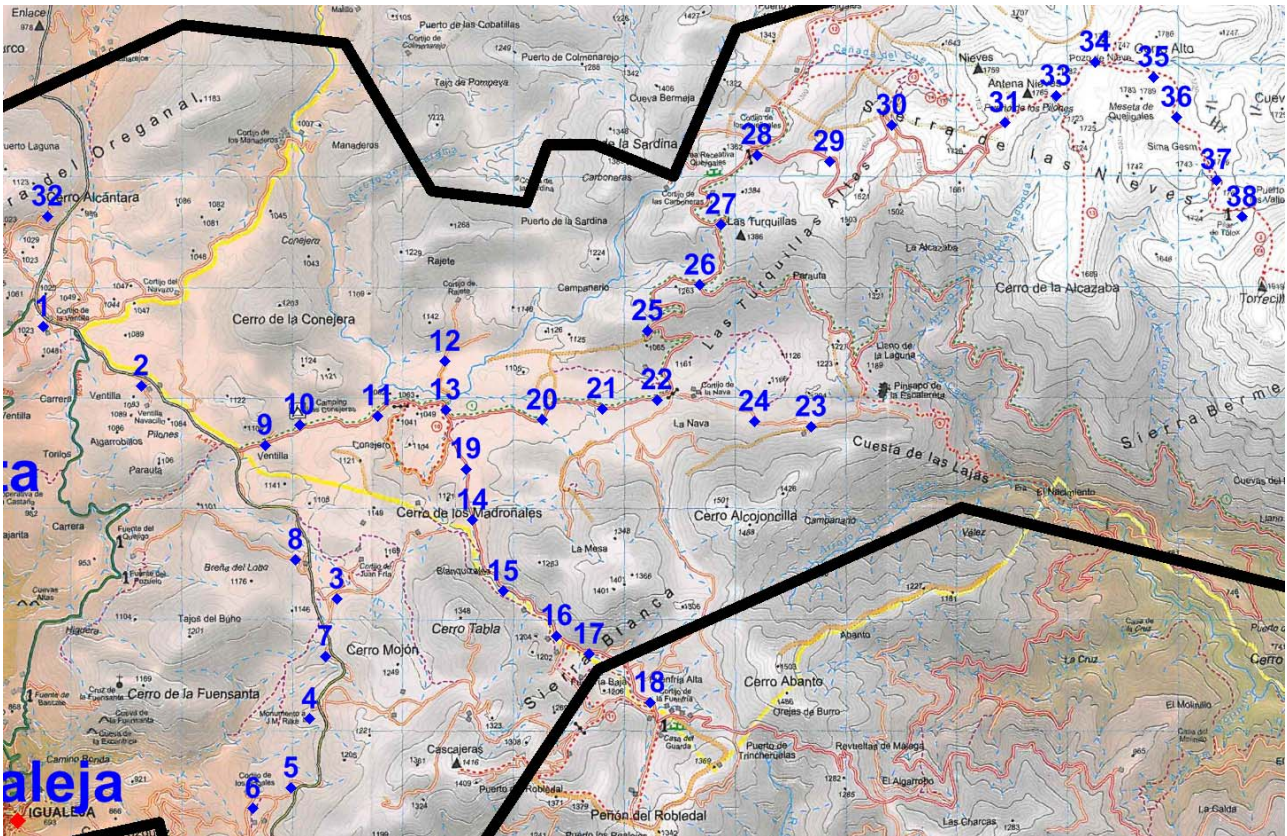


Fig. 7.5 Posición de las estaciones gravimétricas sobre el mapa del Parque Natural Sierra de las Nieves publicado por Ed. Penibética.

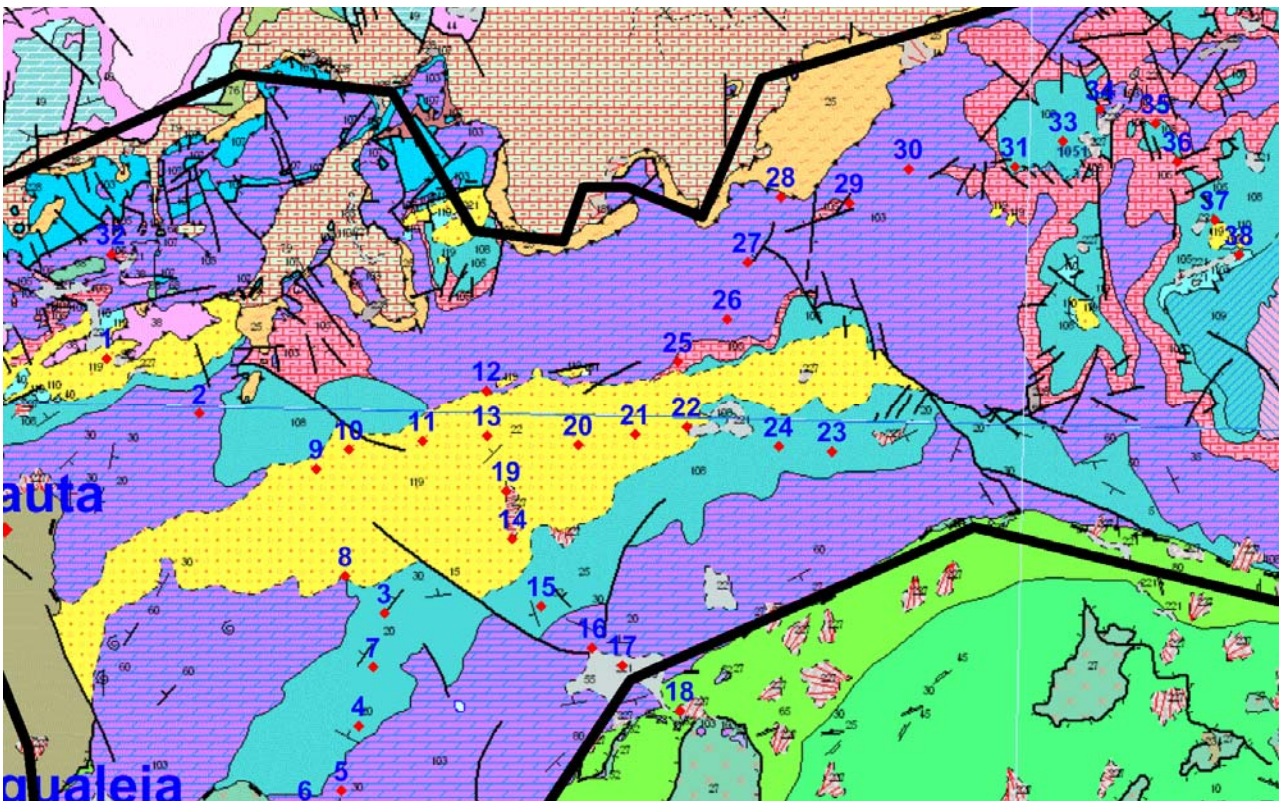


Fig. 7.6 Posición de las estaciones gravimétricas sobre la cartografía geológica IGME. Leyenda en Figura 7.2.

1/ El primer itinerario, de unos 7 km, transcurre a lo largo de la carretera Ronda-San Pedro de Alcántara (estaciones 32, 1, 2, 9, 8, 3, 7, 4, 5, 6), con orientación NO-SE. Las cotas varían unos 126 m, entre los 998 y los 1124 m de altitud (Figura 7.4 y 7.7). Se inicia sobre dolomías del Jurásico Inferior-Triásico Superior, pasando por las brechas de "Las Navas", del Mioceno Inferior y calizas y margo-calizas del Jurásico Inferior, para finalizar de nuevo sobre las dolomías jurásicas (Figuras 7.6 y 7.8).

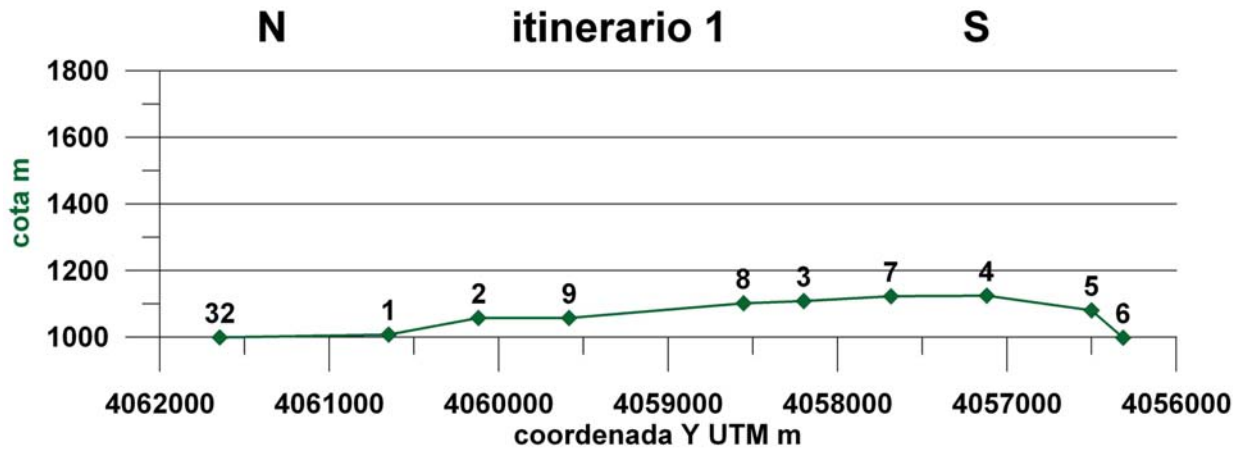


Fig. 7.7 Altimetría del itinerario 1. Proyección sobre el eje Y.

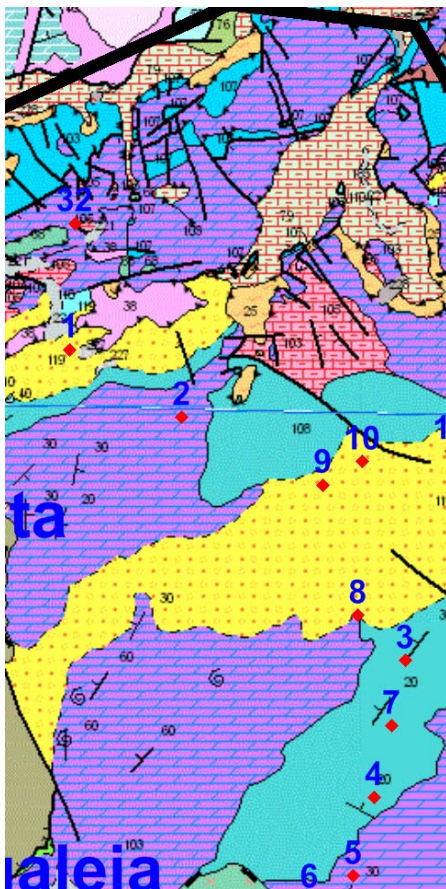


Fig. 7.8 Itinerario 1 carretera Ronda-San Pedro de Alcántara. Posición en mapa geológico; fotografía de la estación nº 7, con la carretera al fondo.

2/ El segundo itinerario, de unos 5 km, transcurre dentro del Parque Natural Sierra de las Nieves, desde la entrada en la carretera de Ronda hasta el Cortijo de la Nava, siguiendo la pista forestal del camino de los Quejigales, con orientación O-E (estaciones 9,10, 11, 13, 20, 21, 22, 24, 23). La cota aumenta unos 140 m hacia el Este, pasando de 1046 a 1187 m de altitud, y por lo tanto en el mismo rango de cotas que el itinerario 1 (Figura 7.4 y 7.9). Todo el itinerario se sitúa sobre las brechas de “Las Navas”, del Mioceno Inferior, excepto las dos últimas estaciones que están sobre margo-calizas del Jurásico Inferior (Figuras 7.6 y 7.10).

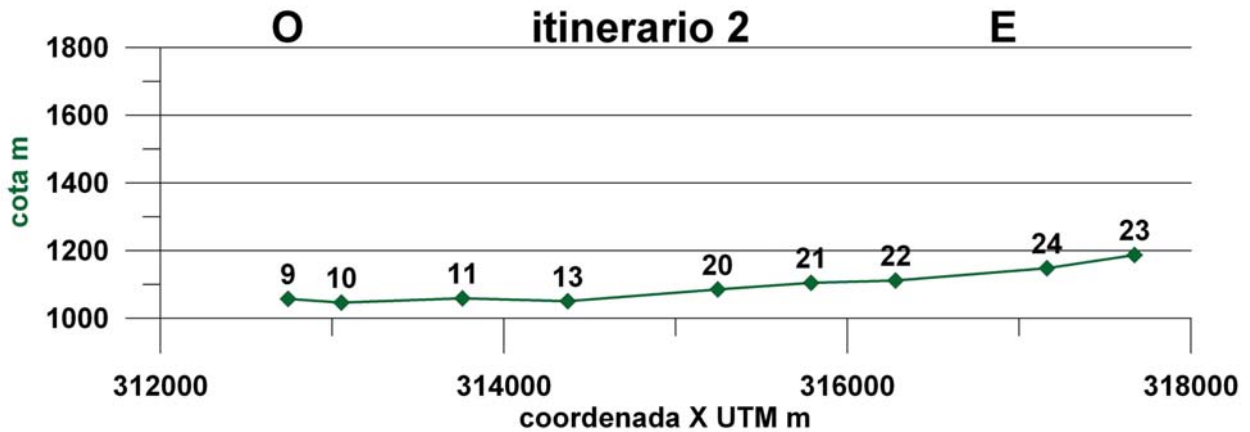


Fig. 7.9 Altimetría del itinerario 2. Proyección sobre el eje X.



Fig. 7.10 Itinerario 2 Camino de Quejigales a Cortijo de la Nava. Posición en mapa geológico; fotografía de la estación nº 10 y zona de la estación 23.

3/ El tercer itinerario, de unos 3.9 km, se orienta en dirección NO-SE, por pista forestal desde el Cortijo de Rajete hasta el Cortijo de la Fuenfría (estaciones 12,13,19,14,15,16,17 y 18). Asciende unos 100 m, desde los 1050 m en el norte a 1155 m en el Sur (Figura 7.4 y 7.11). Comenzando en las brechas del Mioceno, pasa a las margo-calizas y dolomías, finalizando en serpentinas (estación 18), fuera del acuífero (Figuras 7.6 y 7.112).

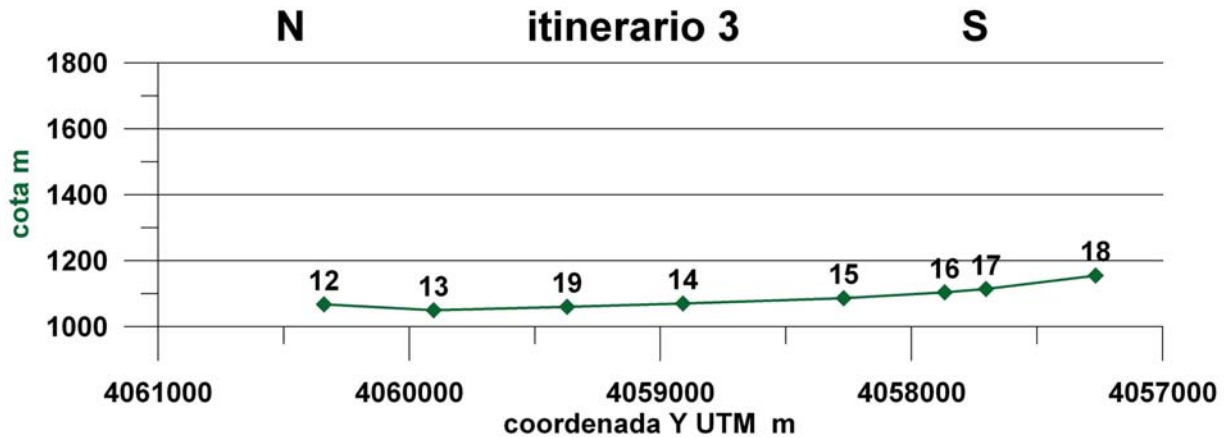


Fig. 7.11 Altimetría del itinerario 3. Proyección sobre el eje Y.

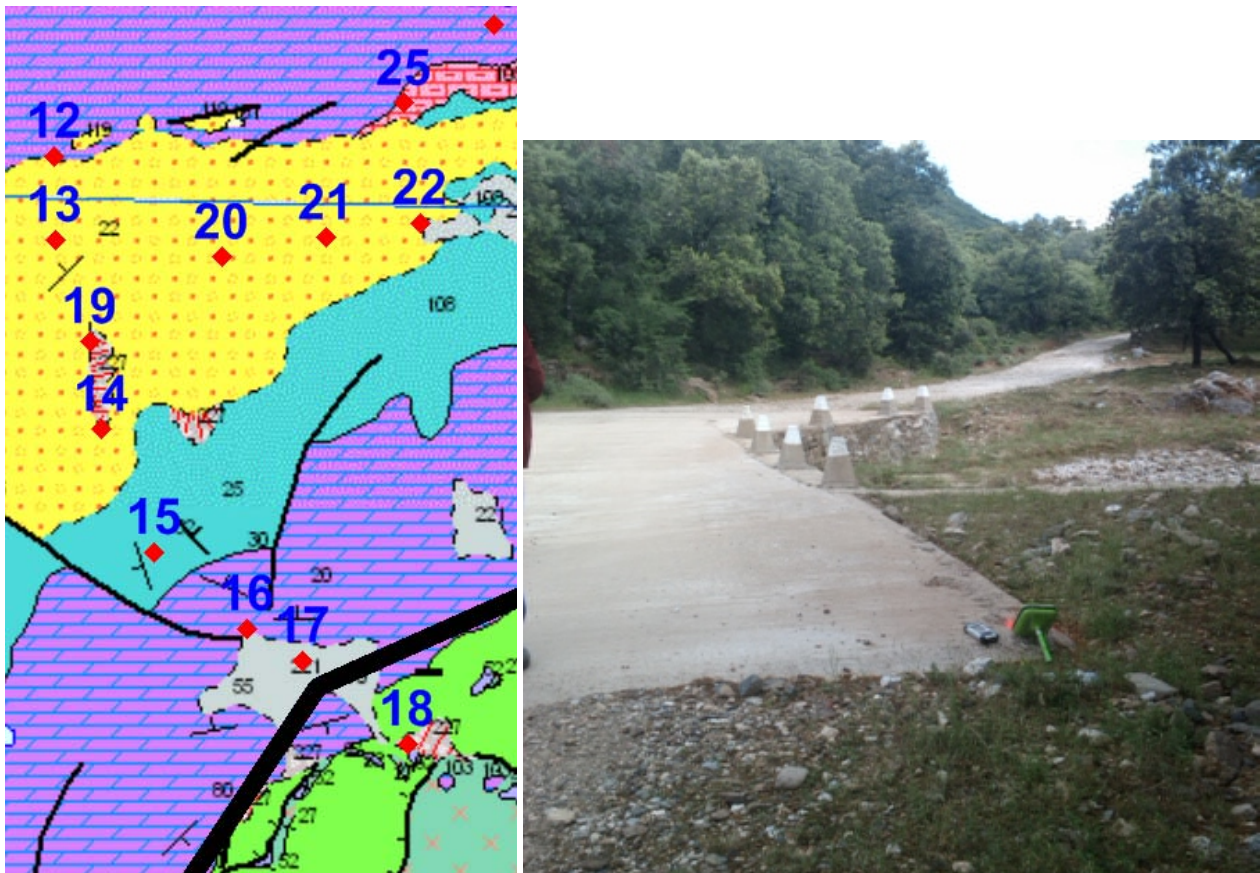


Fig. 7.12 Itinerario 3 pista forestal al Cortijo de la Fuenfría. Posición en mapa geológico; fotografía de la estación nº 19.

4/ El cuarto itinerario, con 4.8 km, transcurre con orientación SO-NE desde el camino del Cortijo de la Nava al Cortijo de los Quejigales (estaciones 25, 26, 27 y 28), continúa ascendiendo por la pista hasta el Puerto de los Pilonos (estaciones 29, 30 y 31), desde donde, orientándose hacia el SE, toma un sendero de montaña no carrozable de unos 3 km hasta el Puerto de los Valientes (itinerario 5: estaciones 33, 34, 35, 36, 37, 38), efectuado a pie, transportando el gravímetro en una mochila especial (Figura 7.16). Hay un fuerte desnivel de unos 585 m, desde 1164 m en la estación 25 hasta 1749 m en la estación 31, descendiendo luego suavemente hasta los 1686 m en el Puerto de los Valientes. (Figura 7.4 y 7.13). Comenzando en las calizas-margosas del Triásico, continúa por las dolomías jurásicas, pasando a estar sobre las calizas margosas y margo-calizas del Jurásico Inferior y del Triásico Superior a partir del Puerto de los Pilonos (Figuras 7.6 y 7.14). Mientras que los itinerarios 1, 2 y 3 están entorno de la cota 1100 m, la última parte del itinerario 4 si sitúa a unos 1700 m de altitud. El grupo de estaciones 34-38, por su orientación NO-SE, puede considerarse como el itinerario nº 5.

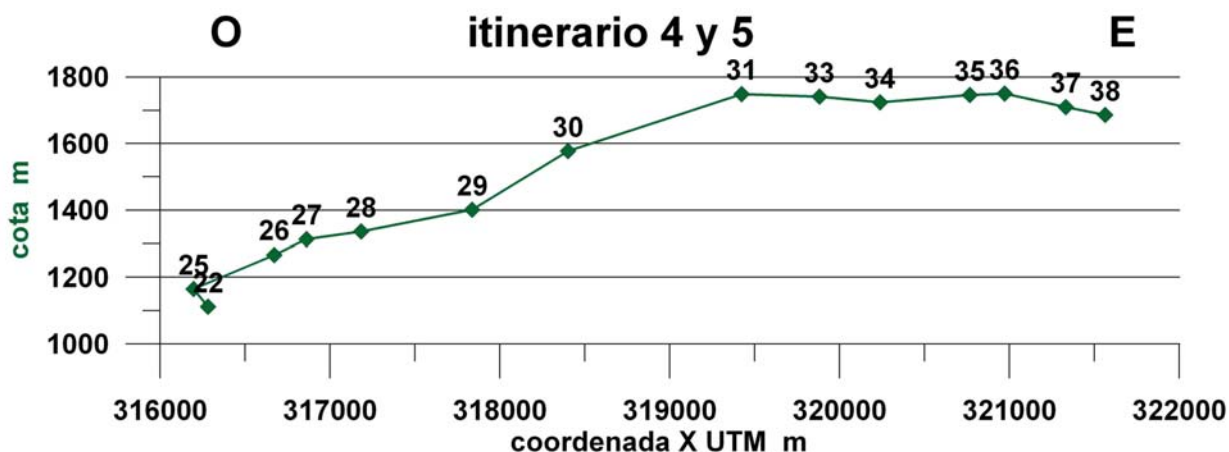


Fig. 7.13 Altimetría del itinerario 4 y 5

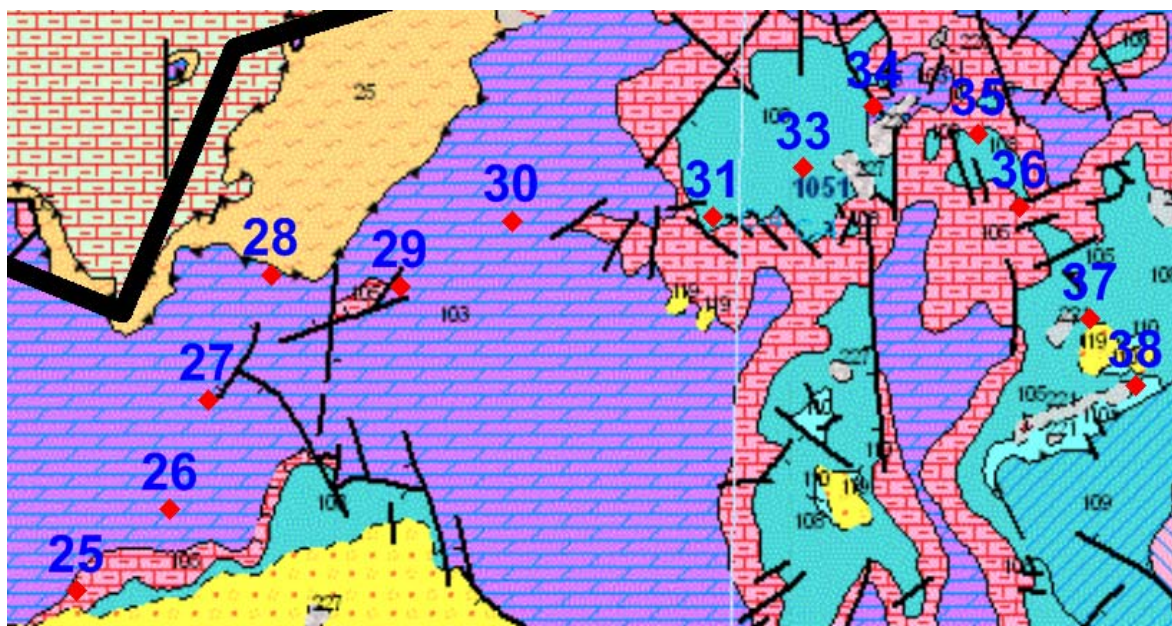


Fig. 7.14 Itinerarios 4 y 5. Posición en mapa geológico.



Fig. 7.15 Superior izquierda: itinerario de subida al puerto de los Pilonos. Superior derecha: estación 31. Abajo: itinerario por camino hacia el puerto de los Valientes.

7.2 Señalización de estaciones

El criterio seguido para ubicar las estaciones fue buscar afloramientos o lugares con garantías razonables de estabilidad y permanencia en un periodo de al menos un año, y con superficie de apoyo lo más horizontal y estable posible. En las zonas de carretera se buscó además que las estaciones estuvieran alejadas suficientemente de la misma, para evitar las vibraciones debidas al tráfico de automóviles. No se han tenido en cuenta criterios sobre la topografía de la superficie del terreno circundante que minimicen la corrección del relieve, ya que ésta no es necesaria llevarla a cabo, de tal forma que la localización de las estaciones puede resultar bastante anómala (e incluso inaceptable) respecto de la que se realiza en campañas ordinarias de cartografía gravimétrica. La distancia media entre estaciones es de unos 500 m, salvo donde no fue posible encontrar alternativas de caminos separados de la carretera, o afloramientos adecuados, en los que la distancia resultante es algo mayor.

En cada lugar se marcó la situación, señalizando la roca elegida con pintura que pueda soportar la intemperie al menos durante unos meses (Figuras 7.16 a 7.19), fotografiando y describiendo el lugar. En el **Anexo II POSICIÓN E IDENTIFICACIÓN DE LAS ESTACIONES DE MEDICIÓN GRAVIMÉTRICA** se encuentran todos estos documentos gráficos y descripción de las ubicaciones. En el momento de efectuar la primera medida en cada estación se señalizaron los puntos sobre los que se apoyó el trípode (Figuras 7.20 y 7.21), marcando en color diferente (amarillo) la posición de la pata del trípode que se bloqueó para impedir variaciones en altura (Figuras 7.23 y 7.24). En el punto central del trípode se ha dejado un clavo de 5 cm, introducido en una perforación a broca y fijado con silicona. En la cabeza del clavo figura el número de estación (Figura 7.22).



Fig. 7.16 Ejemplo de señalización en el itinerario realizado a pie hacia el Puerto de los valientes (Estación 35). En la foto puede verse la mochila especial (de color azul) utilizada para el transporte del gravímetro. El paraguas fue utilizado ocasionalmente como parapeto contra el viento.



Fig. 7.17 Ejemplo de señalización en el itinerario realizado hacia la Fuenfría (estación 21)



Fig. 7.18 Ejemplo de señalización en el itinerario realizado hacia el Cortijo de la Nava (estación 23).



Fig. 7.19 Ejemplo de señalización en el itinerario realizado hacia el Puerto de los Pilonos (estación 30). Es uno de los casos en que esta posición sería inaceptable en gravimetría ordinaria.

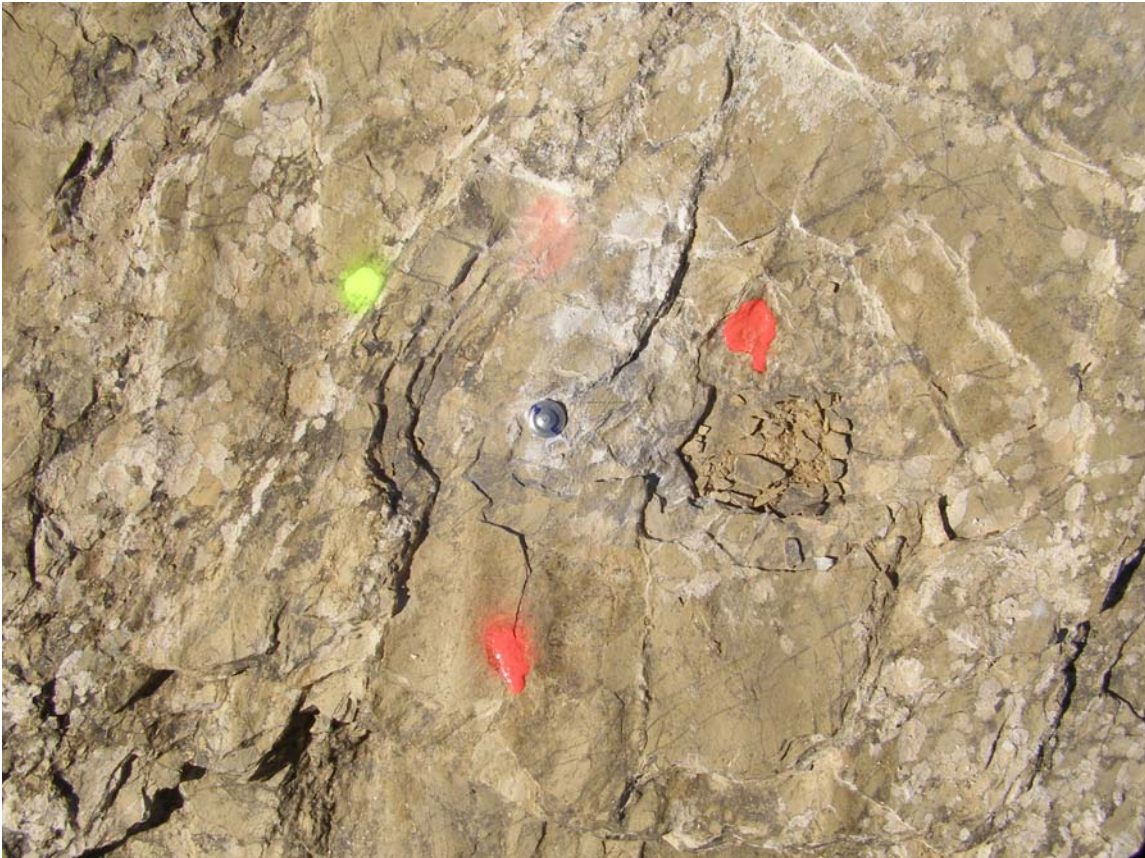


Fig. 7.20 Ejemplo de señalización de la posición de lectura del gravímetro. Sobre el punto amarillo siempre reposará la pata del trípode de altura bloqueada.

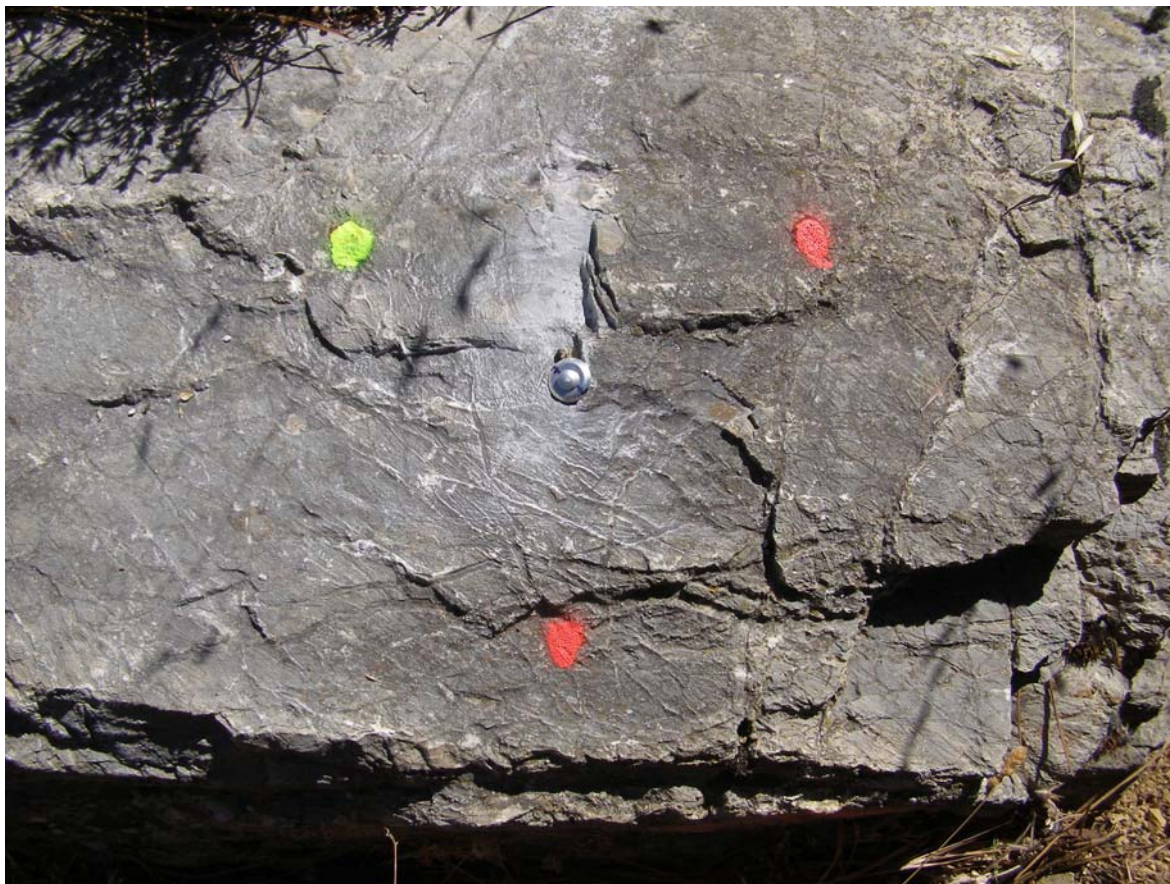


Fig. 7.21 Ejemplo de señalización de la posición de lectura del gravímetro. Sobre el punto amarillo siempre reposará la pata del trípode de altura bloqueada.



Fig. 7.22 Ejemplo de clavo de señalización de la estación, con indicación de su número.



Fig. 7.23 Ejemplo de gravímetro en su posición de lectura.



Fig. 7.24 Detalle de la pata del trípode que ha sido bloqueada para impedir la variación de altura del sensor del gravímetro en las diferentes mediciones.

7.3 Ubicación de la base

La ubicación de la base obedece a unos criterios específicos, además de los mismos que para el resto de las estaciones, en cuanto a condiciones físicas y ambientales. Por una parte, debe estar en un lugar donde sea previsible que la gravedad no varíe por la variación de la existencia de agua en el subsuelo próximo en los diferentes periodos de medición. Por otra parte, no debe estar demasiado alejada de las estaciones gravimétricas, a fin de no alargar la duración de los programas de lectura. Idealmente, su cota no debería ser muy diferente de la de las estaciones, para minimizar la amplitud de las anomalías, criterio imposible de seguir en esta zona. Tratando de conjugar todos los criterios, la Base B1 se ha situado próxima a la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara, camino obligado para acceder a la zona de trabajo desde el lugar de residencia del equipo de campo (Ronda) (Figura 7.25), en un sitio fuera del acuífero sobre margas y calizas margosas del Triásico Medio, separadas de las dolomías jurásicas del acuífero por una formación de calizas margosas del Eoceno-Cretácico superior (Figura 7.26). Para tener algún criterio con el que poder verificar la invariabilidad de la gravedad en este punto, se han seleccionado sobre la misma formación otras dos bases auxiliares (B2 y B3). Los cálculos de dicha unión se recogen en el apartado 8.1 **Unión de bases B1-B2-B3.**

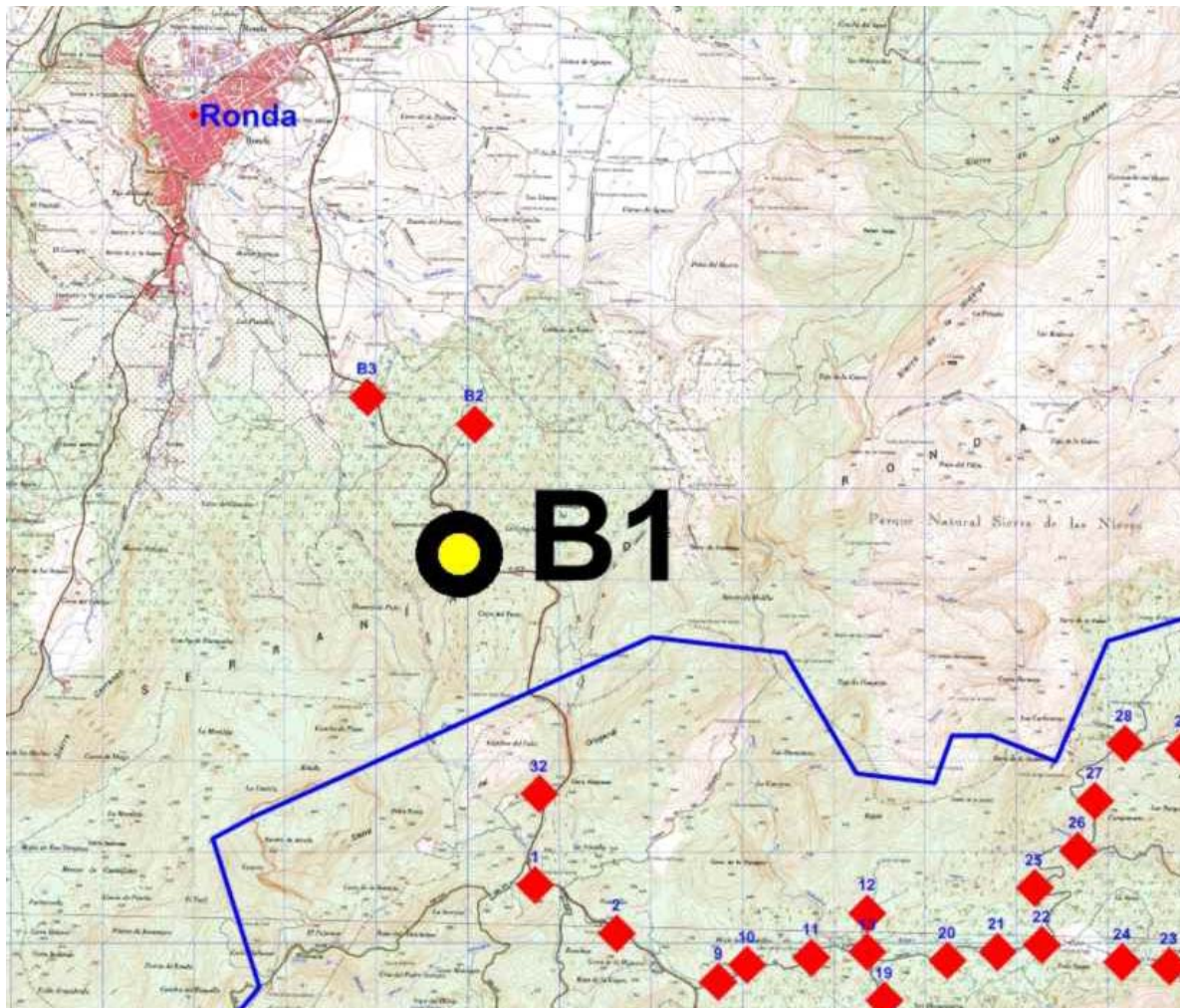


Fig. 7.25 Situación de las Bases sobre la cartografía topográfica.

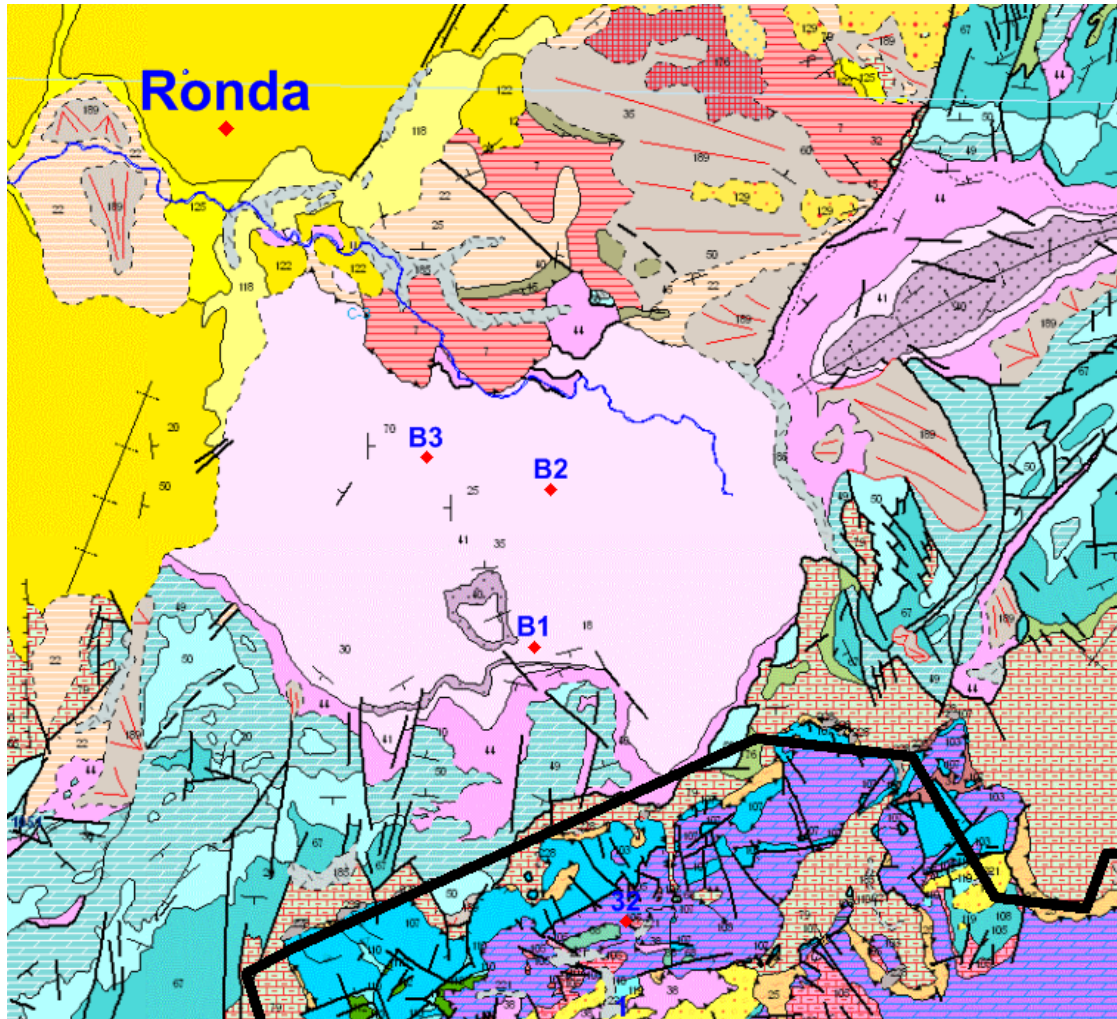


Fig. 7.26 Situación de las Bases sobre la cartografía geológica.

En la Figura 7.27 se indica la señalización de la base B1, alejada unos 100 m de la carretera, en la subida a una antena de telefonía. Desafortunadamente, la orientación de esta vertiente resultó ser bastante propicia a ser visitada por el viento. Se indica también la posición del gravímetro y la del vehículo, siempre situado en el mismo sitio.



Fig. 7.27 Señalización de Base B1 y posición del gravímetro y del coche de transporte.

7.4 Medición de coordenadas X,Y,Z de las estaciones

La posición de las estaciones se ha medido utilizando el sistema GPS Javad Triumph-1 del IGME, calculándose las coordenadas X,Y UTM huso 30 ED50 y la cota Z en m.s.n.m. El punto medido no se refiere a la posición exacta del gravímetro, ya que, a diferencia de otros levantamientos gravimétricos, estas coordenadas solamente tienen por objeto el posicionamiento de las estaciones sobre mapa, y no van a formar parte de ningún tipo de cálculo. En la Tabla 7.1 se incluyen las coordenadas, así como la indicación del itinerario al que se asimilan las estaciones y la distancia (en línea recta) entre estaciones sucesivas. En el **Anexo II POSICIÓN E IDENTIFICACIÓN DE LAS ESTACIONES DE MEDICIÓN GRAVIMÉTRICA** se indica además la posición geológica de las estaciones y observaciones sobre su localización.

Estación	X	Y	Z	itinerario	distancias
32	310777,42	4061646,50	999,21	1	
1	310737,33	4060650,03	1007,61	1	997
2	311625,22	4060118,90	1057,68	1	1035
9	312743,20	4059584,35	1057,40	1	1239
8	313018,96	4058555,31	1102,14	1	1065
3	313391,49	4058199,30	1108,16	1	515
7	313286,14	4057684,49	1122,93	1	525
4	313147,71	4057120,30	1124,38	1	581
5	312977,91	4056500,80	1080,18	1	642
6	312634,16	4056313,56	998,48	1	391
9	312743,20	4059584,35	1057,40	2	
10	313053,10	4059768,08	1046,48	2	360
11	313758,18	4059849,53	1059,43	2	710
13	314371,06	4059902,91	1050,11	2	615
20	315244,62	4059811,31	1085,22	2	878
21	315788,95	4059912,87	1104,95	2	554
22	316280,70	4059991,54	1111,29	2	498
24	317161,67	4059798,37	1148,04	2	902
23	317672,48	4059750,85	1187,04	2	513
12	314368,98	4060339,64	1067,52	3	
13	314371,06	4059902,91	1050,11	3	437
19	314554,94	4059371,76	1060,65	3	562
14	314616,64	4058910,70	1070,79	3	465
15	314892,60	4058269,89	1086,88	3	698
16	315376,27	4057868,85	1104,09	3	628
17	315668,86	4057704,02	1114,67	3	336
18	316215,73	4057266,51	1155,40	3	700
22	316280,70	4059991,54	1111,29	4	
25	316196,53	4060616,16	1164,53	4	630
26	316670,63	4061026,06	1266,80	4	627
27	316862,18	4061572,01	1313,84	4	579
28	317182,66	4062198,74	1335,73	4	704
29	317837,03	4062139,98	1401,36	4	657
30	318401,04	4062467,27	1577,34	4	652
31	319423,05	4062488,57	1749,38	4	1022
31	319423,05	4062488,57	1749,38	5	
33	319881,62	4062729,17	1741,07	5	518
34	320237,61	4063034,79	1724,07	5	469
35	320766,92	4062899,99	1745,96	5	546
36	320972,32	4062537,42	1750,27	5	417
37	321331,94	4061975,01	1710,14	5	668
38	321564,07	4061640,78	1686,15	5	407

Tabla 7.1 Coordenadas y cota de las estaciones, itinerario y distancia entre estaciones contiguas.

7.5 Delimitación de sectores para corrección Luni-Solar y de carga oceánica

Como se ha visto en el capítulo 4. **Correcciones externas a efectuar a las medidas en gravimetría relativa**, las correcciones Luni-Solar y de carga oceánica dependen de la latitud y cota del punto de cálculo. Dentro de la zona considerada en este trabajo, la variación de latitud no da lugar a diferencias superiores a 0.001 mGal, pudiendo ser algo mayores con la altura, sobre todo para la carga oceánica. Por esta razón, para los cálculos de estas correcciones se han considerado tres sectores (Figura 7.28):

- zona B1, cota 900 m, latitud $36^{\circ} 42' N$ (36.70), longitud $5^{\circ} 07' W$ (5.116), para la corrección de las lecturas en la base.
- Zona A, cota 1100 m, latitud $36^{\circ} 39' N$ (36.65), longitud $5^{\circ} 05' W$ (5.083), para la corrección de las lecturas en las estaciones 1 a 30 y 32.
- Zona C, cota 1700 m, latitud $36^{\circ} 41' N$ (36.683), longitud $5^{\circ} 01' W$ (5.016), para la corrección de las lecturas en las estaciones 31 a 38.

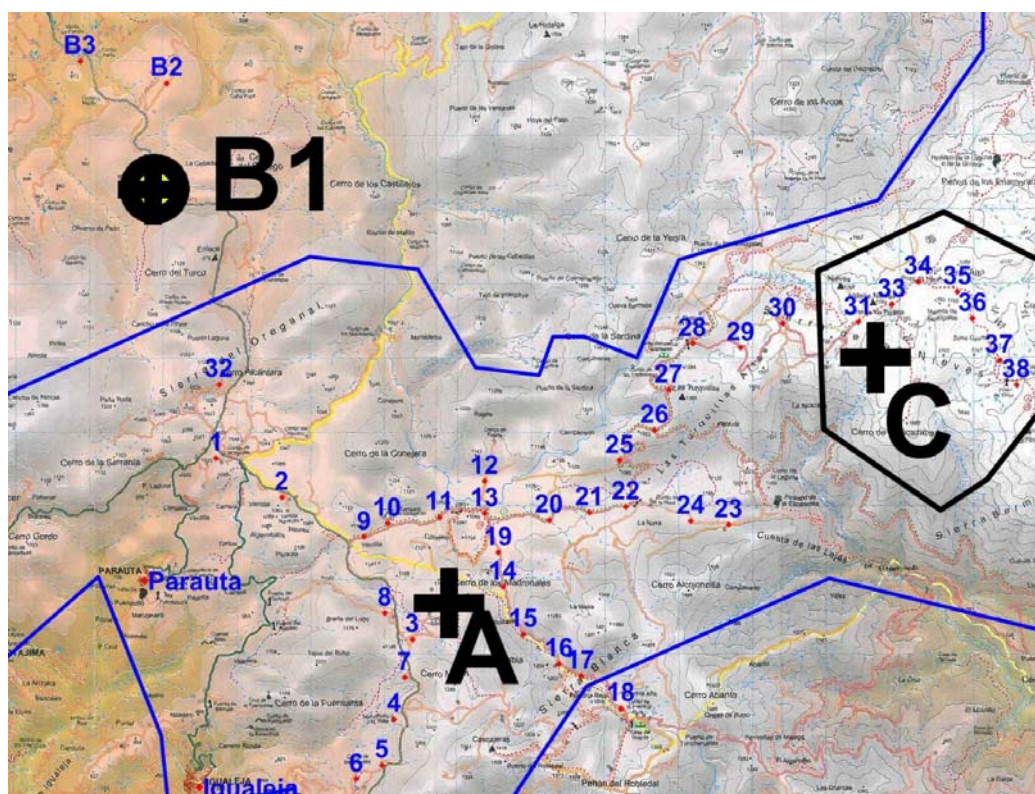


Fig. 7.28 Sectores para el cálculo de las correcciones de marea y de carga oceánica.

Las correcciones se han calculado mediante el programa QuickTidePro, utilizando el método ETGTAB para la Luni-Solar y Fes2004 para la carga oceánica. Para 2011 se han calculado los valores desde el 2 al 19 de agosto (DOY, day of year, 214-231), y para 2012 desde el 29 de mayo al 18 de junio (DOY 150-170), en intervalos de 2 minutos. Los correspondientes ficheros generados se encuentran en el ANEXO DIGITAL.

En las Figuras 7.29 y 7.30 se representan las diferencias en microGal entre las correcciones según sectores; cuanto mayor es la diferencia de cota, mayor es la diferencia de corrección, aunque en ningún caso superan 0.0005 mGal (para las cotas de 1700 m y de 900 m).

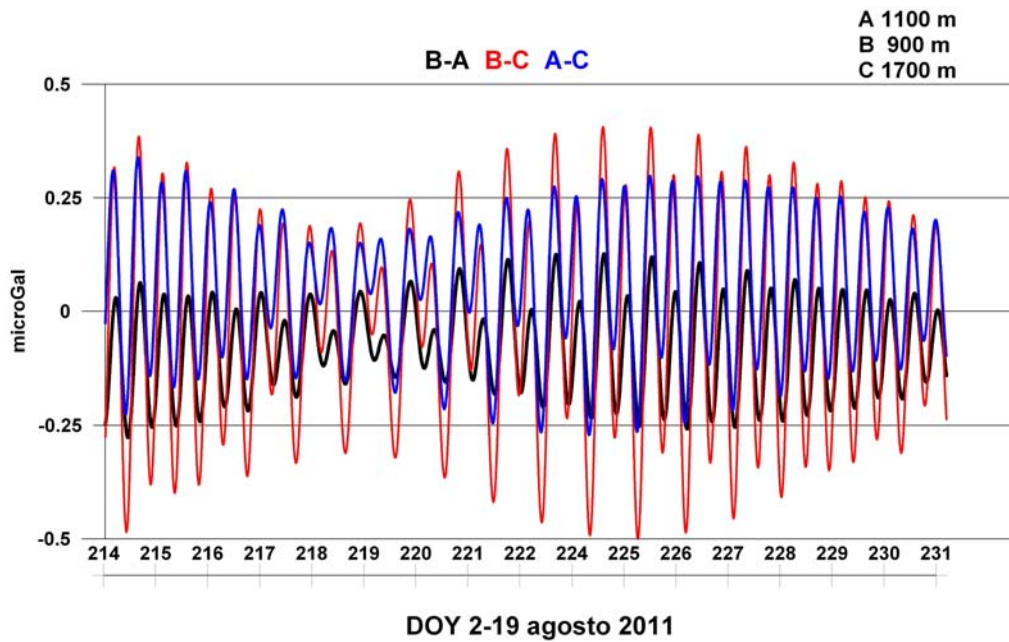


Fig. 7.29 Diferencias entre las correcciones conjuntas de marea y carga oceánica calculadas para distintas cotas, durante el periodo de medición en 2011.

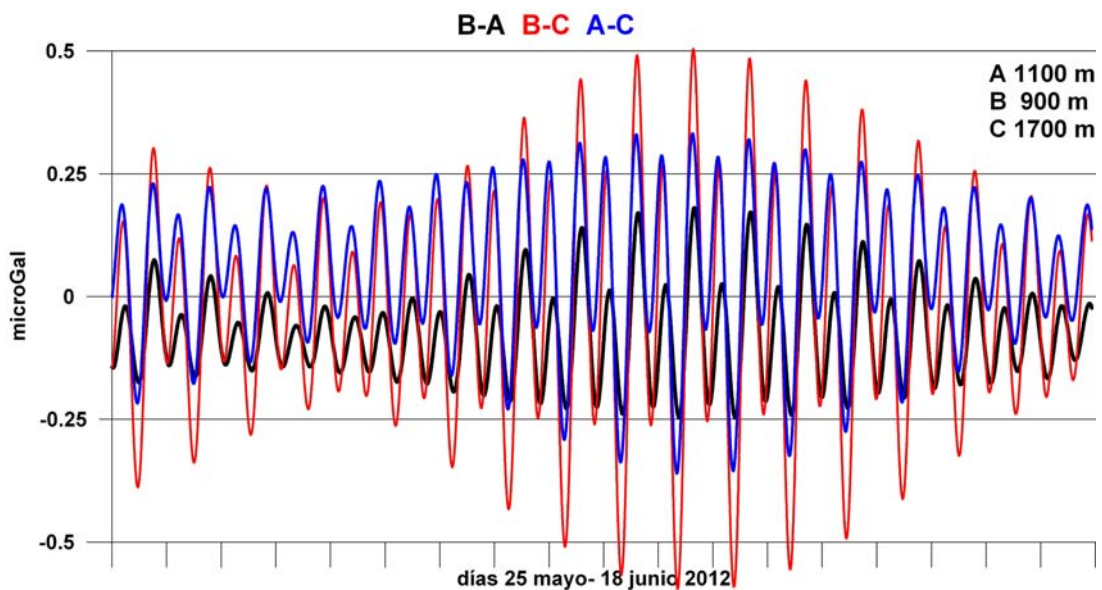


Fig. 7.30 Diferencias entre las correcciones conjuntas de marea y carga oceánica calculadas para distintas cotas, durante el periodo de medición en 2012

Las lecturas del gravímetro se obtienen aproximadamente cada 100 s, correspondientes a la duración del ciclo de medición (90 s) y del tiempo de grabación de datos, no siguiendo una secuencia exacta (p.e. 9:56:07, 9:57:47, 9:59:23, 10:00:59, 10:02:36). Las correcciones se han calculado cada 120 s, siguiendo una secuencia exacta (p.e. 9:56:00, 9:58:00, 10:00:00, 10:02:00), según se muestra en la figura 7.31.

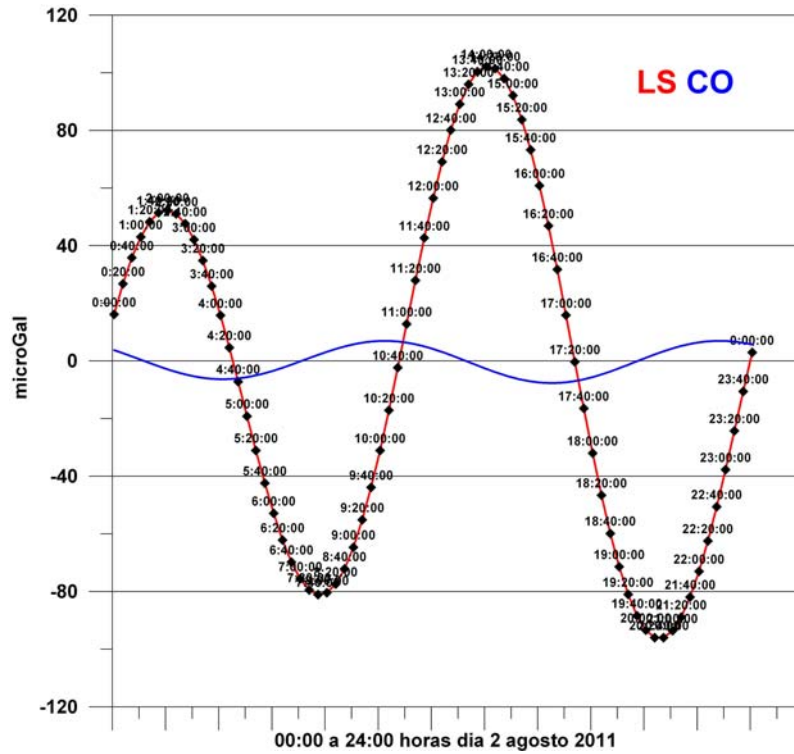


Fig. 7.31 Ejemplo del muestreo efectuado para la corrección de marea y de carga oceánica.

La corrección para cada tiempo de lectura del gravímetro se ha calculado por interpolación a los tiempos exactos de lectura, según el esquema de la Tabla 7.2:

- selección del fichero de correcciones para el intervalo de horas de cada programa (en amarillo)
- cálculo del gradiente en $\mu\text{Gal/s}$ de las correcciones; p.e.

$$-0.027-0.025)/(09:58:00-09:56:00)=0.9648$$
- incorporación de los datos de tiempo de lectura de cada estación (en blanco en la Tabla 7.2)
- ordenación por tiempos (en hoja Excel)
- interpolación a cada tiempo de lectura (p.e. $(-0.027+0.9648 \times (09:57:47-09:56:00))=-0.026$)

time	ls+co mGal	gradiente	ls+co mGal
09:56:00	-0,027		
9:56:07			-0,027
9:57:47			-0,026
09:58:00	-0,025	0,9648	
9:59:23			-0,025
10:00:00	-0,024	0,97128	
10:00:59			-0,023
10:02:00	-0,023	0,9792	

Tabla 7.2 Esquema del cálculo de interpolación de las correcciones al tiempo exacto de lectura del gravímetro.

En el ANEXO V ANÁLISIS DE LA CORRECCIÓN LUNI-SOLAR Y CARGA OCEÁNICA POR QUICK-TIDE puede verse un desarrollo completo sobre esta corrección y su influencia en el cálculo de las anomalías.

7.6 Equipo de trabajo en campo

El equipo permanente de trabajo en campo ha estado formado por los siguientes operadores de geofísica del IGME:

- José María Llorente
- Agustín González Durán

quienes han realizado todas las labores de reconocimiento, señalización de estaciones, topografía GPS y lectura del gravímetro.

Han colaborado además en estos trabajos:

- Felix Manuel Rubio (IGME) en la ejecución y cálculos topográficos
- Rogelio Ferrer (Grupo de Exploraciones Subterráneas de la Sociedad Excursionista de Málaga), en la señalización de las estaciones.
- Pedro Ibarra (IGME) en la toma de datos gravimétricos

Agradecemos a los responsables y a los guardas forestales del Parque Natural Sierra de las Nieves las facilidades prestadas a nuestro equipo en campo, indispensables para la necesaria movilidad requerida en este tipo de trabajos.

8. EJECUCIÓN DE LA CAMPAÑA DE AGOSTO DE 2011

8.1 Unión de bases B1-B2-B3

El día 19 de agosto de 2011 se procedió a efectuar la unión gravimétrica entre la base B1, utilizada para el inicio y fin de todos los programas de lectura, y las otras dos bases auxiliares B2 y B3 (Figura 8.1), establecidas con el objetivo de tener control de la posible variación de la gravedad en la base en futuras campañas. La unión tiene por objeto medir con la mayor precisión posible la diferencia de gravedad entre las bases. Para optimizar su unión, las tres bases están situadas a poca distancia entre si (unos 15 minutos), la máxima diferencia de cotas no es superior a unos 150 m y la de gravedad es de unos 28 mGal.

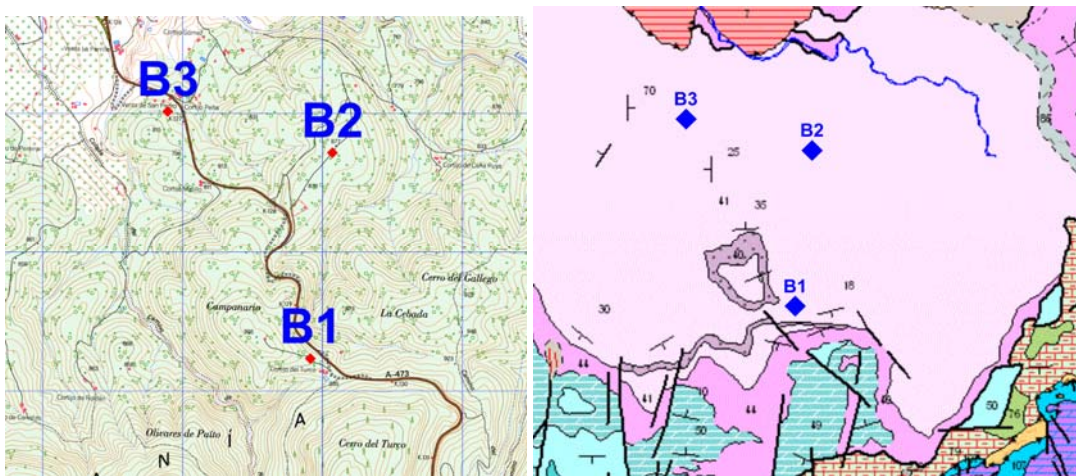


Fig. 8.1 Situación topográfica y geológica del conjunto de bases B1-B2-B3

La unión se ha realizado siguiendo el esquema de mediciones clásico de efectuar varios itinerarios de enlace entre cada dos bases, como se muestra en la Figura 8.2: se comenzó en la base B1 a las 7:24 h, finalizando nuevamente en dicha base a las 11:28 h. Cada determinación consistió en el registro de al menos cinco ciclos de 90 s.

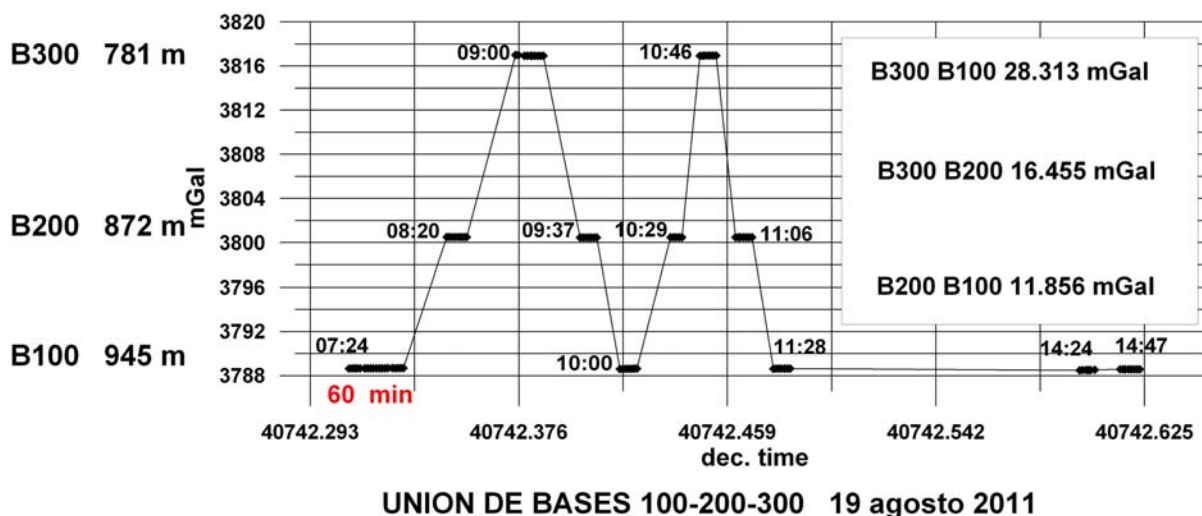


Fig. 8.2 Esquema de los enlaces efectuados y diferencia de gravedad medida.

Se dispone de tres determinaciones en la B1, cuatro en la B2 y dos en la B3. Las lecturas de cada ciclo (corregidas de variación Luni-Solar y carga oceánica) están representadas en las Figuras 8.3 y 8.4, en detalle para cada medición, y para el conjunto en cada base. Debido al tiempo de estabilización y deriva del gravímetro, en los aproximadamente diez minutos que se tarda en registrar 5 ciclos de lecturas se produce un aumento de unos 20 μGal , aunque ocasionalmente (1ª y 3ª determinación en la B2 y 2ª de la B3) el instrumento se estabiliza más rápidamente. Para el cálculo de la unión se han seguido los siguientes pasos (cálculos en fichero **union bases 2011.xls**, en ANEXO DIGITAL):

- Para seleccionar el ciclo de lectura de cada determinación se ha seguido el criterio de la mejor estabilidad (dos o más lecturas con menor variación), junto con escoger las lecturas efectuadas en el mismo intervalo de tiempo desde que se hace estación (se nivela y comienza a leer) con el instrumento. (Figuras 8.3 y 8.4, detalle)
- En segundo lugar, se han seleccionado las determinaciones a tener en cuenta para cada Base, con el criterio de que la deriva del instrumento (controlada por la pendiente entre lecturas) debería ser la misma, con independencia de la Base utilizada (Figuras 8.3 y 8.4, conjunto). Por esta razón no se ha tenido en cuenta la 1ª determinación de la B100, ni la 1ª y 2ª de la B200.
- Se ha calculado la deriva en mGal/s a partir de los datos de las lecturas seleccionadas en B3. Con este valor se han corregido las restantes lecturas seleccionadas en las demás bases, reduciéndolas a las 9:14 h (primera lectura seleccionada en la B3)
- Mediante interpolación lineal entre lecturas corregidas de deriva, se ha calculado el valor en cada Base en los tiempos de medición de las restantes, y las correspondientes diferencias de gravedad (Tabla 8.1 y Figura 8.5).

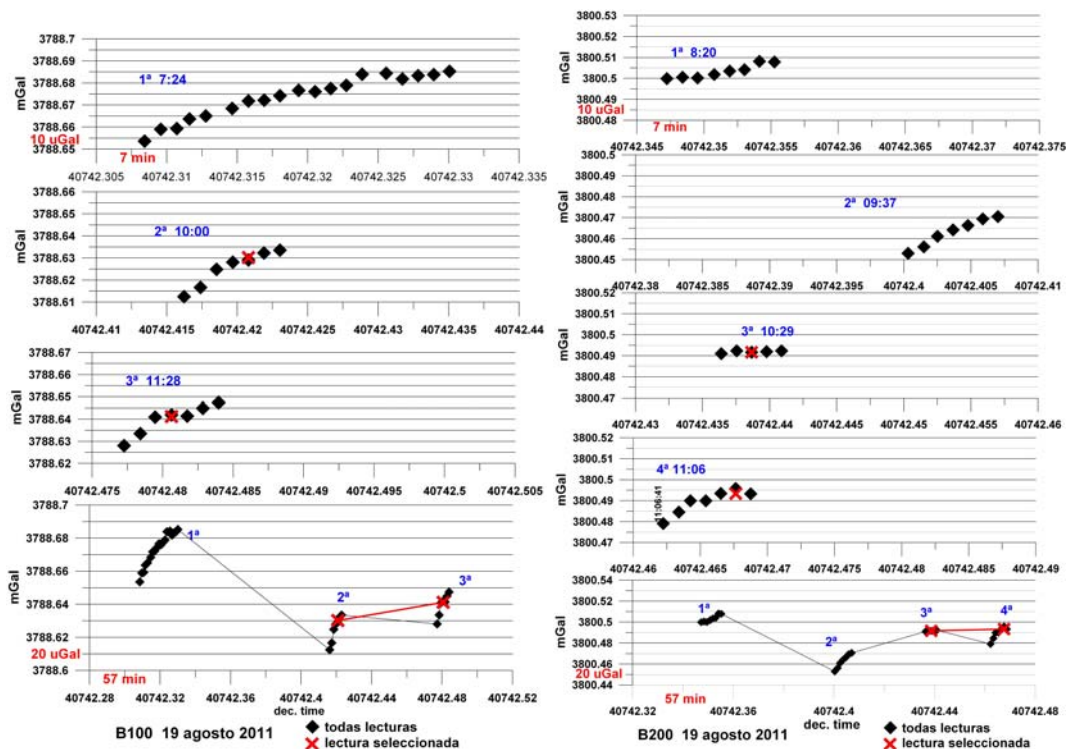


Fig. 8.3 Lecturas en las bases B100 (izquierda) y B200 (derecha). Se muestran los gráficos de detalle para cada determinación, con indicación del ciclo seleccionado, y el gráfico conjunto de todas las determinaciones en cada base.

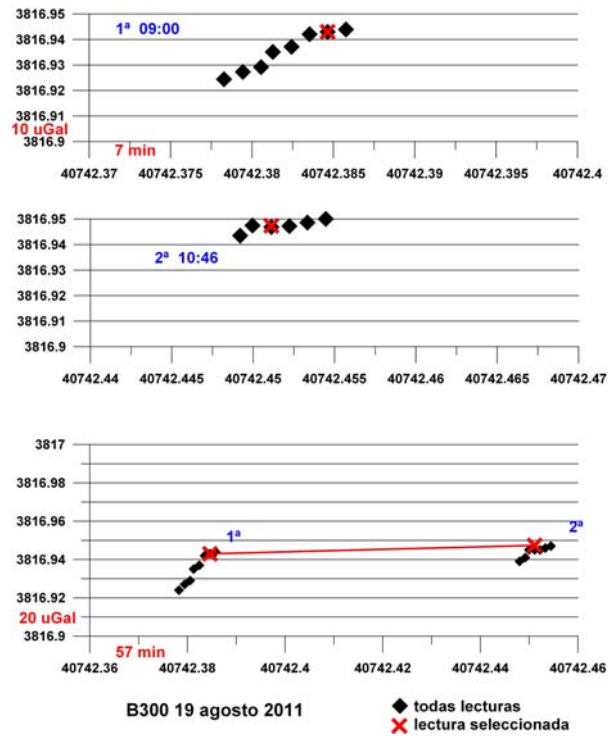


Fig. 8.4 Lecturas en la base B300. Se muestran los gráficos de detalle para cada determinación, con indicación del ciclo seleccionado, y el gráfico conjunto de todas las determinaciones en cada base.

Adoptando los valores promedios, entre la B1 y la B2 hay una diferencia de 11.856 mGal, entre la B2 y la B3 hay 16.455 mGal y entre la B1 y la B3 hay 28.313 mGal, con desviaciones inferiores a 0.002 mGal y con un error de cierre de 0.002 mGal (que puede compensarse entre los enlaces 100-200, con 11.857 mGal y 200-300, con 16.456 mGal).

STATION	TIME	DEC.TIME	Gravedad	100-200	100-300	200-300
300	9:14:47	40742,3847	3816,943			
100	10:06:55	40742,4208	3788,628		-28,315	
300	10:06:55	40742,4208	3816,943			
100	10:32:41	40742,4387	3788,630	-11,858	-28,313	-16,455
200	10:32:41	40742,4387	3800,488			
300	10:32:41	40742,4387	3816,943			
100	10:50:39	40742,4511	3788,631	-11,857	-28,312	-16,455
200	10:50:39	40742,4511	3800,488			
300	10:50:39	40742,4511	3816,943			
100	11:14:28	40742,4676	3788,633	-11,855		
200	11:14:28	40742,4676	3800,488			
100	11:33:13	40742,4806	3788,635			

Valores medios

-11,856 -28,313 -16,455

Tabla 8.1 Resultado de la interpolación de valores de gravedad en cada base a los tiempos de lectura de las restantes. Los valores de gravedad en color azul son los leídos, en negro los interpolados. El color del valor de los enlaces se corresponde con el utilizado en la Figura 8.5.

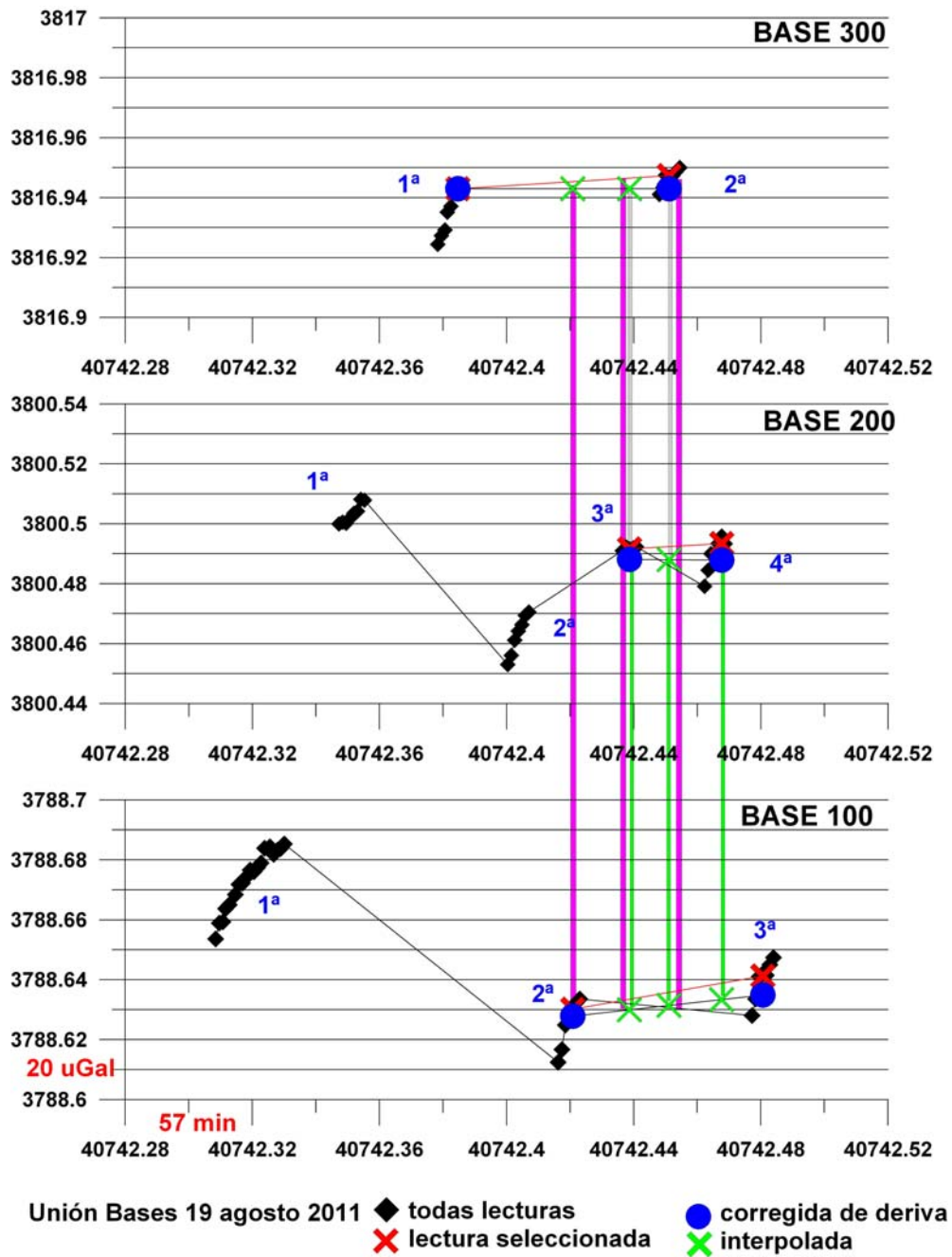


Fig. 8.5 Representación conjunta de lecturas en las tres bases: valores leídos, seleccionados, corregidos de deriva e interpolados. Líneas verdes: enlaces B1-B2; líneas grises: enlaces B2-B3; líneas malvas: enlaces B1-B3

8.2 Aspectos generales de los programas de medición

La primera campaña de medición se ha llevado a cabo del 2 al 19 de agosto de 2011. Esta campaña se ha programado de tal forma que se disponga de tres medidas en cada estación (excepto el itinerario nº 5, estaciones 33 a 38, efectuado a pié, con dos medidas), realizando cada medición en un programa diferente, y sin que ningún programa esté dedicado solamente a repeticiones. Denominamos programa al conjunto de lecturas efectuadas en las estaciones, comenzando y finalizando en la base B1. En la medición de cada estación se tarda unos 15 minutos (instalación, nivelación, tiempo de reposo con lectura de unos dos ciclos y lectura de cinco ciclos de 90 s [540 muestras por ciclo]), por lo que se han planificado los itinerarios a seguir en cada programa de tal forma que su duración sea de tres a cuatro horas, con unas 7 estaciones por programa. El tiempo depende fundamentalmente de la distancia desde la base B1 a las estaciones de cada programa, así como de la distancia entre las estaciones leídas; los programas P4 y P11 pertenecen a los itinerarios efectuados a pié, y tienen una duración de unas nueve horas. La deriva, expresada en mGal/h, no guarda ninguna relación con la duración de los programas, dependiendo en cada caso del comportamiento del gravímetro en la base. En la Tabla 8.2 se resume la duración y deriva de cada programa.

	día	Duración hh:mm:ss	nº estaciones	Deriva mGal/h
p1	2	4:14:46	7	-0,022
p2	3	3:27:31	6	-0,012
p3	3	3:04:23	7	-0,012
p4	4	9:10:45	11	-0,001
p5	5	4:04:02	5	-0,013
p6	5	3:16:35	7	0,005
p7	8	3:02:18	6	-0,008
p8	8	3:48:08	4	-0,001
p9	9	3:33:03	7	-0,005
p10	9	3:02:23	6	0,001
p11	10	9:20:33	12	-0,001
p12	11	4:29:44	5	-0,001
p13	11	5:22:39	8	-0,004
p14	12	3:02:53	5	0,01
p15	12	2:55:53	5	-0,003
p16	16	4:32:55	7	-0,009
p17	16	2:49:26	5	0,007
p18	17	2:12:27	1	-0,034
p19	17	3:31:25	5	-0,003
p20	18	3:24:23	6	-0,015
p21	19	3:20:41	3	-0,019
	19		Unión Bases	

Tabla 8.2 Duración y deriva de los programas de medición de la campaña de 2011.

En la Tabla 8.3 se indican las estaciones leídas en cada programa, así como el número de veces que ha resultado finalmente medida cada estación, ya que aquellas con lecturas más dudosas han sido repetidas un mayor número de veces.



INFORME SOBRE EL ESTUDIO DE MICROGRAVIMETRÍA RELATIVA 4D EN EL KARST DE LA SIERRA DE LAS NIEVES (MÁLAGA). 2011-2012. J. L. Plata

		M	X	J	V	L	M	X	J	V	M	X	J	V									
	día	2	3	4	5	8	9	10	11	12	16	17	18	19									
Est.	programa	1	2	3	4	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	repeticiones																						
32	6		1			1	1												1	1		1	32
1	5	1	1					1												1		1	1
2	5	1	1						1											1		1	2
8	4	1	1	1																	1		8
3	4		1			1			1												1		3
7	5	1	1												1					1	1		7
4	5	1	1			1														1	1		4
5	4	1	1							1											1		5
6	3	1					1									1							6
9	4		1	1					1												1		9
10	3									1				1	1								10
11	3									1				1				1					11
12	4			1			1	1											1				12
13	3						1			1				1									13
20	3			1	1					1													20
21	3									1				1	1								21
22	3						1	1	1														22
24	3						1	1						1									24
23	3						1	1						1									23
19	3						1	1		1													19
14	4						1							1		1		1					14
15	3						1	1										1					15
16	3								1					1		1							16
17	4								1	1				1					1				17
18	3								1							1		1					18
25	4								1					1		1		1					25
26	3								1					1		1		1					26
27	3								1					1		1		1					27
28	2								1									1					28
29	2												1					1					29
30	2												1					1					30
31	5						1	1					1	1	1								31
33	3						1						1	1									33
34	3						1	1					1										34
35	3						1						1	1									35
36	3						1	1					1										36
37	3						1						1	1									37
38	2						1						1										38
	Nº estaciones	7	6	7	11	8	7	6	4	7	6	12	5	8	5	5	7	5	1	5	6	3	

Tabla 8.3 Estaciones leídas en cada programa de la campaña de 2011. El color de las estaciones codifica el itinerario al que pertenece.

Las lecturas pertenecientes a cada ciclo se han anotado en los correspondientes estadillos, que se encuentran recogidos en el ANEXO DIGITAL (formato pdf). El número que sigue a cada estación hace

referencia a su repetición. Así, en el ejemplo de la Figura 8.6 se trata de la tercera medición efectuada en la estación 4, de la segunda en la estación 3 y 32, y de la primera de las estaciones 22 y 24. En el estadillo sólo se deja constancia de las lecturas finales de cada ciclo, siendo un resguardo de seguridad de los valores grabados digitalmente en el correspondiente fichero *.txt.

-- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA --
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA
PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA

ESTADO Nº
 Área Sierra de las Nieves Fecha 5-8-11 Observador Sr. Lorenzo
 Gravímetro SCINTREX Cte, K = Tiempo

ESTACIÓN	DESCRIPCIÓN	T	HORA	LECTURA	Correcciones			GRAVEDAD
					LS	D	Total	
100.1			6.30	3788.364				
100.1				365				
100.1				365				
100.1				366				
100.1			6.36	3788.366				
4.3			6.59	3769.170				
4.3				170				
4.3				168				
4.3				169				
4.3			7.05	3769.170				
3.2			7.20	3770.909				
3.2				91				
3.2				911				
3.2				912				
3.2			7.26	3770.912				
32.2			7.48	3786.283				
32.2				284				
32.2				286				
32.2				285				
32.2			7.55	3786.285				
22.			8.24	3769.061				
22				062				
22				061				
22				063				
22			8.31	3769.063				
24			8.47	3762.109				
24				109				
24				112				
24				112				
24			8.53	3762.114				

Fig. 8.6 Ejemplo de estadillo de campo, donde se anota la hora inicial y lectura de cada ciclo.

Los parámetros utilizados en el gravímetro CG5 han sido los siguientes:

```

/      CG-5 SURVEY
/      Survey name:  SIERRA NIEVES 1
/      Instrument S/N: 9122
/      Client:
/      Operator:
/      Date:          2011/ 8/ 2
/      Time:          06:25:40
/      LONG:          5.0400000 W
/      LAT:           36.4000000 N
/      ZONE:          30
/      GMT DIFF.:    0.0

/      CG-5 SETUP PARAMETERS
/      Gref:          0.000
/      Gcal1:         8937.782
/      TiltxS:        430.545
/      TiltyS:        424.105
/      TiltxO:        45.104
/      TiltyO:        -44.814
/      Tempco:        -0.141
/      Drift:         0.265
/      DriftTime Start: 09:20:05
/      DriftDate Start: 2011/08/01

/      CG-5 OPTIONS
/      Tide Correction: YES
/      Cont. Tilt:     YES
/      Auto Rejection: YES
/      Terrain Corr.:  NO
/      Seismic Filter: YES
/      Raw Data:       NO
    
```

Quedando grabadas las variables:

LINE	STATION	ALT	GRAV	SD	TILTX	TILTY	TEMP	TIDE	DUR	REJ	TIME	DEC.TIME	TERRAIN	DATE
------	---------	-----	------	----	-------	-------	------	------	-----	-----	------	----------	---------	------

que fueron definidas en el apartado **5.2 Sistema de lectura y grabación de datos**. En la columna LINE se indica el número de repetición. En la columna ALT ha quedado registrada la temperatura ambiente. Los valores Terrain no han sido introducidos. El fichero generado se denomina **campaña2011 completa.txt**, que ha sido pasado a formato xls. **campaña2011 completa.xls**. El siguiente listado es un ejemplo de fichero txt correspondiente a parte de los datos del estadillo de la Figura 8.6:

```

/-----LINE-----STATION--- --ALT.--- --GRAV.- --SD.- -TILTX--TILTY-TEMP---TIDE---DUR-REJ-----TIME----DEC.TIME+DATE--TERRAIN---DATE
0.000000 100.000000 31.2986 3788.361 0.006 -2.2 -2.7 1.28 0.065 90 0 06:24:24 40728.26652 0.0000 2011/08/05
0.000000 100.000000 31.7869 3788.361 0.006 -3.8 -4.8 1.23 0.065 90 0 06:26:04 40728.26767 0.0000 2011/08/05
0.000000 100.000000 32.2752 3788.361 0.005 -4.8 -6.5 1.17 0.064 90 0 06:27:40 40728.26878 0.0000 2011/08/05
0.000000 100.000000 32.0310 3788.360 0.005 -5.0 -6.8 1.13 0.064 13 1 06:29:17 40728.26990 0.0000 2011/08/05
/-----LINE-----STATION--- --ALT.--- --GRAV.- --SD.- -TILTX--TILTY-TEMP---TIDE---DUR-REJ-----TIME----DEC.TIME+DATE--TERRAIN---DATE
1.000000 100.000000 32.2752 3788.364 0.006 -1.5 -1.6 1.07 0.063 90 0 06:30:00 40728.27040 0.0000 2011/08/05
1.000000 100.000000 32.5193 3788.365 0.007 -2.2 -3.3 1.01 0.063 90 0 06:31:40 40728.27156 0.0000 2011/08/05
1.000000 100.000000 32.5193 3788.365 0.007 -3.5 -4.5 0.96 0.062 90 0 06:33:16 40728.27266 0.0000 2011/08/05
1.000000 100.000000 32.7635 3788.366 0.005 -4.7 -5.7 0.92 0.062 90 0 06:34:52 40728.27377 0.0000 2011/08/05
1.000000 100.000000 33.2517 3788.366 0.005 -6.0 -6.4 0.88 0.061 90 0 06:36:29 40728.27490 0.0000 2011/08/05
/-----LINE-----STATION--- --ALT.--- --GRAV.- --SD.- -TILTX--TILTY-TEMP---TIDE---DUR-REJ-----TIME----DEC.TIME+DATE--TERRAIN---DATE
0.000000 4.000000 30.8103 3769.170 0.005 3.6 0.3 1.23 0.054 90 0 06:55:04 40728.28778 0.0000 2011/08/05
0.000000 4.000000 30.5662 3769.172 0.006 7.0 0.0 1.23 0.053 90 0 06:56:44 40728.28894 0.0000 2011/08/05
0.000000 4.000000 30.5662 3769.171 0.006 7.8 -0.1 1.21 0.053 22 1 06:58:21 40728.29006 0.0000 2011/08/05
/-----LINE-----STATION--- --ALT.--- --GRAV.- --SD.- -TILTX--TILTY-TEMP---TIDE---DUR-REJ-----TIME----DEC.TIME+DATE--TERRAIN---DATE
3.000000 4.000000 30.0779 3769.170 0.005 -1.2 -0.6 1.17 0.052 90 0 06:59:15 40728.29068 0.0000 2011/08/05
3.000000 4.000000 29.8338 3769.170 0.004 0.5 -0.9 1.11 0.051 90 0 07:00:55 40728.29184 0.0000 2011/08/05
3.000000 4.000000 29.5896 3769.168 0.004 2.1 -1.2 1.05 0.051 90 0 07:02:31 40728.29294 0.0000 2011/08/05
3.000000 4.000000 29.5896 3769.169 0.005 3.4 -1.5 0.99 0.050 90 0 07:04:07 40728.29405 0.0000 2011/08/05
3.000000 4.000000 29.3455 3769.170 0.005 4.6 -1.7 0.95 0.049 90 0 07:05:44 40728.29518 0.0000 2011/08/05
    
```

Puesto que el gravímetro ha estado funcionando de la manera más continúa posible (incluso en alguna parada esporádica entre programas y durante la noche, excepto evidentemente durante su transporte), estos datos han sido depurados, dejando en el fichero **campaña2011 programas.xls** solamente los pertenecientes a las lecturas en las estaciones, y añadiendo la variable PRG, indicadora del número de programa al que pertenece cada lectura. Este fichero es la base para los cálculos posteriores. En el ANEXO DIGITAL de este Informe se recogen los ficheros generados en el gravímetro.

LINE	STATION	T°C	GRAV	SD	TILTX	TILTY	TEMP	TIDE	DUR	REJ	TIME	DEC.TIME	DATE	PRG
------	---------	-----	------	----	-------	-------	------	------	-----	-----	------	----------	------	-----

En el apartado **5.5 Verificaciones efectuadas sobre el comportamiento del gravímetro utilizado** se indican los valores de las variable de control SD, TILTX, TILTY, TEMP y REJ durante toda la campaña (Figuras 5.8, 5.9, 5.24 y 5.25), no habiéndose apreciado ningún comportamiento anormal del instrumento. En la Figura 8.7 se reproducen los valores de la desviación estándar SD por programas; este indicador del ruido micro sísmico o vibraciones ha permanecido con valores entre 0.01 y 0.03 mGal para casi todas las lecturas, lo que indica buenas condiciones de medición.

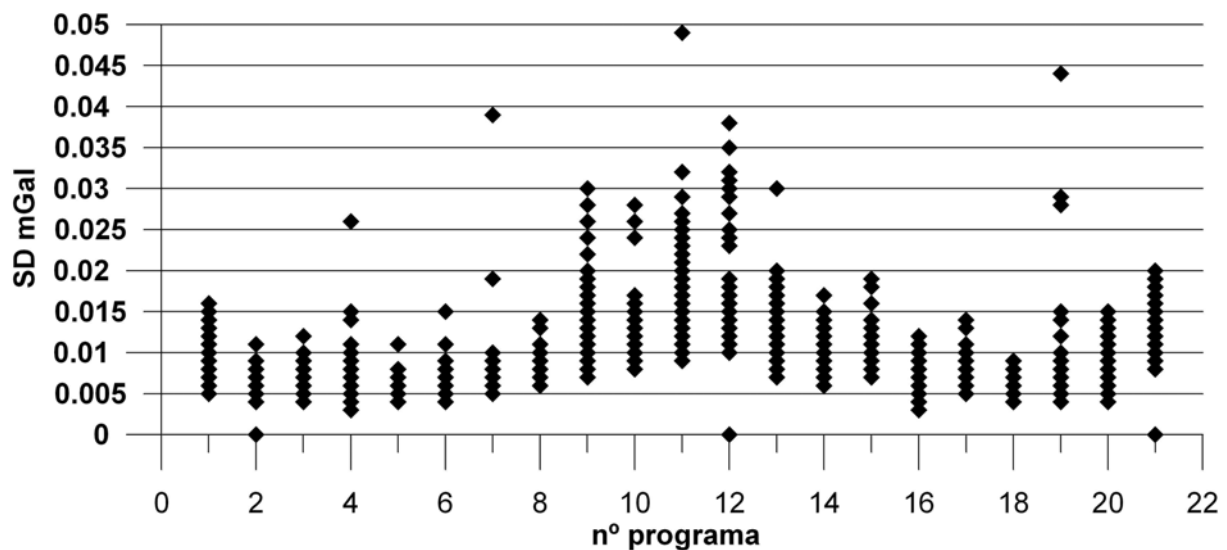


Fig. 8.7 Valores de SD para todas las lecturas efectuadas en los programas de la campaña de 2011.

En la Figura 8.8 se indica el rango de lecturas a que ha sido sometido el gravímetro en cada programa, incluyéndose las lecturas efectuadas durante la noche en Ronda. Desde Madrid, con 4239 mGal (lectura CG5), el instrumento ha tenido que adaptarse a una disminución de más de 400 mGal. En cada programa su variación ha sido del orden de 28 mGal, con anomalías de hasta 158 mGal cuando se ha medido en las cotas más altas. Como ya ha sido comentado en otros capítulos, esta amplia variación no es una condición ideal para estudios de microgravimetría, ya que el muelle sensor del instrumento se ve sometido a oscilaciones que pueden hacer incrementar su deriva de trabajo.

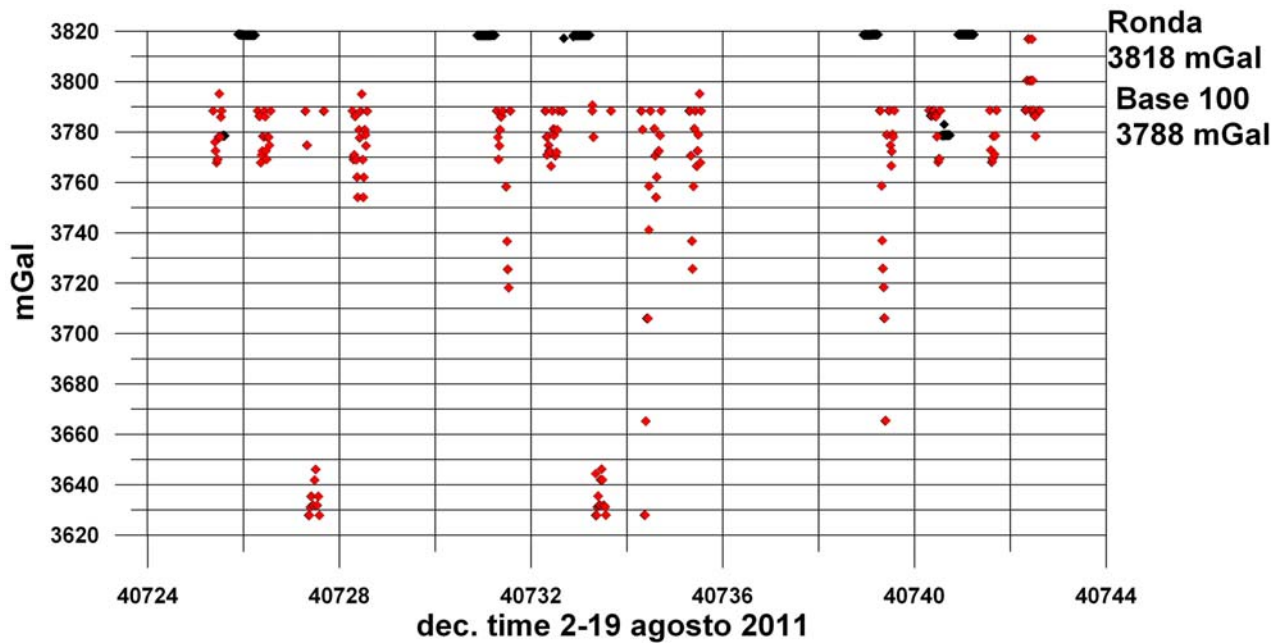


Fig. 8.8 Comparativa de todos los valores de gravedad leídos durante la campaña de 2011, clasificados por días.

El proceso de datos consta de las siguientes etapas:

- sustitución de la corrección LS de Longman por la CLS según ETGTAB y carga oceánica por FES.
- Selección del ciclo de lectura de cada determinación en base y estación
- Cálculo de la deriva de trabajo con los ciclos seleccionados en base para cada programa
- Aplicación de la deriva de trabajo a todos los ciclos leídos en las estaciones de cada programa
- Cálculo de la anomalía por diferencia de valores seleccionados en estación y apertura en base
- Análisis de las anomalías obtenidas por repetición y selección del valor final para cada estación.

8.3 Verificación de la necesidad de corrección por presión atmosférica

La estación meteorológica de la Agencia Estatal de Meteorología más próxima a la zona para la que se dispone de datos es la de Grazalema (coordenadas UTM H30 X:288493, Y:4071118; coordenadas geográfica 5.369444, 36.761667; cota 900 m), para la que la AETMET nos ha proporcionado (a través del Convenio suscrito con el IGME) los datos de variación de presión cada diez minutos durante el mes de agosto. Los datos del fichero original PRESION_10MIN.txt (en el que la hora está expresada en UTC (Tiempo Universal Coordinado, al igual que en los ficheros de gravimetría) han sido pasados al fichero **PRESION 2011.xls**, en el que se ha añadido la conversión de presión en gravedad mediante la ecuación indicada en el apartado **4.3 Corrección de presión atmosférica**:

$$\text{Gravedad } (\mu\text{Gal}) = \text{presión (hPa)} \times 0.34$$

Se ha tomado como referencia el primer valor (día 1, 0:00 h), añadiendo así mismo una columna de tiempo acumulado en minutos con finalidad de grafismo. La variación de presión y la correspondiente variación de gravedad para todo el mes están reflejadas en la Figura 8.9, apreciándose que las correcciones máximas no sobrepasan los 2 μGal (respecto el tiempo inicial).

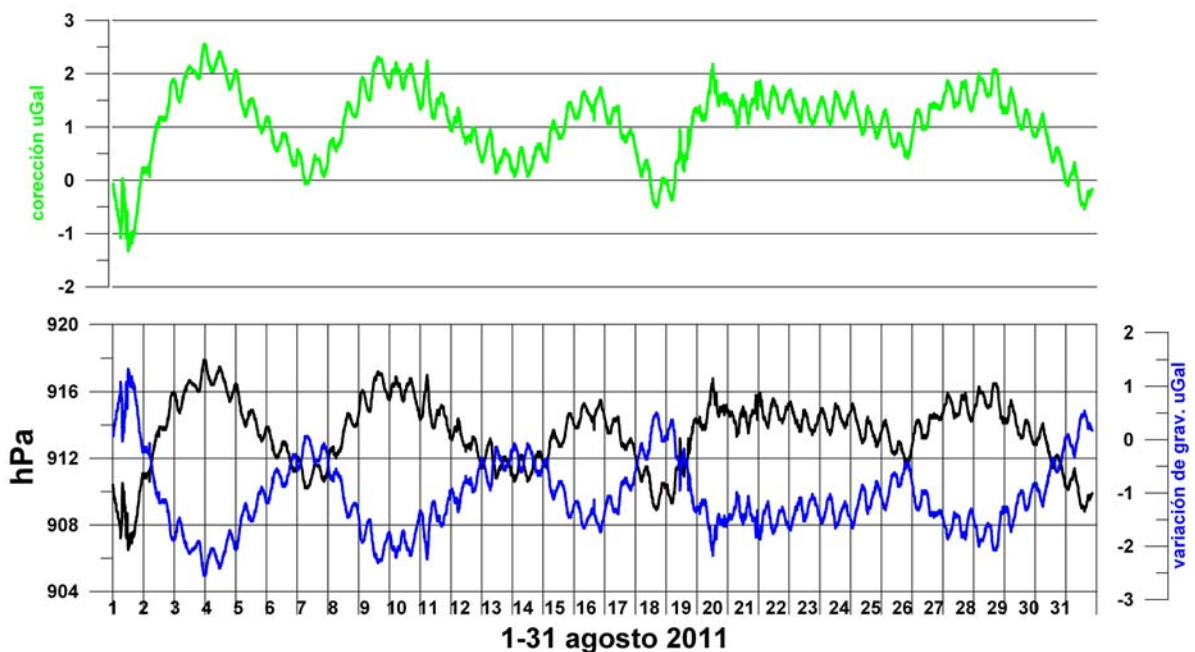


Fig. 8.9 Variación de presión atmosférica y la correspondiente corrección de gravedad en la estación meteorológica en Grazalema de la AEMET durante el mes de agosto de 2011.

Durante la realización de los programas de medida lo que hay que tener en cuenta es la variación respecto del momento inicial de apertura en base; como puede verse en la Figura 8.10 para uno de los días, en el tiempo de duración de un programa de gravimetría la presión varía muy poco, suponiendo para cualquier día y programa una corrección prácticamente constante e inferior a 0.5 μGal . En el ANEXO III pueden verse los gráficos correspondientes a cada día de la campaña.

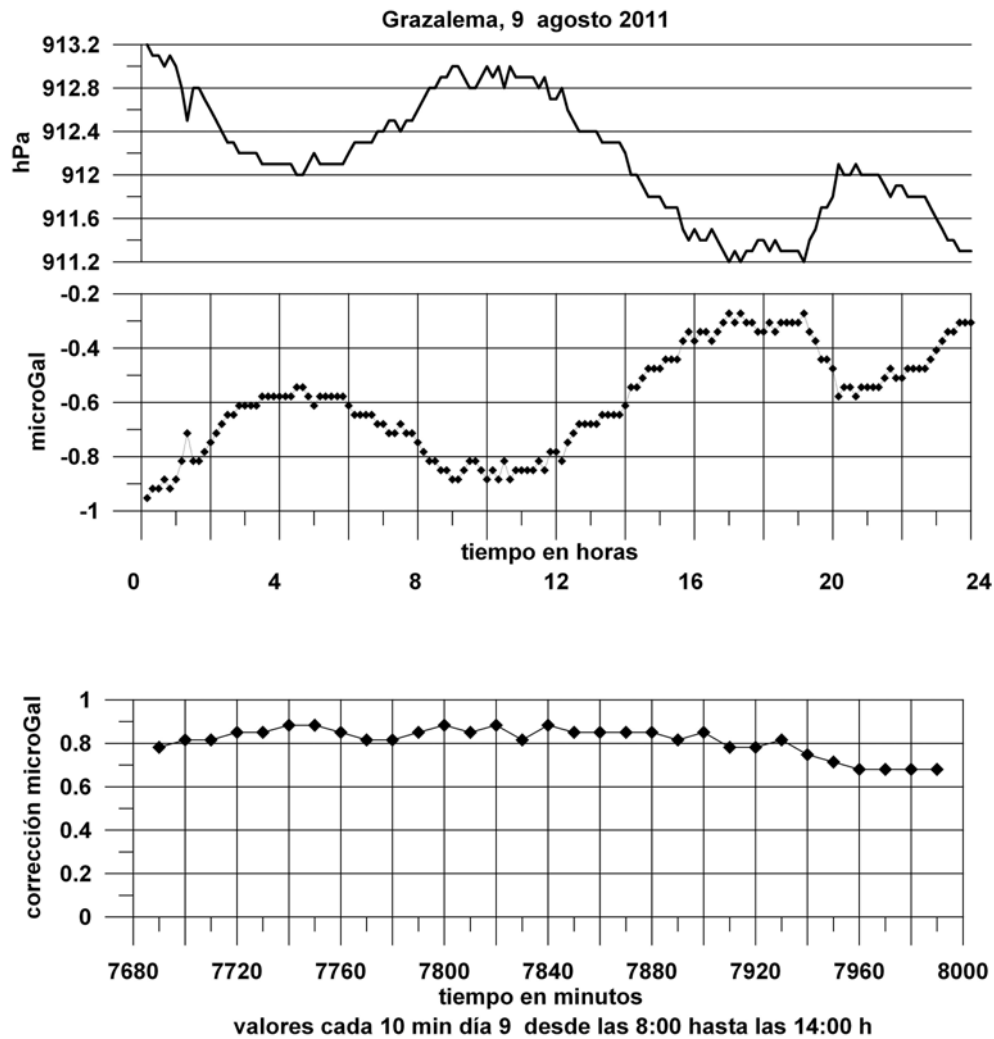


Fig. 8.10 Variación de presión y la correspondiente variación de gravedad el día 9 de agosto de 2011. En el gráfico inferior se indican las correcciones de gravedad que habría que aplicar en un programa de lecturas efectuado de 8 a 14 h.

En consecuencia, no es necesario proceder a la corrección de gravedad debida a los cambios de presión atmosférica.

8.4 Inclusión de la corrección Luni-Solar y por carga oceánica

Las lecturas del gravímetro (variable GRAV) proporcionan un valor de gravedad corregido de variación Luni-Solar según las ecuaciones de Longman (ver apartados **4.1 Corrección de marea** y **4.2 Corrección de carga oceánica**), que viene recogida en la variable TIDE en mGal. Esta corrección ha sido eliminada (sustrayendo en los ficheros de datos al valor GRAV el valor TIDE, creando una nueva columna grav-tide), procediéndose a efectuar la corrección Luni-Solar según el método ETGTAB y la de carga oceánica según el sistema FES, calculadas mediante el programa Quick Tide Pro. A cada estación se le ha aplicado una corrección $ls+co$ de acuerdo con su posición geográfica (según se indicó en el apartado **7.5 Delimitación de sectores para corrección Luni-Solar y de carga oceánica**). A partir de los datos calculados cada 2 minutos, el valor de corrección se ha interpolado al tiempo exacto de cada lectura, obteniéndose los valores $g+ls+co$, gravedad con la que se opera en el resto de los cálculos de anomalías. Los cálculos de interpolación están incluidos en cada fichero de programa, dentro de la hoja Inter.

8.5 Criterio para la selección de lecturas

El procedimiento seguido para efectuar las mediciones consiste en que una vez que el gravímetro se ha colocado correctamente en su posición y se ha nivelado, se procede a efectuar uno o dos ciclos de lecturas, tras lo cual se revisa la nivelación y se comienza la secuencia normal de medición. El tiempo necesario para esta operación de inicio es de unos pocos minutos, sensiblemente el mismo con independencia de la estación. Cada ciclo de lecturas es de 90 s y proporciona un valor del parámetro GRAV, interrumpiendo normalmente la medición a los cinco ciclos, aunque ocasionalmente se han efectuado más ciclos cuando se observa una diferencia excesiva entre lecturas sucesivas. En principio, cabría esperar que al cabo de un tiempo el instrumento se estabilizara y las lecturas sucesivas (corregidas de variación Luni-Solar y carga oceánica) no presentaran mayor variación que la debida a la resolución instrumental ($\pm 1 \mu\text{Gal}$). Sin embargo, según ha sido ya comentado sobre el comportamiento del gravímetro Scintrex CG5, apartado **5.5.9 Estabilización en los programas de lecturas. Influencia en el cálculo de anomalías**, dicha estabilización no siempre se produce, dependiendo fundamentalmente del tipo de desplazamiento que ha sufrido el instrumento: duración del mismo, estado del camino, diferencia de gravedad entre sucesivas estaciones, etc., dando lugar a que entre las lecturas pueda haber diferencias superiores a los $10 \mu\text{Gal}$, normalmente en sentido ascendente, para tiempos de lectura de unos 10 minutos. En gravimetría ordinaria, en la que raramente se efectúa más de un ciclo de lecturas y sólo se considera la cifra de las cmGal, la rutina de campo hace que se tome la lectura siempre a aproximadamente mismo tiempo desde que se instala el aparato, obteniéndose precisiones de ± 0.020 mGal. Este sería el criterio adecuado si el comportamiento del instrumento fuera aceptablemente el mismo en todas las lecturas; puesto que se ha observado que esto no es así cuando se considera la precisión requerida en microgravimetría, se ha diseñado un sistema para selección de las lecturas, basado en dos tipos de criterios:

- si la lectura tiende a estabilizarse, o incluso es estable (en el sentido de valores con diferencias de $\pm 1 \mu\text{Gal}$) durante al menos tres ciclos de lectura consecutivos, se puede adoptar un valor correspondiente a dicho intervalo o su promedio.
- si las lecturas no se estabilizan, se comprueba que el ratio de variación sea aproximadamente el mismo en las estaciones y en base, adoptando las lecturas correspondientes al mismo tiempo desde el inicio de los ciclos.

Como se concluyó del análisis efectuado en el apartado **5.5.9 Estabilización en los programas de lecturas. Influencia en el cálculo de anomalías**, la casuística de posibles situaciones es incontrolable, no permitiendo definir una operativa de trabajo incuestionable. Es decir, que dada la gran desigualdad entre los comportamientos del gravímetro en cada ocasión, no es factible adoptar un único criterio para la selección de lecturas representativas de la gravedad con el error que en teoría permite su precisión instrumental, lo que, por una parte hace que el proceso contenga cierta carga de subjetividad, y por otra que se vea posiblemente distorsionado por el número de ciclos efectuado.

Las lecturas más críticas son las efectuadas en la base, ya que de ellas depende tanto el cálculo de la deriva como el de las propias anomalías. La mejor forma para apreciar el comportamiento del gravímetro y

seleccionar las lecturas es a través de su visualización gráfica. En la Figura 8.11 se da un ejemplo de programa con gran estabilidad de las lecturas: en la apertura y cierre en base se ha elegido la cuarta lectura, con una diferencia de gravedad de 14 μGal en un tiempo de 2 h 48 min, por lo que el gravímetro ha tenido en este programa una deriva de 5 $\mu\text{Gal}/\text{h}$. Las lecturas en todas las estaciones son también muy estables desde el primer ciclo. Con este tipo de comportamiento, es prácticamente indiferente la lectura que se elija, siendo una posibilidad tomar su promedio. Así, tomando la cuarta lectura para todas las estaciones, la anomalía (diferencia de gravedad entre base y estación) en la estación 4 es de -19.191 mGal; si se hubiera tomado cualquier otro valor de la estación 4, manteniendo la lectura adoptada para la apertura en la Base100, la anomalía oscila entre -19.189 y -19.192 mGal, con una desviación no superior a $\pm 2 \mu\text{Gal}$.

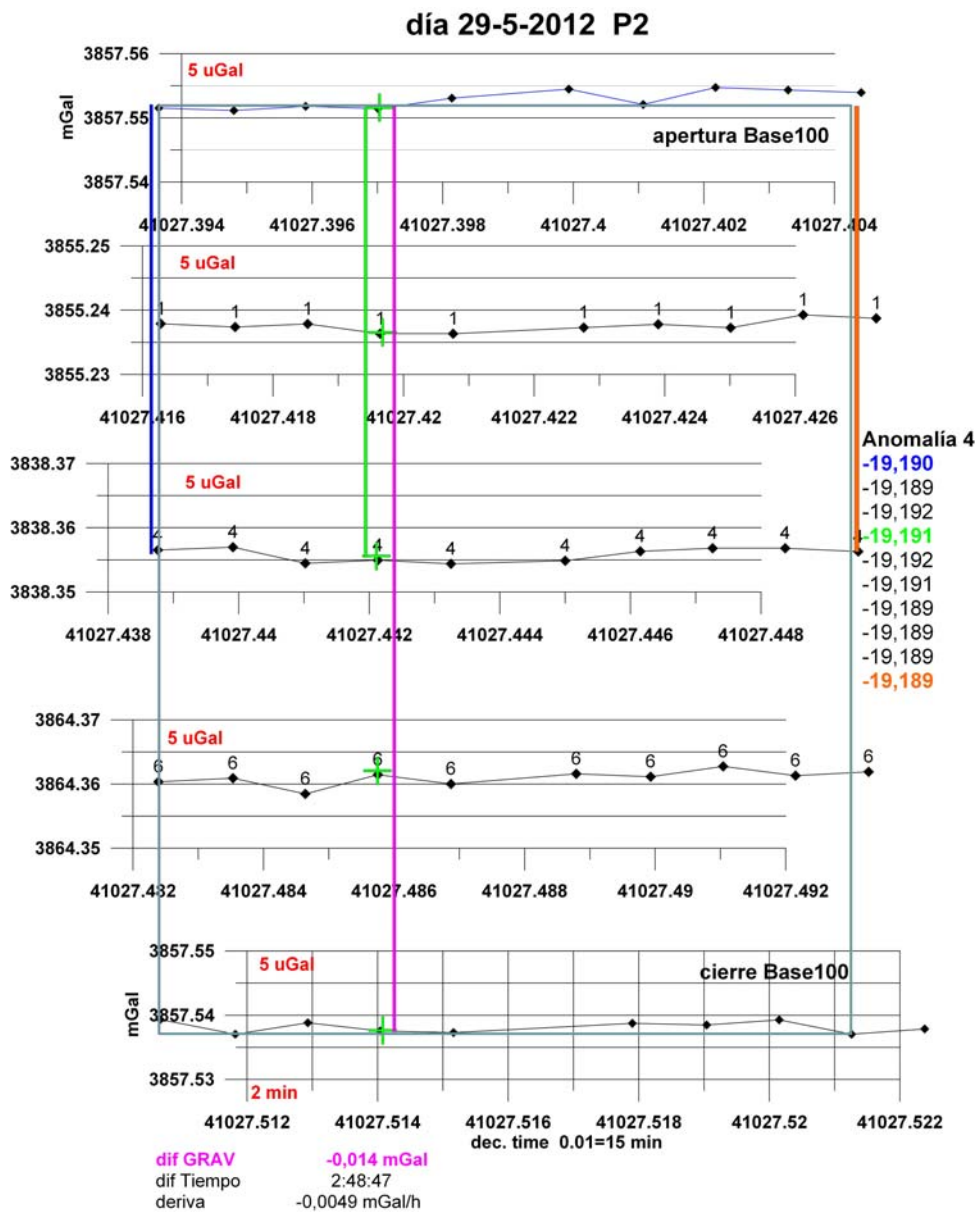


Fig. 8.11 Ejemplo del proceso de selección de lecturas cuando éstas son muy estables. La lectura seleccionada se indica por una cruz verde. Se han alineado los tiempos respecto de la lectura del primer ciclo de cada estación. La barra de color malva indica la diferencia de gravedad entre apertura y cierre en base, con la que se calcula la deriva de trabajo. En color verde se indica la anomalía utilizando las lecturas seleccionadas. Las restantes barras codifican la anomalía en la estación 4 (diferencia de gravedad entre las lecturas en la estación 4 y apertura en base) para el resto de las lecturas, respecto de la seleccionada en la apertura en Base. P2-2012.

Sin embargo, cuando el comportamiento no es tan estable, sino que las lecturas del gravímetro presentan mayor variación, pero con tendencias similares en base y en la estación, es más importante escoger las lecturas que correspondan a un mismo tiempo desde el inicio. En el ejemplo del programa de la Figura 8.12 las lecturas presentan una variación o deriva de estabilización del orden de 15 μGal en 15 minutos, pero sin embargo la variación de gravedad en la base en un tiempo de 1 h 45 minutos es de sólo 5 μGal , con deriva de 2.5 $\mu\text{Gal/h}$, la mitad que en el programa del ejemplo anterior. La deriva de estabilización hace crítica la selección de la lectura a combinar con la de apertura en base: para la correspondiente al mismo intervalo de tiempo (cuarta del segundo grupo de ciclos de lectura) la anomalía es de 19.191 mGal, pero cualquier otra lectura hubiera dado valores entre 19.202 y 19.188 mGal, con desviaciones que pueden superar los $\pm 6 \mu\text{Gal}$. Por lo tanto, cuando la deriva de lectura es sensiblemente la misma en todas las estaciones y base del programa, el criterio más seguro es de igual tiempo desde que se hace estación.

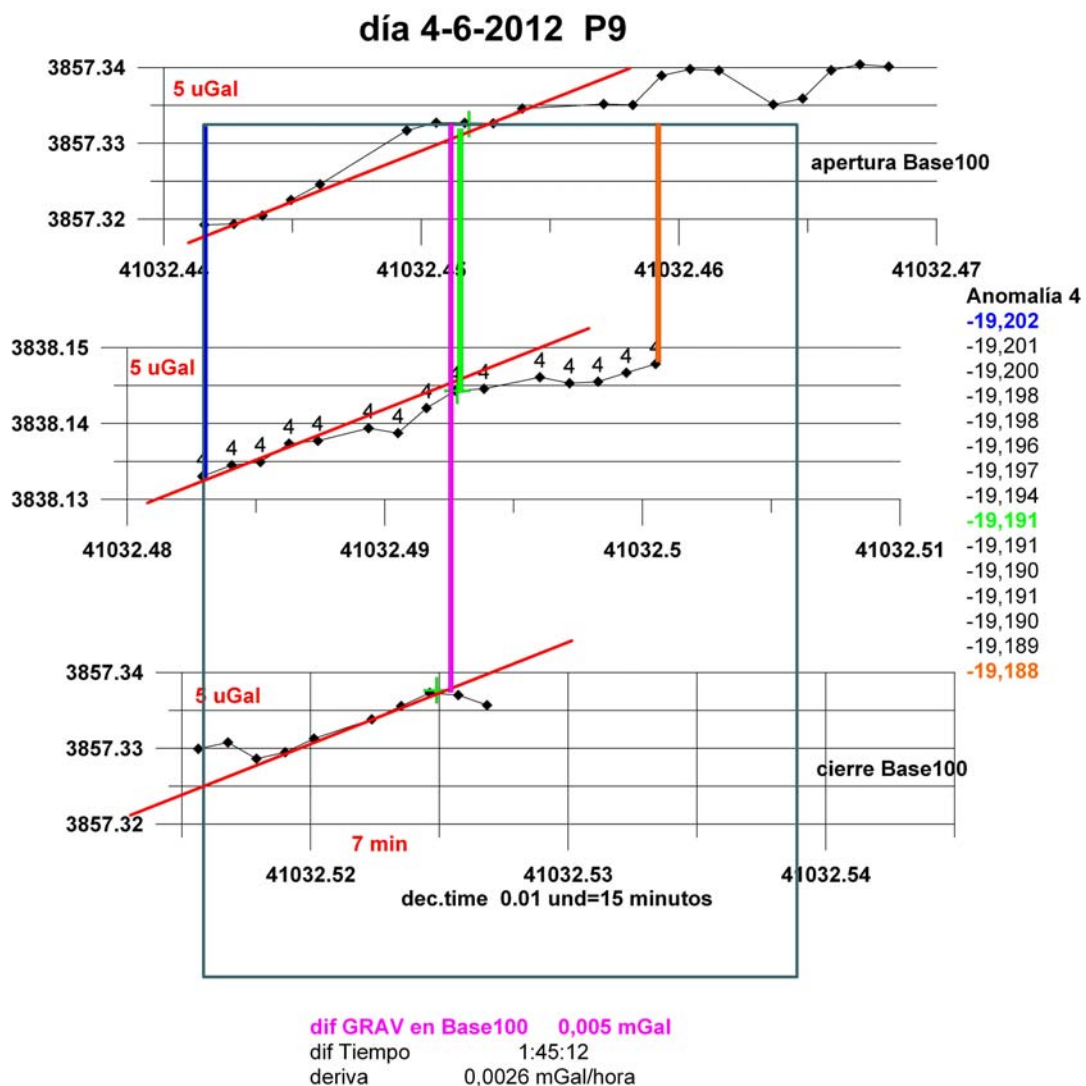


Fig. 8.12 Ejemplo del proceso de selección de lecturas en un programa inestable. La lectura seleccionada se indica por una cruz verde. Se han alineado los tiempos respecto de la lectura del primer ciclo de cada estación. La barra de color malva indica la diferencia de gravedad entre apertura y cierre en base. Las restantes barras codifican la anomalía en la estación 4 (diferencia de gravedad entre lectura en la estación 4 y apertura en base). P9-2012¹.

¹ Para los ejemplos de las Figuras 8.11 y 8.12 se han escogido programas de la campaña de 2012, ya que se efectuaron con mayor número de ciclos y queda más patente lo que desea explicarse.

Cuando el comportamiento del gravímetro no es el mismo en todas las lecturas del programa (base y estaciones) la selección es más insegura, dándose una amplia casuística. En la Figura 8.13 se propone un ejemplo del sistema seguido correspondiente al programa P1 efectuado el día 2 de agosto de 2011. La tendencia de las lecturas efectuadas en la base puede aceptarse que es la misma (línea de color azul) en apertura y cierre, habiéndose en este caso elegido las últimas lecturas de cada ciclo (que tienen una diferencia de unos 8-10 μGal respecto de la del primer ciclo).

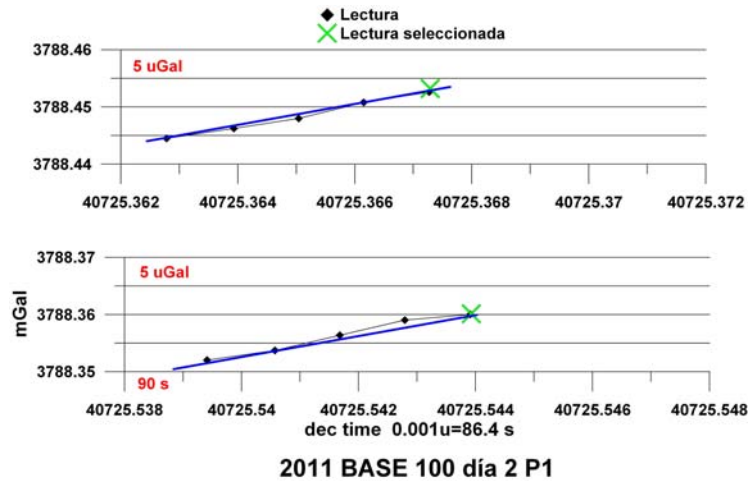


Fig. 8.13 Ejemplo del proceso de selección de lecturas en base. Parte superior: apertura; parte inferior: cierre. P1-2011.

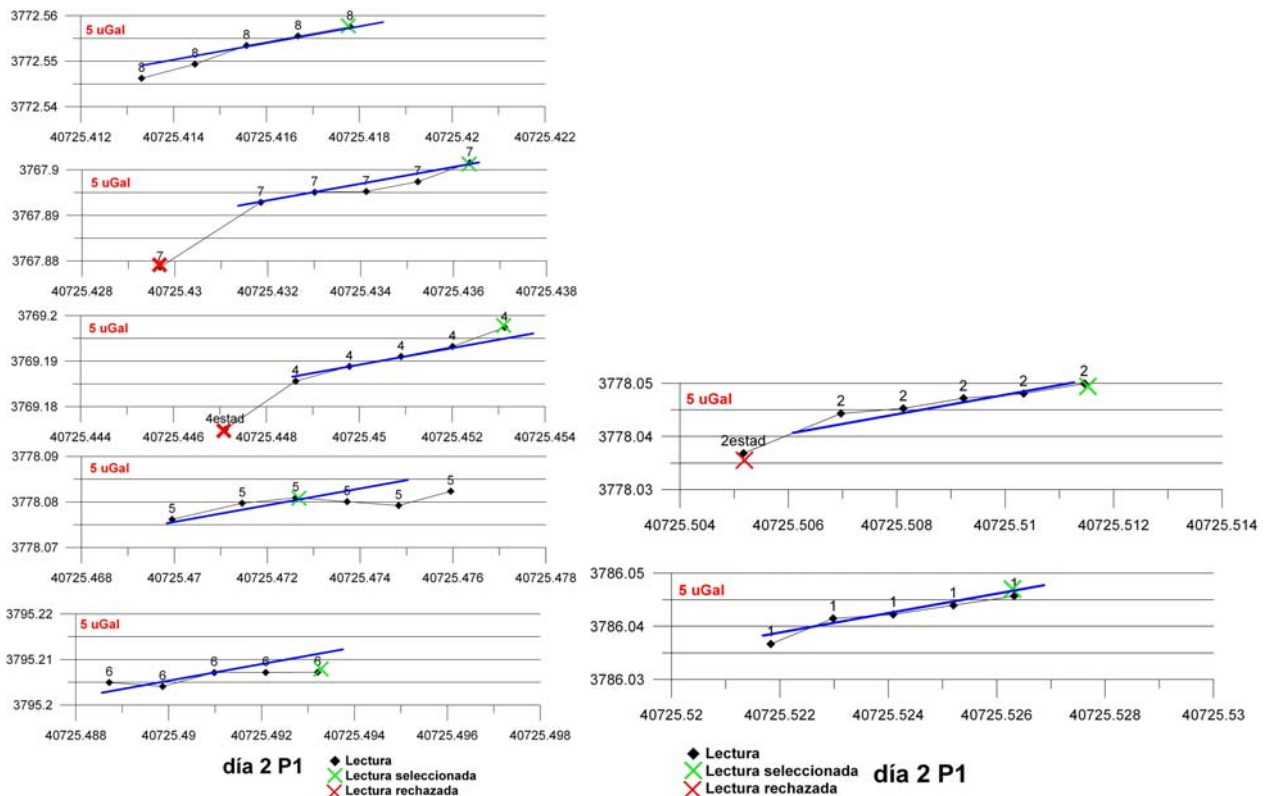


Fig. 8.14 Ejemplo del proceso de selección de lecturas en las estaciones del programa cuya apertura y cierre en base son las de la Figura 8.13. P1-2011. Las lecturas rechazadas pertenecen normalmente a las efectuadas en la fase inicial de verificación de la nivelación.

El gradiente de estabilización observado en la base se ha trasladado a las lecturas en las estaciones (Figura 8.14). Se aprecia que, en este programa de medidas, el comportamiento del gravímetro es

sensiblemente el mismo en las estaciones 8, 7, 4, 2 y 1, mientras que en las estaciones 5 y 6 se alcanza pronto la estabilización. La primera lectura de las estaciones 7, 4 y 2 no se considera válida, perteneciendo al periodo tras el estacionamiento del gravímetro y antes de comenzar los ciclos reales de medición. En este programa se han adoptado como lecturas para el cálculo las últimas de cada secuencia, a fin de hacerlas mejor comparables con las elegidas en la apertura en base; para las estaciones 5 y 6 se han seleccionado las más estables. Esta operación es decisiva para los resultados, ya que otra combinación de lecturas daría lugar a valores de anomalía (diferencia entre base y estación) que pueden oscilar hasta $\pm 10 \mu\text{Gal}$ para el ejemplo expuesto (combinando p.e. la primera lectura en base con la última de una estación o viceversa). Si en estos casos se tomara el valor medio de cada grupo de lecturas, a dicho valor habría que adjudicarle un error de $\pm 4 \mu\text{Gal}$ a $\pm 5 \mu\text{Gal}$; pero si en vez de cinco ciclos se efectuaran sólo dos, este error se vería ficticiamente reducido al orden de $\pm 1 \mu\text{Gal}$ a $\pm 2 \mu\text{Gal}$; y si solamente se tomara una lectura tanto en base como en estación, no existiría (aparentemente) tal error. Es decir, el problema que se plantea es el de efectuar una medida que por el funcionamiento intrínseco de tipo instrumental varía con el tiempo, con independencia de las causas externas de variación real de la gravedad, como fue más ampliamente estudiado en el apartado **5.5 Verificaciones efectuadas sobre el comportamiento del gravímetro utilizado.**

Otro ejemplo del tipo de comportamiento que puede observarse en el gravímetro es el de la Figura 8.15, perteneciente al programa P6, día 5 de agosto de 2011.

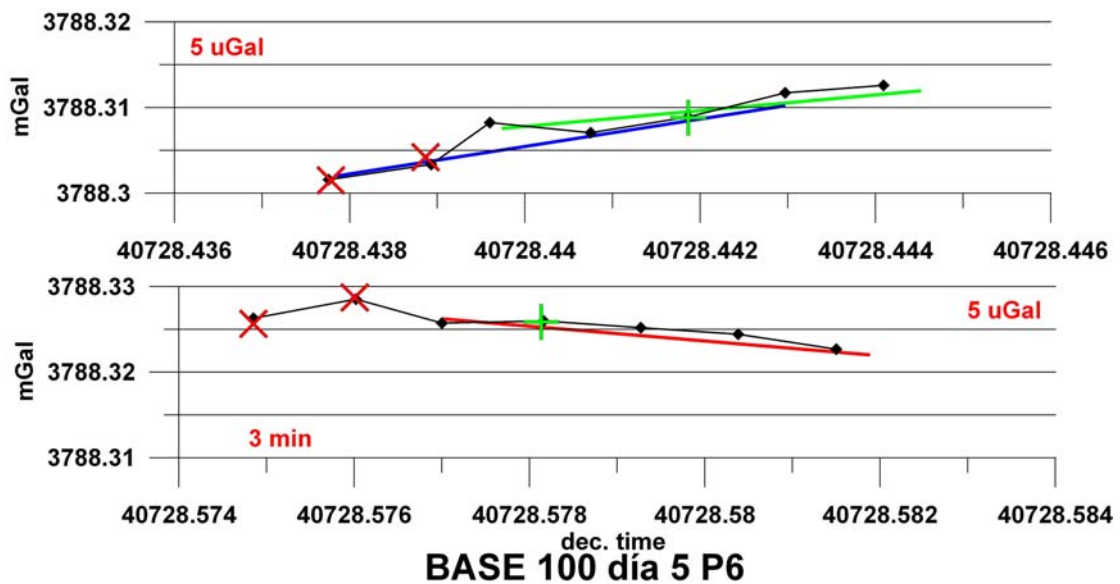


Fig. 8.15 Ejemplo del proceso de selección de lecturas en un programa cuya apertura y cierre en base tienen derivas opuestas. La línea azul es del mismo ratio que la variación de lecturas en el P1 (Fig. 8.13). Parte superior: apertura; parte inferior: cierre. P6-2011.

En este caso, la lectura de cierre en base sigue una pauta decreciente, aunque con buena estabilización de cuatro lecturas consecutivas, por lo se ha tomado el valor central de dicho intervalo. Las lecturas de apertura del programa pueden considerarse que tienen la misma cadencia creciente que la observada para el P1 de la Figura 8.13 (línea de color azul), o bien una tendencia más suave (línea de color verde) si no se consideran los dos primeros ciclos. Las lecturas rechazadas son lecturas preliminares, en las que no siempre se han mantenido los 90 s de duración del ciclo. En este caso, las lecturas seleccionadas en

apertura y cierre pertenecen a un tiempo diferente desde que se hace estación. En la Figura 8.16 se representan las lecturas efectuadas en las estaciones del programa P6, para las que se aprecia que puede adoptarse el criterio del tiempo con bastante precisión, aunque para las estaciones 22 y 23 no puede adaptarse el ratio de estabilización más suave observado en la apertura en base.

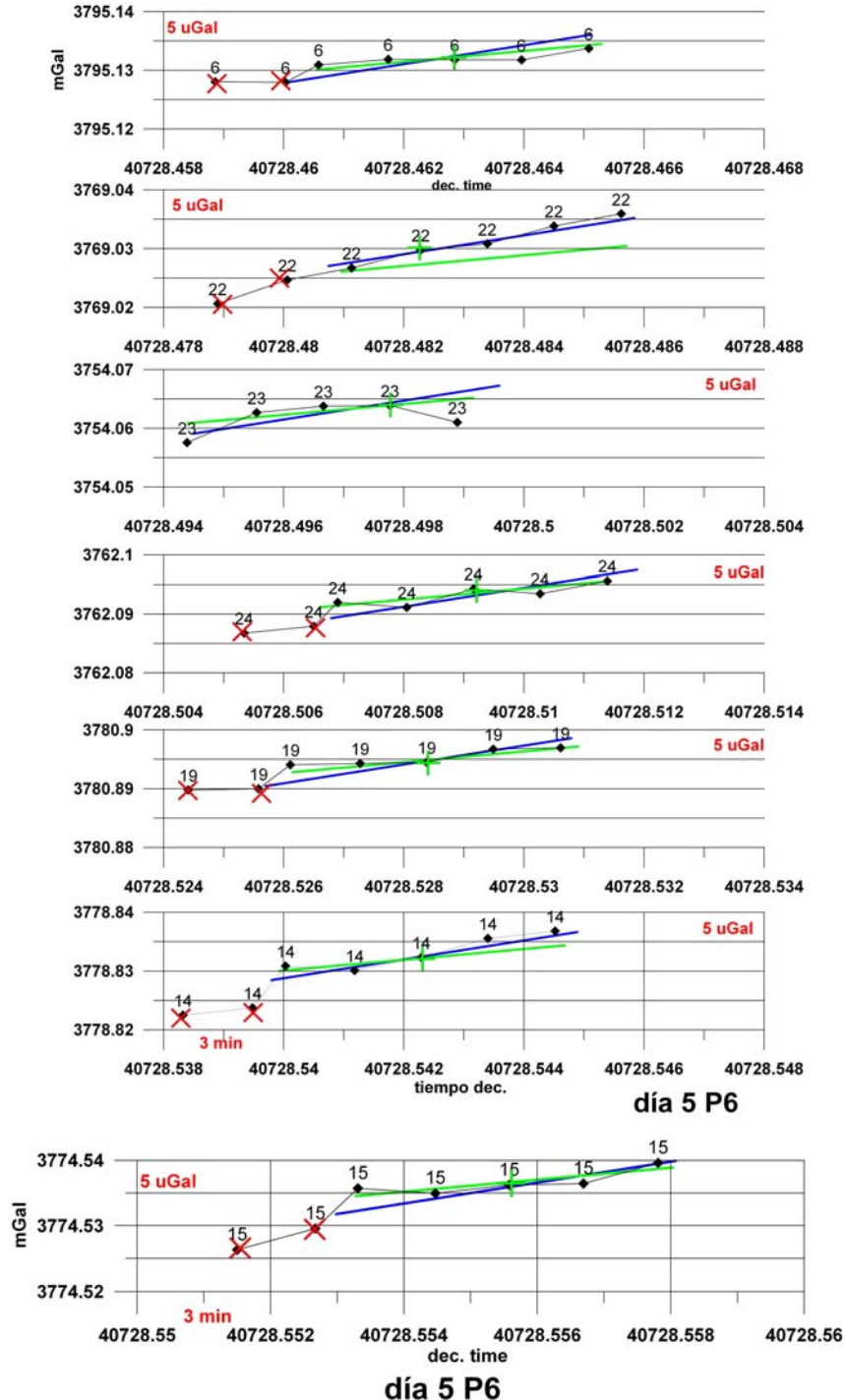


Fig. 8.16 Selección de lecturas en el programa P6, cuya apertura y cierre en base se indica en la Fig. 8.15. No en todas las estaciones se aprecia la misma deriva de lecturas, siendo la selección una combinación de criterios. P6-2011.

Finalmente (Figura 8.17), se pone otro ejemplo de comportamiento del gravímetro, observable en la lectura de apertura en la base del P19, día 17 de agosto de 2011, donde se estuvo midiendo durante unos 25

minutos, con 15 ciclos, ya que se apreció una tendencia de subida (línea azul) superior a la “normal” (línea verde), cuyo régimen alcanzó el gravímetro a partir del ciclo octavo. La lectura de cierre se “normalizó” antes, con una deriva de estabilización más baja. Se han seleccionado como lecturas de apertura y cierre la del octavo ciclo, aunque evidentemente pertenecen a ratios de estabilización diferentes.

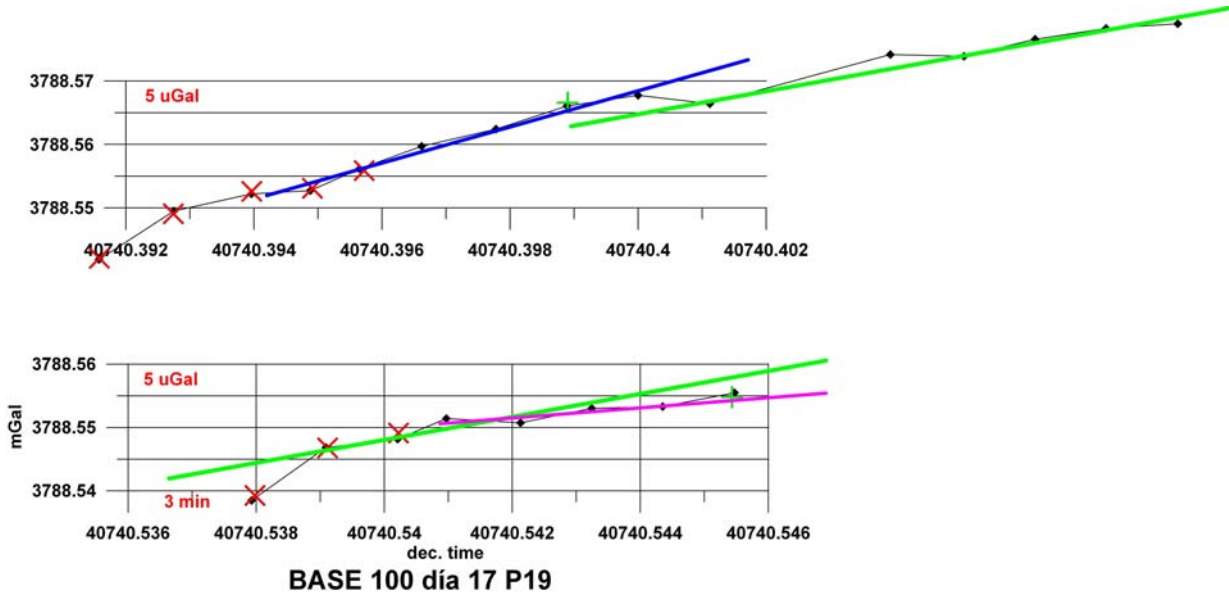


Fig. 8.17 Ejemplo de los diversos comportamientos (ratios de variación de las lecturas) del gravímetro, dificultando la selección de lecturas. P19-2011.

En definitiva, el comportamiento del gravímetro no es siempre idéntico, habiendo presentando diferencias en el ratio de estabilización en el rango desde -8 cmGal/h hasta 18 cmGal/h, que dependen fundamentalmente de las condiciones del transporte entre estaciones. Esto conlleva que el procedimiento de selección de lecturas tenga cierta subjetividad. En el ANEXO III se encuentran todos los gráficos de lecturas en la base y en las estaciones, en escalas homogéneas para todos los programas, así como un análisis de los ratios de estabilización en esta campaña.

8.6 Cálculo y corrección de la deriva de trabajo.

A partir del fichero general **campana2011 programas.xls** se han generado unos ficheros con el contenido de cada día X y programa Y, denominados **diaX PYco.xls**, en donde los datos se han distribuido en las siguientes hojas:

- deriva PY: valores correspondientes a las lecturas de apertura y cierre en base
- PY: valores de lecturas en las estaciones
- Anomalías PY: resumen de las anomalías calculadas con las lecturas seleccionadas
- Interpolación: cálculo de interpolación de la corrección LS y CO a cada tiempo de lectura

En la Tabla 8.4 se puede ver un ejemplo del cálculo de la deriva: una vez seleccionadas las lecturas, según los criterios anteriormente expuestos (valores sombreados en verde), se procede al cálculo de la diferencia de gravedad (corregida de LS y CO) entre la lectura de cierre y la de apertura (**3788,360-3788,453= - 0.093 mGal**) , a la diferencia de tiempo (**13:04:29- 8:49:43= 4:14:46= 15286 s**) y al cálculo de la deriva, tanto en mGal por segundo, por minuto y por hora (en el resultado, téngase en cuenta que la operación se realiza con todas las cifras decimales de los números, siendo la diferencia de gravedad-0.09256, como consecuencia del número de cifras utilizado en la CLS y CCO).

STATION	GRAV	TIDE	TIME	DATE	grav-tide	ls+co	g+ls+co
100	3788,442	-0,069	8:43:14	02/08/2011	3788,511	-0,067	3788,444
100	3788,443	-0,069	8:44:54	02/08/2011	3788,512	-0,066	3788,446
100	3788,445	-0,068	8:46:30	02/08/2011	3788,513	-0,065	3788,448
100	3788,447	-0,068	8:48:06	02/08/2011	3788,515	-0,064	3788,451
100	3788,449	-0,067	8:49:43	02/08/2011	3788,516	-0,063	3788,453
100	3788,354	0,091	12:58:00	02/08/2011	3788,263	0,089	3788,352
100	3788,356	0,092	12:59:40	02/08/2011	3788,264	0,090	3788,354
100	3788,359	0,093	13:01:16	02/08/2011	3788,266	0,090	3788,356
100	3788,361	0,093	13:02:52	02/08/2011	3788,268	0,091	3788,359
100	3788,363	0,094	13:04:29	02/08/2011	3788,269	0,091	3788,360

diferencia gravedad	-0,093	mGal
diferencia de tiempo	4:14:46	horas
tiempo en s	15286	segundos
deriva /s	-6,0551E-06	mGal/s
deriva /min	-0,0003633	mGal/minuto
deriva/h	-0,0217983	mGal/hora

Tabla 8.4 Ejemplo del cálculo de la deriva. Día 2 P1. En los ficheros se conservan todas las columnas originales, que han sido eliminadas en la tabla utilizada para este ejemplo.

El valor de la deriva en mGal/s será en empleo para la corrección de deriva en las estaciones, que se lleva a cabo en la hoja PY de los ficheros diaX PYco.xls (Tabla 8.5). Una vez corregidas las lecturas en las estaciones de variación Luni-Solar y de carga oceánica (según el método de interpolación ya descrito, columna **g+ls+co**), se introduce una nueva columna con las diferencias de tiempo entre cada lectura y la seleccionada para la apertura en base (**8:49:43** en el ejemplo del P1). Así, para la lectura seleccionada de

8.7 Cálculo de la anomalía relativa a11

En la misma hoja PY al valor de gravedad corregido de deriva se le resta del valor de apertura en base (3788,453 en el ejemplo, Tabla 8.5). Para la estación 8 se obtiene $3772,584 - 3788,453 = -15.868 \text{ mGal}$. Este cálculo se ha hecho para todas las lecturas, no solo para las seleccionadas, siendo su variación un índice de la estabilidad de lecturas, según se ha explicado anteriormente en los criterios de selección. Se han añadido además dos columnas indicando el número de programa (201 para el P1) y una clave (2 para la campaña de 2011), con finalidad de grafismo y clasificación posterior de anomalías.

En la hoja anomalías PY (Tabla 8.6) se resumen los datos de las anomalías para las lecturas seleccionadas en cada estación.

STATION	GRAV	DATE	ls+co	g+ls+co	corr Deriva	grav correg	anomalía	prog	clave
8	3772,554	02/08/2011	-0,022	3772,558	0,026	3772,584	-15,868	201	2
7	3767,899	02/08/2011	-0,003	3767,902	0,036	3767,938	-20,515	201	2
4	3769,194	02/08/2011	0,014	3769,197	0,045	3769,242	-19,210	201	2
5	3778,078	02/08/2011	0,035	3778,081	0,055	3778,136	-10,316	201	2
6	3795,206	02/08/2011	0,055	3795,207	0,066	3795,273	6,821	201	2
2	3778,050	02/08/2011	0,071	3778,050	0,076	3778,126	-10,327	201	2
1	3786,047	02/08/2011	0,082	3786,046	0,083	3786,129	-2,324	201	2

Tabla 8.6 Ejemplo del hoja Anomalías para el programa P1

En el ANEXO DIGITAL se recogen todos los ficheros con estos cálculos.

En la Figura 8.18 se compara la magnitud de las diversas correcciones de la lectura de gravedad en función del tiempo durante la duración de un programa de medidas (P1, de unas 4 horas). La corrección de marea o Luni-Solar es la de mayor amplitud (163 μGal), seguida de la corrección de deriva (93 μGal), y la de menor influencia es la de carga oceánica (6 μGal).

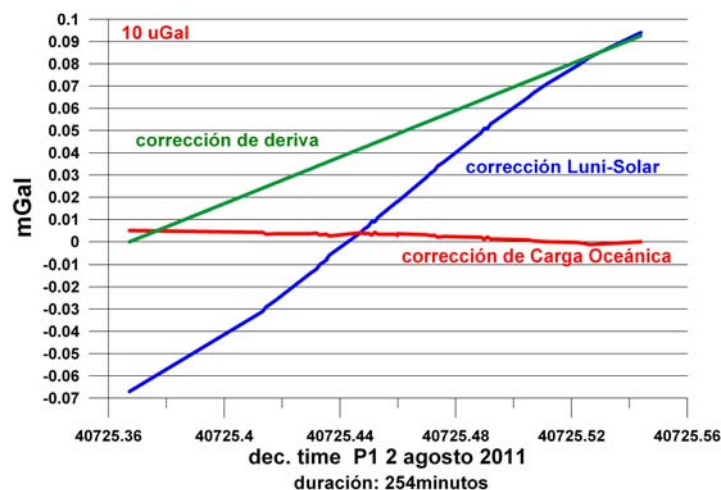


Fig. 8.18 Correcciones efectuadas a las lecturas en función del tiempo de duración del programa P1

Sin embargo, su variación durante el tiempo de medición en cada estación es muy pequeña para todas ellas (Figura 8.19). En la primera y última estación del P1 los valores leídos de gravedad (sin ninguna corrección) se incrementan en el mismo sentido que las correcciones, por lo que el sentido de la variación externa de la gravedad no es la razón de esta evolución, ya que entonces serían decrecientes y podrían

ser igualadas al corregirlas de factores externos. Una vez corregidas (Figura 8.20) los valores de gravedad siguen manifestando su tendencia a aumentar con el tiempo, por lo que es indudable que este efecto se debe al funcionamiento intrínseco del gravímetro. Es decir, las correcciones son importantes porque varían el valor “absoluto” de la gravedad, pero no influyen prácticamente en la evolución de las lecturas para cada ciclo.

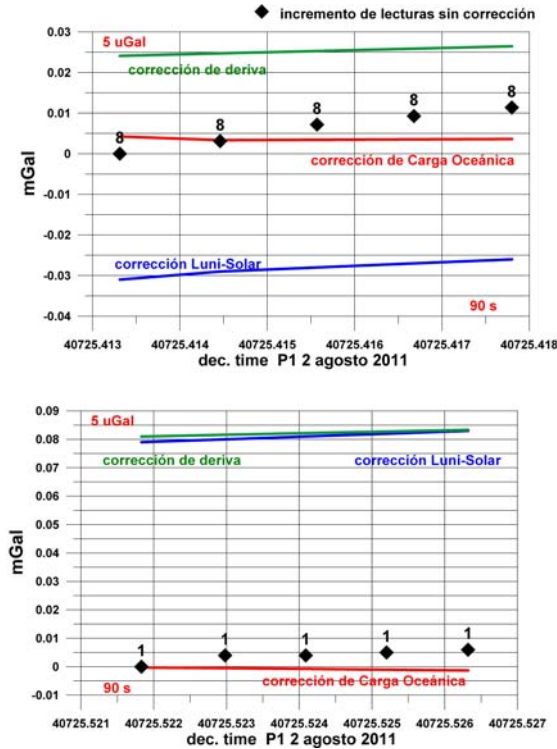


Fig. 8.19 Correcciones efectuadas a las lecturas primera (8) y última (1) estación del programa P1. Las lecturas sin corrección se representan en su variación relativa respecto del primer ciclo.

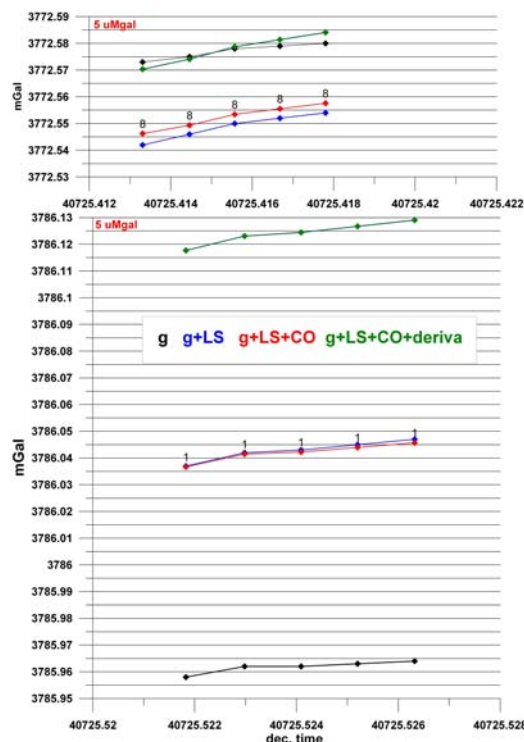


Fig. 8.20 Valores de gravedad sin corrección (g) y con las sucesivas correcciones para las lecturas en la primera (8) y última (1) estación del programa P1.

8.8 Control del gravímetro en la Base100

Todas las hojas “deriva PY” de los ficheros de cada programa “diaX PY.xls” se han reunido en la hoja “todas lecturas” del fichero B100 2011co.xls, pasando a la hoja “solo seleccionadas” las lecturas seleccionadas para apertura y cierre en base (cálculo de la deriva), calculándose nuevamente las derivas de trabajo de cada programa en cmGal/h, así como la deriva secular, entendiéndose por ésta la debida a la “recuperación” del gravímetro durante la noche (calculada por la diferencia de lecturas de apertura entre días sucesivos) según se explicó en el apartado 5.5.6 Efectos de la deriva residual: deriva secular o diaria y deriva de trabajo. Estos datos están recogidos en la Figura 8.21a, en la que todas las derivas se han expresado en cmGal/h.

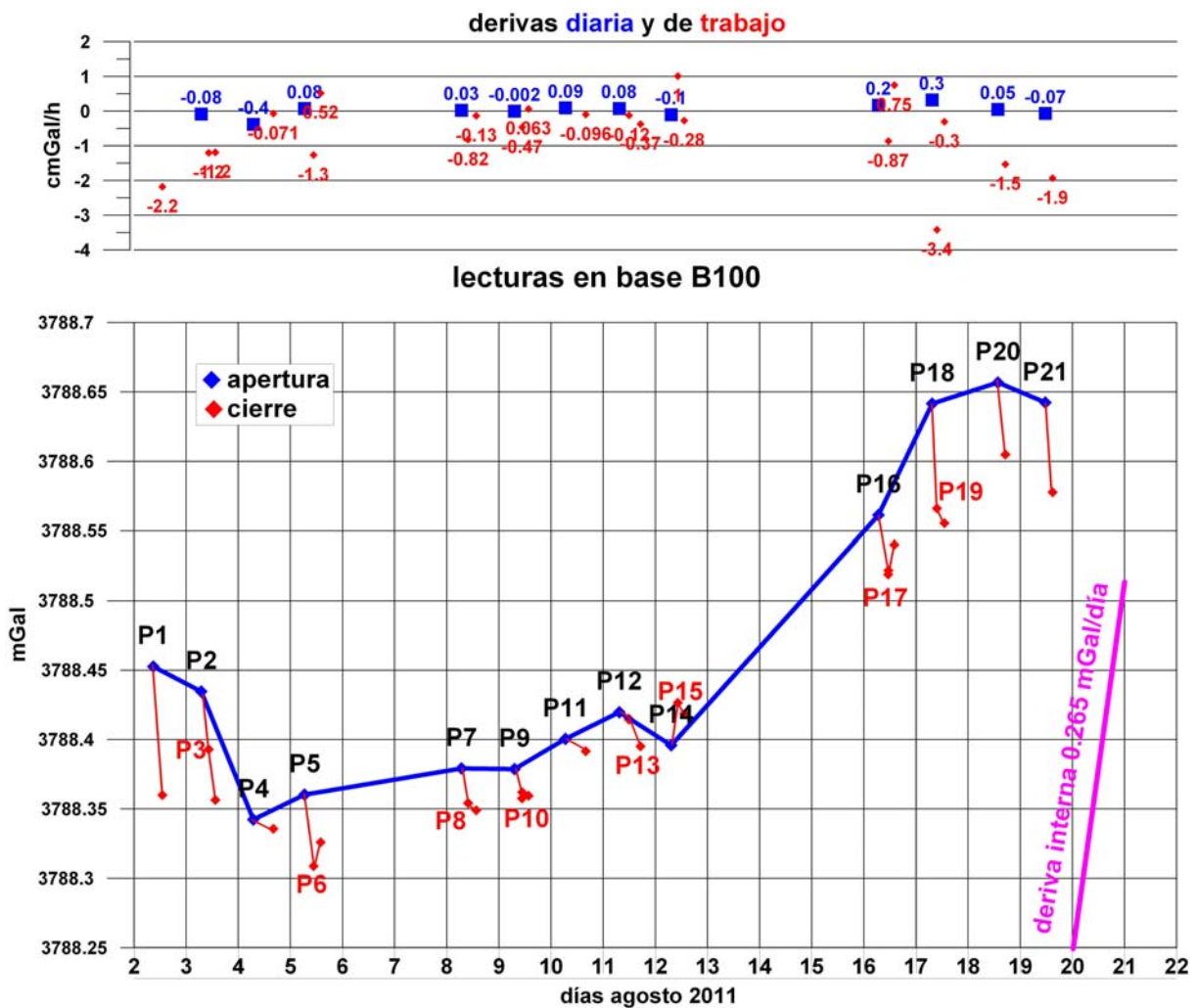


Fig. 8.21a Representación conjunta de las lecturas de apertura y cierre en la Base B100 durante la campaña de 2011. En la parte superior se indican las derivas secular (diaria) y de trabajo de cada día y programa en cmGal/h.

Durante los primeros días, tras el traslado del aparato desde Madrid, donde la lectura estaba en 4239 mGal, la deriva secular es negativa, pasando a positiva en el resto de la campaña, excepto los días 11-12 y 18-19. Su valor oscila entre 0.03 y 0.09 cmGal/h, pasando a 0.2 o 0.3 cmGal/h tras haber estado unos días en reposo (13 a 16 de agosto). Si no se efectuara la corrección de deriva interna del gravímetro (0.265 mGal/día, o 1.1 cmGal/h) las lecturas que se habrían obtenido de forma estática en el mismo punto

serían siempre crecientes; el que lo sigan siendo en esta Base puede ser indicativo de que la corrección de deriva interna ha resultado insuficiente, lo que no tiene mayor repercusión en el sistema relativo de cálculo de anomalías.

La deriva de trabajo ha sido siempre en sentido decreciente, con alguna excepción, y su valor es mucho mayor que la secular; estando entorno a 1 cmGal/h, aunque en algunas ocasiones puede llegar a 3 cmGal/h. Las derivas de trabajo positivas pueden ser índice de lecturas anómalas (o selección incorrecta), y por lo tanto los programas afectados pueden tener mayor error de deriva y/o de anomalía. A este respecto se hace notar que el ratio medio de variación de las lecturas en las estaciones, debido al periodo de estabilización, es del orden de 2 a 6 cmGal/h. Las anomalías, o valores atípicos, en la deriva es uno de los criterios que se han tenido en cuenta a la hora de evaluar el grado de confianza de la determinación de las anomalías (diferencia de valores entre estación y apertura en base).

Una mejor comprensión del alcance de este control la ofrece la comparación de las lecturas en base sin corrección LS con el efecto LS (Figura 8.21b). Las lecturas sin corregir de los días 2 y 3 se ajustan bien a la variación LS; el gravímetro sufre un salto descendiendo sus lecturas unos 0.1 mGal, para seguir de nuevo la LS durante los días 4 y 5; sigue recuperando parte del salto anterior y vuelve a evolucionar según la LS durante los días 8, 9 y 10 (momento representado en la Figura 8.21b con sombreado en azul); sufre un nuevo salto incrementándose las lecturas para seguir evolucionando bien durante los días 11, 12 y 13; a partir de ese día experimenta el mayor de los saltos (superior a 0.15 mGal), evolucionando de nuevo según el efecto LS durante los días 16 y 17 (posición representada en la Figura 8.21b con sombreado en rojo), con lectura posiblemente errónea en la apertura del P17; etc. La deriva secular o diaria manifiesta dichos saltos.

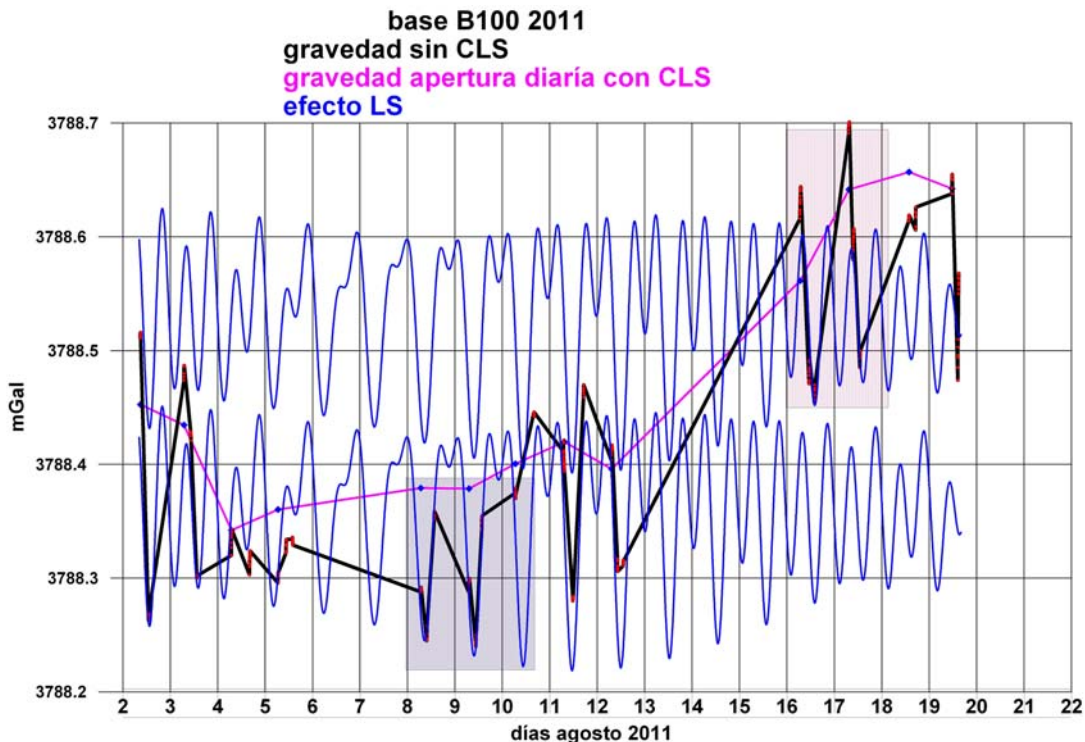


Fig. 8.21b Representación de las lecturas en la Base B100 con y sin corrección LS, y el efecto LS superpuesto en dos periodos.

8.9 Análisis de las anomalías obtenidas por las repeticiones de control

Cada estación ha sido medida varias veces en distintos programas, según se indica en la Tabla 8.3, dando lugar a tantos valores de anomalía como veces ha sido medida. Estas anomalías están recogidas en la Tabla 8.7. Por ejemplo, la estación 1 se ha medido en los programas P1 (-2,324 mGal), P3 (-2,303 mGal), P7 (-2,317 mGal), P19 (-2,317 mGal) y P21 (-2,290 mGal). De acuerdo con el control seguido durante el trabajo de campo, en varias estaciones se han efectuado más de las tres mediciones programadas, debido a la observación de algún tipo de problema en los programas de medición. En las estaciones 28, 29, 30 y 38 solo se han efectuado 2 mediciones; en las 3, 5, 8, 9, 12, 14, 17 y 25 se han hecho 4; en las 1, 2, 4, 7 y 31 se ha medido 5 veces, y en la estación 32 existen 6 mediciones.

Del conjunto de observaciones hay que determinar un solo valor de anomalía en cada estación, representativo de las mediciones de la campaña de 2011. Para el análisis de los datos se han creado dos nuevos ficheros:

- **anomalias todas 2011co.xls**, en cuya hoja “por programas” se han recogido todas las hojas “PY” de los ficheros **dia X PYco.xls** (cálculo de las anomalías).
- **selec anomalias2011co.xls**, en cuya hoja “por programas” se han recogido todas las hojas “anomaliasPY” de los ficheros **dia X PYco.xls**, por lo tanto con solo las anomalías de las lecturas seleccionadas

En ambos ficheros los datos se han clasificado por estaciones (hoja “por estaciones”), quedando así agrupados todos los valores pertenecientes a una misma estación.

INFORME SOBRE EL ESTUDIO DE MICROGRAVIMETRÍA RELATIVA 4D EN EL KARST DE LA SIERRA DE LAS NIEVES
(MÁLAGA). 2011-2012. J. L. Plata

programa	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	-2,324	-10,327		-19,210		6,821	-20,515	-15,868		
2		-10,348	-17,459		-10,316		-20,494	-15,848	-10,073	
3	-2,303			-19,176				-15,843	-10,043	
4					-10,294					
5			-17,443	-19,188						
6						6,820				
9		-10,317	-17,440						-10,038	
10										-7,086
11					-10,321					
13										-7,083
14										-7,077
15						6,824	-20,483			
19	-2,317	-10,353		-19,201			-20,510			
20			-17,470	-19,176			-20,506	-15,825	-10,063	
21	-2,290	-10,289			-10,287					

programa	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
3		-10,476								-13,607
4										-13,617
5		-10,516	-7,421							
6				-9,489	-13,787				-7,425	
7		-10,496			-13,777				-7,411	
9						-15,906	-16,271	-21,892		-13,609
10	-9,673		-7,407				-16,296		-7,415	
12			-7,408							
13	-9,660			-9,472		-15,919	-16,297			
15				-9,480		-15,914		-21,907		
16	-9,650									
17		-10,480		-9,455	-13,769		-16,255	-21,877		

programa	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
5		-19,277	-34,253	-26,224						
6		-19,284	-34,252	-26,223						
7		-19,272								
8					-29,994	-51,686	-62,769	-70,176		
10	-17,805									
12					-29,928				-82,429	-123,111
13	-17,810		-34,263	-26,227						
14	-17,802				-29,933	-51,658	-62,754			
16					-29,924	-51,647	-62,743	-70,142	-82,416	-123,084

programa	31	32	33	34	35	36	37	38
2		-2,115						
4	-160,430		-157,204	-152,894	-156,582	-156,493	-146,426	-142,216
4	-160,430			-152,886		-156,489		
5		-2,061						
7		-2,069						
11	-160,453		-157,225		-156,605	-156,507	-146,424	-142,221
11	-160,423		-157,209	-152,901	-156,607		-146,438	
12	-160,427							
18		-2,092						
19		-2,047						
21		-2,052						

Tabla 8.7 Resumen de los valores de anomalía calculados en cada estación para los diversos programas.

En la Tabla 8.8 se da un ejemplo del fichero **anomalias todas 2011 | por estaciones.xls**, recogiendo la estación 1 (en el fichero se conservan todas las variables existentes en los originales **dia X PYco.xls**, mostrando aquí solamente un fragmento). En verde se destaca la lectura seleccionada para cada programa. En la columna “anomalía” figuran todos los valores calculados como diferencia entre la gravedad leída en la estación (columna grav correg) y el valor asignado a la base de apertura; excepto el valor seleccionado, el resto solamente sirve como indicación del ratio de estabilización de las lecturas. Se destacan también (sombreado en rojo) valores posiblemente menos fiables por diversas causas (p.e. número de lecturas rechazadas REJ).

est	DEC.TIME	DATE	REJ	g+ls+co	corr Deriva	grav correg	anomalía	programa	clave
1	40725,52183	02/08/2011	0	3786,037	0,081	3786,118	-2,335	201	2
1	40725,52298	02/08/2011	0	3786,041	0,082	3786,123	-2,330	201	2
1	40725,52409	02/08/2011	0	3786,042	0,082	3786,124	-2,328	201	2
1	40725,5252	02/08/2011	0	3786,044	0,083	3786,127	-2,326	201	2
1	40725,52632	02/08/2011	0	3786,046	0,083	3786,129	-2,324	201	2
1	40726,44636	03/08/2011	0	3786,086	0,004	3786,090	-2,303	203	2
1	40726,44751	03/08/2011	0	3786,085	0,005	3786,090	-2,303	203	2
1	40726,44862	03/08/2011	0	3786,085	0,005	3786,090	-2,303	203	2
1	40726,44973	03/08/2011	0	3786,086	0,005	3786,091	-2,302	203	2
1	40726,45085	03/08/2011	0	3786,088	0,006	3786,093	-2,300	203	2
1	40731,36651	2011/08/08	0	3786,043	0,017	3786,060	-2,319	207	2
1	40731,36766	2011/08/08	0	3786,044	0,017	3786,061	-2,318	207	2
1	40731,36877	2011/08/08	0	3786,045	0,018	3786,062	-2,317	207	2
1	40731,36988	2011/08/08	0	3786,047	0,018	3786,064	-2,315	207	2
1	40731,371	2011/08/08	0	3786,047	0,018	3786,065	-2,314	207	2
1	40740,4425	17/08/2011	6	3786,229	0,003	3786,232	-2,334	219	2
1	40740,44366	17/08/2011	21	3786,231	0,003	3786,234	-2,332	219	2
1	40740,44433	17/08/2011	1	3786,238	0,003	3786,241	-2,325	219	2
1	40740,44549	17/08/2011	0	3786,240	0,003	3786,243	-2,323	219	2
1	40740,4466	17/08/2011	0	3786,241	0,003	3786,245	-2,321	219	2
1	40740,44771	17/08/2011	1	3786,243	0,004	3786,247	-2,319	219	2
1	40740,44883	17/08/2011	1	3786,245	0,004	3786,249	-2,317	219	2
1	40742,51005	19/08/2011	9	3786,332	0,014	3786,345	-2,297	221	2
1	40742,51122	19/08/2011	4	3786,337	0,014	3786,351	-2,291	221	2
1	40742,51213	19/08/2011	0	3786,336	0,015	3786,351	-2,291	221	2
1	40742,51329	19/08/2011	0	3786,337	0,015	3786,352	-2,290	221	2
1	40742,5144	19/08/2011	0	3786,338	0,016	3786,354	-2,289	221	2
1	40742,5155	19/08/2011	0	3786,339	0,016	3786,356	-2,287	221	2
1	40742,51663	19/08/2011	0	3786,338	0,017	3786,354	-2,288	221	2

Tabla 8.8 Ejemplo del fichero anomalías todas 2011|por estaciones.xls. Fragmento para la estación 1.

En la Tabla 8.9 se da un ejemplo del fichero **selec anomalias2011co.xls** recogiendo la estación 1 (en el fichero se conservan todas las variables existentes en los originales **dia X PYco.xls**, mostrando aquí solamente un fragmento):

anomalía	STATION	programa	clave
-2,324	1	201	2
-2,303	1	203	2
-2,317	1	207	2
-2,317	1	219	2
-2,290	1	221	2

Tabla 8.9 Ejemplo del fichero selec anomalías2011co|por estaciones.xls. Fragmento para la estación 1.

Los valores calculados para la anomalía en una estación según los diferentes programas presentan una dispersión. Aunque en gravimetría ordinaria sería perfectamente asumible adoptar el valor medio, para este estudio de microgravimetría se requiere un análisis previo a adoptar un único valor. Así, para la estación 1 el valor de la media aritmética para las cinco determinaciones sería de -2.310 mGal, con desviación máxima de -14 μ Gal y +20 μ Gal (-2.290 y -2.324), que es del mismo orden de magnitud que las diferencias que cabe posiblemente esperar que existan entre campañas. Es por lo tanto necesario proceder a una cuidadosa selección de las mediciones, a fin de rechazar aquellas más dudosas y obtener valores medios de anomalías con la mejor fiabilidad posible. Como apoyo para el análisis de esta información, se ha procedido a la representación gráfica de la forma indicada en la Figura 8.22.

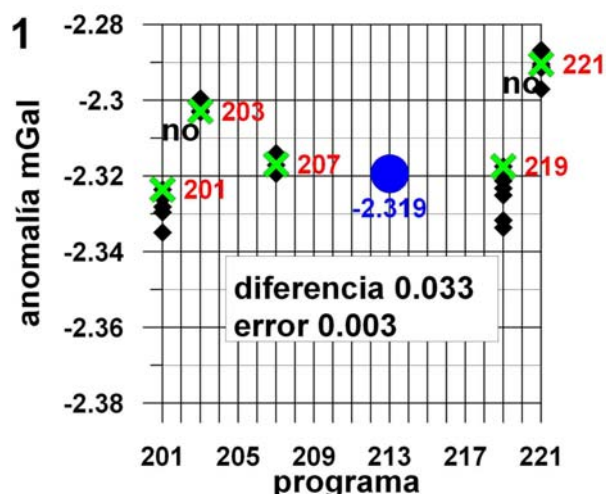


Fig. 8.22 Ejemplo de la representación gráfica utilizada como apoyo al proceso de selección de anomalías y determinación del valor final. El número en color rojo indica el Programa de medidas. Los valores de anomalía (en azul), diferencias y errores están en mGal.

Para cada estación están representados:

- Rombos negros: valores de las “anomalías” para todas las lecturas de cada programa, calculadas como diferencia entre cada lectura y el valor seleccionado a la apertura en base (su dispersión no es forzosamente un índice del mayor o menor ratio de estabilización en base y/o estación, por lo que debe considerarse simultáneamente al gráfico de lecturas). Se indica el nº de programa en color rojo.
- Aspa verde: valor de anomalía seleccionado, por diferencia entre lectura seleccionada en la estación y en la base, normalmente tomadas para el mismo tiempo desde la puesta en estación.
- Se indica con la palabra “no” las anomalías rechazadas como resultado del análisis de los programas correspondientes (excesivos ratios de estabilización, gran dispersión, etc.)

- Circulo azul y valor: valor final de anomalía en mGal calculado por promedio de los valores aceptados. Su posición en X (programa) no indica nada, se ha escogido como lugar más visible en el gráfico.
- Se indica además el valor de la diferencia en mGal entre las anomalías seleccionadas máxima y mínima, y el error asignado al valor final, calculado por la mitad de la diferencia máxima entre los valores aceptados.

Estos cálculos están realizados en los ficheros anteriormente mencionados **anomalias todas 2011co.xls** y **selec anomalias2011co.xls**. En la Tabla 8.10 se expone un ejemplo para la estación 1. Los valores de los programas 203 y 221 no han sido aceptados, por coincidir su mayor dispersión con tener ratios de estabilización de lectura en base de signo contrario en apertura y cierre (Figuras 8.23 y 8.24). El promedio de los restantes es -2.319 mGal; la diferencia entre la anomalía máxima (-2.324) y la mínima (-2.290) es de 0.033 mGal (operando con todas las cifras), mientras que el error asignado a la anomalía final viene dado por la mitad de la diferencia entre -2.324 (máximo aceptado) y -2.317 (mínimo aceptado), que es 0.003 mGal.

anomalía	STATION	programa	clave	anomalía final	error	diferencia	promedio todas
-2,324	1	201	2				
-2,303	1	203	2				
-2,317	1	207	2				
-2,317	1	219	2				
-2,290	1	221	2	-2,319	0,003	0,033	

Tabla 8.10 Ejemplo de cálculo de anomalía final. En sombreado rojo los programas rechazados.

Los criterios adoptados para la selección de los programas que se incluyen en el cálculo de la anomalía final han sido los siguientes:

- La dispersión del valor de la anomalía de un programa respecto de la agrupación de todas las repeticiones puede ser el mejor índice de su fiabilidad.
- La dispersión de los valores de "anomalía" (rombos negros en Figura tipo 8.22) no es el mejor criterio para seleccionar el programa, ya que una pequeña dispersión puede ser debida a lectura en estación muy estable con lectura en base no estable (p.e. P21, Figura 8.24), mientras que una gran dispersión puede darse aun cuando las derivas de estabilización sean iguales en base y estación (p.e. P1, Figura 8.23).
- El criterio más preferente es la existencia de pendientes muy suaves y del mismo signo de la deriva de lectura en base y estación, ya que eliminan ambigüedad en la selección de lecturas, optimiza el cálculo de la deriva de trabajo y el de la anomalía
- De no darse el caso anterior, se ha dado preferencia a la igualdad de pendiente de lectura en la apertura en base y en la estación, ya permite seleccionar los valores para el mismo tiempo, lo que proporciona mayor confianza al cálculo de la anomalía.
- El siguiente criterio adoptado es la igualdad de pendientes de lectura en la apertura y cierre en base, que garantiza un cálculo más fiable de la deriva.

Como ejemplo de este proceso, en las Figuras 8.23 y 8.24 están representadas las gráficas de lectura de apertura y cierre en base, así como de lectura en la estación 1 correspondientes a los programas P1, P3, P7, P19 y P23, en los que se ha leído dicha estación.

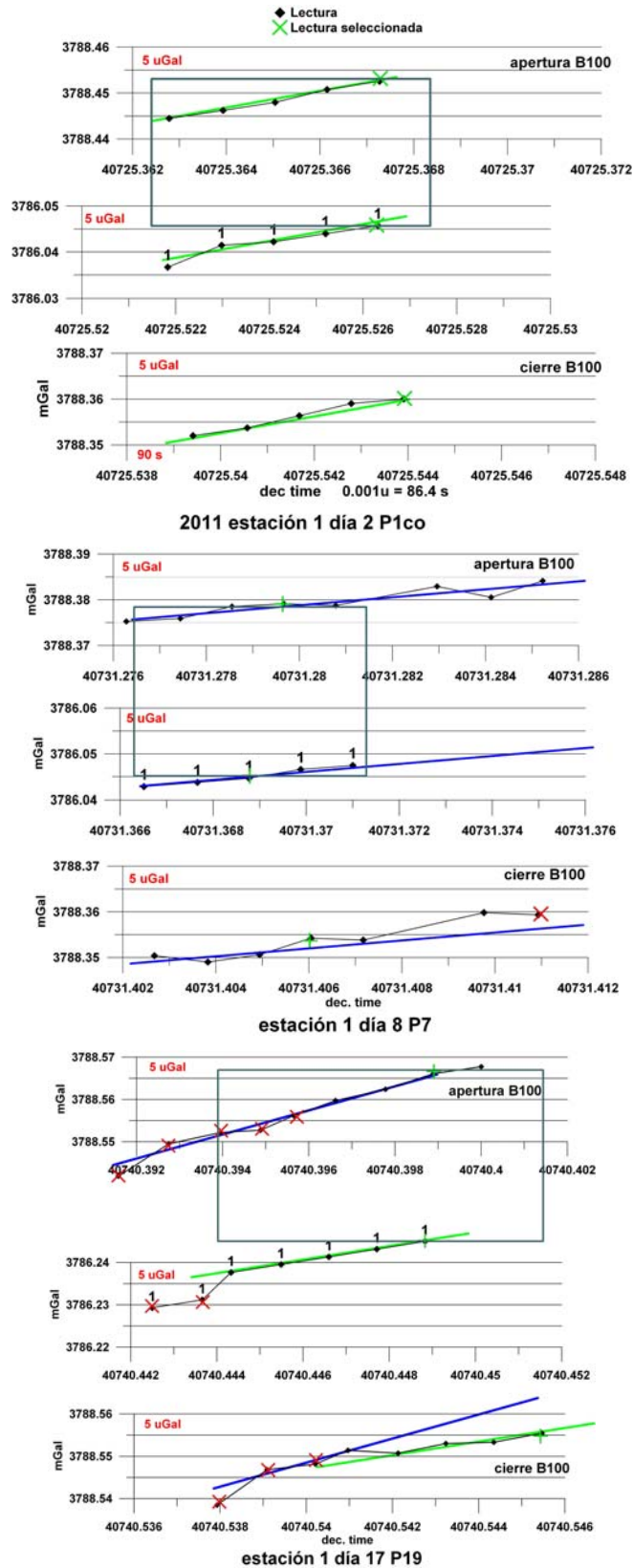


Fig. 8.23 Gráficos de lecturas en la estación 1, para los programas P1, P7 y P19. 96 s entre lecturas.

En los programas P1 y P7 (Figura 8.23) la pendiente de estabilización de lecturas es aceptablemente la misma en la apertura, en el cierre en base y en la estación, lo que permite una selección de valores fiable. Las diferencias entre cada lectura y el valor seleccionado en la apertura en base presenta una dispersión de los valores de “anomalías” mayor en el P1 que en el P7 (Fig. 8.22), al ser menor en éste la pendiente de estabilización, mostrando que por si sólo esta dispersión no es forzosamente un indicador de fiabilidad. El programa P19 presenta diferente ritmo de estabilización en apertura y cierre, siendo igual este último al observado en la estación; no obstante la diferencia de pendiente no es muy grande y la selección de lecturas para un mismo tiempo es aceptable, aunque da lugar a gran dispersión de los valores “anomalía”. Las anomalías calculadas con las lecturas seleccionadas en estos tres programas están bien agrupadas.

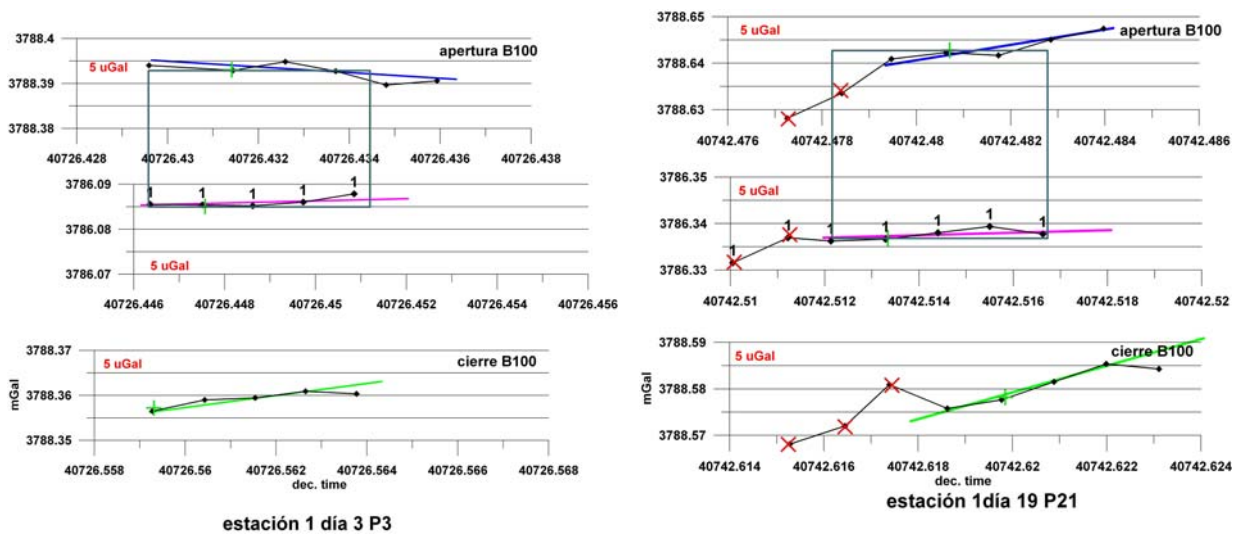


Fig. 8.24 Gráficos de lecturas en la estación 1, para los programas P3 y P21.

Los valores más dispersos respecto del conjunto son los pertenecientes a los programas P3 y P21. La pendiente de estabilización en estos programas (Figura 8.24) no es la misma en apertura y cierre en base, ni en la estación, por lo que en principio la selección del ciclo de lectura es menos fiable, habiéndose seguido el criterio de tomarla en los ciclos con mayor repetibilidad. En ambos programas, el ratio de variación de las lecturas en la estación es muy bajo, lo que da lugar a que los valores de “anomalía” estén bien agrupados: la anomalía es independiente del valor que se tome en la estación, aunque evidentemente dependerá del que se tome en la apertura en base. Resultan por lo tanto menos fiables las anomalías de la estación 1 calculada en estos programas, que además pueden tener unos mayores errores en el cálculo de la deriva.

En la Tabla 8.11 se resume el resultado del análisis de programas, y en Figura 8.25 a, b, c, d y e la representación gráfica de los valores de anomalía para cada estación (con 0.100 mGal a fondo de escala), según el código indicado en la Figura 8.22.

	M	X	J	V	L	M	X	J	V	M	X	J	V								
	2	3	4	5	8	9	10	11	12	16	17	18	19								
Progr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Nº rep.																					
32	6	1		1	1												1	1		1	
1	5	1	1			1												1		1	
2	5	1	1					1										1		1	
8	4	1	1	1																1	
3	4		1		1			1												1	
7	5	1	1											1				1	1		
4	5	1		1	1													1	1		
5	4	1		1						1										1	
6	3	1				1									1						
9	4		1	1				1												1	
10	3							1				1	1								
11	3							1				1				1					
12	4		1		1	1												1			
13	3				1			1				1									
20	3		1	1				1													
21	3							1				1	1								
22	3				1	1	1														
24	3				1	1						1									
23	3				1	1						1									
19	3					1	1		1												
14	4					1						1			1			1			
15	3					1	1											1			
16	3							1				1			1						
17	4							1	1			1						1			
18	3							1							1			1			
25	4							1				1			1		1				
26	3							1							1		1				
27	3							1							1		1				
28	2							1									1				
29	2											1					1				
30	2											1					1				
31	5			1	1						1	1	1								
33	3			1							1	1									
34	3			1	1						1										
35	3			1							1	1									
36	3			1	1						1										
37	3			1							1	1									
38	2			1							1										
Nº est.	7	6	7	11	8	7	6	4	7	6	12	5	8	5	5	7	5	1	5	6	3

Tabla 8.11 Resultado del análisis de programas. En estaciones: Verde-lectura válida; Rojo- rechazada; Naranja-dudosa. En Programas (P) en malva, dudoso.

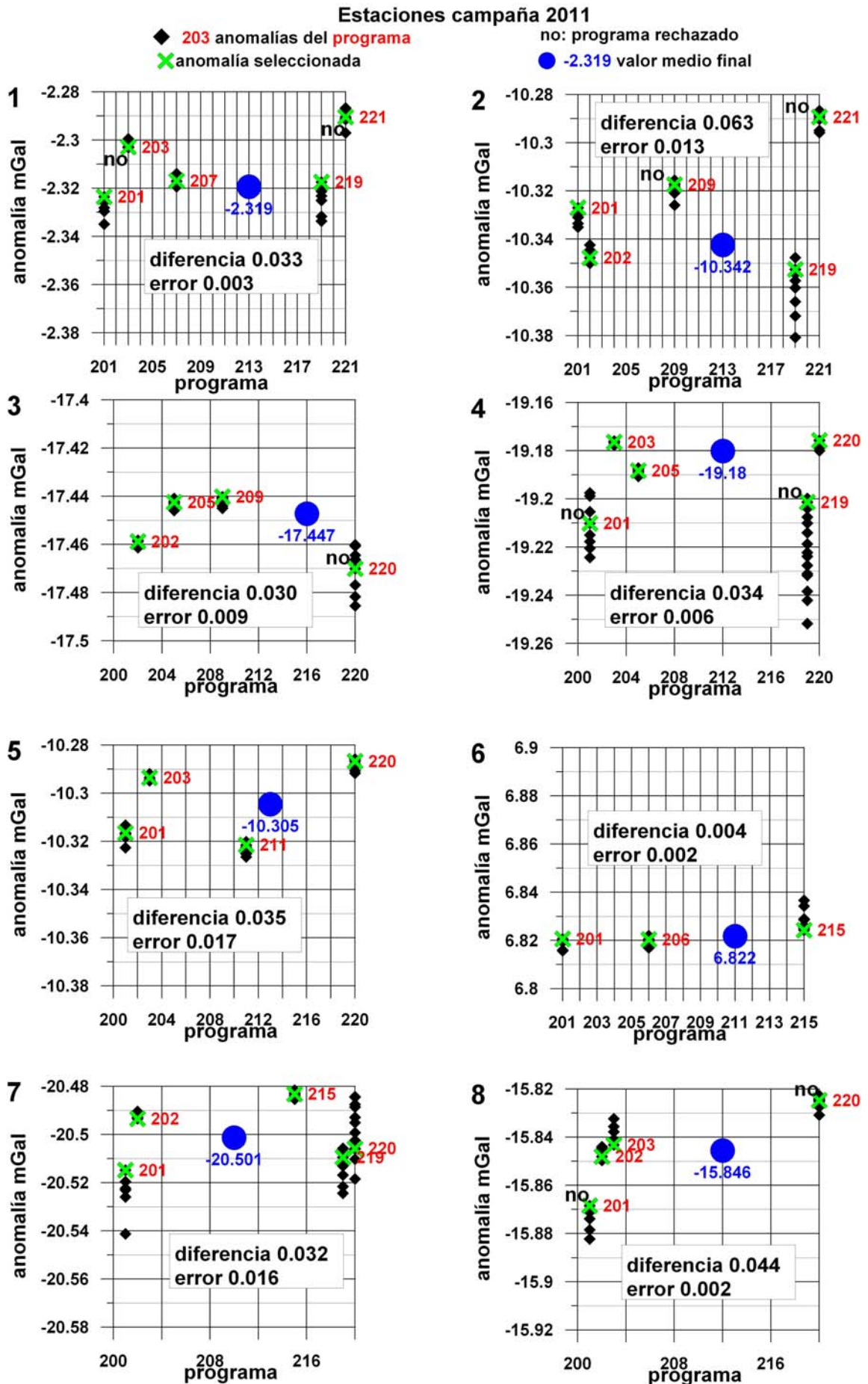


Fig. 8.25a Gráficos de apoyo a la selección de anomalías y cálculo del valor final en las estaciones 1 a 8.

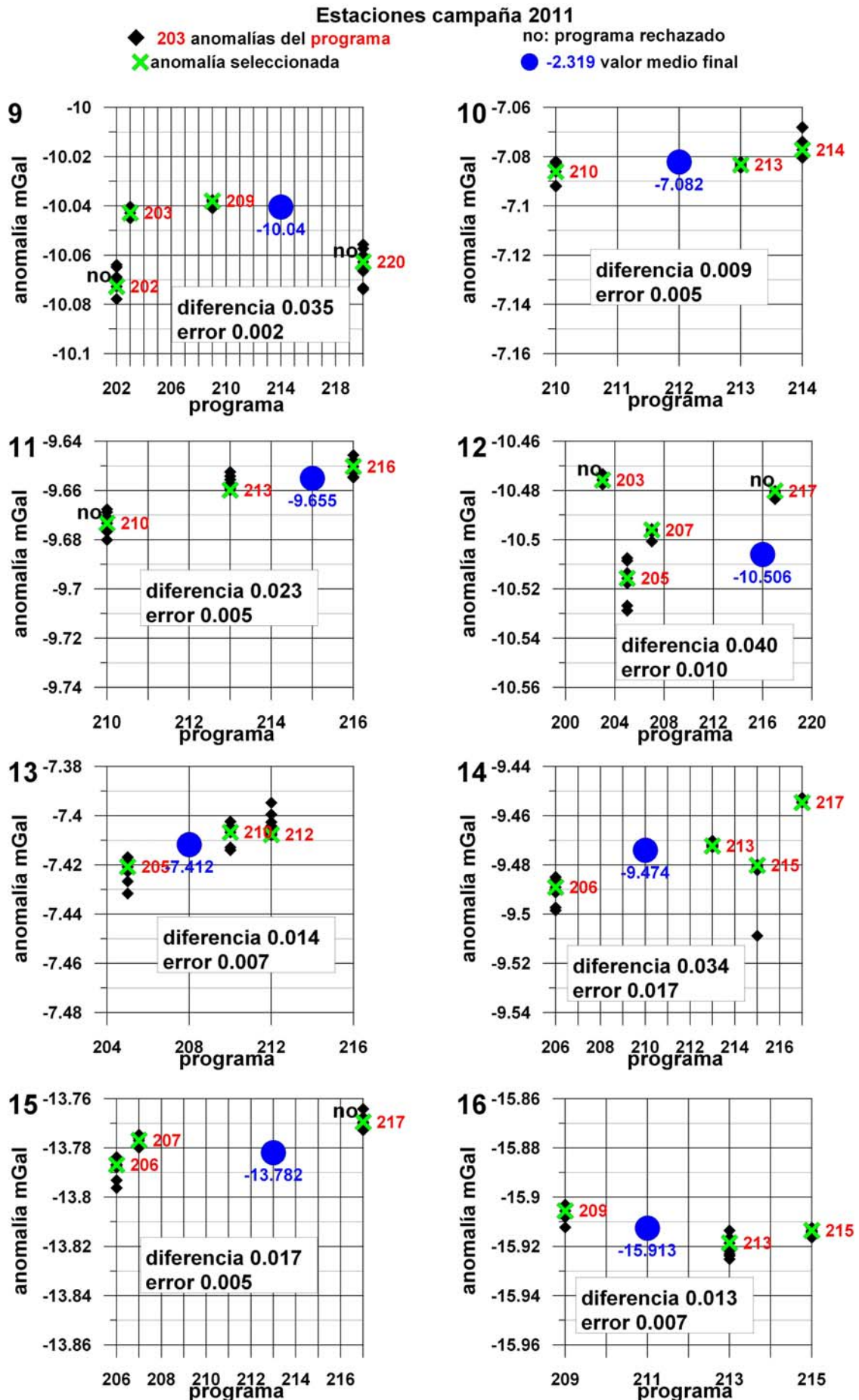


Fig. 8.25b Gráficos de apoyo a la selección de anomalías y cálculo del valor final en las estaciones 9 a 16.

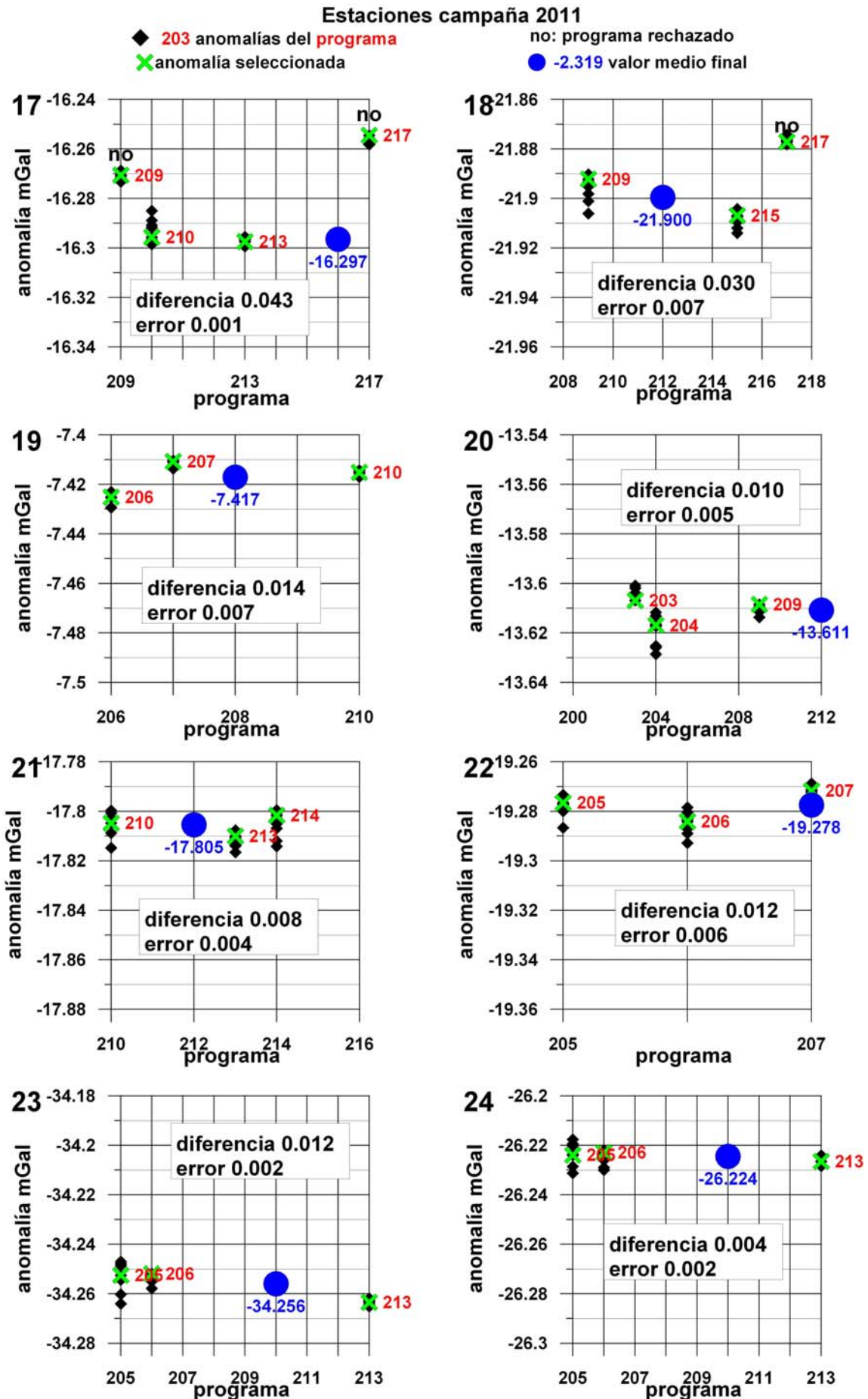


Fig. 8.25c Gráficos de apoyo a la selección de anomalías y cálculo del valor final en las estaciones 17 a 24.

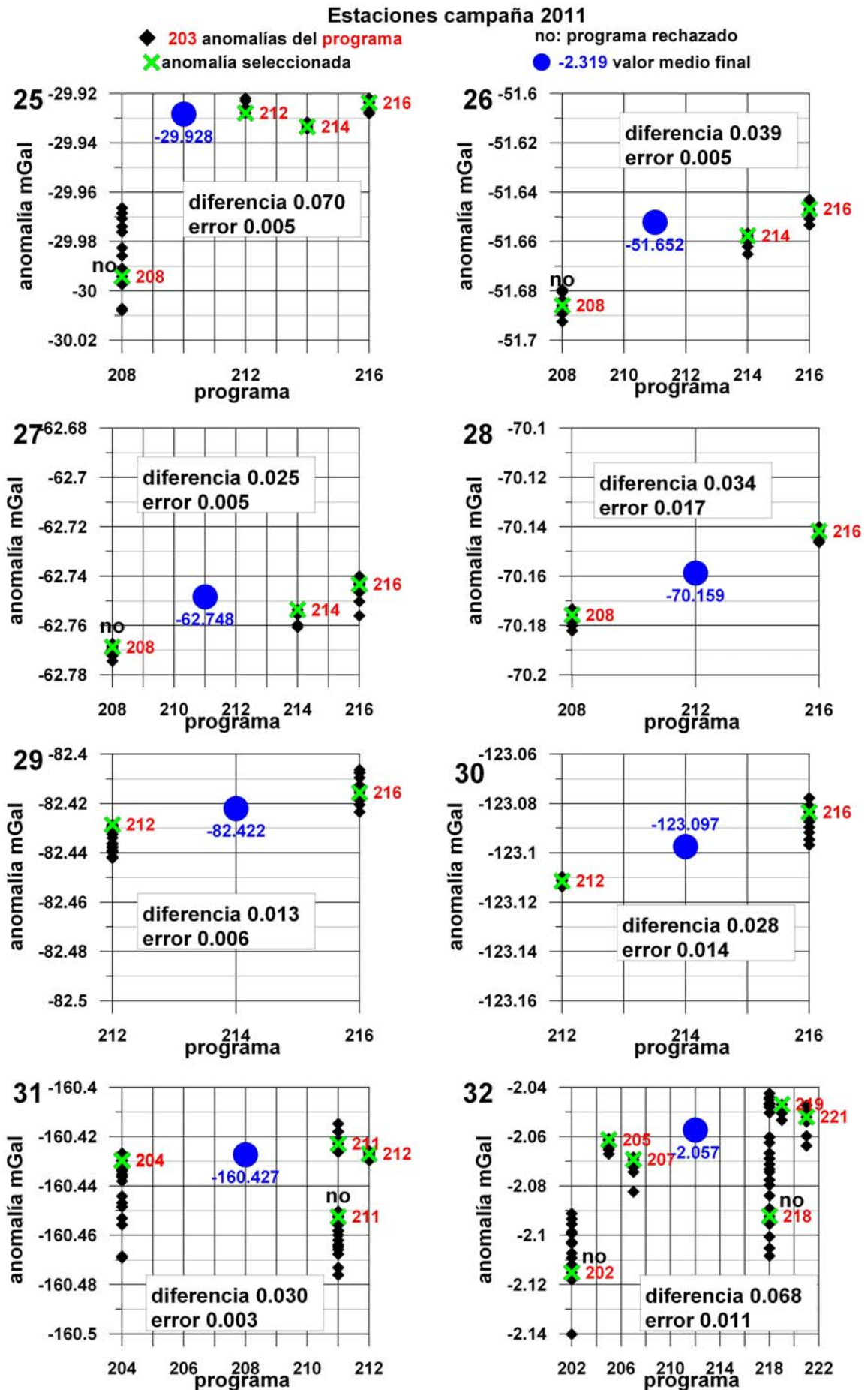


Fig. 8.25d Gráficos de apoyo a la selección de anomalías y cálculo del valor final en las estaciones 25 a 32.

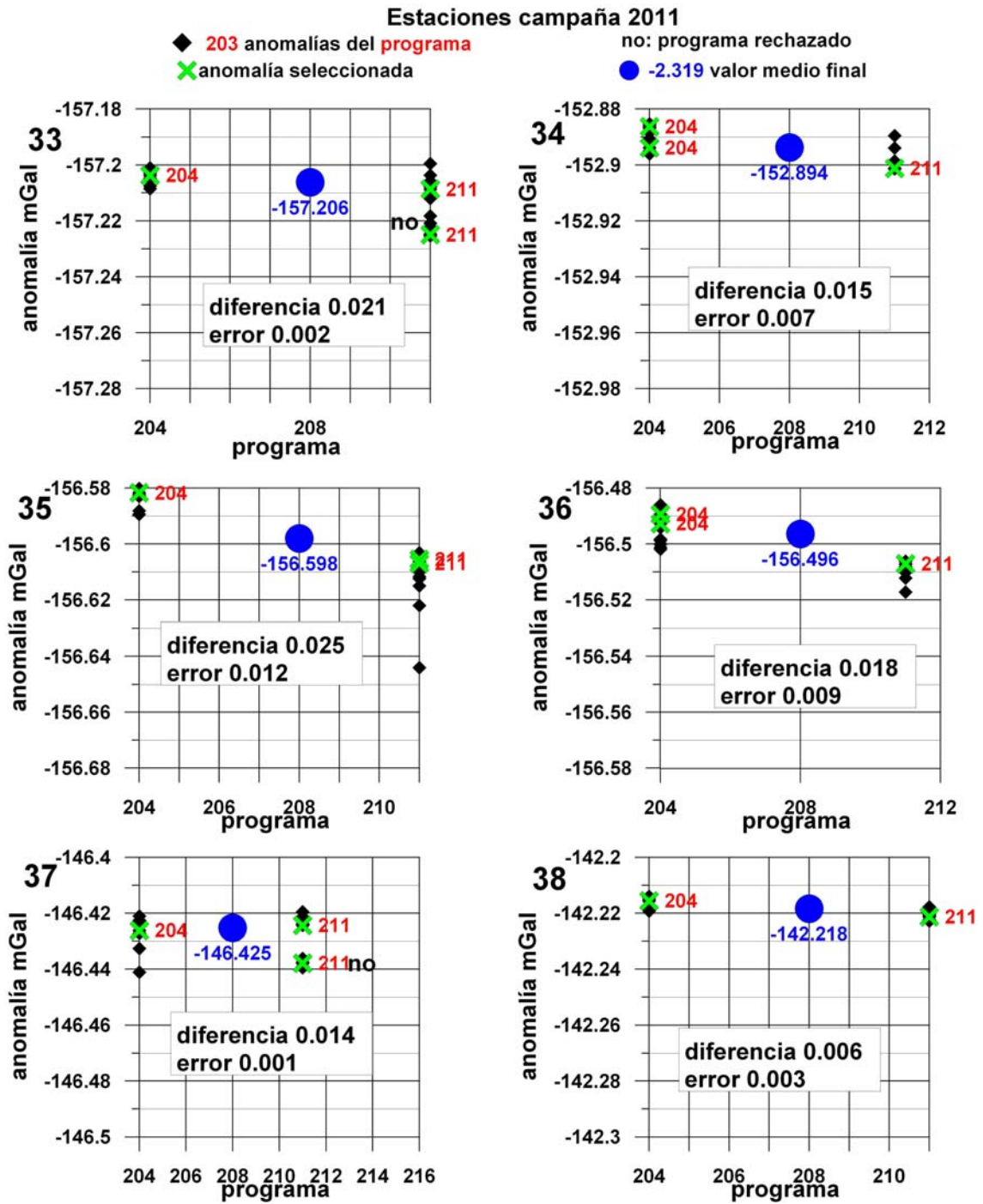


Fig. 8.25e Gráficos de apoyo a la selección de anomalías y cálculo del valor final en las estaciones 33 a 38.

8.10 Anomalías finales a11

En la Tabla 8.12 se indican los valores de las anomalías finales, con sus respectivos errores, así como la diferencia máxima encontrada entre todas las repeticiones efectuadas en la estación. A estas anomalías las denominaremos **a11**. Su variación en función de la cota de la estación está representada en la Figura 8.26.

estación	anomalía final a11 mGal	error mGal	Diferencia mGal
1	-2,319	0,003	0,033
2	-10,342	0,013	0,035
3	-17,447	0,009	0,030
4	-19,180	0,006	0,034
5	-10,305	0,017	0,035
6	206,822	0,002	0,004
7	-20,501	0,016	0,032
8	-15,846	0,002	0,044
9	-10,040	0,002	0,035
10	-7,082	0,004	0,009
11	-9,655	0,005	0,023
12	-10,506	0,010	0,040
13	-7,412	0,007	0,014
14	-9,474	0,017	0,034
15	-13,782	0,005	0,017
16	-15,913	0,007	0,013
17	-16,297	0,001	0,043
18	-21,900	0,007	0,030
19	-7,417	0,007	0,014
20	-13,611	0,005	0,010
21	-17,805	0,004	0,008
22	-19,278	0,006	0,012
23	-34,256	0,006	0,012
24	-26,224	0,002	0,004
25	-29,928	0,005	0,070
26	-51,652	0,005	0,039
27	-62,748	0,005	0,025
28	-70,159	0,017	0,034
29	-82,422	0,006	0,013
30	-123,097	0,014	0,028
31	-160,427	0,003	0,030
32	-2,057	0,011	0,068
33	-157,206	0,002	0,021
34	-152,894	0,007	0,015
35	-156,598	0,012	0,025
36	-156,496	0,009	0,018
37	-146,425	0,001	0,014
38	-142,218	0,003	0,006

Tabla 8.12 Anomalías finales “a11” de la campaña de 2011

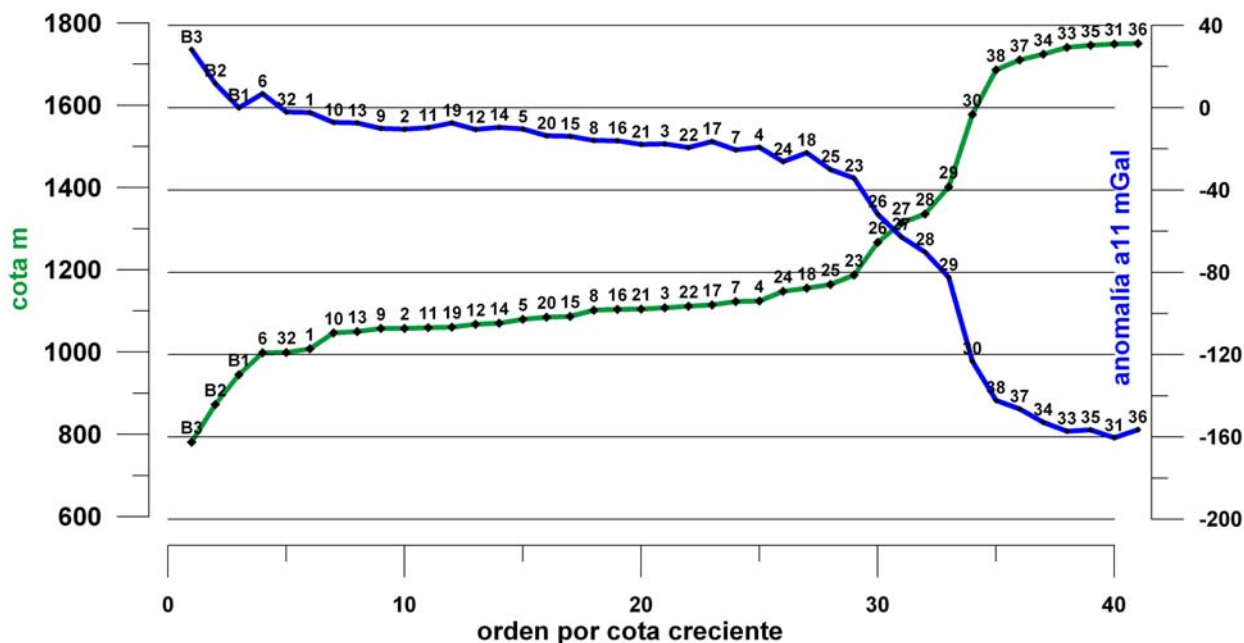


Fig. 8.26 Variación de la anomalía a11 en función de la cota de la estación.

Los valores de gravedad leídos en todas las estaciones (excepto en la 6) son inferiores a los leídos en la Base B100 (ver Figura 8.8), por lo que la anomalía a11 resulta negativa, correspondiendo el valor cero a dicha Base B100, ya que es la referencia adoptada.

En la Figura 8.27 se representa la variación de la anomalía a11 para cada itinerario. Se aprecia una total correlación inversa entre la diferencia de gravedad y la cota de la estación, ya que este es el factor que más se manifiesta en la gravedad observada. No obstante, el mismo ratio de variación de cota no siempre se corresponde con el mismo ratio de variación de la anomalía, lo que es debido a la influencia de la distinta densidad de las estructuras geológicas a lo largo de cada recorrido, lo que sólo puede ponerse de manifiesto a través de la Anomalía de Bouguer.

En el itinerario 1 (en cuya representación en la Figura 8.27 se ha incluido las Bases B1 con anomalía 0, B2 y B3) y en el itinerario 3, orientados de Norte a Sur, la anomalía a11 disminuye mientras que aumentan las cotas; en el extremo sur del itinerario 1, a partir de la estación 4, la anomalía aumenta fuertemente, correspondiente a una elevación del terreno que no justifica tan brusco aumento de gravedad. El itinerario 2, con orientación Oeste-Este, tiene el mismo valor de anomalía a11 en el tramo prácticamente horizontal que une los dos itinerarios 1 y 3 (entre las estaciones 9 y 13), disminuyendo luego hacia el E según aumentan las cotas, con mayor ratio que en el itinerario 3. En estos tres itinerarios, con diferencias de cotas inferiores a 200 m, la anomalía está entre -10 mGal y -30 mGal (salvo la estación 6, con 6 mGal). En los itinerarios 4 y 5, donde la diferencia de cotas supera los 500 m, la anomalía vale desde -20 mGal en el Oeste, hasta alcanzar -160 mGal en la cota más alta (estación 31), desde donde aumenta suavemente hasta -140 mGal.

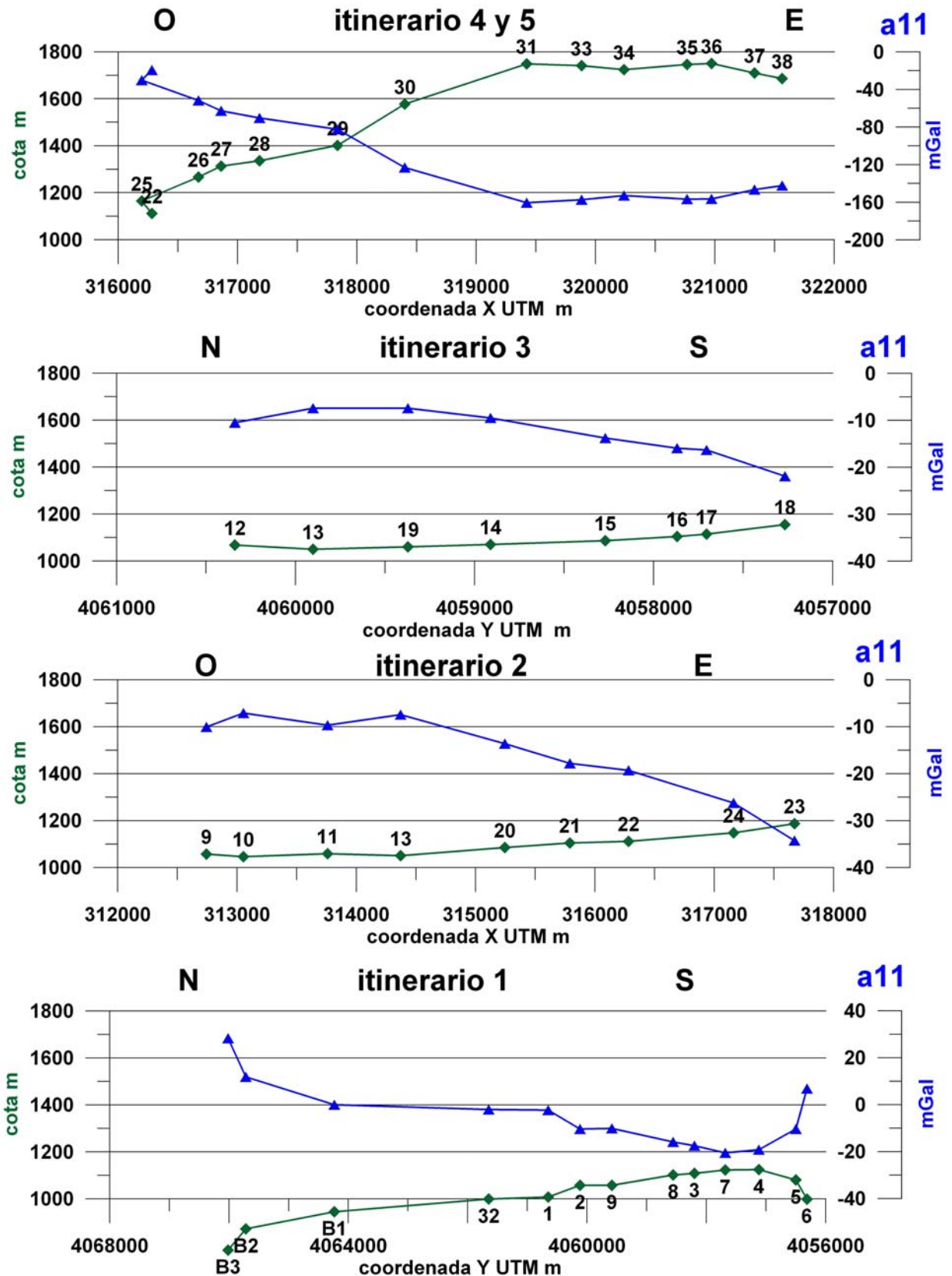


Fig. 8.27 Anomalías a11 y cota de los itinerarios.

8.11 Anomalía de Bouguer

No es el objetivo de este trabajo el cálculo de la anomalía de Bouguer; además, por una parte, la distribución de las estaciones por perfiles no es la más adecuada para este tipo de cartografías, y por otra, el emplazamiento de muchas estaciones no es el adecuado, sino que ha primado su mejor inalterabilidad con el tiempo y la mayor fiabilidad de reconocimiento. En casi ninguna estación se cumple que su entorno más próximo (radio de 2 m) sea horizontal, y que la topografía sea muy suave en un radio de al menos 50 m. Por el contrario, la fuerte topografía de la zona motivaría, en cualquier caso, correcciones del efecto de relieve de hasta 3 mGal en algunas estaciones. Por ello, y solamente a efectos de aproximación se ha procedido a calcular la anomalía de Bouguer sin tener en cuenta la corrección topográfica.

Como se indicó en el apartado **3.2 Medidas con gravímetros relativos**, se denomina anomalía de Bouguer AB a la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica:

$$AB = g_{\text{observada}} - g_{\text{teórica}}$$

$$g_{\text{teórica}} = g_0 - f z + b \rho z + T$$

$$g_{\text{teórica}} = g_0 - z (f - b \rho) + T = g_0 - z c + T$$

La gravedad teórica se calcula a partir de la gravedad normal g_0 a nivel del geoide, trasladándola a la cota z de la estación mediante una corrección de altura (factor f) y de masa (factor $b \rho$), y teniendo en cuenta la influencia de la topografía del terreno, factor T .

La gravedad normal se puede calcular por la ecuación $g_0 = G_e(1 + a \sin^2\varphi - b \sin^2 2\varphi)$, donde φ es la latitud geográfica, G_e es la gravedad absoluta en el ecuador, a y b son coeficientes que dependen del elipsoide adoptado. Para el Sistema Internacional de Referencia de la Gravedad GRS1967 (elipsoide internacional y datum de gravedad absoluta en Postdam 981260 mGal) se tiene:

$$g_0 = 978031.85 * [1 + 0.005278895 * \sin^2(\varphi) + 0.000023462 * \sin^4(\varphi)]$$

La latitud φ se ha calculado en el sistema de referencia ED50 a partir de las coordenadas X, Y UTM H30. El coeficiente f de aire libre o de Faye medio para la Península Ibérica vale $f=0,30854$ mGal/m. El coeficiente b de Bouguer vale $2\pi G \rho z = b \rho z$, siendo G la constante de gravitación universal (igual a 0.0066732 para unidades en mGal y m, $b=0,04191$ mGal/m), y ρ es la densidad de reducción o densidad homogénea asignada a los terrenos. Para las litologías presentes en la Sierra de las Nieves parece conveniente utilizar 2.4 g/cm^3 , aunque también se ha hecho el cálculo con 2.0 g/cm^3 (factor combinado $c=0.2079$ y $c= 0.2247$ respectivamente). T es la corrección del efecto del relieve sobre la estación, que no se ha tenido en cuenta.

El valor de la gravedad observada viene dado por $G_{\text{obs}} = B + k (L_b - L_e) \pm \Delta D \pm \Delta \text{CLS} \pm \Delta \text{CCO}$, siendo B el valor de gravedad en la base; $k (L_b - L_e)$ es la anomalía de gravedad o diferencia de gravedad entre estación y base, y los restantes términos son la corrección de deriva, de efecto Luni-Solar y de carga

oceánica en el intervalo de tiempo transcurrido entre ambas lecturas. En nuestro caso, la gravedad observada puede ponerse como

$$G_{obs} = B + a11$$

y por lo tanto:

$$AB = g_{teórica} - (B + a11)$$

En realidad, lo que interesa en gravimetría aplicada no es el valor absoluto de la Anomalía de Bouguer, sino su variación o “anomalía de la anomalía de Bouguer”, por lo que no es necesario conocer el valor de B o gravedad absoluta en la base, que solamente supone un cambio en el cero de la escala.

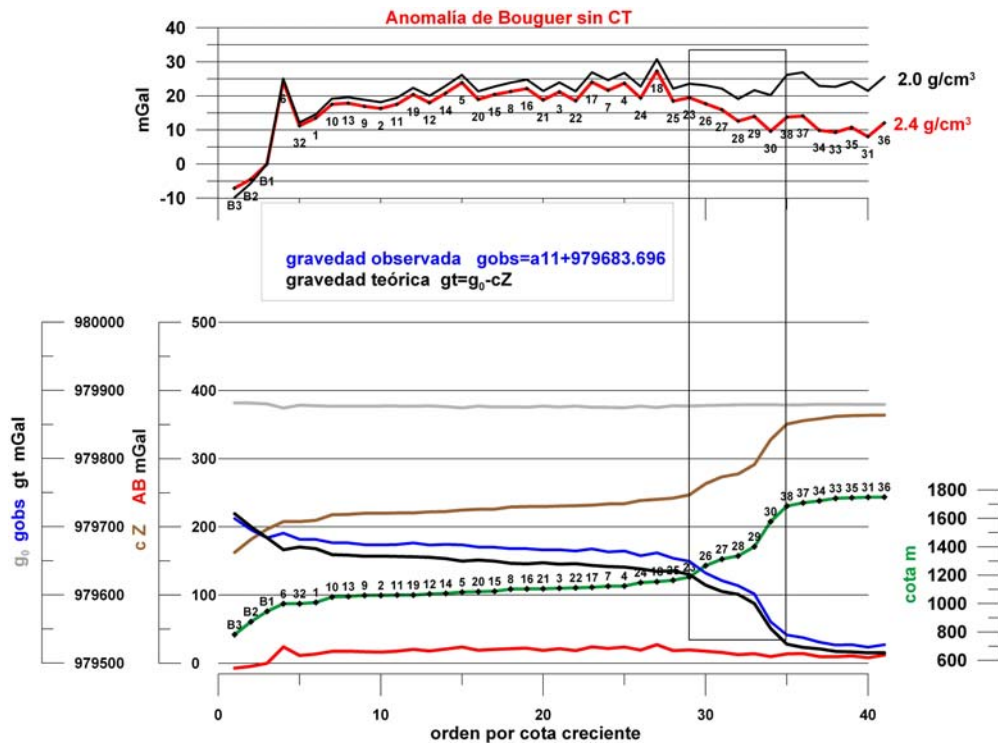


Fig. 8.28 Gravedad teórica y observada en las estaciones, ordenadas según orden creciente de la cota. Se han añadido los valores de gravedad normal, corrección combinada de aire libre y Bouguer para densidad 2.4 g/cm³ y Anomalía de Bouguer sin corrección de relieve. En la parte superior se representa la AB calculada con densidad 2.4 g/cm³ y 2.0 g/cm³.

En la Figura 8.28 se representan las estaciones medidas ordenadas por orden creciente de cotas, con los correspondientes valores de la gravedad normal sobre el geoides g_0 , la corrección de aire libre y placa de Bouguer cZ (para densidad 2.4 g/cm³), la gravedad teórica resultante gt , la gravedad observada g_{obs} (se le han sumado 979683.696 mGal, gravedad teórica en la Base B1, a efectos de grafismo) y la Anomalía de Bouguer AB , que en la parte superior de la Figura 8.28 está representada utilizando como densidad de reducción 2.0 g/cm³ y 2.4 g/cm³. La zona donde están las bases B2 y B3 presenta un mínimo de unos 8-10 mGal (en la base B1 la Anomalía de Bouguer es cero, según el sistema seguido); aumenta a unos 15-25 mGal según sube la cota hasta los 1200 m (estación 23), disminuyendo a partir de ese lugar hasta situarse en unos 10 mGal para densidad 2.4 g/cm³ o manteniéndose para la densidad de reducción de 2.0 g/cm³. Desde la estación B3 a la 23 la correlación con la topografía es directa, lo que podría interpretarse como que la densidad de reducción puede ser mayor que 2.4 g/cm³; en la zona de fuerte subida de cotas (estación 23 a 38) la correlación es inversa para la densidad 2.4 g/cm³, lo que podría significar que dicho

valor es demasiado alto; para el resto del perfil es indiferente el uso de una u otra densidad. En conclusión, la AB en densidad 2.4 g/cm³ puede representar bien la variación de densidad de las estructuras, salvo en la zona de elevadas pendientes topográficas.

La Anomalía de Bouguer para cada itinerario se ha representado en la Figura 8.29, con los valores para la densidad de reducción igual a 2.4 g/cm³ y 2.0 g/cm³. En los itinerario 1, 2 y 3 la anomalía de Bouguer aumenta de forma continua hacia el Sur y hacia el Este, sin diferencias significativas entre ambas densidades. No se aprecian cambios al atravesar los diferentes materiales aflorantes, salvo la posible influencia de las dolomías al final sur del perfil 3, por lo que la AB parece estar reflejando la variación de densidad debida a estructuras más profundas y/o regionales. Sin embargo, en el itinerario 4 (estaciones 22 a 31) la anomalía calculada para 2.4 g/cm³ disminuye, mientras que para 2.0 g/cm³ se mantiene más constante; a partir de la estación 31 la AB aumenta ligeramente para ambas densidades, en coincidencia con un cambio neto de litología de superficie, que pasa de dolomías a calizas margosas.

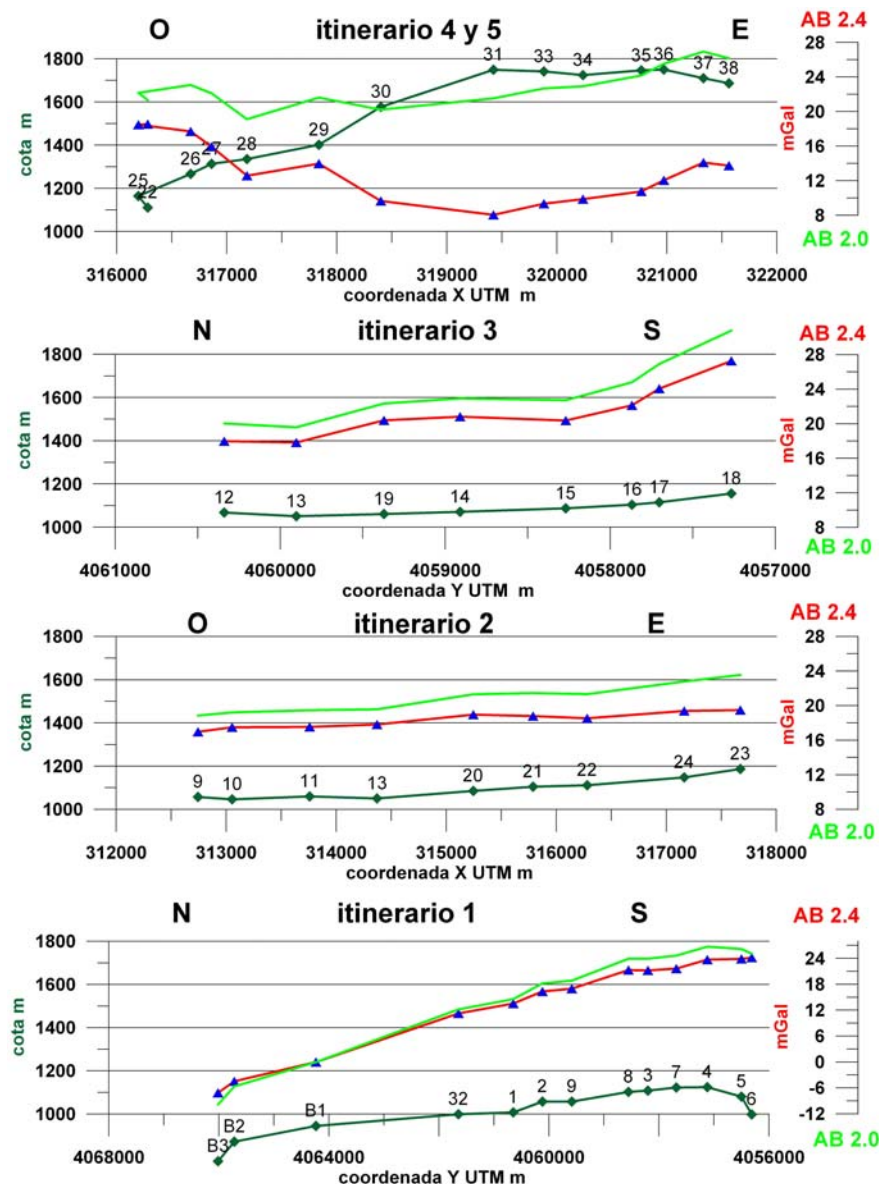


Fig. 8.29 Anomalías de Bouguer (sin CT) y cotas de los itinerarios.

Para trazar el mapa de Anomalías de Bouguer los datos (valores de AB en las estaciones y bases) se han interpolado a malla regular de 1600 m utilizando el sistema de ponderación por el inverso del cuadrado de la distancia. Las isoanómalas con intervalos en color lleno están representadas en la Figura 8.30. Dada la disposición de las mediciones existen zonas donde en realidad se ha efectuado una extrapolación (esquinas sombreadas en la Figura 8.30), pero no se han eliminado ya que su trazado no distorsiona el resultado. Así mismo, la gran distancia entre el punto B1, estación 32 y estación 28 no garantizan una interpolación que reproduzca la realidad.

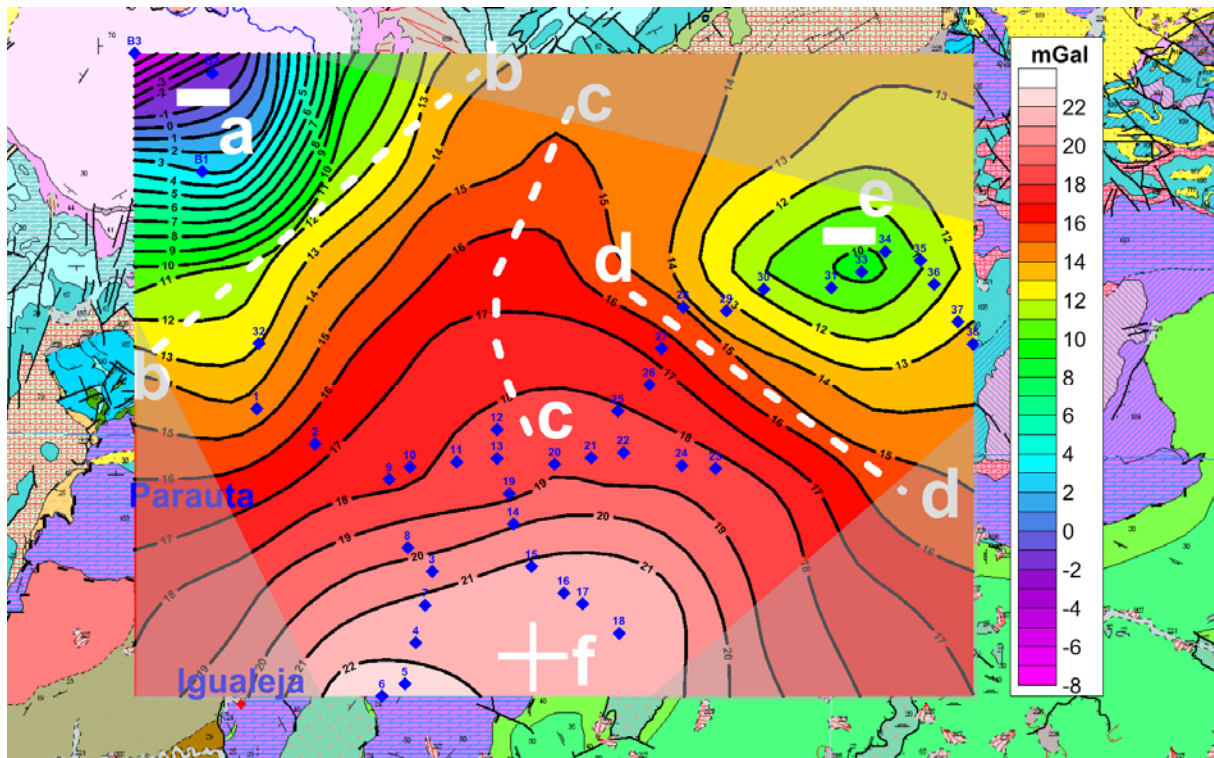


Fig. 8.30 Mapa de Anomalía de Bouguer en 2.4 g/cm^3 (sin corrección topográfica) en color lleno, con indicación de los principales ejes estructurales. Se han sombreado las zonas exteriores fuera del límite de datos.

En la esquina noroccidental se sitúa un acusado mínimo de gravedad (zona **a**, con -8 mGal), con un fuerte gradiente de aumento en todas direcciones que se suaviza a partir de los 12 mGal y permite trazar un eje estructural **b-b** orientado NE-SO delimitando dos zonas con gran contraste de densidad. El extremo nororiental del mapa también está ocupado por un mínimo, si bien de mucha menor intensidad (zona **e**). Desde estas dos zonas de mínimos, la gravedad aumenta hacia el sur, culminando en un máximo (zona **f**) que marcaría la menor profundidad de la estructura densa (o su mayor potencia). Este máximo tiene una prolongación según la alineación **c-c**, y presenta un gradiente con cambio de pendiente sobre los 15 mGal en el NE, que permite trazar el eje estructural **d-d**, indicativo de la existencia de una zona de contraste de densidad.

La superposición de las isoanómalas sobre la cartografía geológica (Figura 8.31) permite aventurar una asignación geológica a los caracteres encontrados en el mapa de Anomalías de Bouguer. El mínimo **a** está claramente asociado a las margo-calizas triásicas, marcando el eje **b-b** el contacto con los materiales jurásicos. El máximo **f** puede indicar la mayor potencia de dolomías jurásicas, o alguna

estructura más profunda y densa, que tendría la orientación indicada por el eje **c-c**. El mínimo **e** se asocia bien a una zona muy fracturada y con presencia más abundante de marga-calizas jurásicas, de posiblemente menor densidad que las dolomías. El eje **d-d** marca el contacto entre estas dos zonas y además se corresponde cartográficamente con fracturas de la misma orientación.

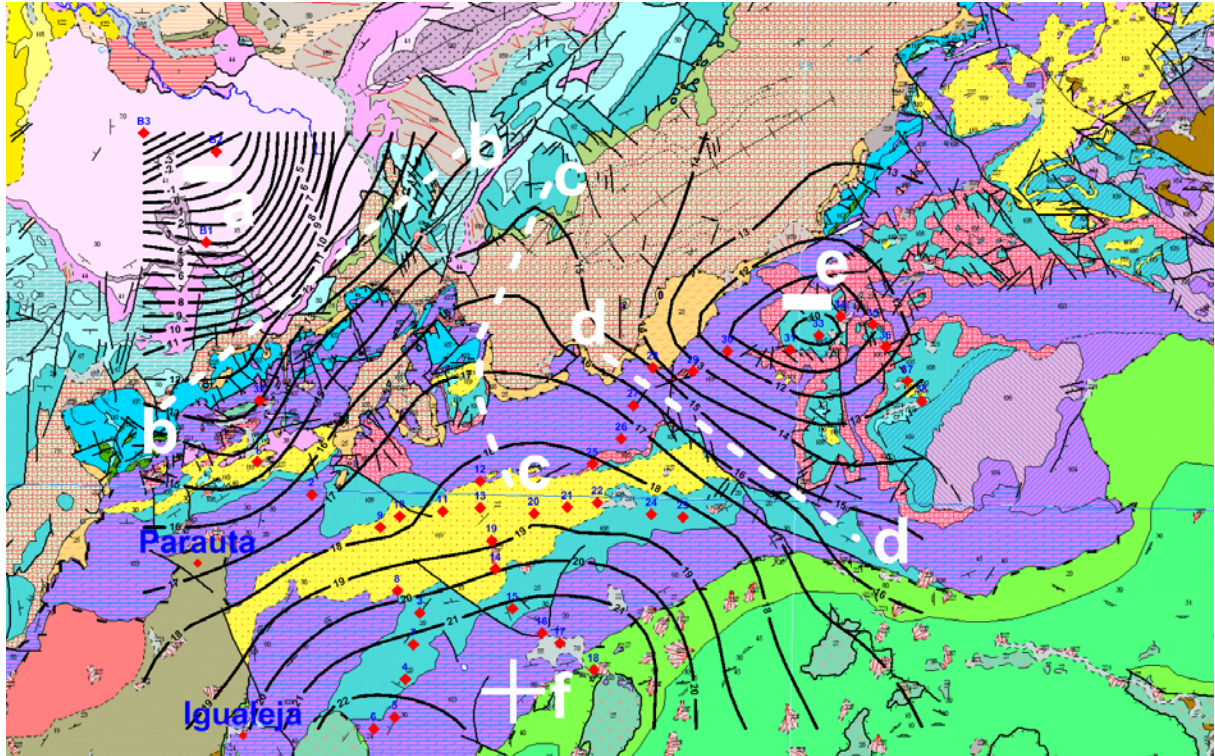


Fig. 8.31 Mapa de Anomalia de Bouguer para 2.4 g/cm^3 (sin corrección topográfica) en isoclinas, con principales ejes estructurales, superpuesto a la cartografía geológica.

9. EJECUCIÓN DE LA CAMPAÑA DE MAYO-JUNIO DE 2012

9.1 Verificación de la unión de bases B1-B2-B3. Posibles causas de variación.

Antes de comenzar los programas de lectura en las estaciones se ha procedido a repetir la unión de las bases establecidas en la campaña de 2011. Esta repetición tiene por objeto verificar que no se han producido variaciones de gravedad en la base B1, o bien, cuantificar dicha variación para tenerla en cuenta en las mediciones de esta campaña.

La unión de bases se llevó a cabo el día 28 de mayo, siguiendo el mismo esquema establecido en 2011. Según se refleja en la Figura 9.1, se comenzó en la Base B100 a las 6:31h, finalizando nuevamente en dicha base a las 10:58 h. Cada determinación consistió en la medición de dos periodos de cinco ciclos de 90 s, separados unos 2 minutos. El detalle de las lecturas está representado en las Figuras 9.2, 9.3 y 9.4 para las bases B100, B200 y B300 respectivamente.

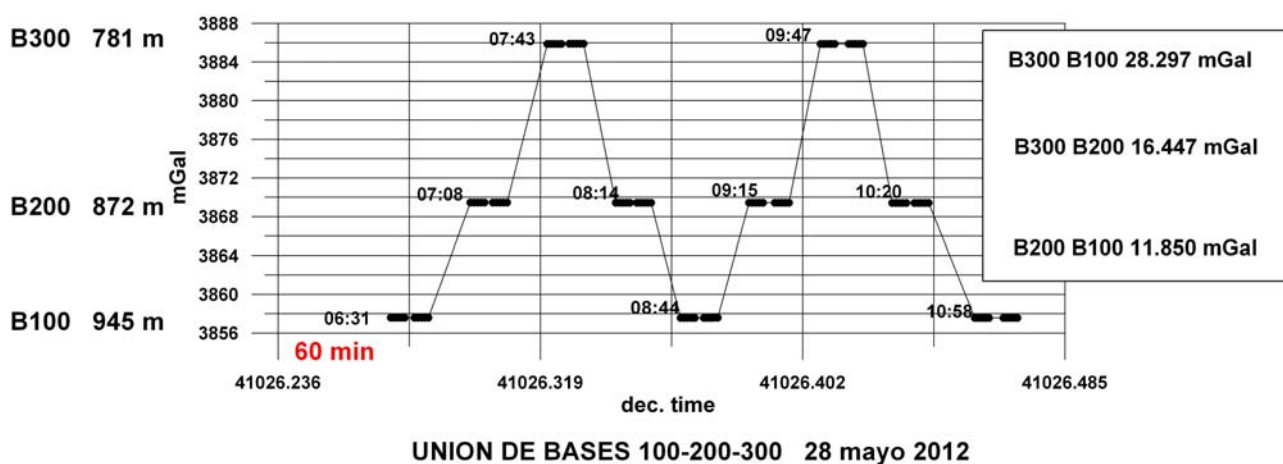


Fig. 9.1 Esquema de enlaces efectuados para la unión de las Bases B100, B200, B300 en 2012. Se indica también las diferencias de gravedad medidas.

La variación de lecturas (corregidas de efecto Luni-Solar y carga oceánica) en cada intervalo de duración de 5 ciclos (unos ocho minutos) es inferior a 5 μ Gal en todos los casos, por lo que la estabilización del gravímetro es mejor que en las mediciones de 2011, donde se alcanzaban los 20 μ Gal. Para el cálculo de la unión se han seguido los siguientes pasos:

- En la selección del ciclo de lectura de cada medición se ha seguido el criterio de la mejor estabilidad (dos o más lecturas con menor variación), junto con escoger las lecturas efectuadas en el mismo intervalo de tiempo desde que se hace estación (se nivela y comienza a leer) con el instrumento.
- A diferencia de la unión efectuada en 2011, la deriva de trabajo del instrumento (controlada por la pendiente entre lecturas seleccionadas) es aceptablemente la misma para las tres bases, por lo que han podido tenerse en cuenta todas las mediciones (Figura 9.5).
- Se ha calculado la deriva en mGal/s a partir de los datos de las lecturas seleccionadas en B100, que abarca todo el tiempo de realización de la unión (en 2011 se desecharon las primera lectura en B100 y las dos primeras de B200). Con este valor se han corregido las restantes lecturas seleccionadas (Figura 9.5).

- Mediante interpolación lineal, se ha calculado el valor en cada Base en los tiempos de medición de las restantes, y las correspondientes diferencias de gravedad (Tabla 9.1).

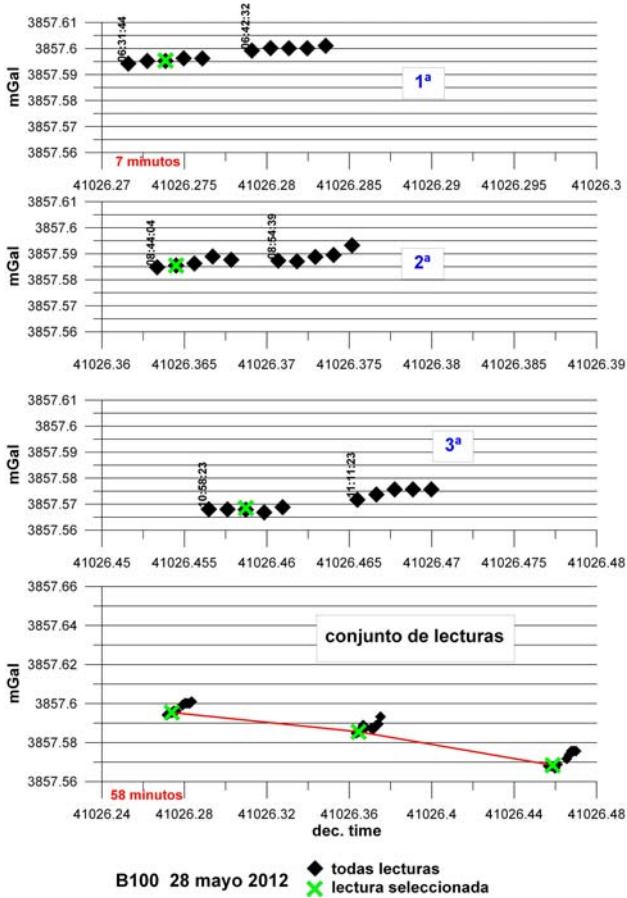


Fig. 9.2 Lecturas en la Base B100

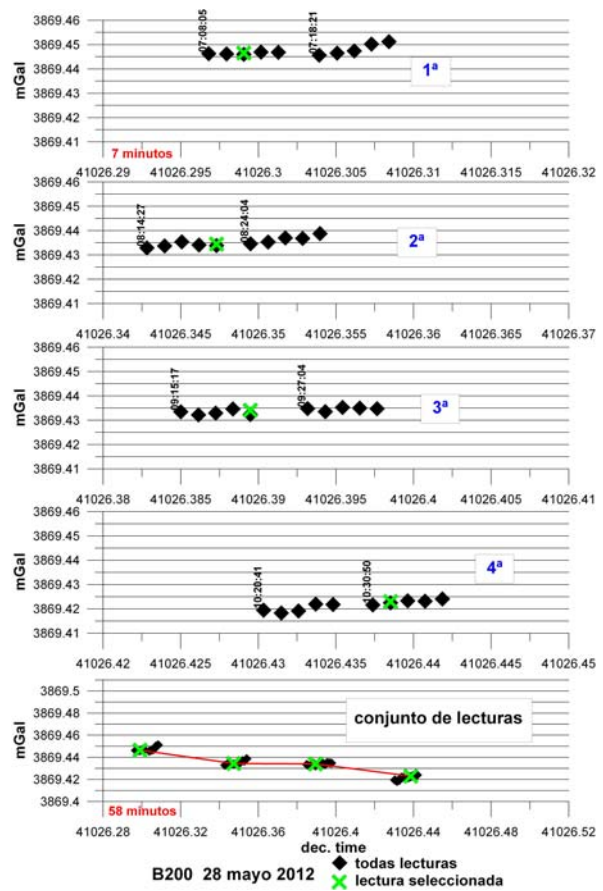


Fig. 9.3 Lecturas en la Base B200

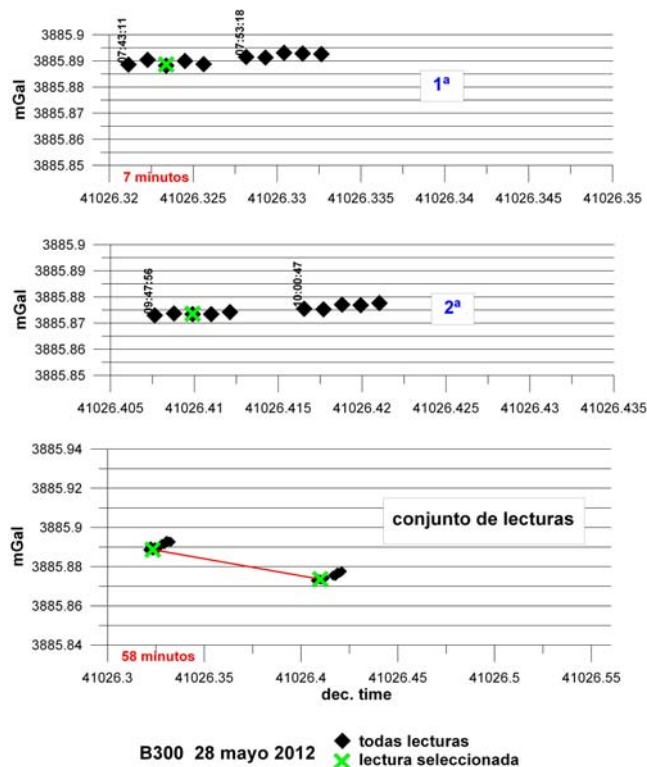


Fig. 9.4 Lecturas en la Base B300

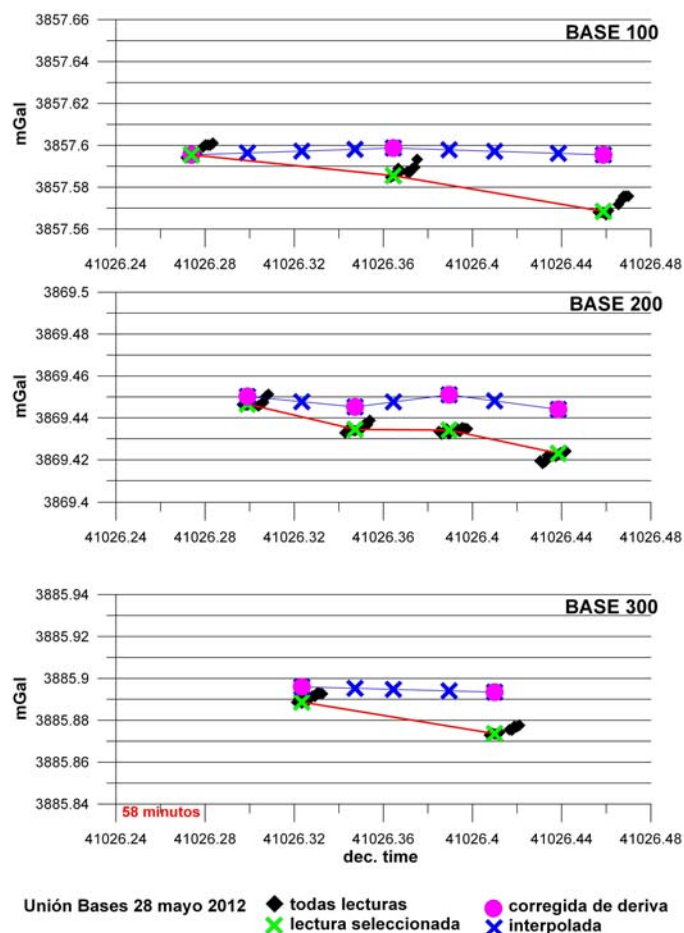


Fig. 9.5 Unión de Bases B100-B200-B300 en 2012

station	time	dectime	grav interpolada	100-200	100-300	200-300
100	06:34:59	41026,2739	3857,595			
100	07:11:20	41026,2991	3857,596			
200	07:11:20	41026,2991	3869,450	-11,854		
100	07:46:26	41026,3234	3857,597			
200	07:46:26	41026,3234	3869,448	-11,850	-28,299	-16,448
300	07:46:26	41026,3234	3885,896			
100	08:20:55	41026,3473	3857,598			
200	08:20:55	41026,3473	3869,445	-11,847	-28,297	-16,450
300	08:20:55	41026,3473	3885,895			
100	08:45:43	41026,3645	3857,599			
200	08:45:43	41026,3645	3869,448	-11,849	-28,296	-16,447
300	08:45:43	41026,3645	3885,895			
100	09:21:45	41026,3895	3857,598			
200	09:21:45	41026,3895	3869,451	-11,853	-28,296	-16,443
300	09:21:45	41026,3895	3885,894			
100	09:51:11	41026,4099	3857,597			
200	09:51:11	41026,4099	3869,448	-11,851	-28,296	-16,445
300	09:51:11	41026,4099	3885,893			
100	10:32:29	41026,4385	3857,596			
200	10:32:29	41026,4385	3869,444	-11,848		
100	11:01:38	41026,4587	3857,595			

Medias mGal -11,850±0.003 -28,297±0.002 -16,447±0.003

Tabla 9.1 Cálculo de las uniones entre bases. Sombreado en verde corresponde a las lecturas seleccionadas corregidas de deriva.

Se dispone por lo tanto de un mayor número de determinaciones de incrementos entre bases que en 2011. Adoptando los valores medios, entre la Base1 y la Base2 hay una diferencia de 11.850 mGal, entre la B2 y la B3 16.447 mGal y entre la B1 y la B3 28.297 mGal. La dispersión de los valores es algo mayor que en 2011, con desviaciones de hasta 0.004 mGal y con un error de cierre de 0.000 mGal. La diferencia de gravedad entre bases medida en 2012 es inferior para todos los enlaces que la medida en 2011 (Tabla 9.2), con disminuciones de 0.007 a 0.016 mGal. Aunque estas cifras están dentro del orden de magnitud de la precisión instrumental-metrológica, por lo que podría considerarse que no se ha producido un cambio de gravedad significativo, no se puede descartar la posibilidad de algún cambio real.

	100-200	100-300	200-300
2011 cierre compensado	-11,857	-28,313	-16,456
2012	-11,850	-28,297	-16,447
diferencia	0,007	0,016	0,009
%	-0,056	-0,057	-0,056

Tabla 9.2 Comparación de diferencias de gravedad entre bases medidas en 2011 y en 2012.

Pueden hacerse varias de la forma en que se puede producir dicho cambio, esquematizadas en la Figura 9.6:

- a) Si la base 100 hubiera permanecido inalterable, supondría que la gravedad habría disminuido 16 μ Gal en la base 300 y 7 μ Gal en la 200
- b) Si se mantiene fijo el valor de gravedad en la base 200, tendría que haber aumentado 7 μ Gal en la 100 y disminuido 9 μ Gal en la 300
- c) Si el valor en la base 300 no hubiera cambiado, significaría que ha aumentado 9 μ Gal en la 200 y 16 μ Gal en la 100

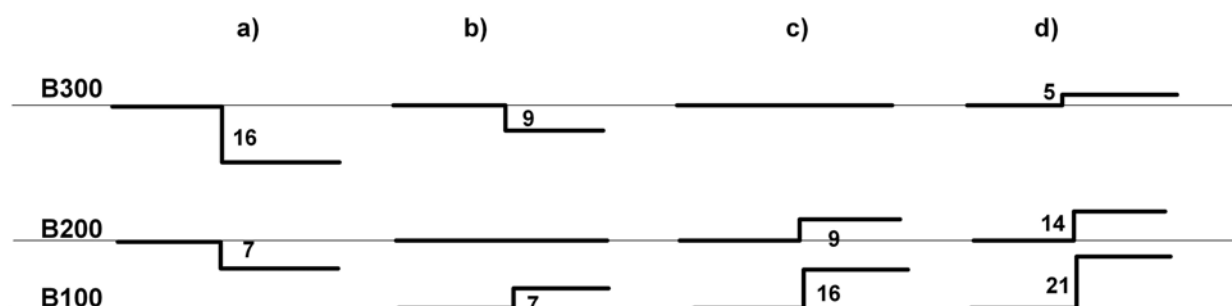


Fig. 9.6 Esquema explicativo de las diferentes hipótesis que pueden justificar la diferencia de gravedad en las bases entre 2011 y 2012.

Las situaciones a y b carecen de fundamento, al suponer que la gravedad ha disminuido. La hipótesis c supondría que el aumento en la acumulación de agua entorno de la base 100 en 2012 es mayor que entorno de las bases 200 y 300, lo que puede encontrar cierta justificación por su situación geológica-geográfica (mayor proximidad a un paquete de areniscas con arcillas, Figura 8.1). Esto significaría que la gravedad ha aumentado un mínimo de 16 μ Gal en la base utilizada para el cálculo de los programas de medida, cantidad que debe ser por lo tanto disminuida a las lecturas en la base efectuadas en 2012 para poder comparar las anomalías a12 con las a11; numéricamente, esto equivale a aumentar dicha cantidad a las anomalías a12: si g_a es la gravedad en estación y g_b en la base, la anomalía viene dada por

$$g_e - g_b = a_{12}$$

que para hacerla comparable a la medición de 2011 habría que poner

$$g_e - (g_b - 0.016) = a_{12} + 0.016$$

Las anomalías respecto de la Base 100 son cantidades negativas (el valor de gravedad en las estaciones es inferior al valor en base, Figuras 8.8 y 8.26, excepto en la estación 6), por lo que esta operación reduce el valor absoluto de a_{12} . Evidentemente podría también darse una situación como la reflejada en la Figura 9.6 d), en la que la gravedad aumenta en todas las bases, siendo esta cantidad más pequeña cuanto mayor es la distancia de la base al acuífero y menor es su cota, por lo que el valor de 16 μGal debe ser considerado como un mínimo.

Otro aspecto que debe analizarse respecto de la diferencia encontrada en las uniones de bases entre 2011 y 2012 es la posibilidad de un cambio en la constante de calibración. La disminución de las diferencias entre bases es del orden del 0.056 % para todos los enlaces, según se indica en la Tabla 9.2. El que la variación relativa sea la misma para todos los enlaces es en cierta forma una verificación de la fiabilidad de las mediciones y cálculos, pero también podría ser motivado por una modificación en la constante del gravímetro. Si la diferencia de gravedad no ha variado, pero ha aumentado la constante, el valor calculado será inferior al real, al haber utilizado una constante menor. Según se explicó en el apartado **5.3 Factor de calibración del gravímetro: variable Gcal1**, la gravedad observada viene dada por la lectura lg (en V) del gravímetro multiplicada por dicha constante, $g = lg \times k_1$. Para corregir los valores leídos con k_1 a una nueva constante k_2 , habría que recuperar la lectura lg y multiplicarla por la nueva constante:

$$g_2 = (g/k_1) \times k_2 = lg \times k_{21} \quad \text{siendo } k_{21} = k_2/k_1.$$

El valor almacenado en la variable GRAV de los ficheros de registro del gravímetro es en realidad $g = lg \times k_1 + \text{CLS}$, por lo que, en rigor, antes de hacer la operación de cambio de constante, habría que eliminar la corrección Luni-Solar. Sin embargo, puesto que el valor de k_{21} es del orden de 1.00056, el resultado de la operación $g_2 = lg \times k_{21} + \text{CLS} \times k_{21}$ es el mismo que el de $g_2 = lg \times k_{21} + \text{CLS}$, ya que $\text{CLS} \times k_{21} \approx \text{CLS}$ (harían falta correcciones de marea superiores a 1.780 mGal para que el error fuera de 1 μGal , estando la corrección LS siempre por debajo de 0.5 mGal), siendo más fácil de efectuar la operación sobre el valor de gravedad corregido de marea.

Por otra parte las anomalías en los programas de medición se obtienen por diferencia entre base y estación: $g_e - g_b = a_{12}$. Para obtener el valor de anomalía a_{12} con una nueva constante no es preciso modificar cada uno de los valores de gravedad medidos, sino aplicar el factor de conversión k_{21} a la diferencia, ya que

$$g_e \times k_{21} - g_b \times k_{21} = k_{21} \times (g_e - g_b) = k_{21} \times a_{12}$$

El valor de la constante del gravímetro calculado en la calibración de julio de 2011 es $k_1=8937.782$. Un aumento de 0.056% hace $k_2= 8942. 8357$ (atención: el resultado de esta operación depende del número de cifras con las que se opere, habiéndose aquí tomado los valores completos en hoja Excel). Aplicando el factor $k_{21}=1.0005643$ al valor de las uniones medidas en 2012, se obtienen, evidentemente, los mismos que en 2011 (Tabla 9.3).

	100-200	100-300	200-300
2012	-11,85	-28,297	-16,447
2012x 1,00056	-11,857	-28,313	-16,456
2011	-11,857	-28,313	-16,456

Tabla 9.3 Reducción de los enlaces de bases medidos en 2012 por cambio de constante de calibración del gravímetro.

Aunque la operación de calibración no puede realizarse con exactitud mejor del 0.02%, utilizando para ello diferencias de gravedad superiores a los 100 mGal, la variación aquí contemplada es superior a la posible imprecisión en su determinación en 2011. Como se comentó en el apartado **5.3 Factor de calibración del gravímetro: variable Gcal1**, el comportamiento normal de estos instrumentos hace que la constante se pueda modificar con el tiempo, aunque la variación es menor con el paso de los años. En la Figura 9.7 se reproduce la Figura 5.4, añadiendo la posición del hipotético nuevo valor de la constante de calibración, que respecto de la inicial en 2007 supondría una variación del 0.159 % (0.056 % respecto del valor calculado en 2011). Por una parte, un coeficiente de 1.00159 no parece responder a la tendencia de variación del gravímetro CG5-9122; por otra parte, un incremento de 0.00056 en unos 300 días no parece ser tampoco el apreciado en el gravímetro CG5-167 (recuadro sombreado en azul), que está en el orden del 0.015 %. No es por lo tanto muy probable que realmente se haya modificado la constante del instrumento.

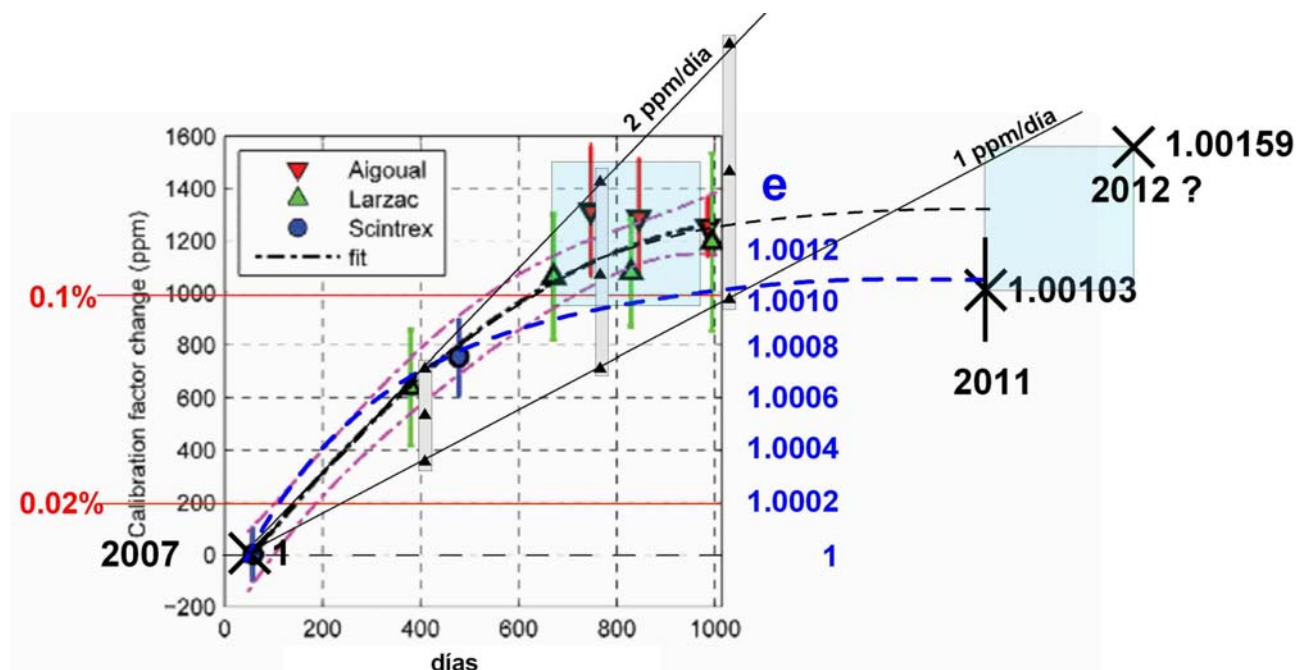


Fig. 9.7 Sobre reproducción de la Fig. 5.4 se ha añadido el hipotético cambio de constante de calibración en mayo de 2012 respecto 2007. Dicho cambio no parece responder a la evolución del gravímetro CG5-9122 del IGME (aspas de color negro); también parece ser muy superior a la evolución en periodos de 300 días observada en otro gravímetro CG5 (sombreados en azul). (Modificada de Jacob et al., 2009, para gravímetro CG5-167).

Como consecuencia de las diferencias observadas en las bases y del análisis de sus posibles causas, las anomalías medidas en 2012 deberán ser estudiadas bajo estos dos prismas:

- disminuir los valores en al menos $16 \mu\text{Gal}$ para hacerlas comparables a las medidas en 2011 (a12+0.016)
- o
- modificar los valores medidos en 2012, utilizando la constante 8942.8357, lo que equivale a multiplicar las anomalías por 1.00056 (a12x1.00056).

9.2 Aspectos generales de los programas de medición

En la campaña de 2012 se han efectuado dos medidas en cada estación (en vez de tres en 2011), excepto en las estaciones las estaciones 15, 20, 27 con tres valores y la 31 con cinco valores. Cada repetición está hecha en un programa independiente de la primera lectura, y sin que ningún programa esté dedicado solamente a repeticiones.

Se ha modificado también el protocolo de medida, pasando de 5 a 10 ciclos de 90 s, buscando así un mayor tiempo de estabilización del gravímetro, con lo que el número de estaciones por programa se ha visto reducido a unas 2-3. Ocasionalmente, cuando se ha observado una peor estabilización del instrumento, se han efectuado hasta 4 grupos de cinco ciclos de lectura.

programa	día	duración	nº estaciones	deriva mGal/h
	28		unión bases	
p1	29	2:49:31	4	-0,00385
p2	29	2:48:47	3	-0,00493
p3	30	3:04:38	3	-0,00555
p4	30	3:30:56	4	-0,00431
p5	31	3:34:51	3	-0,00408
p6	1	3:13:22	3	-0,00722
p7	1	2:18:50	2	-0,00400
p8	4	4:02:55	3	-0,01088
p9	4	1:45:12	1	0,00264
p10	5	3:43:18	2	-0,01130
p11	5	2:02:33	1	0,00062
p12	6	3:27:18	3	-0,00886
p13	6	2:51:59	2	-0,00531
p14	7	7:47:19	8	-0,00215
p15	8	3:10:57	3	-0,00970
p16	8	2:32:37	3	0,00033
p17	11	3:11:37	3	-0,01640
p18	11	2:40:49	3	-0,01930
p19	12	3:39:07	3	-0,01659
p20	12	2:22:08	2	-0,00455
p21	13	7:31:25	8	-0,00454
p22	14	4:36:24	3	-0,01071
p23	14	1:57:05	1	0,00521
p24	15	3:06:21	2	-0,01008
p25	15	2:13:26	1	-0,00455
p26	18	3:48:08	3	-0,01046
p27	18	2:57:58	3	-0,00563

Tabla 9.4 Resumen de los programas efectuados en la campaña de 2012.

En la Tabla 9.4 se resume los programas efectuados, indicando el tiempo empleado, el número de estaciones leídas y la deriva de trabajo. En la Tabla 9.5 se indican las estaciones leídas en cada programa, así como el número de veces que ha resultado finalmente medida cada estación.

INFORME SOBRE EL ESTUDIO DE MICROGRAVIMETRÍA RELATIVA 4D EN EL KARST DE LA SIERRA DE LAS NIEVES (MÁLAGA). 2011-2012. J. L. Plata

		MAYO					JUNIO 2012																						
		M	M	X	X	J	V	V	L	L	M	M	X	X	J	V	V	L	L	M	M	X	J	J	V	V	L	L	
		día	29	29	30	30	31	1	1	4	4	5	5	6	6	7	8	8	11	11	12	12	13	14	14	15	15	18	18
		pro gra ma	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Est.	repe																												
32	2																					1			1				32
1	1	1																											1
2	2	1		1																									2
8	2	1												1															8
3	2			1				1																					3
7	2	1			1																								7
4	2		1							1																			4
5	2		1													1													5
6	2		1					1																					6
9	2											1	1																9
10	2			1					1																				10
11	2				1												1												11
12	2				1	1																							12
13	2															1		1											13
20	3					1				1																		1	20
21	2												1									1							21
22	2					1																	1						22
24	2													1													1		24
23	2													1													1		23
19	2				1				1																				19
14	1																1												14
15	3																1	1										1	15
16	2																	1	1										16
17	2																		1									1	17
18	2															1			1										18
25	2									1		1																	25
26	2							1													1								26
27	3																									1	1	1	27
28	2									1										1									28
29	2																						1		1				29
30	2																			1			1						30
31	5											1			2								2						31
33	2														1								1						33
34	2														1								1						34
35	2														1								1						35
36	2														1								1						36
37	2														1								1						37
38	2														1								1						38
	Nº est	4	3	3	4	3	3	2	3	1	2	1	3	2	8	3	3	3	3	3	3	2	8	3	1	2	1	3	3

Tabla 9.5 Cuadro de ejecución de los programas de la campaña de 2012.

Las lecturas finales pertenecientes a cada ciclo se han anotado en los correspondientes estadillos, que se encuentran recogidos en el ANEXO DIGITAL (formato pdf). Un ejemplo de los mismos se proporciona en la Figura 9.8.

-- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA --
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA
PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA

ESTADO Nº 4
 Área S. Las Nieves (Ronda) Fecha 8-06-12 Observador Sr. Llorente-González
 Gravímetro Saintrex Cte, K = Tiempo Solado

ESTACIÓN	DESCRIPCIÓN	T	HORA	LECTURA	Correcciones		GRAVEDAD	
					LS	D		
100.1	Base	1 ^{er} ciclo	1	6:41	3857.281	2 ^o ciclo	6:52	3857.278
		"	2	6:43	.279		6:53	.279
		"	3	6:44	.278		6:55	.277
		"	4	6:46	.277		6:57	.277
		"	5	6:47	3857.278		6:58	3857.279
5.2	Repalición	1 ^{er} ciclo	1	7:25	3846.955	2 ^o ciclo	7:36	3846.957
		"	2	7:27	.957		7:38	.958
		"	3	7:29	.956		7:39	.959
		"	4	7:30	.957		7:41	.959
		"	5	7:32	3846.957		7:42	3846.962
	"	3 ^{er} ciclo	1	7:46	3846.960			
	"	2	7:48	.963				
	"	3	7:49	.963				
	"	4	7:51	.962				
	"	5	7:52	3846.963				
13.1		1 ^{er} ciclo	1	8:12	3849.822	2 ^o ciclo	8:22	3849.828
		"	2	8:13	.824		8:23	.828
		"	3	8:15	.823		8:25	.825
		"	4	8:17	.824		8:27	.827
		"	5	8:18	3849.826		8:28	3849.828
18.1	1 ^{er} ciclo	1	8:50	3835.336	2 ^o ciclo	8:59	3835.339	
		"	2	8:51	.337		9:01	.338
		"	3	8:53	.337		9:03	.339
		"	4	8:54	.339		9:04	.340
		"	5	8:56	3835.337		9:06	3835.341
	"	3 ^{er} ciclo	1	9:10	3835.343			
	"	2	9:12	.344				
	"	3	9:13	.345				
	"	4	9:15	.344				
	"	5	9:16	3835.345				

Fig. 9.8 Ejemplo de estadillo de campo de la campaña de 2012, donde se anota la hora inicial y lectura de cada ciclo.

El instrumento fue llevado a Ronda con tres días de antelación al comienzo de los programas de medida, a fin de permitir una mejor estabilización tras el cambio de gravedad entre Madrid y la zona (unos 400 mGal). Los parámetros utilizados han sido los siguientes, indicándose en color azul los empleados en la anterior campaña de 2011:

```

/      CG-5 SURVEY
/      Survey name:  RONDA052012
/      Instrument S/N: 9122
/      Client:
/      Operator:
/      Date:          2012/ 5/24
/      Time:          22:15:33
/      LONG:          5.1000000 W 5.04
/      LAT:           36.7000000 N 36.4
/      ZONE:          30
/      GMT DIFF.:    0.0

/      CG-5 SETUP PARAMETERS
/      Gref:          0.000
/      Gcal1:         8937.782
/      TiltxS:        427.768 430.545
/      TiltyS:        426.065 424.105
/      TiltxO:        40.305 45.104
/      TiltyO:        -42.680 -44.814
/      Tempco:       -0.141
/      Drift:         0.313 0.265
/      DriftTime Start: 22:15:38 09:20:05
/      DriftDate Start: 2012/05/24 2011/08/01

/      CG-5 OPTIONS
/      Tide Correction: YES
/      Cont. Tilt:    NO YES
/      Auto Rejection: YES
/      Terrain Corr.: NO
/      Seismic Filter: YES
/      Raw Data:     NO
    
```

Se ha modificado, tras una nueva verificación, el valor de los parámetros TILT de autocorrección de niveles. La corrección de deriva de largo término se verificó nuevamente el 24 de mayo de 2012, pasando de 0.265 mGal/día a 0.313 mGal/día. La opción Cont. Tilt. no se ha activado, ya que el apoyo del gravímetro es rígido, sobre roca, y no se precisa una compensación continua a 6 Hz, como puede ser necesaria para tener en cuenta las mínimas variaciones de nivelación vertical durante la lectura en terrenos inestables; su desactivación significa que la corrección de niveles se efectúa solamente en función del último segundo del ciclo de cada lectura.

El 16 junio, a las 22:45 h se volvieron a revisar los parámetros TILT de corrección de niveles, asignándoles los nuevos valores, que afectan solamente a los programas 26 y 27:

```

CG-5 SETUP PARAMETERS
/      Gref:          0.000
/      Gcal1:         8937.782
/      TiltxS:        434.372
/      TiltyS:        423.460
/      TiltxO:        40.149
/      TiltyO:        -43.240
    
```

Se han registrado las variables (definidas en el apartado **5.2 Sistema de lectura y grabación de datos**):

LINE	STATION	ALT	GRAV	SD	TILTX	TILTY	TEMP	TIDE	DUR	REJ	TIME	DEC.TIME	TERRAIN	DATE
------	---------	-----	------	----	-------	-------	------	------	-----	-----	------	----------	---------	------

En la columna LINE se indica el número de repetición. En la columna ALT no ha quedado en esta campaña registrada la temperatura ambiente, ya que no se seleccionó esta opción. El fichero generado se denomina **campaña 2012 completa.txt**, que ha sido pasado a formato xls. **campaña2012 completa.xls**. Este fichero

incluye también las lecturas efectuadas durante paradas esporádicas y durante la noche, que corresponden al valor de estación 400. Una vez eliminados los datos no pertenecientes a los programas de medición, el fichero se denomina **campaña2012 programas.xls**, en el que se ha añadido la variable PRG, indicadora del número de programa al que pertenece cada lectura:

LINE	STATION	-----	GRAV	SD	TILTX	TILTY	TEMP	TIDE	DUR	REJ	TIME	DEC.TIME	DATE	PRG
------	---------	-------	------	----	-------	-------	------	------	-----	-----	------	----------	------	-----

Este fichero es la base para los cálculos posteriores. El ANEXO DIGITAL recoge los ficheros generados en el gravímetro.

En el apartado **5.5 Verificaciones efectuadas sobre el comportamiento del gravímetro utilizado** se indican los valores de las variable de control SD, TILTX, TILTY, TEMP y REJ durante toda la campaña, no habiéndose apreciado ningún comportamiento anormal del instrumento ni diferencias con los valores de estos parámetros durante la campaña de 2011, salvo en el parámetro TEMP (Figura 5.9, reproducida en la Figura 9.9) que tiene valores inferiores en esta campaña por ser inferior la temperatura ambiente a la existente durante el mes de agosto de 2011. En la Figura 9.10 se reproducen los valores de la desviación estándar SD por programas; este indicador del ruido micro sísmico o vibraciones ha permanecido con valores inferior a 0.015 mGal para casi todas las lecturas, llegando ocasionalmente a 0.03 mGal o superior, lo que indica buenas condiciones de medición.

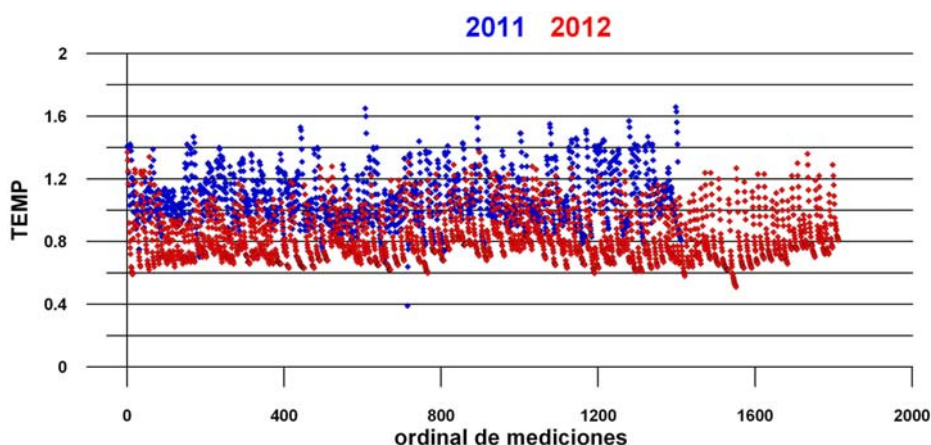


Fig. 9.9 Valores del parámetro TEMP medidos durante las campañas de la Sierra de las Nieves en 2011 (agosto) y 2012 (mayo-junio)

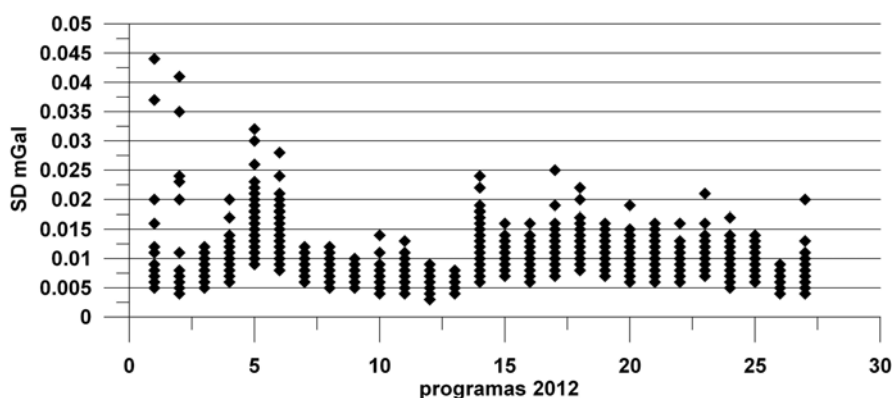


Fig. 9.10 Valores de SD para todas las lecturas efectuadas en los programas de la campaña de 2012.

En la Figura 9.11 se han representado todas las lecturas efectuadas en esta campaña. La diferencia de gravedad entre Ronda, donde reposa el gravímetro durante la noche y pausas festivas en esta campaña, y la Base 100 es de 28 mGal, siendo la gravedad en todas las estaciones (excepto la 6) inferior al valor en Base100, y presentando una diferencia total de unos 190 mGal, con anomalías de hasta 158 mGal. Una vez más insistimos en que este gran rango de variación no es lo más apropiado para estudios de microgravimetría en los que se requiere una precisión de 5 μ Gal. Comparando estos valores con los medidos en la campaña de 2011 (Figura 8.8, 3818 mGal en Ronda y 3788 mGal en B100), se aprecia un incremento del orden de 67-69 mGal en los aproximadamente 10 meses transcurridos, lo que corresponde a la variación de 0.265 mGal/día utilizada hasta el 24 de mayor de 2012 (parámetro Drift).

Cabe hacer la observación de que se ha detectado un error en el fichero txt del CG5, que se refiere a la numeración del tiempo en decimal (variable DEC. TIME): al pasar del día 31 de mayo (dec. Time 41029) al 1 de junio, sigue utilizando el número 41029, en vez del número 41030 (Figura 9.12). Este error o fallo de software en el sistema de tiempos no tiene ninguna repercusión en los valores de gravedad, y solo hay que tenerlo en cuenta para las representaciones gráficas que utilicen el tiempo decimal cuando incluyan los días 31 de mayo y 1 de junio conjuntamente.

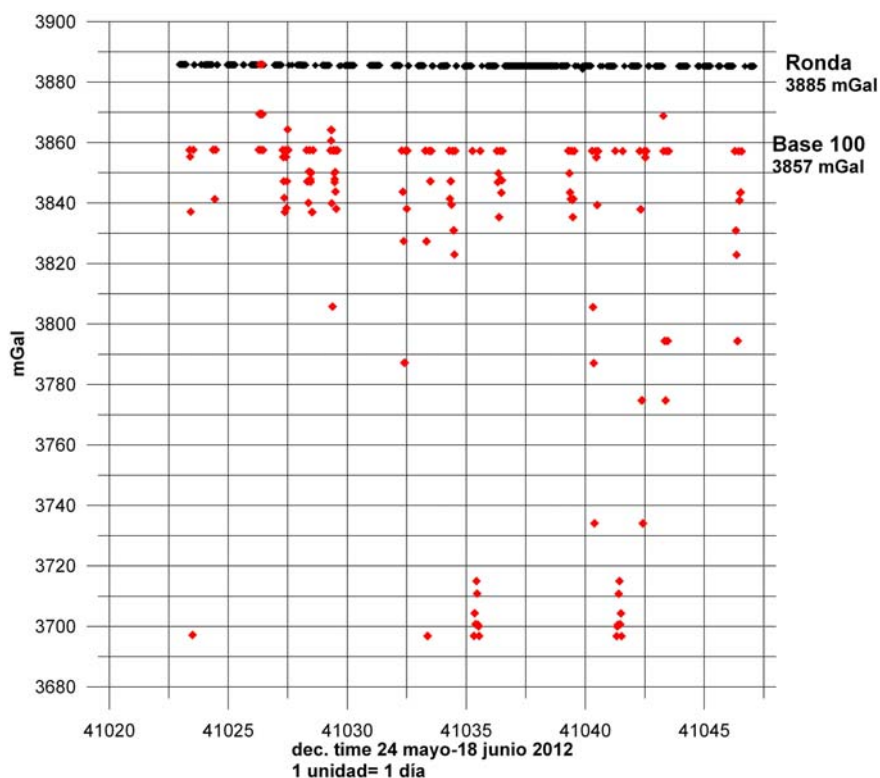


Fig. 9.11 Comparativa de todos los valores de gravedad leídos durante la campaña de 2012.

Otra consideración que puede hacerse de este gráfico de mediciones en un punto fijo de Ronda es que se aprecia una disminución continua de la gravedad, y además con variación del ratio, siendo mayor desde el inicio hasta el 6 de junio (0.450 mGal en 13 días, 0.035 mGal/día), disminuyendo hasta el final (0.12 mGal en 12 días, 0.01 mGal/día). El que disminuya el valor de lectura del gravímetro puede interpretarse como un exceso de la corrección de 0.313 mGal/día aplicada; el que además cambie significaría que en el primer

periodo mencionado el aumento natural de la lectura del gravímetro ha sido inferior, pasando posteriormente a un ratio más parecido al valor introducido en la variable Drift.

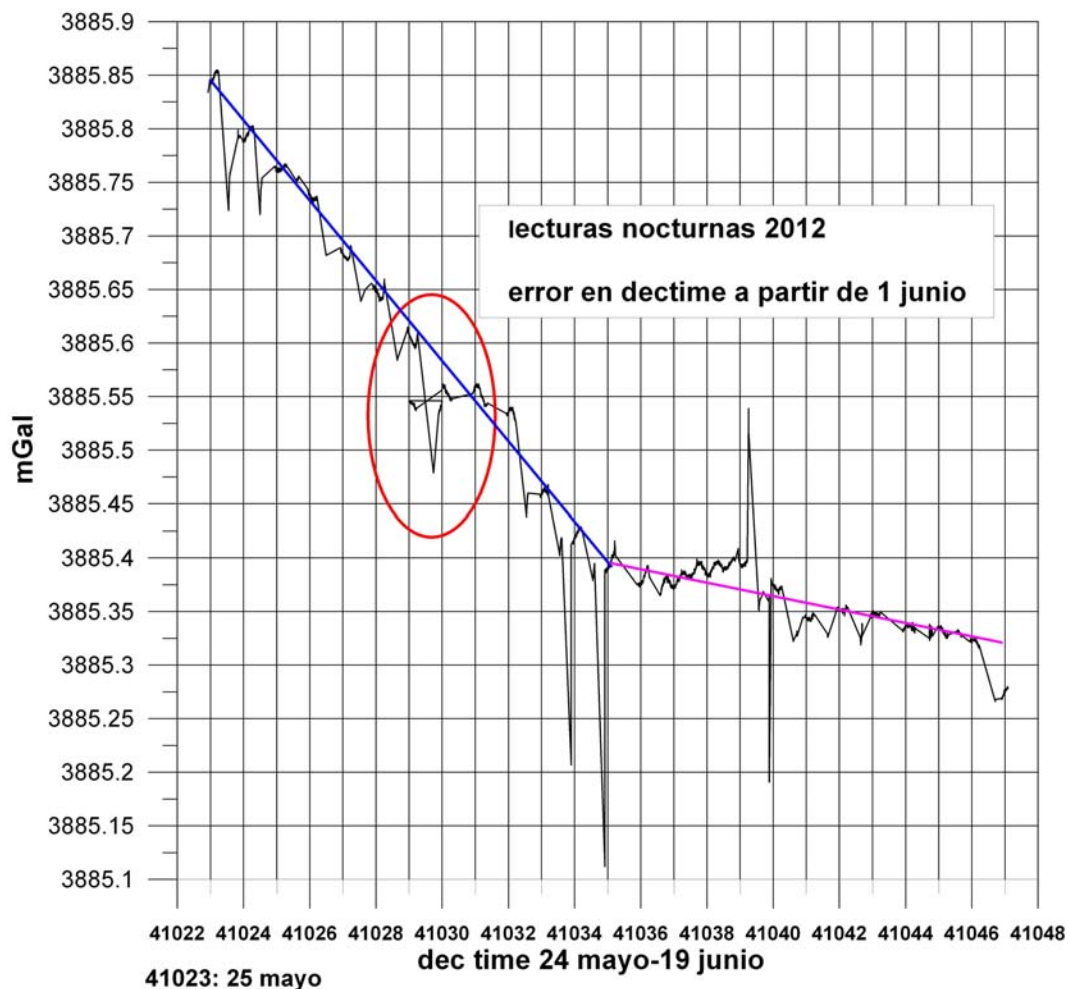


Fig. 9.12 Lecturas efectuadas en el mismo lugar durante la pausa nocturna en función del tiempo de la campaña de 2012, detectándose un error en la numeración de la fecha decimal (dec. Time).

9.3 Verificación de la necesidad de corrección por presión atmosférica

Para esta campaña, la AEMET nos ha podido proporcionar los datos de presión de las estaciones de Grazelema (coordenadas UTM H30 X:288493, Y:4071118; coordenadas geográficas 5.369444 ,36.761667; cota 900 m) y de Ronda (coordenadas UTM H30 X:306451, Y:4069271; coordenadas geográficas 5.168.056 , 36.749.444; cota 770 m). Se dispone de los valores de la presión atmosférica cada diez minutos desde el 20 de mayo al 20 de junio de 2012. El fichero original (fichero **AEMET ZONA RONDA 2012.xls**, que contiene también datos pluviométricos) se ha depurado y pasado al fichero presion2012 **Graza-Ronda.xls**. La posición de ambas estaciones respecto de la zona de trabajo queda reflejada en la Figura 9.13. Estos datos nos han permitido verificar la influencia que puede tener, en este caso, la mayor o menor proximidad de los datos meteorológicos a las estaciones gravimétricas.

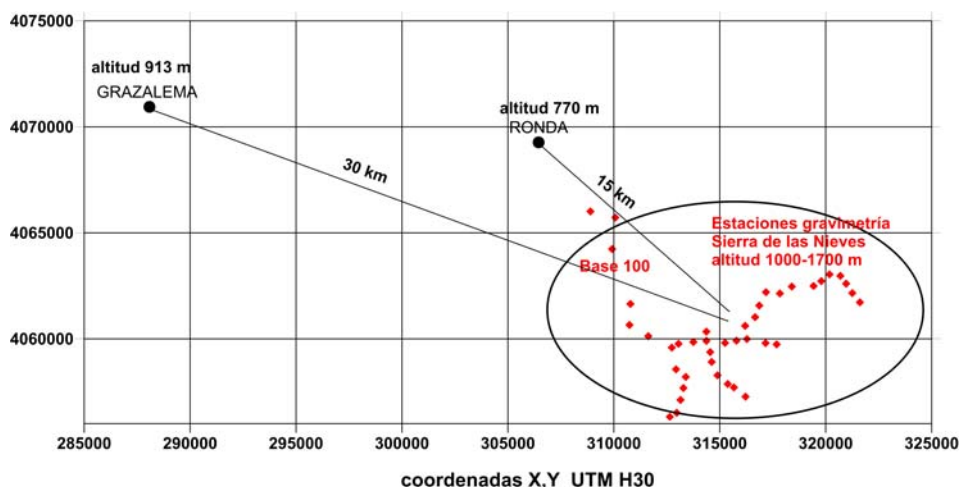


Fig. 9.13 Posición de las estaciones de la AEMET respecto de la zona de trabajo.

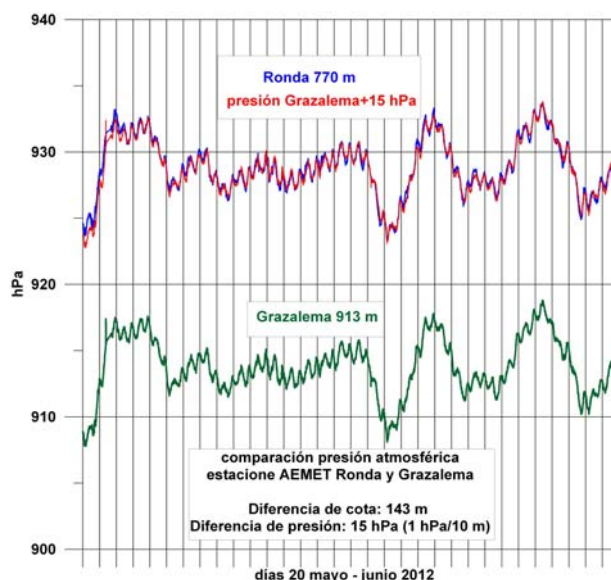


Fig. 9.14 Comparación de los datos de presión facilitados por la AEMET en las estaciones de Grazelema y de Ronda durante mayo y junio de 2012.

Para ello se ha comparado las variaciones de presión registradas en Grazelema y en Ronda para este periodo de tiempo (Figura 9.14), apreciándose su total similitud. La diferencia del valor absoluto de la

presión entre ambas estaciones corresponde estrictamente a su diferencia de cota, de 143 m, aplicando el gradiente normal de 1 hPa/10 m, como se comprueba al trasladar los valores de la estación de Grazalema a la cota de la estación de Ronda. Esta conclusión valida plenamente el tratamiento dado a la campaña de 2011, en la que solamente pudo disponerse de los datos de Grazalema.

La conversión de presión en gravedad se ha añadido al fichero mediante Gravedad (μGal)= presión (hPa) x 0.34, tomando como referencia para las correcciones el primer valor (día 20 mayo, 0:00 h). La variación de presión y la correspondiente variación de gravedad para todo el periodo están reflejadas en la Figura 9.15, apreciándose que las máximas variaciones no sobrepasan los 3 μGal .

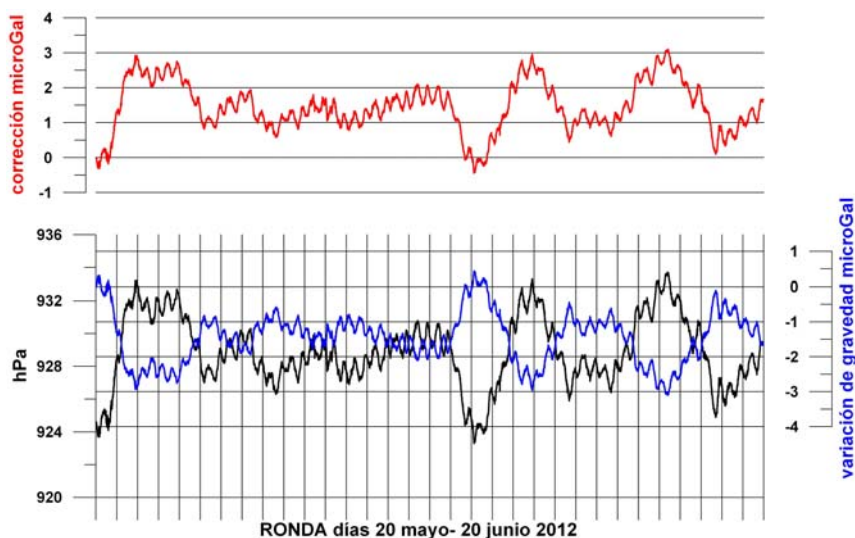


Fig. 9.15 Variación de presión y correspondiente corrección de gravedad para el periodo de medición de la campaña de 2012.

La variación durante la ejecución de un programa gravimétrico es despreciable. Como ejemplo, en la Figura 9.16 se puede ver la variación de gravedad debida a los cambios de presión durante el tiempo de medición de la gravedad para los días 6, 7, 8 y 11 de junio. Estos mismos gráficos para todos los días de la campaña se encuentran en el ANEXO IV. En consecuencia, no es necesario proceder a la corrección de gravedad debida a los cambios de presión atmosférica.

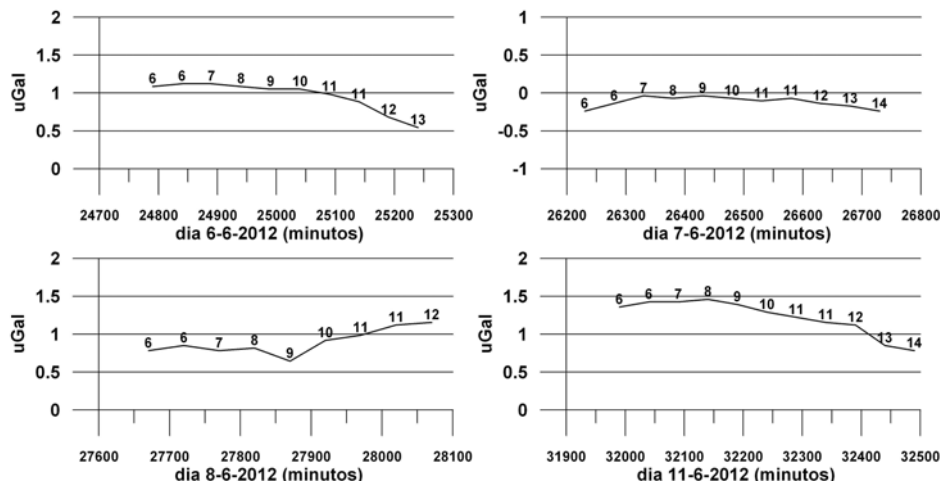


Fig. 9.16 Corrección de gravedad por variación de presión durante la medición de los días 6 a 11 de mayo de 2012.

9.4 Inclusión de la corrección Luni-Solar y por carga oceánica

Las lecturas del gravímetro (variable GRAV) proporcionan un valor corregido de variación Luni-Solar según los cálculos del Longman (variable TIDE). Esta corrección ha sido eliminada (sustrayendo al valor GRAV el valor TIDE en los ficheros de datos, creando una nueva columna grav-tide), procediéndose a efectuar la corrección Luni-Solar según el método ETGTAB y la de carga oceánica según FES, calculadas con el programa Quick-Tide Pro. A cada estación se le ha aplicado una corrección $ls+co$ de acuerdo con su posición geográfica (según se indicó en el apartado **7.5 Delimitación de sectores para corrección Luni-Solar y de carga oceánica**). A partir de los datos calculados cada 2 minutos, el valor de corrección se ha interpolado al tiempo exacto de cada lectura, obteniéndose los valores $g+ls+co$, gravedad con la que se opera en el resto de los cálculos. Los cálculos de interpolación están incluidos dentro de cada fichero de programa, dentro de la hoja Interp.

9.5 Selección de lecturas

El problema de la selección de lecturas ha sido ya tratado en el apartado **5.5.8 El problema de la estabilización**, apartado **5.5.9 Estabilización en los programas de lecturas. Influencia en el cálculo de anomalías**, y extensamente mostrado para la campaña de 2011 en el apartado **8.5 Criterio para la selección de lecturas**, donde se explicó la base del criterio adoptado para la selección de la lectura representativa del valor de la gravedad en cada medición de una estación o base. Por su especial importancia en una campaña de microgravimetría de las características de la afrontada en este trabajo, va a ser nuevamente tratado con cierto detalle para la campaña de 2012, en la que se han medido el doble número de ciclos que en 2011 con el objetivo de dar mas tiempo de estabilización al gravímetro, esperando que así puedan elegirse las lecturas una vez que estas oscilen con un rango de $\pm 1 \mu\text{Gal}$.

Las lecturas más críticas son las efectuadas en las bases, ya que de ellas depende tanto el cálculo de la deriva como el de las propias anomalías. Lo primero que cabe observar respecto de las lecturas efectuadas en esta campaña es que en muchos casos la pendiente o ratio de estabilización ha sido más suave que en la campaña de 2011. En conjunto, en los programas 1,2, 3, 4, 5, 6, 7, 12, 14, 15, 16 y 21, el instrumento ha mostrado una gran estabilidad (lecturas sucesivas con variación de $\pm 1 \mu\text{Gal}$) desde el principio de su puesta en estación (ejemplo Figura 9.17), mientras que en otros (8, 9,10, 11, 13,17, 18,19, 20, 22, 23, 24, 25, 26 y 27) se observa que el ratio de estabilización empieza siendo alto, tardando más tiempo en alcanzar una cierta estabilidad o bien no se consigue ésta.

En la Figura 9.17 se presenta un ejemplo para el P2; la línea de color azul es representativa del ratio medio de variación observado en 2011, mientras que en 2012 se alcanza desde el principio un valor más estable (línea de color rosa).

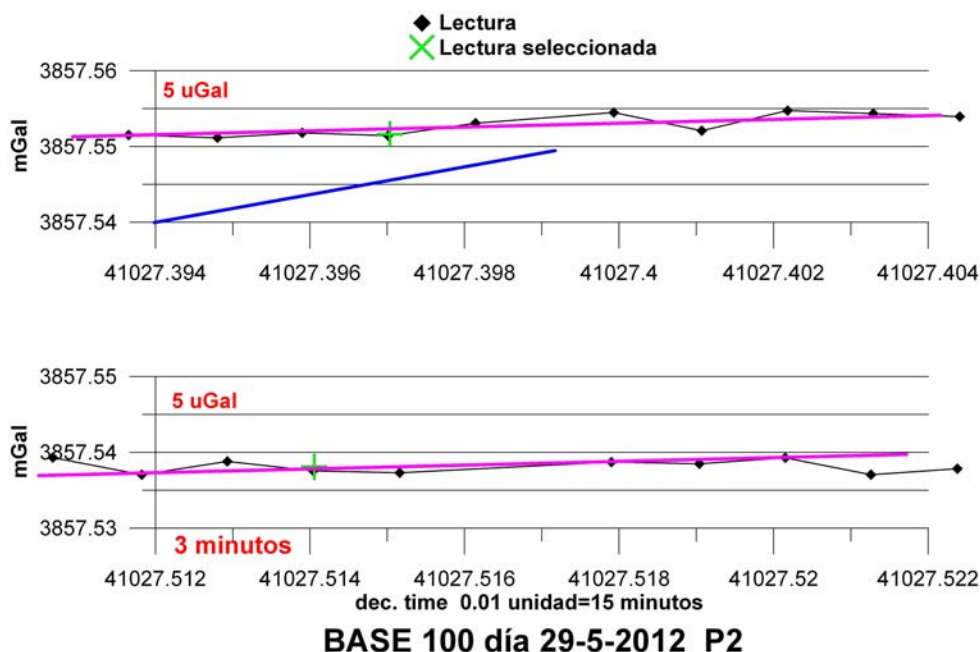


Fig. 9.17 Ejemplo de estabilización de lecturas. Apertura y cierre en Base 100, día 29 de mayo de 2012, P2.

En bastantes ocasiones se ha estado midiendo durante un mayor número de ciclos, como en el cierre en base del día 6, Programa 12 (Figura 9.18), en el que se han efectuado 4 mediciones de cinco ciclos cada una, con un tiempo de registro de 40 minutos; estas mediciones permiten observar el mantenimiento del ratio, apreciándose que en ocasiones el acercamiento del operador para control del instrumento produce un salto en las lecturas (en el ejemplo del P12 es de 2 μ Gal), lo que no tiene influencia notable en el cálculo de la deriva en un programa de 03:27 h de duración.

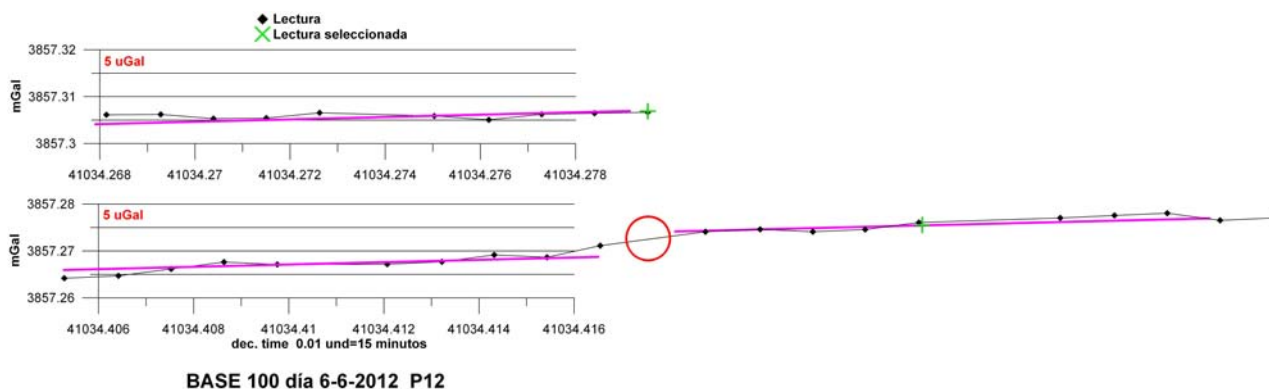


Fig. 9.18 Ejemplo de estabilización de lecturas. Apertura y cierre en Base 100, día 6 de mayo de 2012, P12. En el cierre se han efectuado 20 determinaciones. El círculo rojo indica el salto de 2 μ Gal debido a la manipulación del instrumento.

Estas verificaciones con un gran número de mediciones han permitido además ratificar que el comportamiento del gravímetro depende, de todas formas, de las condiciones habidas durante su transporte. Así, en el programa P18 (Figura 9.19), mientras que las lecturas en la apertura tienen gran estabilidad, en el cierre se ha comenzado con un ratio igual al observado en la campaña de 2011, tardando unos 25 minutos en conseguir una estabilidad como la de la apertura.

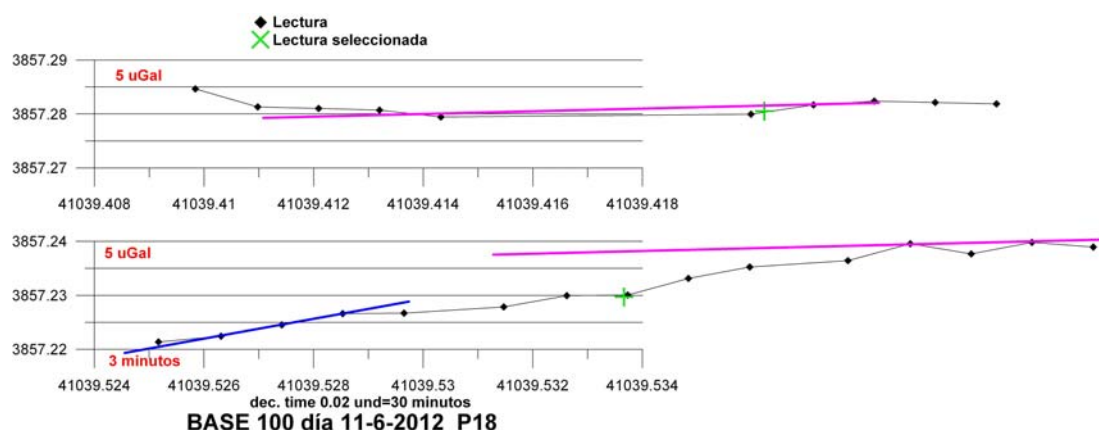


Fig. 9.19 Ejemplo de estabilización de lecturas utilizando mayor número de ciclos. Apertura y cierre en Base 100, día 11 de mayo de 2012, P18. Registros de 20-35 minutos. La lectura en el cierre presenta mayor irregularidad que en la apertura.

En el P8 (Figura 9.20), el ratio de estabilización es prácticamente el mismo en apertura y cierre y se consigue una estabilización tras el primer grupo de ciclos, aunque, como puede apreciarse para la lectura de cierre, los valores siguen subiendo incluso tras más de 40 minutos de registro, mientras que en el P23 no se consigue la estabilización (Figura 9.21), siendo además los ratios diferentes para los primeros ciclos.



Fig. 9.20 Ejemplo de lecturas en base en las que el tiempo de estabilización inicial es mayor. Apertura y cierre en Base100 día 4, P8.

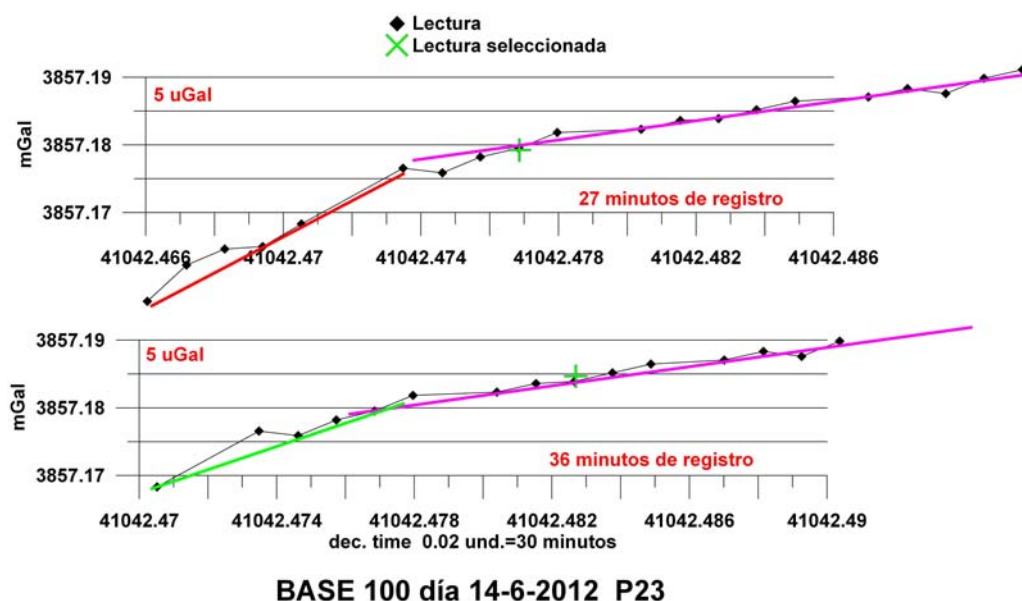


Fig. 9.21 Ejemplo de lecturas en base en las que no se llega a estabilizar el gravímetro y mantiene ratios de variación diferentes en apertura y cierre. Día 14, P23.

Este heterogéneo comportamiento ha hecho que el criterio de selección de lecturas en base sea, al igual que en la campaña de 2011, dependiente de cada situación.

Respecto de las lecturas en las estaciones, hay programas, como el P1 (Figura 9.22) en que todas las lecturas son muy estables y con pendiente no muy diferente de la de apertura en base, por lo que la selección puede hacerse con mayor fiabilidad adoptando el criterio del mismo tiempo desde el inicio de cada secuencia.

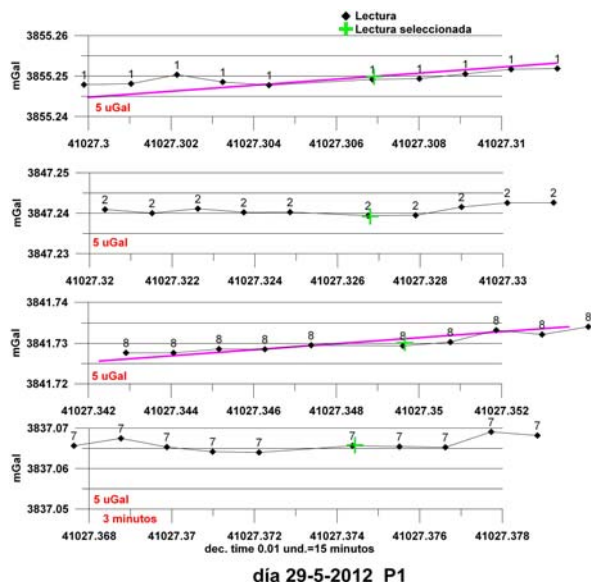


Fig. 9.22 Ejemplo de programa con lecturas muy estables. La línea de color rosa es la pendiente de apertura en base. P1, estaciones 1, 2, 8 y 7.

En otras ocasiones, hay estaciones, como la 2 del P3 que no se estabilizó hasta más de 40 minutos de lectura, con diferencia de más de 25 μ Gal desde el inicio de la medición (Figura 9.23), habiéndose seleccionado un valor del último ciclo, cuando el ratio de variación es el mismo que el de apertura en base.

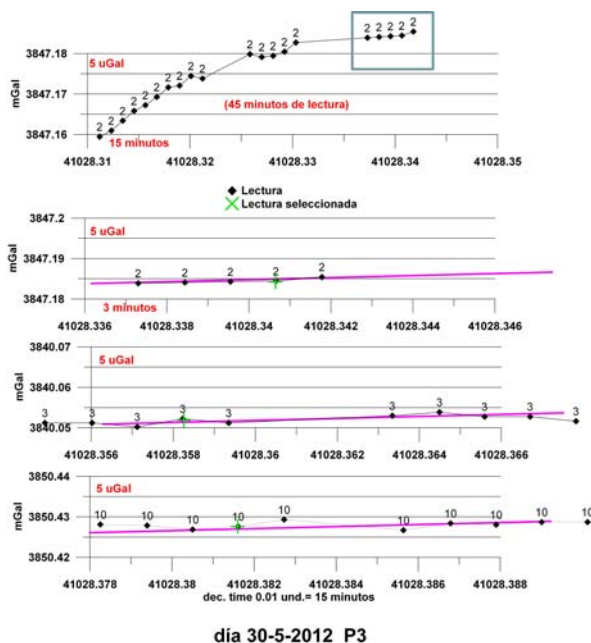


Fig. 9.23 Ejemplo de programa con lecturas muy inestable en la estación 2. La línea de color rosa es la pendiente de apertura en base. La estación 2 se representa con todas sus lecturas en el gráfico superior y sólo con el último grupo de ciclos en el siguiente gráfico. P3, estaciones 2, 3 y 10.

Aunque prolongar el tiempo de medición no siempre garantiza una mejor estabilidad, ésta suele normalmente alcanzarse. Por ejemplo, en todas las estaciones del programa P19 (Figura 9.24) el último grupo de lecturas, tras unos 18 minutos de estacionamiento, presenta una buena estabilidad, aunque el ratio de variación en apertura en base no se verifica en todas las estaciones.

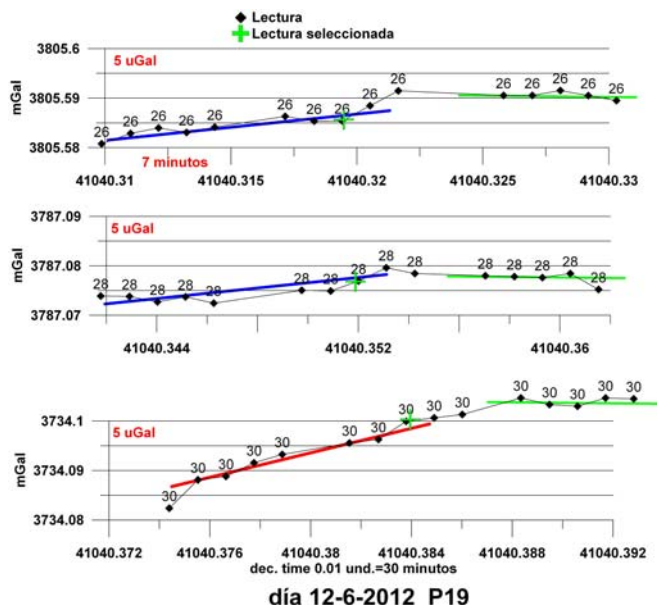


Fig. 9.24 Ejemplo de programa en que lecturas se estabilizan tras unos 18 minutos de estacionamiento. La línea azul es el ratio de variación de las lecturas en la apertura en base. P19, estaciones 26, 28 y 30.

En otros casos, como en el programa P8 (Figura 9.25) se han leído también cuatro grupos de cinco ciclos, y no se ha alcanzado la estabilidad hasta más de 40 minutos de reposo; los ratios iniciales de variación son diferentes en cada estación y diferentes al de apertura en base. Este comportamiento hace poner en duda la eficacia de largos tiempos de lectura, ya que, nuevamente, el comportamiento del instrumento no es siempre el mismo, siendo preferible seleccionar las lecturas dentro del primer grupo.

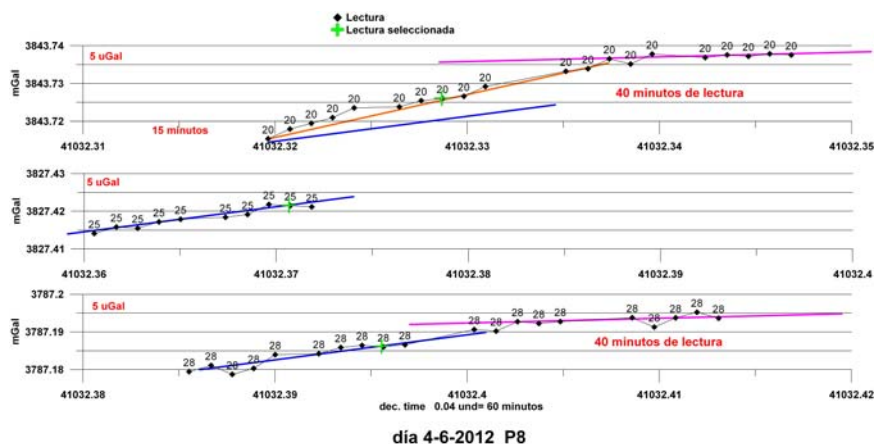
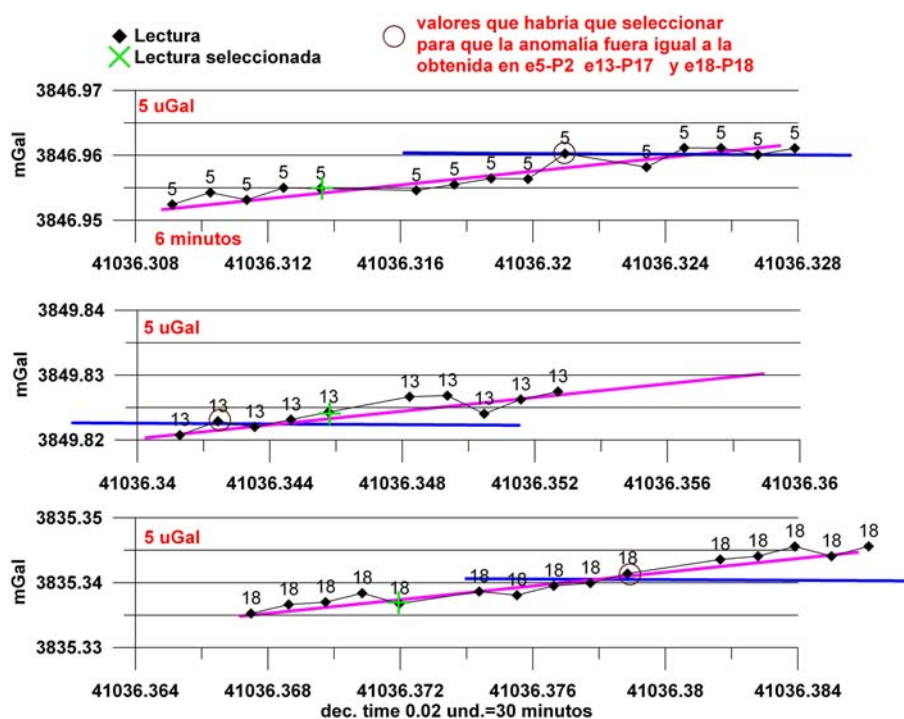


Fig. 9.25 Ejemplo de programa con largo tiempo de lectura, no alcanzándose siempre la estabilidad. El ratio de variación es distinto en cada estación. La línea de color rosa es la pendiente de apertura en base. P8, estaciones 20,25 y 28.

Finalmente, se da un ejemplo de la repercusión que puede tener la selección de lecturas en el cálculo de anomalías, indicándose las lecturas que habría que haber tomado en el programa P15 para que las

anomalías en las estaciones 5, 13 y 18 fueran las mismas que las medidas en los programas P2, P17 y P18. En el P15 (Figura 9.26) la deriva en las estaciones es igual a la del cierre en base, que a su vez difiere de la de apertura, siendo por tanto una de las peores situaciones; en la selección efectuada se ha seguido el criterio del mismo tiempo desde el estacionamiento. Considerando los valores medidos para la estación 5 en el programa P2 (lectura en base en Figura 9.17) y para la estación 18 en el P18 (lectura en base en Figura 9.19), la anomalía sería la misma que en el P15 si se hubiera seleccionado la última lectura del segundo grupo, mientras que para la estación 13, leída también en el P17, habría que escoger la segunda del primer grupo. Entre las lecturas seleccionadas y las que hubieran dado el mismo resultado que en otros programas hay una diferencia de 1 a 5 μGal . Al no existir un criterio irrefutable para la selección preferente en los programas P2, P17 y P18 sobre el P15 (en este ejemplo), es evidente que repeticiones con diferencias de al menos 5 μGal son inherentes a la metrología.



día 8-6-2012 P15

Fig. 9.26 Ejemplo de la repercusión de la selección de lecturas. La línea azul es el ratio de variación de apertura en base; la línea rosa es el ratio de cierre en base. P15, estaciones 5, 13 y 18.

El rango de variación del ratio de estabilización en esta campaña está entre -3 cmGal/h y 6 cmGal/h . Si el ratio de variación de lecturas en base y en las estaciones es aceptablemente el mismo, el mejor procedimiento es tomar las lecturas siempre para el mismo tiempo desde que se hace estación, que ha sido el caso más general para esta campaña. Cuando esto no ocurre, se ha preferido tomar las lecturas para los grupos de mayor estabilidad. Como ya se concluyó en el análisis de lecturas de la primera campaña en 2011, es el diferente comportamiento del gravímetro la mayor dificultad para conseguir una mejor precisión. En este trabajo se ha actuado con objetividad, sin forzar a que las lecturas elegidas vengan condicionadas para conseguir igualar la anomalía en los diferentes programas en que una estación es leída. En el ANEXO IV se encuentran los gráficos de lecturas en función del tiempo para todos los programas, en escala homogénea, así como un análisis de los ratios de estabilización en esta campaña.

9.6 Cálculo y corrección de la deriva de trabajo.

A partir del fichero general **campaña2012 programas.xls** se ha generado un fichero con el contenido de cada programa, denominados **diaX PY.xls**, en donde los datos se han distribuido en las siguientes hojas:

- deriva PY: valores correspondientes a las lecturas de apertura y cierre en base
- PY: valores de lecturas en las estaciones
- Anomalías PY: resumen de las anomalías calculadas
- Interpolación: cálculo de interpolación de la corrección LS y CO a cada tiempo de lectura

El sistema seguido para el cálculo es el mismo que en la campaña de 2011, explicado en el apartado **8.6 Cálculo y corrección de la deriva de trabajo**.

9.7 Cálculo de las anomalías a12.

Se lleva a cabo en la hoja PY de los ficheros diaX PY.xls, según el sistema explicado para la campaña de 2011, apartado **8.7 Cálculo de la anomalía relativa a11**. Para identificar la campaña se utiliza la clave 3. La clave asignada a cada programa se denomina 30Y, siendo Y el número de programa PY.

En el ANEXO DIGITAL se recogen todos los ficheros con el cálculo de anomalías a12.

9.8 Control del gravímetro en la Base100. Comparación de campañas.

Todas las hojas “deriva PY” de los ficheros de cada programa “diaX PY.xls” se han reunido en la hoja “todas lecturas” del fichero B100 2012.xls, pasando a la hoja “solo seleccionadas” las lecturas seleccionadas para apertura y cierre (cálculo de la deriva), calculándose en la misma nuevamente las derivas de trabajo de cada programa en cmGal/h, así como la deriva secular, entendiéndose por ésta la debida a la “recuperación” del gravímetro durante la noche (calculada por la diferencia de lecturas de apertura en la Base100 entre días sucesivos). Estos datos están recogidos en la Figura 9.27a (el error en la variable dec. Time del 31 mayo al 1 julio ha sido corregido en el fichero B100 2012.xls para obtener una representación gráfica correcta). Todas las derivas se han expresado en cmGal/h.

A diferencia de la campaña de 2011 (Figura 8.21a), la deriva secular es negativa durante todo el trabajo, posiblemente debido a un valor excesivo de la variable Drift (0.313 mGal/día), que sobre-corrige la deriva interna. Entre el P15 y P17 se produce un salto, tras lo cual la tendencia sigue siendo a disminuir las lecturas. Los primeros días alcanza ratios con valores del orden de -0.29 cmGal/h, siendo lo normal en el resto de la campaña derivas aparentes con un valor medio del orden de 0.015 cmGal/h. La deriva de trabajo ha sido siempre en sentido decreciente, con alguna excepción, y su valor es mayor que la secular. En la Figura 9.27b se representan las lecturas en base sin CLS con superposición del efecto LS en dos periodos: sombreado en azul días 31 mayo-1 junio, y en rojo para el 13-15 junio, visualizando el efecto de la deriva secular, que impide que las lecturas del gravímetro evolucionen de forma dinámica solamente según los

efectos de variación externa. No hay evidencias de que la deriva secular se produzca en forma de saltos discontinuos o bien se deba a una constante recuperación del muelle.

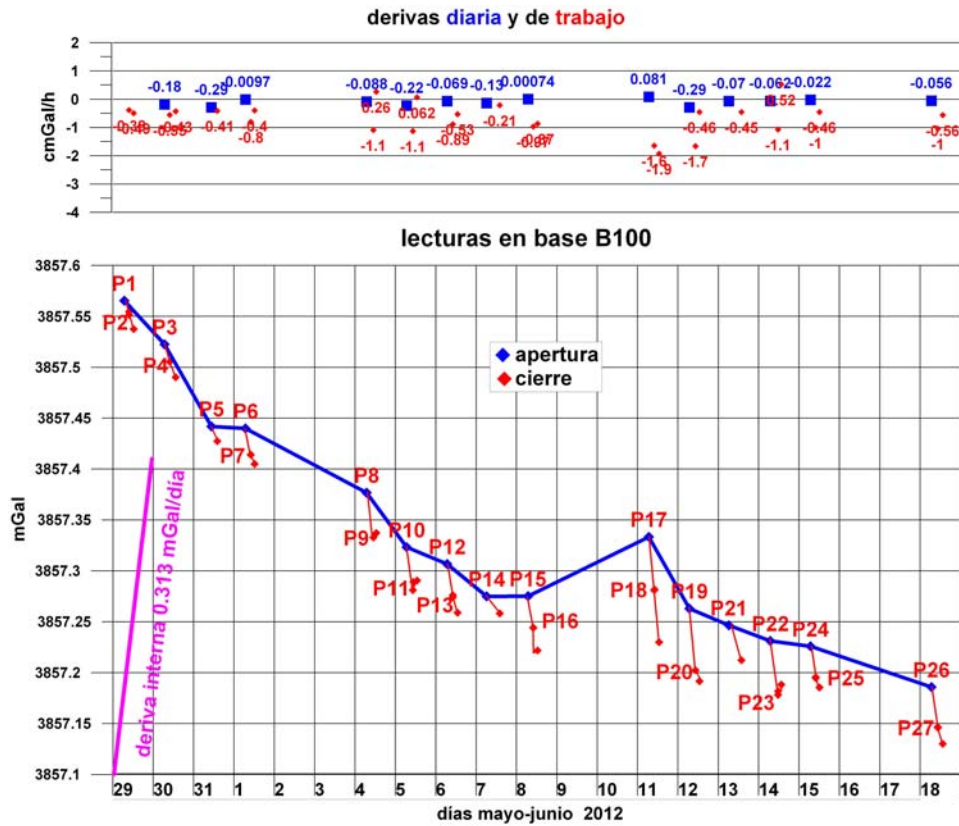


Fig. 9.27a Representación conjunta de las lecturas de apertura y cierre en la Base B100 durante la campaña de 2012. En la parte superior se indican las derivas secular (diaria) y de trabajo de cada día y programa en cmGal/h.

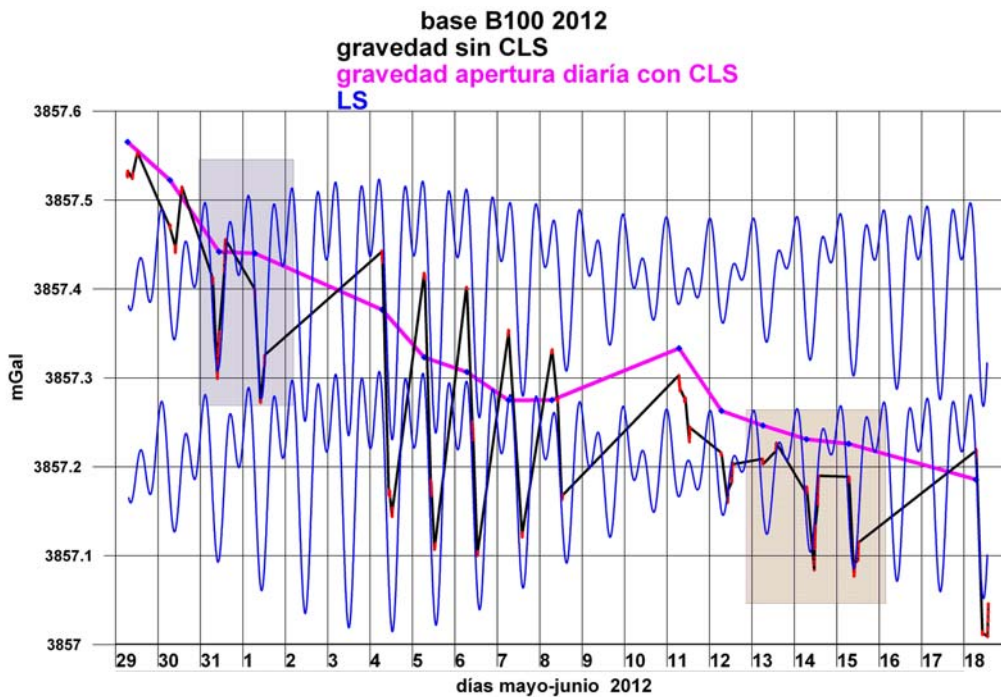


Fig. 9.27b Representación de las lecturas en la Base B100 con y sin corrección LS, y el efecto LS superpuesto en dos periodos: en azul días 31 mayo-1 junio, y en rojo para el 13-15 junio

Los valores de la deriva secular y de trabajo están resumidos en la Tabla 9.6, para los rangos totales y más frecuentes en las dos campañas, expresados en cmGal/h:

año	deriva secular				deriva de trabajo			
	rango total		rango más frecuente		rango total		rango más frecuente	
	max	min	max	min	max	min	max	min
2011	0,325	-0,384	0,32	0,02	1	-3,4	-0,3	-1,6
2012	0,08	-0,29	-0,01	-0,29	0,52	-1,9	-0,5	-1,1

Tabla 9.6 Rangos de variación de la deriva secular y de trabajo en las campañas de 2011 y 2012, en cmGal/h.

Comparando los valores de deriva de ambas campañas (Figura 9.28), se aprecia que la deriva de trabajo ha sido normalmente mayor en 2012 (rango normal de -0.5 a -1.1 cmGal/h en 2012 y de -0.3 a -1.6 cmGal/h en 2011). La deriva secular, siempre menor que la de trabajo, es prácticamente del mismo orden en ambas campañas (rango -0.29 a -0.01 cmGal/h en 2012 y de 0.32 a 0.02 cmGal/h en 2011), aunque con signo distinto.

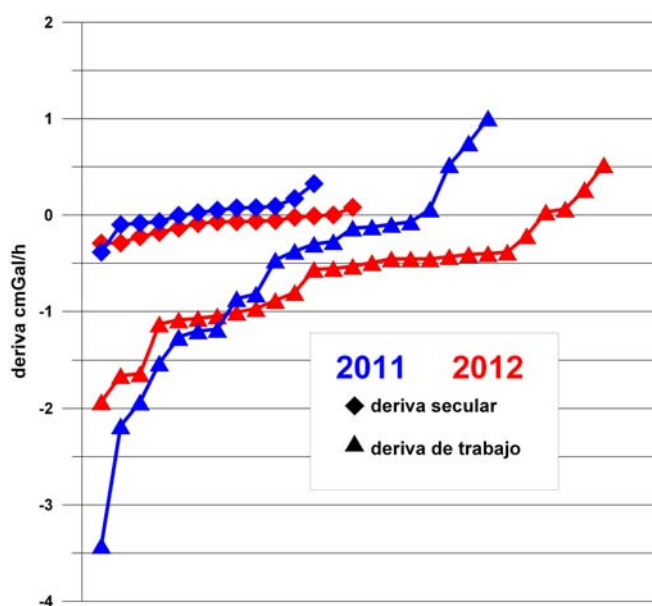


Fig. 9.28 Comparación de las derivas de trabajo y diaria o secular durante los programas de medición de 2011 y 2012.

9.9 Análisis de las anomalías obtenidas por las repeticiones de control

El resultado general de las anomalías calculadas en la campaña de 2012 está recogido en la Tabla 9.7.

estación	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P1	-2,316	-10,326					-20,500	-15,836		
P2	-2,313			-19,191	-10,304	6,820				
P3		-10,330	-17,460							-7,081
P4							-20,505			
P6			-17,460			6,811				
P7										-7,088
P9				-19,191						
P11									-10,067	
P12								-15,841	-10,065	
P15					-10,313					

estación	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
P4	-9,674	-10,504							-7,423	
P5		-10,501								-13,627
P7				-9,481					-7,426	
P8										-13,639
P15			-7,436					-21,918		
P16	-9,661			-9,484	-13,771					
P17			-7,441		-13,793	-15,922				
P18						-15,908	-16,306	-21,906		
P27					-13,768		-16,308			-13,616

estación	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
P5		-19,290								
P6						-51,655				
P8					-29,932			-70,161		
P10					-29,943					
P12	-17,822									
P13			-34,252	-26,242						
P19						-51,663		-70,159		-123,123
P20	-17,821									
P22		-19,299							-82,446	-123,111
P24							-62,775		-82,441	
P25							-62,756			
P26			-34,254	-26,239			-62,774			

Estación	31	32	33	34	35	36	37	38
P10	-160,456							
P14	-160,447		-157,232	-152,913	-156,601	-156,508	-146,418	-142,234
P15	-160,432							
P20		-2,061						
P21	-160,455		-157,245	-152,908	-156,630	-156,497	-146,450	-142,239
P22	-160,439							
P23		-2,063						

Tabla 9.7 Anomalías en mGal calculadas para cada estación en los diferentes programas de lectura.

Todas las estaciones se han leído dos veces, excepto las 15, 20 y 27 con tres medidas y la 31, en la que han efectuado cinco medidas.

En el análisis de los datos para asignar un solo valor de anomalía en cada estación, representativo de las mediciones de la campaña de 2012, se ha seguido el mismo procedimiento diseñado para la campaña de 2011, creando dos nuevos ficheros:

- **anomalias todas 2012.xls**, en cuya hoja “por programas” se han recogido todas las hojas “PY” de los ficheros **dia X PY.xls** (cálculo de las anomalías).
- **selec anomalias2012.xls**, en cuya hoja “por programas” se han recogido todas las hojas “anomaliasPY” de los ficheros **dia X PY.xls**

En ambos ficheros los datos se han clasificado por estaciones (hoja “por estaciones”), quedando así agrupadas todas las determinaciones pertenecientes a una misma estación. En la Tabla 9.8 se da un ejemplo del fichero **anomalias todas 2012.xls**, recogiendo la estación 1 (en el fichero se conservan todas las variables existentes en los originales **dia X PY.xls**, mostrando aquí solamente un fragmento). En verde se destacan las lecturas seleccionadas para cada programa. En la columna “anomalía” figuran todos los valores calculados como diferencia entre la gravedad leída en la estación (columna grav correg) y el valor asignado a la apertura en base.

est	DEC.TIME	DATE	REJ	g+ls+co	corr Deriva	grav correg	anomalía	programa	clave
1	41027,2999	2012/05/29	0	3855,246	0,002	3855,248	-2,318	301	3
1	41027,301	2012/05/29	0	3855,246	0,002	3855,248	-2,317	301	3
1	41027,3021	2012/05/29	0	3855,249	0,002	3855,250	-2,315	301	3
1	41027,3033	2012/05/29	0	3855,247	0,002	3855,249	-2,317	301	3
1	41027,3044	2012/05/29	0	3855,246	0,002	3855,248	-2,318	301	3
1	41027,3069	2012/05/29	0	3855,247	0,002	3855,249	-2,316	301	3
1	41027,308	2012/05/29	0	3855,247	0,002	3855,249	-2,316	301	3
1	41027,3091	2012/05/29	0	3855,248	0,002	3855,251	-2,315	301	3
1	41027,3102	2012/05/29	0	3855,249	0,003	3855,252	-2,314	301	3
1	41027,3114	2012/05/29	0	3855,249	0,003	3855,252	-2,314	301	3
1	41027,4163	2012/05/29	0	3855,238	0,002	3855,240	-2,311	302	3
1	41027,4174	2012/05/29	1	3855,237	0,002	3855,240	-2,312	302	3
1	41027,4185	2012/05/29	0	3855,238	0,003	3855,240	-2,311	302	3
1	41027,4196	2012/05/29	0	3855,236	0,003	3855,239	-2,313	302	3
1	41027,4208	2012/05/29	1	3855,236	0,003	3855,239	-2,312	302	3
1	41027,4228	2012/05/29	0	3855,237	0,003	3855,240	-2,311	302	3
1	41027,4239	2012/05/29	0	3855,238	0,003	3855,241	-2,311	302	3
1	41027,425	2012/05/29	0	3855,237	0,003	3855,241	-2,311	302	3
1	41027,4261	2012/05/29	1	3855,239	0,003	3855,243	-2,309	302	3
1	41027,4272	2012/05/29	0	3855,239	0,004	3855,242	-2,309	302	3

Tabla 9.8 Ejemplo del fichero anomalías todas 2012|por estaciones.xls. Fragmento para la estación 1.

En la Tabla 9.9 se da un ejemplo del fichero **selec anomalias2012.xls** recogiendo la estación 1 (en el fichero se conservan todas las variables existentes en los originales **dia X PY.xls**, mostrando aquí solamente un fragmento), habiéndose añadiendo en esta campaña el valor de la diferencia entre las dos determinaciones. La dispersión de valores es normalmente inferior a las obtenidas en 2011, a lo que evidentemente contribuye el menor número de determinaciones por estación.

anomalía	station	Programa	clave	diferencia
-2,316	1	301	3	
-2,313	1	302	3	0,004

Tabla 9.9 Ejemplo del fichero selec anomalias2012cojpor estaciones.xls. Fragmento para estación 1.

Los valores de anomalía asignados a una estación para cada programa presentan diferencias, siendo necesario adjudicar un único valor a dicha estación. Para ello se ha procedido a una cuidadosa selección de las mediciones, a fin de rechazar aquellas más dudosas y obtener valores medios de anomalías con la mejor garantía posible. Como apoyo para el análisis de esta información, se ha procedido a su representación gráfica. Así, para la estación 1 se tiene (Figura 9.29) que se han obtenido los valores -2.316 mGal y -2.313 mGal, con diferencia de 0.0004 mGal. (la última cifra es fruto de redondeo de cálculo, siendo los valores utilizados 2.3162 y 2.3125, con diferencia 0.0037).

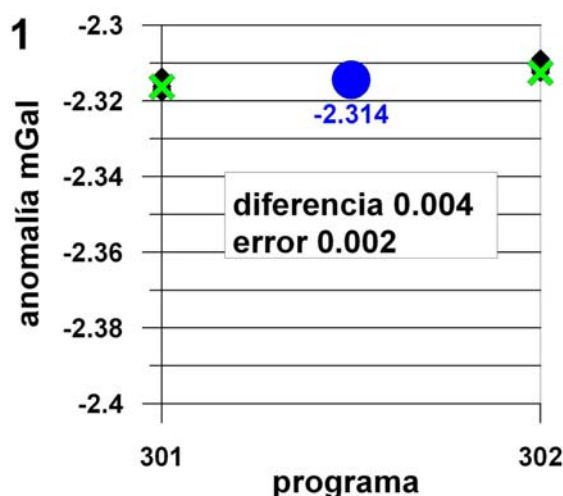


Fig. 9.29 Ejemplo de la representación gráfica utilizada como apoyo al proceso de selección de anomalías y determinación del valor final. Los valores de anomalía (en azul), diferencias y errores están en mGal.

Para cada estación están representados:

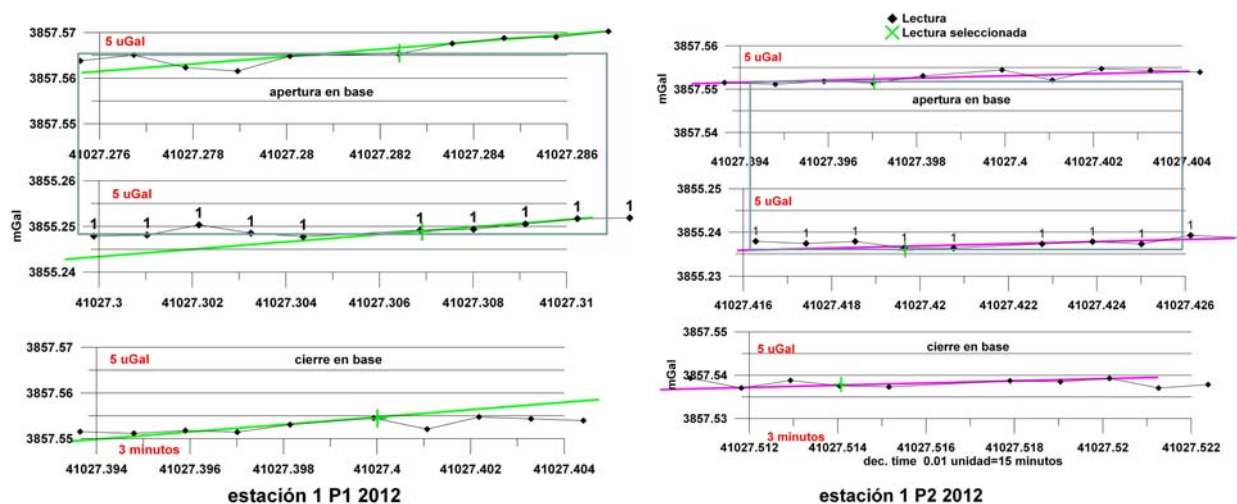
- rombos negros: valores de las “anomalías” de todas las lecturas de cada programa, calculadas como diferencia entre cada lectura y el valor fijo adjudicado a la apertura en base. Su dispersión es un índice del mayor o menor ratio de estabilización en base y/o estación, sin mayor significado.
- aspa verde: valor de anomalía seleccionado, normalmente calculado por diferencia entre lectura seleccionada en la estación y en la base para el mismo tiempo desde la puesta en estación.
- Se indica con la palabra “no” las mediciones rechazadas como resultado del análisis de los programas correspondientes
- Circulo azul: valor de anomalía calculado por promedio de los valores aceptados. Su posición en X (programa) no indica nada; se ha escogido como lugar más visible en el gráfico. A este valor asignado a la estación lo denominamos anomalía a12.
- Se indican además el valor de la diferencia en mGal entre las anomalías seleccionadas máxima y mínima, y el error asignado al valor final, calculado por la mitad de la diferencia máxima entre los valores aceptados (que obviamente es la mitad de la diferencia en el caso de dos medidas).

Estos cálculos están realizados en los ficheros anteriormente mencionados **anomalías todas 2012.xls** y **selec anomalías2012co.xls**. En la Tabla 9.10 se expone un ejemplo para la estación 1.

anomalía	station	Programa	clave	anomalía final a12	error	diferencia
-2,316	1	301	3			
-2,313	1	302	3	-2,314	0,002	0,004

Tabla 9.10 Ejemplo de cálculo de anomalía final 12.

Los criterios adoptados son los mismos que los diseñados para la campaña de 2011, no siendo la fiabilidad igual para todas las situaciones. Así, para la estación 1 la pequeña dispersión que se observa en la Figura 9.28 para los valores leídos en los programas P1 y P2 indica una tendencia de estabilización suave muy similar en ambos (Figura 9.30; ver también Figura 9.17 y Figura 9.22), dando lugar a valores de anomalía para cualquier lectura bien agrupados. En estos casos se aceptan las mediciones seleccionadas de ambos programas, obteniéndose el valor representativo por su media aritmética y el error por la mitad de la diferencia.

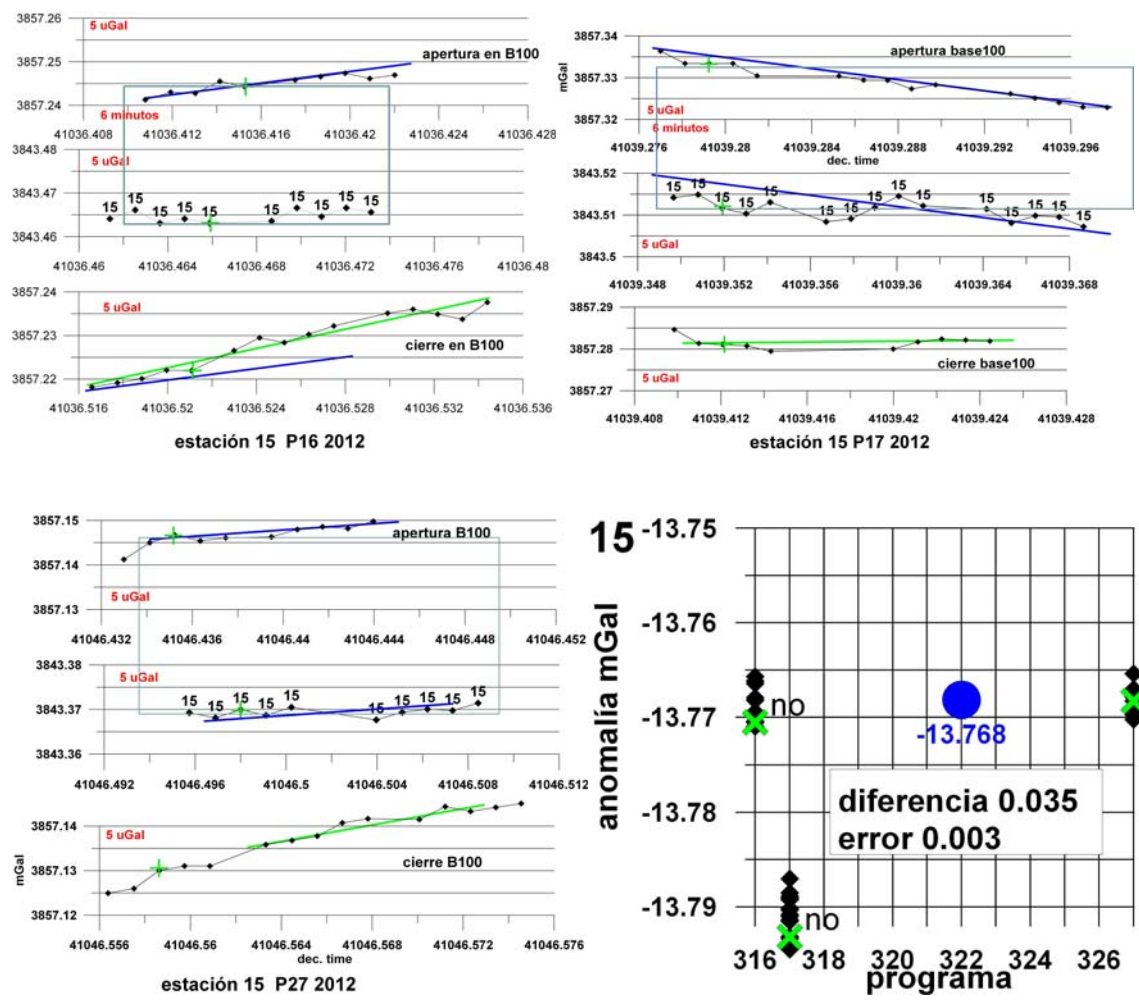


anomalía	station	Programa
-2,316	1	301
-2,313	1	302

a12: media -2.314 ± 0.002 mGal

Fig. 9.30 Ejemplo de determinación de la anomalía a12 con poca ambigüedad. Estación 1 en P1 y P2.

En otros casos, se ha considerado necesario eliminar las mediciones de algún programa. Así, por ejemplo en la estación 15 (Figura 9.31), medida en tres programas: en los programas P16 y P17 la tendencia de las lecturas es muy diferente entre la apertura y el cierre en base, lo que afecta al cálculo de la deriva, así como entre la apertura y la estación, por lo que, a pesar de que la dispersión de valores no es muy grande, se han rechazado los valores asignados a la anomalía en ambos programas. En el programa P27, aunque la tendencia de las lecturas de cierre en la Base100 es también algo diferente, lo que puede estar afectando al cálculo de la deriva, es aceptablemente la misma en la apertura y en la estación 15, por lo que este valor (-13.768 mGal) ha sido el seleccionado para representar la anomalía a12 de esta estación.



anomalía	station	Programa
-13,758	15	316
-13,793	15	317
-13,768	15	327

a12: -13.768 ± 0.003 mGal

Fig. 9.31 Ejemplo de determinación en las que se considera necesario eliminar de la anomalía calculada en algún programa.

En la Tabla 9.11 se resume el resultado del análisis de programas, y en las Figuras 9.32 a, b, c, d y e la representación gráfica de los valores de anomalía para cada estación.

	Prg.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27		
Est.	Nº repe.																													
32	2																				1			1						
1	2	1	1																											
2	2	1		1																										
8	2	1											1																	
3	2			1			1																							
7	2	1			1																									
4	2		1							1																				
5	2		1													1														
6	2		1					1																						
9	2											1	1																	
10	2			1					1																					
11	2				1												1													
12	2				1	1																								
13	2															1		1												
20	3					1			1																			1		
21	2												1										1							
22	2					1																		1						
24	2													1													1			
23	2													1													1			
19	2				1				1																					
14	2								1								1													
15	3																1	1										1		
16	2																	1	1									1		
17	2																		1									1		
18	2															1				1										
25	2									1		1																		
26	2									1											1									
27	3																									1	1	1		
28	2									1												1								
29	2																							1		1				
30	2																					1		1						
31	5										1					2														
33	2															1							1							
34	2															1							1							
35	2															1							1							
36	2															1							1							
37	2															1							1							
38	2															1							1							
	nº est.	4	4	3	4	3	3	3	3	3	1	2	1	3	2	8	3	3	3	3	3	3	2	8	3	1	2	1	3	3

Tabla 9.11 Resultado del análisis de los programas de 2012. En estaciones: Verde-lectura válida; Rojo-rechazada; Naranja-dudosa. En Programas (P) en malva, dudoso.

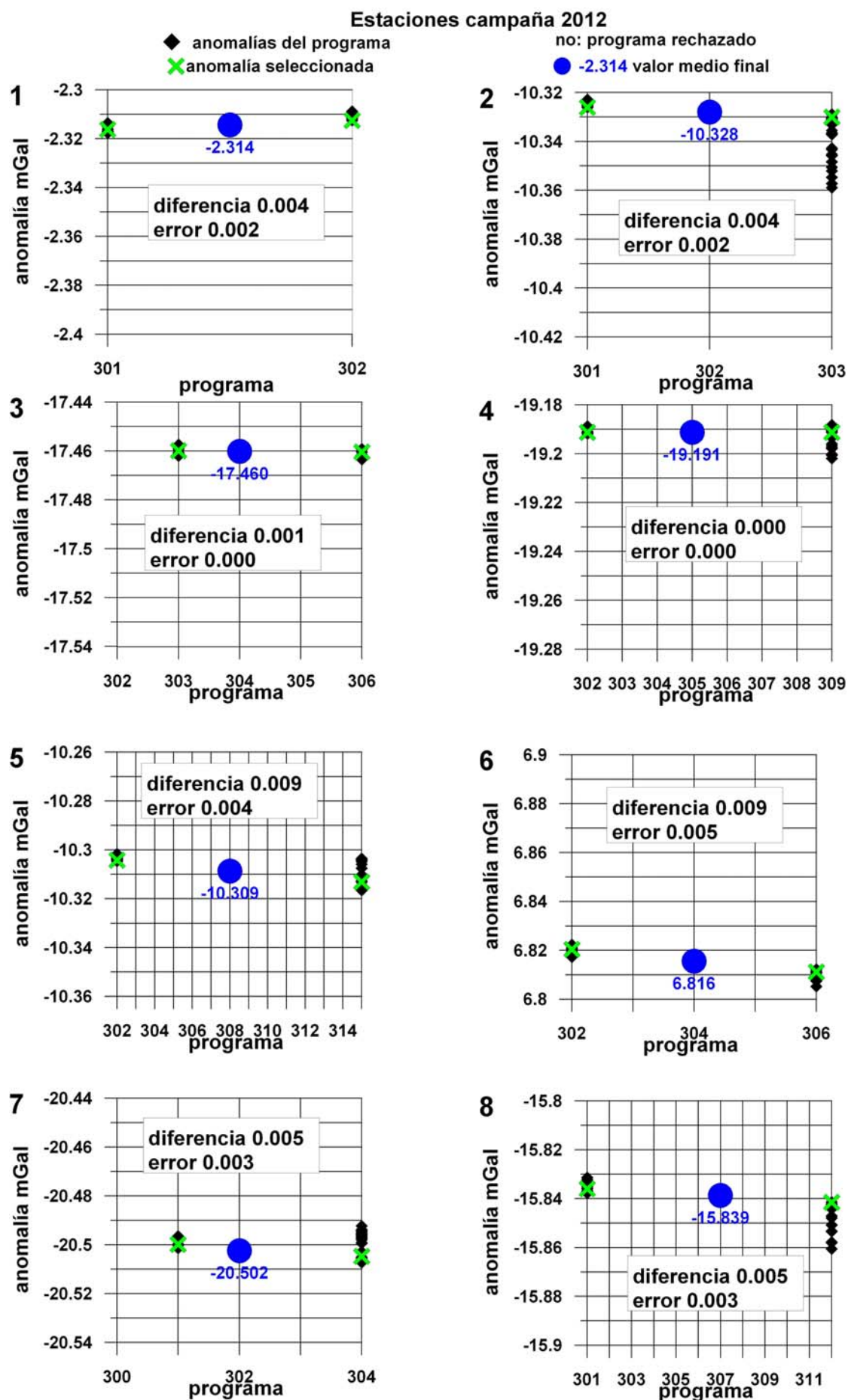


Fig. 9.32a Gráficos de apoyo a la selección de anomalías y cálculo del valor final en las estaciones 1 a 8.

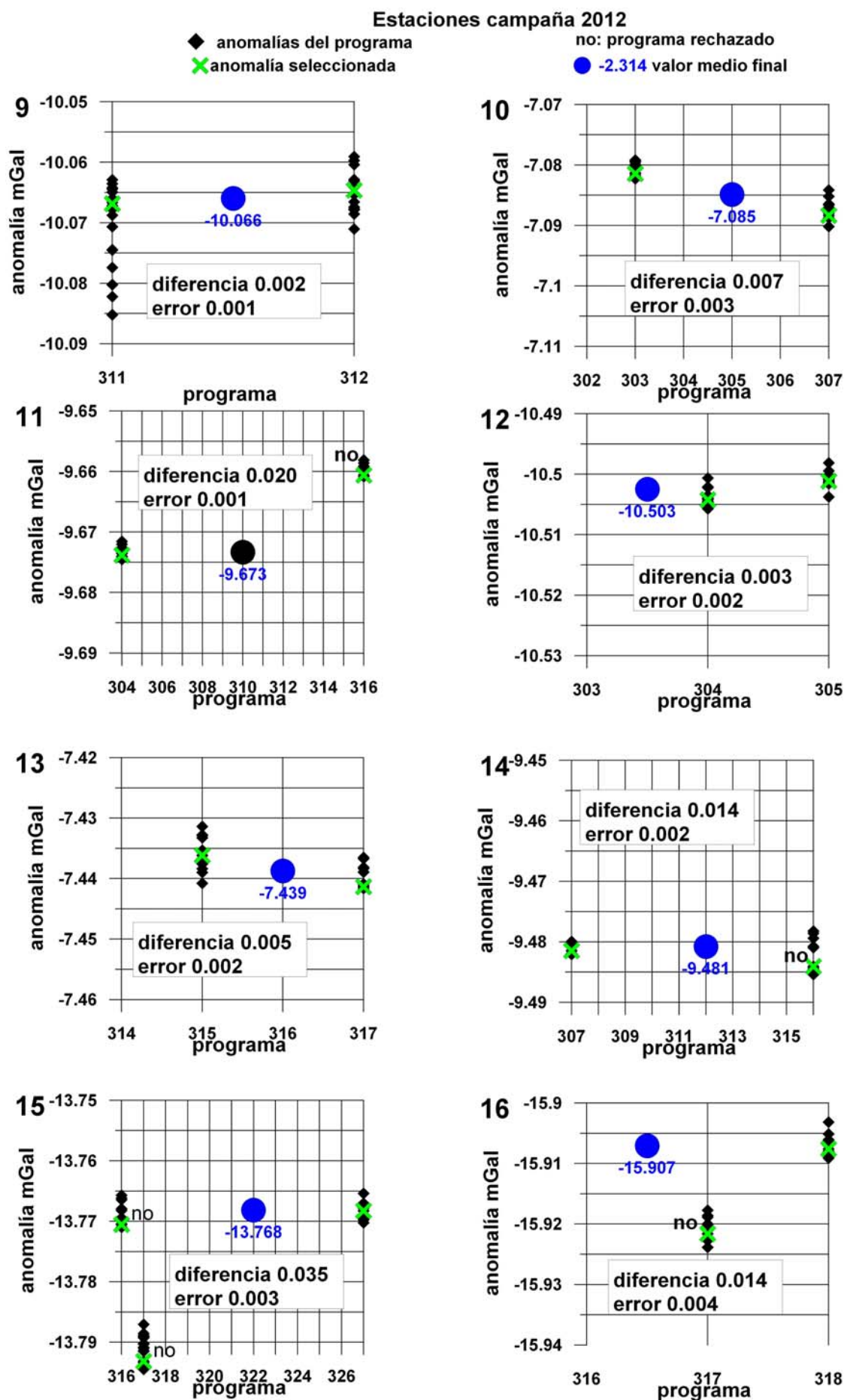


Fig. 9.32b Gráficos de apoyo a la selección de anomalías y cálculo del valor final en las estaciones 9 a 16.

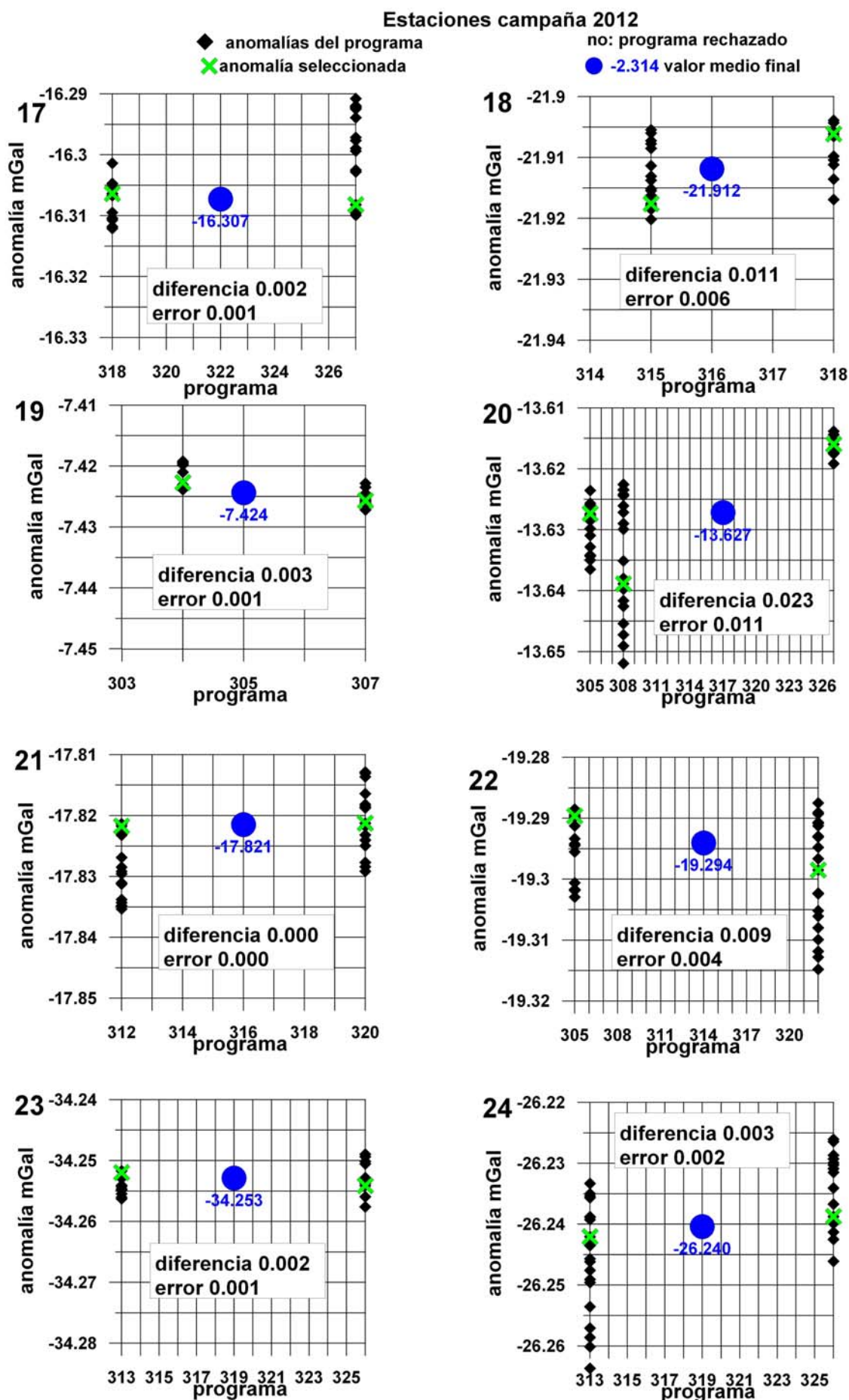


Fig. 9.32c Gráficos de apoyo a la selección de anomalías y cálculo del valor final en las estaciones 17 a 24.

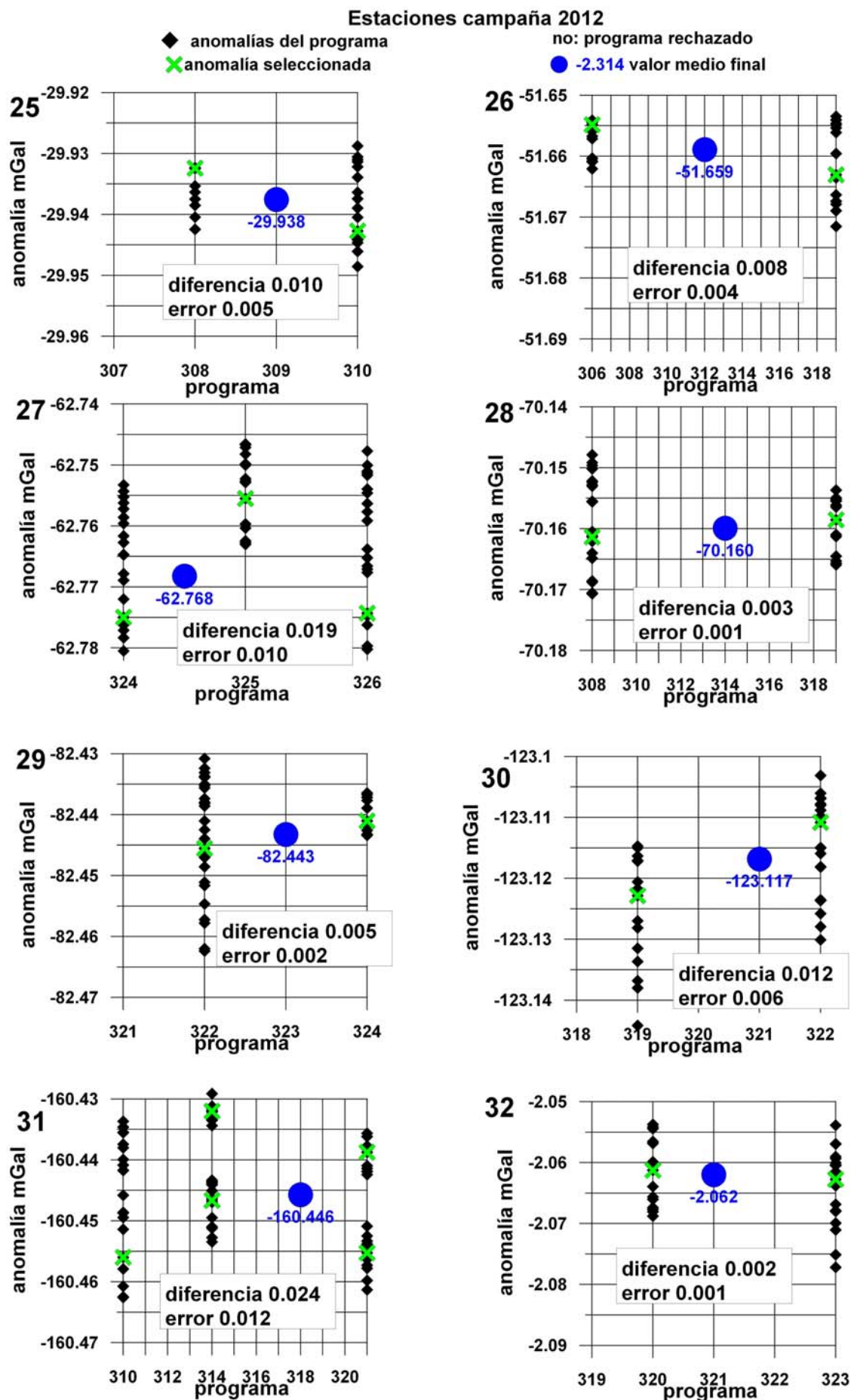


Fig. 9.32d Gráficos de apoyo a la selección de anomalías y cálculo del valor final en las estaciones 25 a 32.

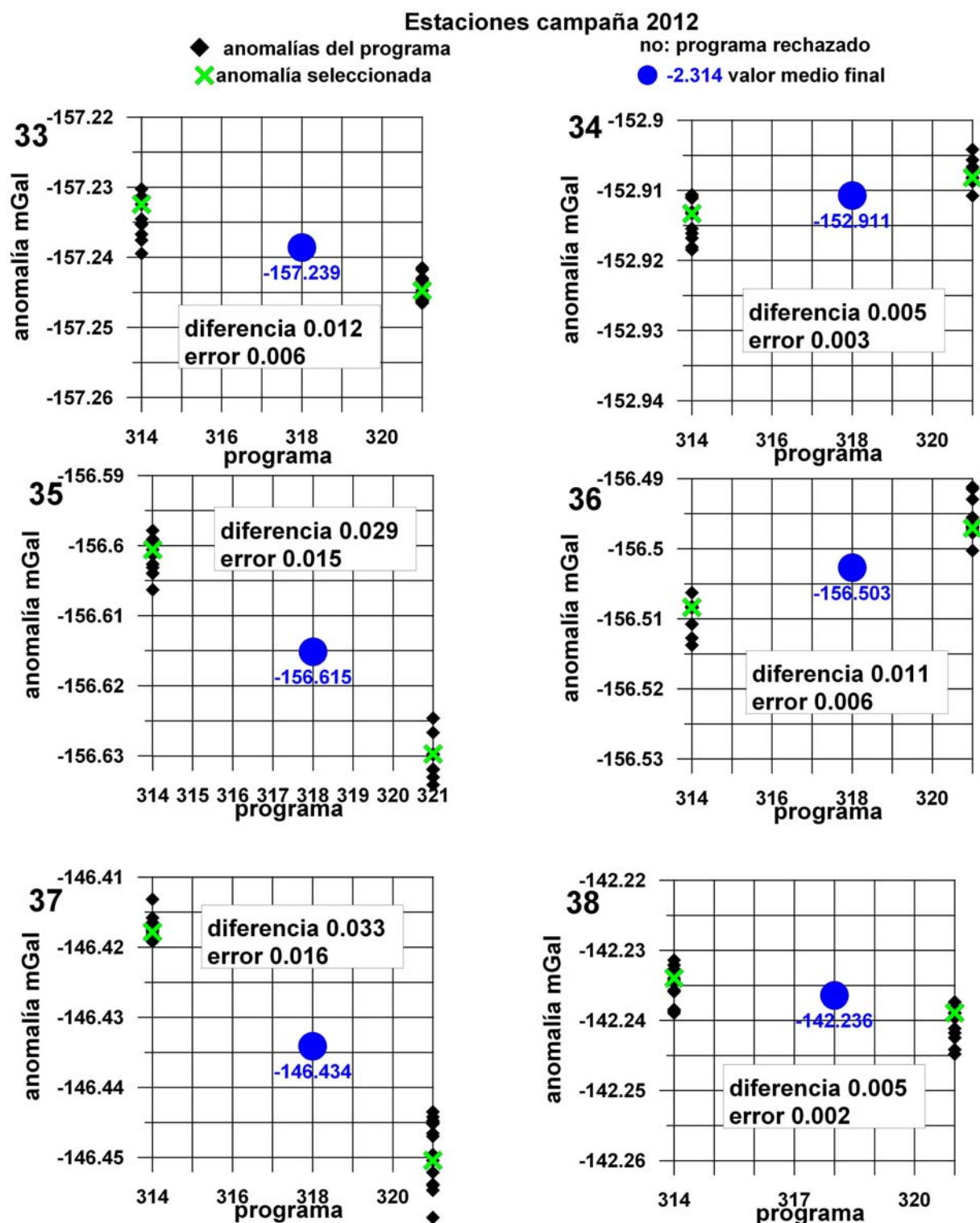


Fig. 9.32e Gráficos de apoyo a la selección de anomalías y cálculo del valor final en las estaciones 33 a 38.

9.10 Anomalías a12 finales

En la Tabla 9.12 se indican los valores finales de las anomalías a12, con sus respectivos errores, así como las diferencias máximas entre las anomalías calculadas en la estación.

estación	Anomalia a12 final	error	diferencia
1	-2,314	0,002	0,004
2	-10,328	0,002	0,004
3	-17,460	0,000	0,001
4	-19,191	0,000	0,000
5	-10,309	0,004	0,009
6	6,816	0,005	0,009
7	-20,502	0,003	0,005
8	-15,839	0,003	0,005
9	-10,066	0,001	0,002
10	-7,085	0,003	0,007
11	-9,673	0,001	0,020
12	-10,503	0,002	0,003
13	-7,439	0,003	0,005
14	-9,481	0,002	0,014
15	-13,768	0,003	0,035
16	-15,907	0,004	0,014
17	-16,307	0,001	0,002
18	-21,912	0,006	0,011
19	-7,424	0,001	0,003
20	-13,627	0,011	0,023
21	-17,821	0,000	0,000
22	-19,294	0,004	0,009
23	-34,253	0,001	0,002
24	-26,240	0,002	0,003
25	-29,938	0,005	0,010
26	-51,659	0,004	0,008
27	-62,768	0,010	0,019
28	-70,160	0,001	0,003
29	-82,443	0,002	0,005
30	-123,117	0,006	0,012
31	-160,446	0,012	0,024
32	-2,062	0,001	0,002
33	-157,239	0,006	0,012
34	-152,911	0,003	0,005
35	-156,615	0,015	0,029
36	-156,503	0,006	0,011
37	-146,434	0,016	0,033
38	-142,236	0,002	0,005

Tabla 9.12 Anomalías finales “a12” de la campaña de 2012

[Página dejada intencionadamente en blanco]

10. EVALUACIÓN DE ERRORES

Aunque en diversos capítulos de este Informe se han hecho comentarios sobre la precisión con la que es viable efectuar cada una de las etapas de medición y cálculo que intervienen en la elaboración de las anomalías, se considera necesario reunir las en el presente capítulo, dada la gran importancia que tiene en este tipo de estudios determinar la precisión final o error que acompaña a las anomalías 4D calculadas.

Los siguientes factores intervienen en la misma:

- 1/ la propia **precisión instrumental**
- 2/ la **deriva**
- 3/ el ratio de **estabilización instrumental**, que influye en la selección del valor de la lectura en cada medición.
- 4/ la precisión de las correcciones de las **variaciones externas** de la gravedad.

10.1 Errores por precisión instrumental

Cada lectura obtenida con el gravímetro (variable GRAV de los ficheros de campo) es el resultado de un promedio de 540 determinaciones o muestras (utilizando ciclos de 90 segundos, con 6 determinaciones por segundo). El valor de GRAV se obtiene multiplicando la lectura propiamente dicha (posición del sensor o valor en mV medido por el sistema) por la constante de calibración del gravímetro (GCAL1), a fin de convertir la magnitud medida en unidades de gravedad, y afectando a dicho valor de la corrección de la deriva de largo término del muelle (DRIFT), de la desnivelación (TILT) y de los cambios de temperatura del sensor durante la ejecución del ciclo de medición (TEMP). El que la constante de calibración y factores de corrección no sean rigurosamente exactos afecta al valor absoluto de GRAV. La desviación estándar (variable SD) que acompaña al valor GRAV es una medición del ruido producido por las vibraciones externas durante la medición (tráfico, microsismicidad), y es un valor indicativo de la calidad de la medida. El error metrológico puede expresarse por $\epsilon = SD/\sqrt{n}$ (n: número de determinaciones), que para los valores de SD obtenidos en estas campañas (máximo 0.03 mGal) supone un error inferior a 1 μ Gal. Dado que la **resolución** nominal del gravímetro es de $\pm 1\mu$ Gal, con repetibilidad mejor de 5 μ Gal, cualquier lectura viene acompañada de un error mínimo de $\pm 1\mu$ Gal.

10.2 Errores por deriva instrumental

La **deriva** es la variación que sufren las lecturas del gravímetro en función del tiempo, no producidas por ninguna causa externa; son de origen mecánico. Hay que distinguir varios términos de deriva o tipo de comportamiento del instrumento:

1/ deriva intrínseca, estática o de largo término

2/ deriva secular o diaria

3/ deriva de trabajo

4/ deriva por estabilización

1/ Respecto de la primera, como se mencionó en el apartado **5.4 Deriva intrínseca o estática del gravímetro: variable Drift**, el gravímetro tiene una **deriva de largo término** o variación de la lectura con el tiempo, aun cuando el instrumento permanezca estático en un mismo punto, debida a la recuperación del sistema de muelle de cuarzo que forma parte del sensor. Esta deriva, que es del orden de 0.5 mGal/día (2.1 cmGal/h), disminuye con la edad del gravímetro, de tal forma que en el utilizado en este trabajo tiene actualmente un valor de 0.2-0.3 mGal/día (0.83-1.25 cmGal/h). Periódicamente, se procede al cálculo de dicha deriva (parámetro DRIFT). Todas las lecturas son corregidas de la misma restándoles la variación a ella debida desde la fecha en que se introdujo en el gravímetro el nuevo valor de deriva. Para la campaña de 2011, dicho valor fue de 0.265 mGal/día (0.011 cmGal/h), calculado el 1 de agosto a las 9:20:05 h; para la campaña de 2012 se modificó a 0.313 mGal/día (0.013 cmGal/h), según determinación de 24 de mayo de 2012 a las 22:15:38 h. Por esta razón, mientras que en la Base100 la lectura del instrumento estaba en el orden de los 3788 mGal en 2011, pasó a 3857 mGal en 2012 (incremento de 69 mGal en 301 días, correspondiente a una deriva del orden de 0.229 mGal/día). El cálculo del parámetro DRIFT depende de las lecturas que se elijan para su determinación, normalmente desprovistas de corrección por carga oceánica, por lo que puede ser inexacto. Esta posible desviación de la compensación de la deriva estática no tiene ninguna repercusión en la determinación de las anomalías, ya que las lecturas efectuadas en los programas, tanto en base como en las estaciones, no tienen una duración superior a 10-30 minutos, periodo durante el cual la descompensación de la deriva secular daría lugar a una variación de las lecturas del orden de 0.1 a 0.4 μ Gal, que es despreciable; la variación no compensada a lo largo de un programa de lecturas, que puede llegar 4 μ Gal, se incorpora a la deriva de trabajo. En conclusión, el factor DRIFT no introduce errores en las mediciones. Si la deriva estática fuera rigurosamente constante y su cálculo fuera exacto, el valor de la lectura del instrumento sería siempre el mismo en el mismo lugar, en ausencia de otros factores que hagan variar la gravedad.

2/ La **deriva diaria o secular** se debe a un comportamiento diferente de la constante de recuperación del muelle cuando el instrumento ha estado en movimiento y luego ha permanecido estático durante varias horas, que es lo que ocurre durante la ejecución de una campaña de mediciones durante la noche. Se determina por la diferencia entre las primeras lecturas en base de cada día. En las Tablas 10.1 y 10.2 se indica la variación o **deriva diaria** DS para cada campaña, estando representados los valores en la Figura 10.1.

programa 2011	DT 11 cmGal/h	DS 11 cmGal/h
1	-2,180	
2	-1,202	-0,082
3	-1,185	
4	-0,071	-0,384
5	-1,264	0,076
6	0,522	
7	-0,820	0,026
8	-0,135	
9	-0,466	-0,002
10	0,063	
11	-0,096	0,093
12	-0,122	0,078
13	-0,375	
14	1,007	-0,100
15	-0,275	
16	-0,867	0,173
17	0,749	
18	-3,420	0,325
19	-0,301	
20	-1,528	0,050
21	-1,933	-0,067

Tabla 10.1 Deriva secular DS y de trabajo DT durante la campaña de 2011

programa 2012	DT 12 cmGal/h	DS 12 cmGal/h
1	-0,385	
2	-0,493	
3	-0,555	-0,179
4	-0,431	
5	-0,408	-0,290
6	-0,803	-0,010
7	-0,400	
8	-1,088	-0,088
9	0,264	
10	-1,130	-0,225
11	0,062	
12	-0,886	-0,069
13	-0,531	
14	-0,215	-0,135
15	-0,970	0,001
16	-0,877	
17	-1,640	0,081
18	-1,930	
19	-1,659	-0,292
20	-0,455	
21	-0,454	-0,070
22	-1,071	-0,062
23	0,521	
24	-1,008	-0,022
25	-0,455	
26	-1,046	-0,056
27	-0,563	

Tabla 10.2 Deriva secular DS y de trabajo DT durante la campaña de 2012

En los gráficos de control de lecturas en base para cada campaña (Figuras 8.21 y 9.26, reproducidas en la parte superior de la Figura 10.1), se aprecia que el ratio de variación no es único para todos los días: en los dos primeros días de la campaña de 2011 las lecturas descienden, pasando a aumentar posteriormente con un ratio de +0.081 cmGal/h, que tras la pausa de 3 días pasa (P14) a 0.095 cmGal/h, tendiendo finalmente a disminuir. La campaña de 2012 presenta para todos los días un ratio de disminución, con un aumento de unas 5 cmGal en la pausa entre el programa 15 y el 17. Aunque la imprecisión en el valor del parámetro DRIFT no afecte al cálculo de las anomalías, si que puede repercutir en observaciones efectuadas en el mismo lugar a lo largo de los días, como ocurre en la base. Las lecturas en la Base 100 han tenido (simplificadamente) una variación global a lo largo de los días con un

ratio medio de 0.021 mGal/día, de aumento en 2011 y de disminución en 2012; es posible que el factor de corrección DRIFT para 2011 debería haber sido 0.286 mGal/día (0.265+0.021), y 0.292 mGal/día (0.313-0.021) en 2012. La mayoría de los valores están en el rango (Figura 10.1) de +0.075 a -0.290 cmGal/h.

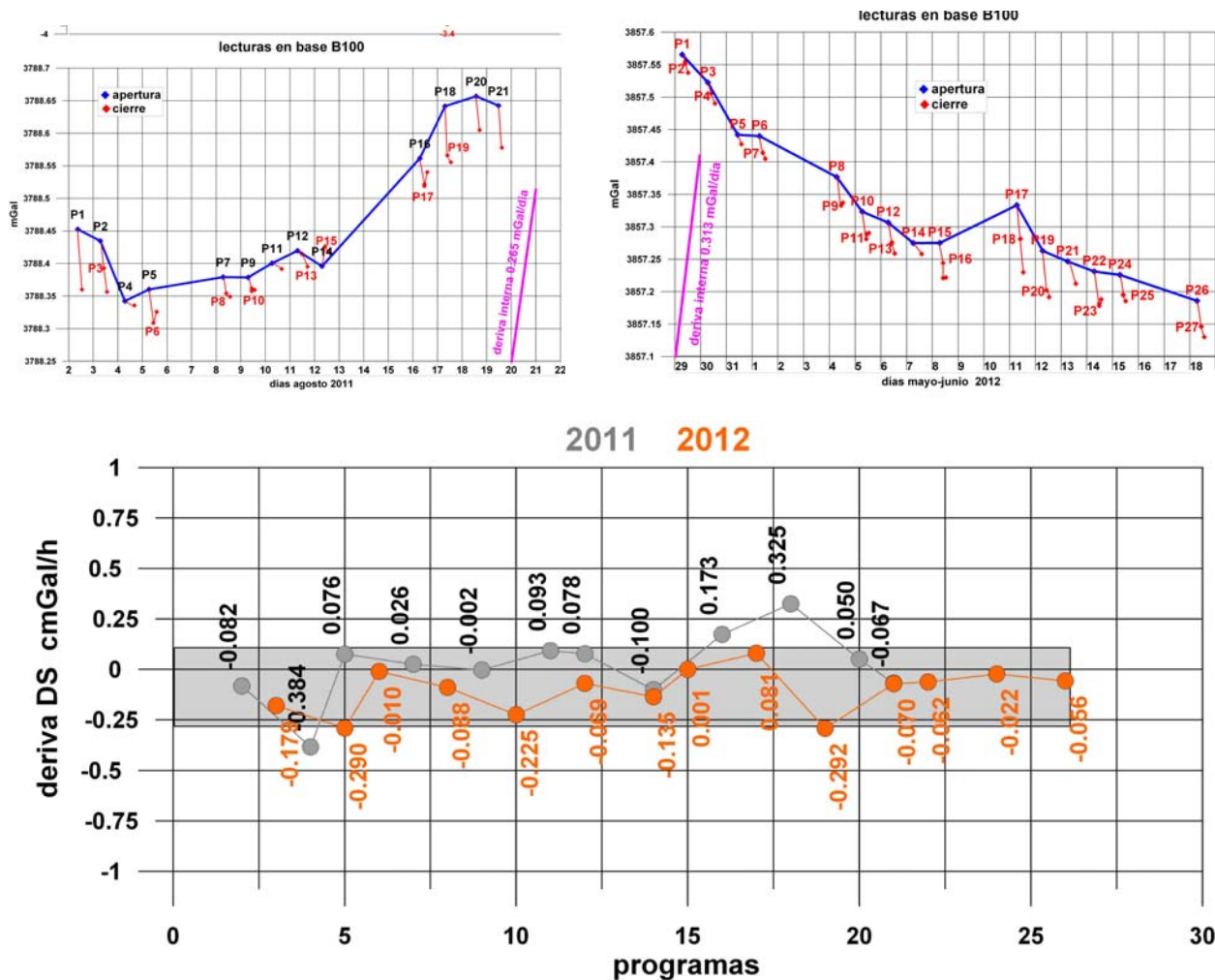


Fig. 10.1 Gráfica de valores de deriva secular durante las campañas de 2011 y 2012. En la parte superior se reproducen las Figuras 8.21 y 9.26 de lecturas en base100 durante los programas de medición.

Esta deriva no tiene ninguna repercusión sobre la precisión de las anomalías, ya que no interviene en los cálculos de las mismas. Su mayor interés es para control del instrumento, ya que aunque está posiblemente afectada por la imprecisión de la deriva estática, pone de manifiesto los “saltos” en la lectura del gravímetro, que se alejan del seguimiento de la variación LS (Figuras 8.21b y 9.26b); es además un elemento de control de calidad de la lectura de apertura de los programas.

3/ La denominada **deriva de trabajo** es la calculada por la diferencia de lecturas en base al principio y final de cada programa, siendo corregida de los valores de GRAV mediante interpolación lineal al tiempo de cada lectura. Obedece al movimiento continuo del gravímetro al desplazarse entre las estaciones y su valor es superior a las restantes derivas. Los valores de la deriva de trabajo (expresados por su ratio de variación) están reflejados en las Tablas 10.1 y 10.2 y en la Figura 10.2. Salvo muy pocas excepciones, su ratio de variación es negativo (disminución de las lecturas con el tiempo), y de valor superior a la secular:

1.007 a -3.42 cmGal/h en 2011 y 0.52 a -1.9 cmGal/h en 2012, siendo en general menores en 2011, con valores generalmente comprendidos entre +0.05 y -1.26 cmGal/h.

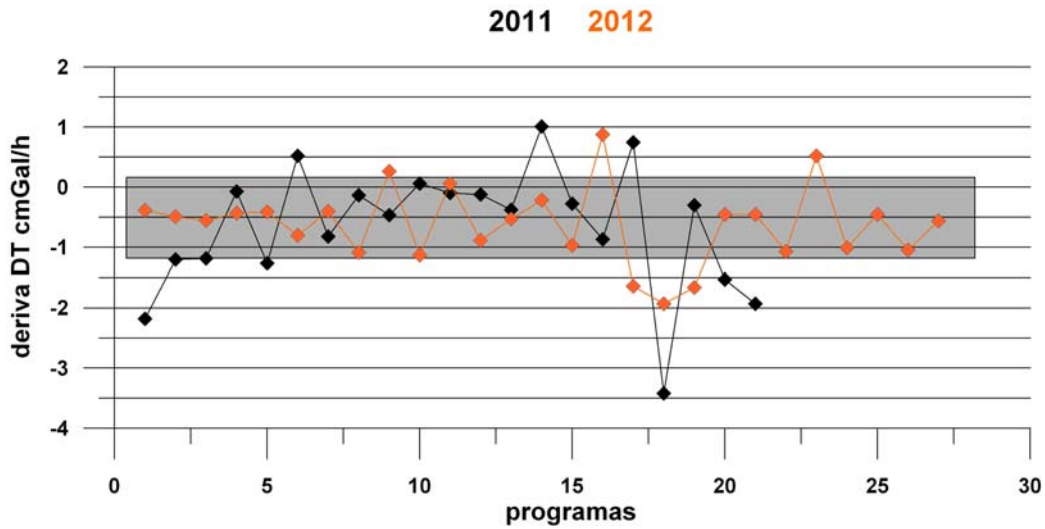


Fig. 10.2 Gráfica de valores de la deriva de trabajo durante las campañas de 2011 y 2012.

El mero hecho de que la segunda lectura en base sea sistemáticamente de valor inferior a la primera indica claramente que no se debe al fenómeno de recuperación intrínseco del muelle del sensor, que es siempre en sentido ascendente. Si influyera la descompensación de la deriva estática, no sería tampoco explicable para la campaña de 2011, en la que dicha posible descompensación daría lugar a valores crecientes de lecturas. Se aprecia cierta relación entre el valor de esta deriva y la duración de los programa (Figura 10.3), aunque no es siempre evidente, sobre todo para la campaña de 2011. El valor calculado para la deriva de trabajo depende de las lecturas seleccionadas, y por lo tanto depende del ratio de estabilización del gravímetro. Con independencia de la mejor o peor fortuna en la selección de las lecturas implicadas para el cálculo de la deriva de trabajo, al ser el resultado de una diferencia de valores con precisión de $\pm 1\mu\text{Gal}$, su valor tiene un error implícito de $\pm 2\mu\text{Gal}$, error que se trasmite a los valores de deriva corregida en cada estación, calculados por distribución lineal con el tiempo de duración del programa.

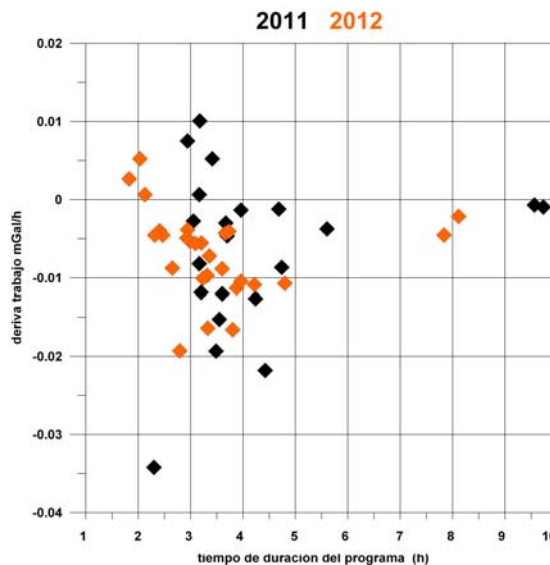


Fig. 10.3 Relación entre la duración de un programa y su deriva de trabajo.

10.3 Errores por estabilización instrumental

La deriva o ratio de **estabilización** instrumental se refiere a la variación de las lecturas en función del tiempo durante los ciclos de medición que se efectúan en cada estación o base, como se muestran en los **Gráficos de lecturas en base y estaciones de los programas de gravimetría** y en el **Análisis de la estabilización de lecturas** de los ANEXOS III y IV. Su repercusión sobre el resultado fue estudiada en detalle en el apartado **5.5.9 Estabilización en los programas de lecturas. Influencia en el cálculo de anomalías**. Salvo alguna excepción, el ratio medio en la campaña de 2011 fue desde -2 mGal/h a +10 mGal/h, siendo para la campaña de 2012 bastante más suave, del orden de -1 mGal/h a 5 mGal/h (Figura 10.4). (Los rangos de la variación ciclo-ciclo fueron de -10 mGal/h a +20 mGal/h en 2011, y de -10 mGal/h a +10 mGal/h en 2012). Este diferente comportamiento entre campañas puede ser debido al mayor tiempo de reposo o “climatización” del gravímetro desde su traslado desde Madrid a Ronda hasta el comienzo de la campaña, a una especial atención en las condiciones de desplazamiento del gravímetro y a un mayor tiempo de lectura en cada estación (un promedio, incluido desplazamientos, de 40 minutos por estación en 2011 y 68 minutos en 2012), lo que tiene también como repercusión una menor productividad (6 estaciones por programa en 2011 y 3 en 2012).

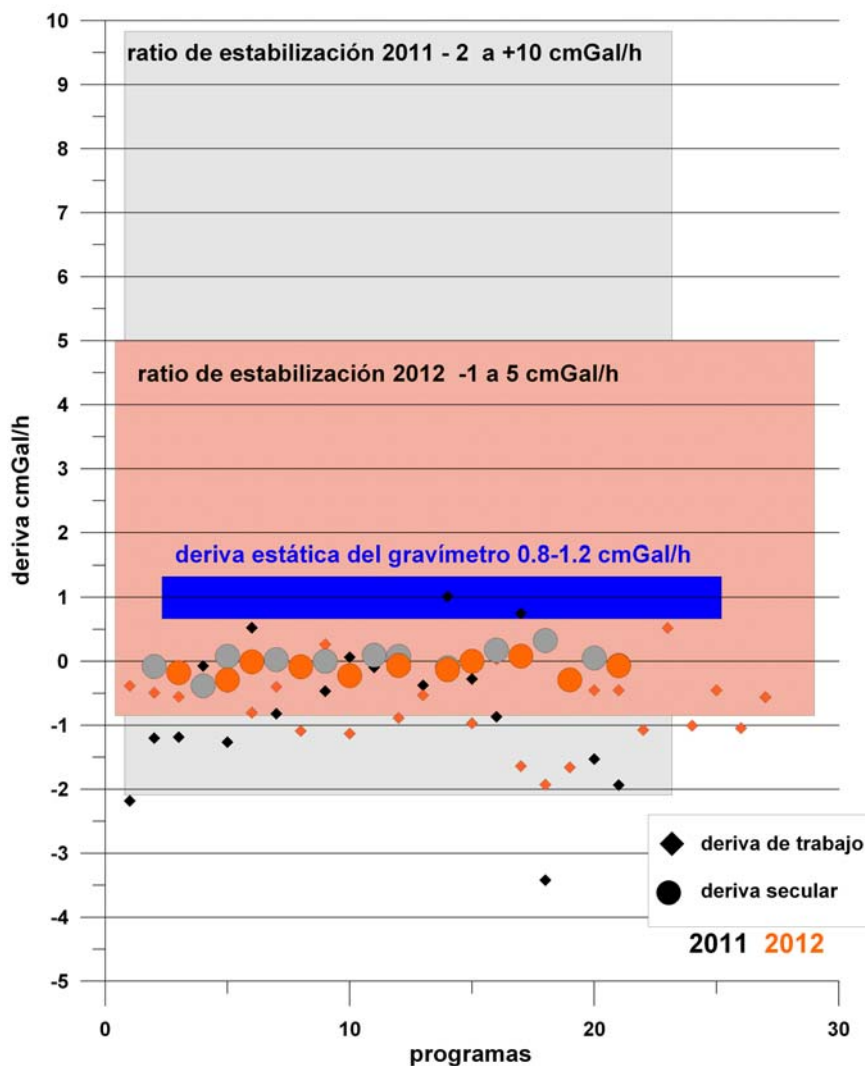


Fig. 10.4 Comparación entre las diferentes derivas del gravímetro

En la Figura 10.4 se comparan las diferentes derivas, pudiendo apreciarse que la de estabilización es la de mayor valor absoluto. La deriva de estabilización puede influir notablemente en el error que se introduzca en las anomalías. Como ya se mencionó anteriormente, el criterio seguido para la selección de las lecturas ha sido el de tomarlas para el mismo tiempo desde el comienzo cuando la deriva de estabilización en apertura en base y en estación son iguales; si esto no ocurre, se trata de seleccionar las lecturas cuando alcancen una aceptable estabilización. No es posible evaluar el error que puede cometerse en esta selección, que será solamente apreciable al comparar las anomalías de la misma estación medidas en programas diferentes (repeticiones de control).

10.4 Errores por precisión en la evaluación de las variaciones externas

Todas las lecturas son corregidas de las **variaciones externas** de la gravedad por efecto de marea y de carga oceánica. De hecho, el valor GRAV ya viene afectado por la corrección de marea o Luni-Solar. En el proceso seguido en este trabajo se ha sustituido el valor de la corrección de marea aplicado automáticamente por el gravímetro Scintrex por el proporcionado por otro método de determinación, afectando además a las lecturas de la corrección de carga oceánica. Como ya se explicó en el capítulo 4. **Correcciones a efectuar a las medidas en gravimetría relativa**, el valor de estas correcciones depende del método de cálculo seguido, con diferencias que pueden llegar a los 2 μGal , y no siendo posiblemente ninguno el que realmente reproduzca el fenómeno que realmente está influyendo en las medidas. Por otra parte, se ha visto que en estas campañas no es necesario tener en cuenta las variaciones de presión, ya que da lugar a correcciones inferiores a 0.1 μGal . Por apreciación subjetiva, puede atribuirse al conjunto de estas correcciones la posible introducción de errores en el valor final de cada lectura del orden de 0.5 μGal como máximo.

10.5 Error intrínseco de las anomalías

En la Tabla 10.3 se resumen las conclusiones de estas estimaciones de error.

tipo	error μGal	observación	lectura afectada
instrumental	1	la variación de la constante de calibración puede afectar al valor de anomalía 4D	todas
deriva estática	no		
deriva diaria	no	posibles errores por "saltos"	todas
estabilización	no evaluable	evaluación por repetición	todas
Deriva de trabajo	2	no incluye otros errores posibles por "saltos"	estación
v. externas	0,5	evaluación de error apreciativa	todas

Tabla 10.3 Resumen de las estimaciones de errores en las mediciones y cálculos del valor de la gravedad en las campañas de la Sierra de las Nieves.

Las lecturas en base pueden estar afectadas por un error intrínseco de $\pm 1.5 \mu\text{Gal}$.

Las lecturas en las estaciones pueden estar afectadas por un error de $\pm 3.5 \mu\text{Gal}$.

El valor de la anomalía (diferencia de lecturas) puede tener un error intrínseco de $\pm 5 \mu\text{Gal}$.

La diferencia de anomalías (anomalía 4D) puede tener un error intrínseco de $\pm 10 \mu\text{Gal}$.

10.6 Evaluación de errores por repeticiones de control

Se han efectuado varias repeticiones de las medidas en cada estación, en general 3 en la campaña de 2011 y 2 en la de 2012. Para cada repetición se obtiene un valor de anomalía en la estación. Una vez depuradas las mediciones posiblemente erróneas, según se detalla en los apartados **8.9** y **9.9 Análisis de las anomalías obtenidas por las repeticiones de control**, el valor final de anomalía en cada estación ha sido obtenido como promedio de las repeticiones aceptadas; el error viene dado por la mitad de la diferencia máxima entre los valores aceptados, según se indicó en los capítulos 8 y 9, y queda recogido en las Tablas 8.12 y 9.11 para las anomalías a11 y a12 respectivamente. El valor de la “diferencia” en dichas tablas se refiere a la máxima diferencia entre todas las anomalías medidas en una estación, incluyendo las posteriormente depuradas.

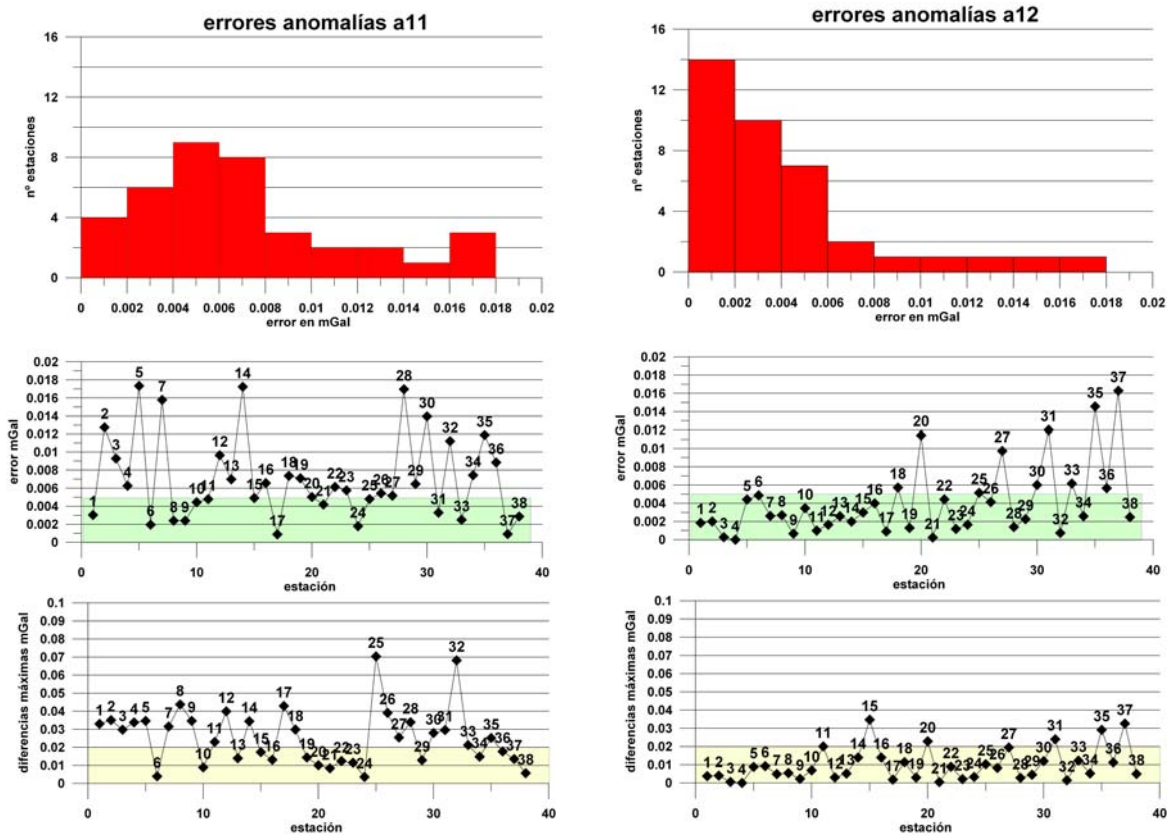


Fig. 10.5 Histogramas de distribución de errores de anomalías a11 y a12, con indicación de los errores y diferencias máximas por estaciones.

En la Figura 10.5 se muestran los histogramas de la distribución de estos errores para ambas campañas, así como el error de cada estación y el valor de la diferencia máxima entre determinaciones. Para la campaña de 2011 el valor de la máxima diferencia entre las anomalías obtenidas por repetición es inferior a 0.020 mGal (zona sombreada en amarillo en los gráficos de diferencias) para el 42 % de las estaciones, con valor medio de 0.026 mGal; en la campaña de 2012 el 87 % tienen valor inferior a 0.020 mGal, con valor medio de 0.010 mGal. En este resultado tiene gran influencia el mayor número de repeticiones efectuado en 2011.

El error medio del valor final de anomalía asignado para cada estación es de 0.007 mGal en 2011, con valor inferior a 5 μ Gal (zona sombreada en verde en los gráficos de errores) para el 45 % de las estaciones; en 2012 el error medio es de 0.004 mGal, e inferior a 0.005 para el 77 %.

Los histogramas de distribución de estos errores muestran las agrupaciones y dispersión en intervalos de 2 μ Gal; si no se consideran las colas de valores superiores a 0.010 mGal, el error medio de 2011 se sitúa en 0.005 mGal, siendo de 0.003 mGal en 2012. Puede considerarse por lo tanto que ambas campañas han cumplido, estadísticamente, el objetivo perseguido en el diseño de su metrología, aunque evidentemente existen estaciones donde se supera la precisión deseable, y ha sido mejor el resultado de la campaña de 2012.

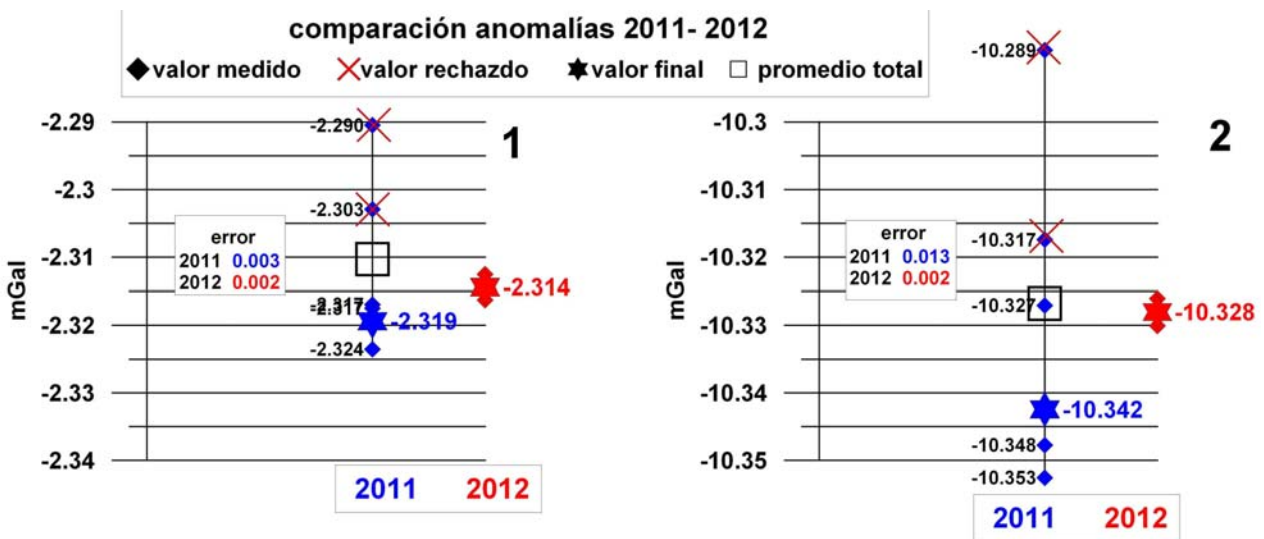
[Página dejada intencionadamente en blanco]

11. COMPARACIÓN ENTRE LAS ANOMALÍAS DE 2011 Y 2012. FIABILIDAD DEL RESULTADO.

La comparación entre el valor de la anomalía en una estación medida en 2011 y en 2012 es más fácilmente analizable a través de la representación gráfica del resultado de ambas campañas conjuntamente, a fin de apreciar:

- La agrupación de anomalías obtenidas por repetición de control en ambas campañas.
- El solape en el rango de mediciones en ambas campañas.

Para ello se ha utilizado el sistema indicado por la siguiente clave de símbolos:



Clave de simbología en las Figuras 11.1

Para cada estación se indica:

- Rombo: valores obtenidos en las mediciones efectuadas en cada campaña (el valor numérico no está indicado cuando por razones de grafismo se superpone a otra información), indicando mediante un aspa de color rojo las rechazadas en el análisis de los programas.
- Estrella: valor finalmente adoptado a11 y a12.
- Cuadrado: valor medio de todas las determinaciones, incluidas las rechazadas. No se ha representado cuando coincide con el adoptado.
- Error asignado al valor final adoptado.
- En todos los gráficos la escala de gravedad es de 0.050 mGal a fondo de escala, con líneas de separación cada 0.005 mGal

En las Figuras 11.1a a 11.1e se presentan estos gráficos para todas las estaciones. Todas las cantidades están expresadas en mGal.

La dispersión de los valores obtenidos en las repeticiones es mayor en la campaña de 2011, como se ya se apreciaba en la distribución de diferencias de la Figura 10.5, aunque la agrupación (considerando todas las determinaciones) es buena para las estaciones 6, 10, 13, 16, 20, 21, 22, 23, 24, 29 y 38. En los valores de 2012 se aprecia una mala agrupación para las estaciones 11, 14, 15, 16, 20, 27, 31, 35 y 37, y por lo tanto solamente las estaciones 6, 10, 13, 21, 22, 23, 24, 29 y 38 tienen buena agrupación en ambas campañas.

La dispersión de mediciones hace que exista un solape, más o menos importante, entre el rango (considerando todas las determinaciones) de anomalías medidas en 2011 y en 2012, excepto en las estaciones 6, 13, 17, 18, 21, 22, 24, 29, 30, 33, 34 y 38. Para algunas de estas últimas estaciones (6, 13, 21, 22, 24, 29 y 38) hay además una buena agrupación en ambas campañas, por lo que pueden considerarse como las de mayor fiabilidad para el cálculo de la diferencia o anomalía 4D, siendo más dudoso para el resto.

En general, la anomalía final seleccionada en 2011 es menor (en valor absoluto) al medido en 2012 ($|a_{11}| < |a_{12}|$): hay menor diferencia entre la base 100 y las estaciones en 2011 que en 2012, lo que significaría una disminución de la gravedad en 2012, excepto en las estaciones 1, 2, 8, 12, 15, 16 y 23, en las que la gravedad parece haber aumentado ($|a_{11}| > |a_{12}|$)

Si se hubieran tomado todas las determinaciones, sin rechazar ninguna, el valor de los promedios totales modifica algo las estaciones donde aparentemente la gravedad ha aumentado, que pasarían a ser además la 4, 25, 26 y 32, por lo que puede aceptarse que en algún caso la selección de lecturas puede distorsionar el resultado. Aunque el solape de valores entre ambas campañas podría hacer pensar que en realidad no existe tal variación de gravedad, sin embargo, en las estaciones de mayor fiabilidad (6, 13, 21, 22, 24, 29 y 38) el resultado es claro: aparentemente la gravedad ha disminuido en 2012 en la mayoría de las estaciones.

En la Tabla 11.1 se sintetiza el resultado de estas consideraciones:

estación	buena agrupación		solape	a12 > a11		más fiables	estación
	2011	2012		seleccionadas	todas		
1		SI	SI				1
2		SI	SI				2
3		SI	SI	SI			3
4		SI	SI	SI			4
5		SI	SI	SI			5
6	SI	SI	NO	SI			6
7		SI	SI	SI			7
8		SI	SI				8
9		SI	SI	SI			9
10	SI	SI	SI	SI			10
11			SI	SI			11
12		SI	SI				12
13	SI	SI	NO	SI			13
14			SI	SI			14
15			SI				15
16	SI		SI				16
17		SI	NO	SI			17
18		SI	NO	SI			18
19		SI	SI	SI			19
20	SI		SI	SI			20
21	SI	SI	NO	SI			21
22	SI	SI	NO	SI			22
23	SI	SI	SI				23
24	SI	SI	NO	SI			24
25		SI	SI	SI			25
26		SI	SI	SI			26
27			SI	SI			27
28		SI	SI	SI			28
29	SI	SI	NO	SI			29
30		SI	NO	SI			30
31			SI	SI			31
32		SI	SI	SI			32
33		SI	NO	SI			33
34		SI	NO	SI			34
35			SI	SI			35
36		SI	SI	SI			36
37			SI	SI			37
38	SI	SI	NO	SI			38

Tabla 11.1 Resumen del análisis cualitativo de agrupación de anomalías de cada campaña y solape de valores entre ambas campañas.

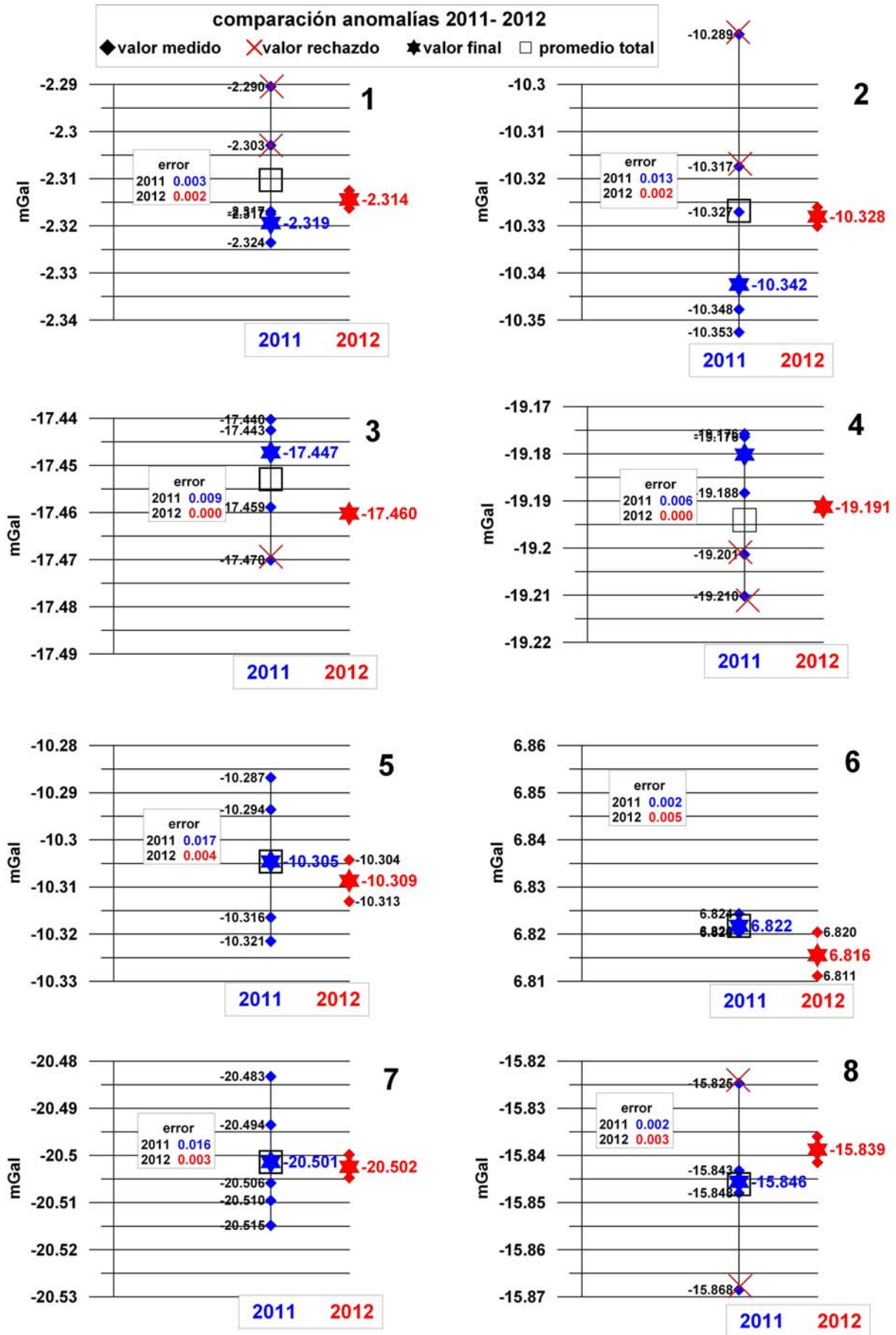


Fig. 11.1a Comparación gráfica de las anomalías a11 y a12 para las estaciones 1 a 8.

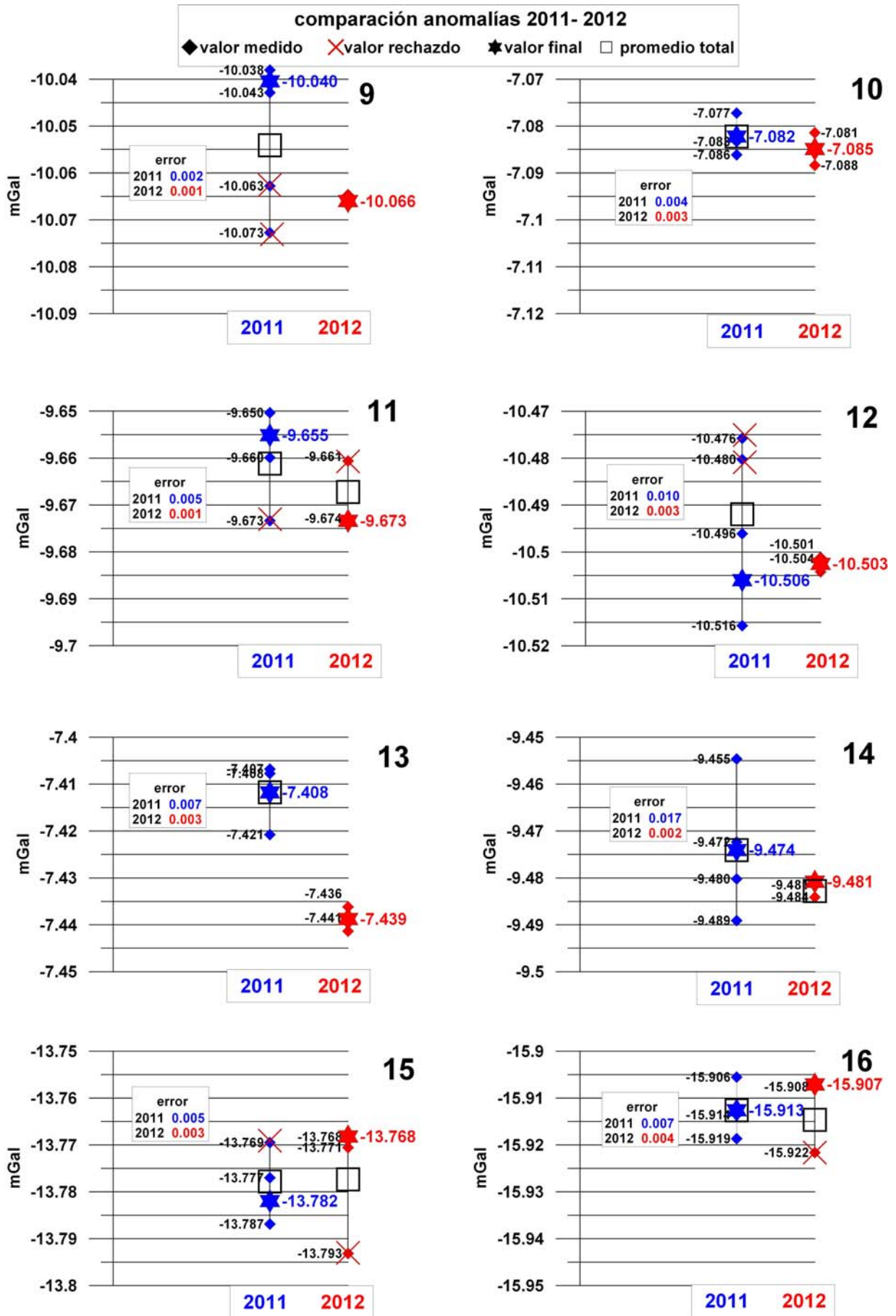


Fig. 11.1b Comparación gráfica de las anomalías a11 y a12 para las estaciones 9 a 16

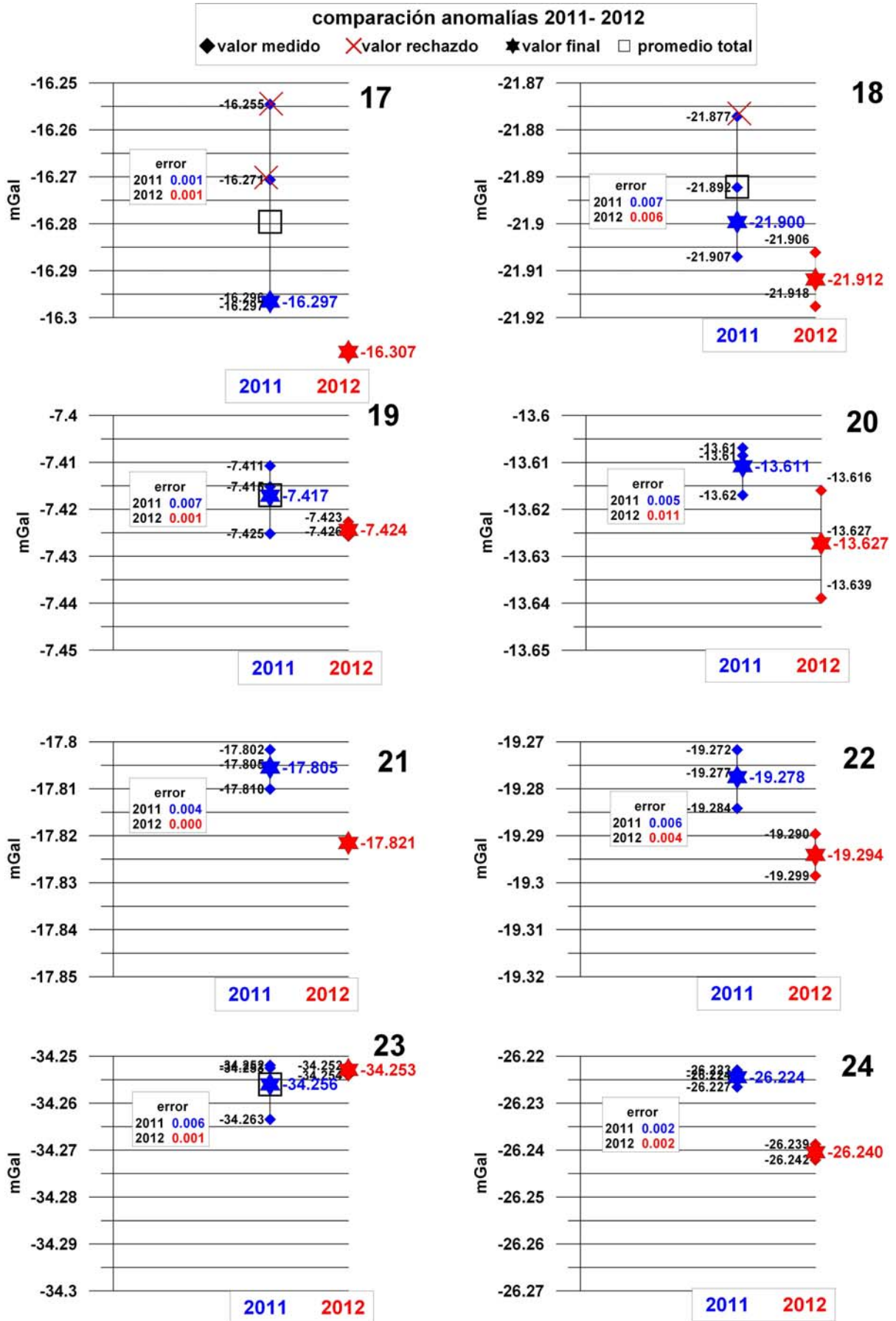


Fig. 11.1c Comparación gráfica de las anomalías a11 y a12 para las estaciones 17 a 24

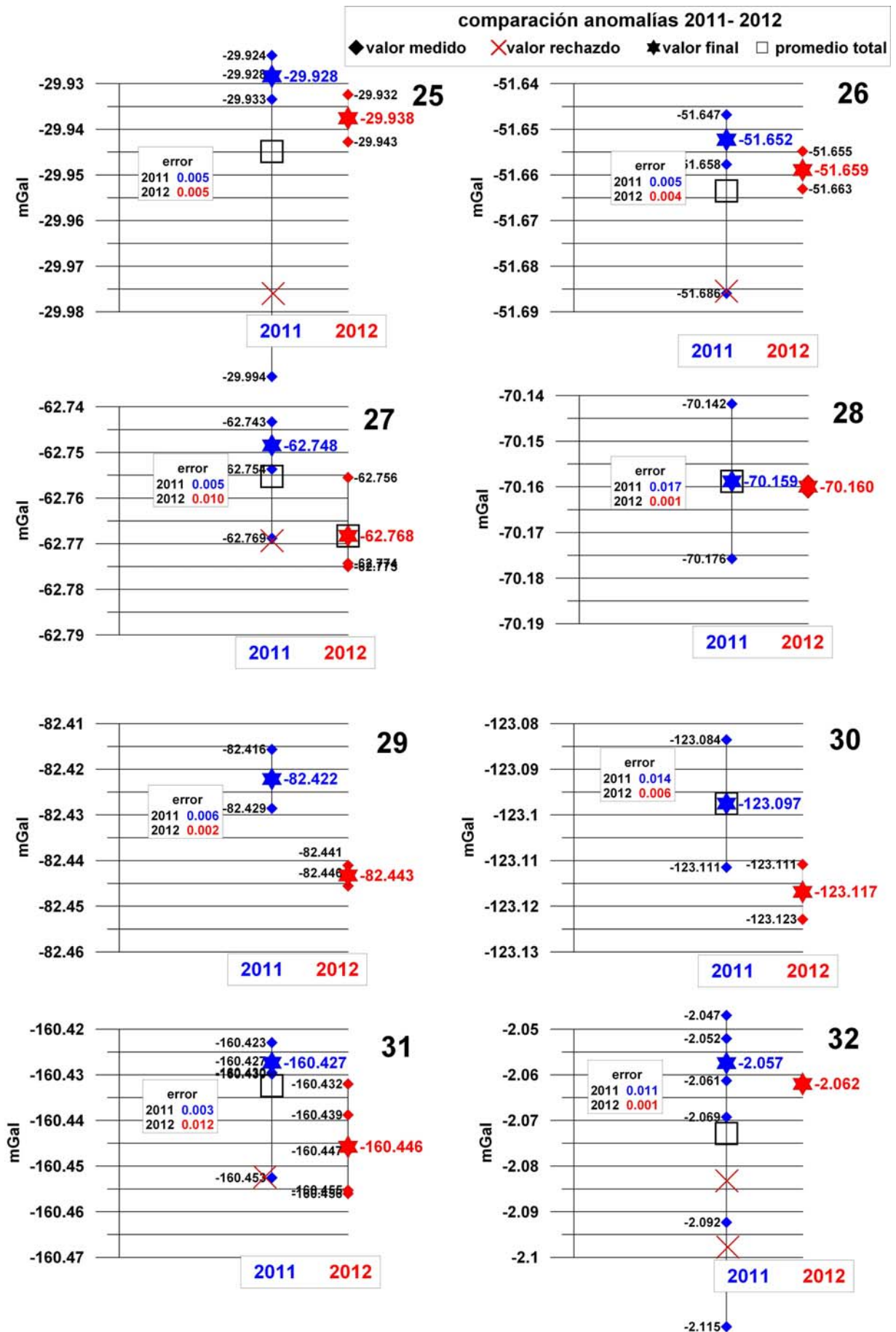


Fig. 11.1d Comparación gráfica de las anomalías a11 y a12 para las estaciones 25 a 32.

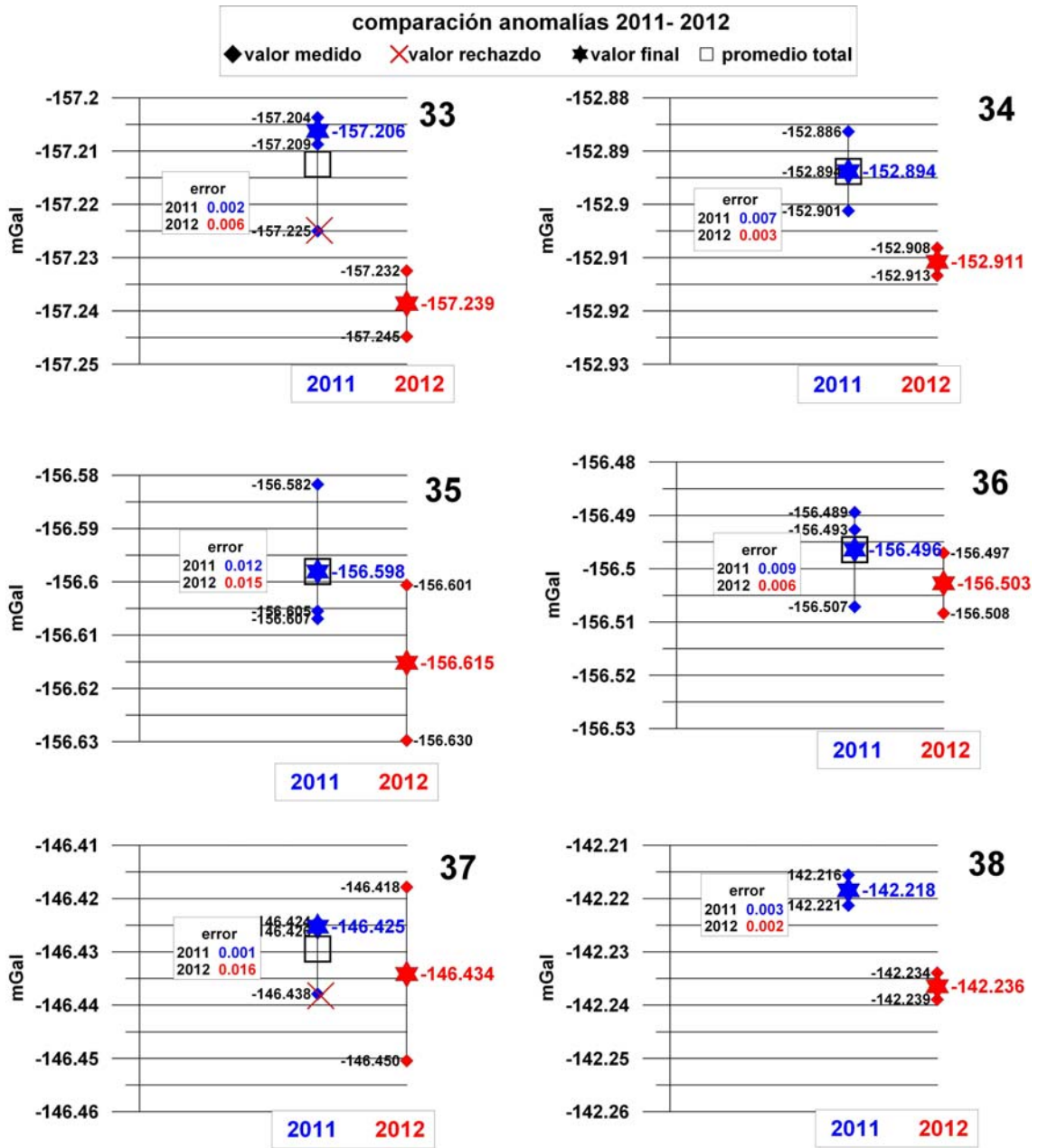


Fig. 11.1e Comparación gráfica de las anomalías a11 y a12 para las estaciones 33 a 38.

12. ANOMALÍAS 4D

12.1 Cálculo de las anomalías 4D

La variación de la gravedad en cada estación entre la campaña de 2011 y 2012, que denominaremos anomalía 4D, se ha obtenido por la diferencia anomalía 2012- anomalía 2011 ($4D=a_{12}-a_{11}$), por lo que, al ser ambas cantidades negativas, una diferencia positiva representan un aumento de la gravedad, y una diferencia negativa refleja una disminución.

En la Tabla 12.1 se dan los valores calculados y su variación en las estaciones está representada en la Figura 12.1.

estación	Anomalía 4D (a ₁₂ -a ₁₁) mGal	error 11+12 mGal
1	0,005	0,005
2	0,014	0,015
3	-0,013	0,010
4	-0,011	0,006
5	-0,004	0,022
6	-0,006	0,007
7	-0,001	0,018
8	0,007	0,005
9	-0,026	0,003
10	-0,003	0,008
11	-0,018	0,006
12	0,004	0,011
13	-0,027	0,010
14	-0,007	0,019
15	0,014	0,008
16	0,005	0,011
17	-0,011	0,002
18	-0,012	0,013
19	-0,007	0,008
20	-0,016	0,016
21	-0,016	0,004
22	-0,017	0,011
23	0,003	0,007
24	-0,016	0,003
25	-0,009	0,010
26	-0,007	0,010
27	-0,020	0,015
28	-0,001	0,018
29	-0,021	0,009
30	-0,019	0,020
31	-0,018	0,015
32	-0,005	0,012
33	-0,032	0,009
34	-0,017	0,010
35	-0,017	0,026
36	-0,006	0,015
37	-0,009	0,017
38	-0,018	0,005

Tabla 12.1 Anomalías 4D (a₁₂-a₁₁) y error, en mGal.

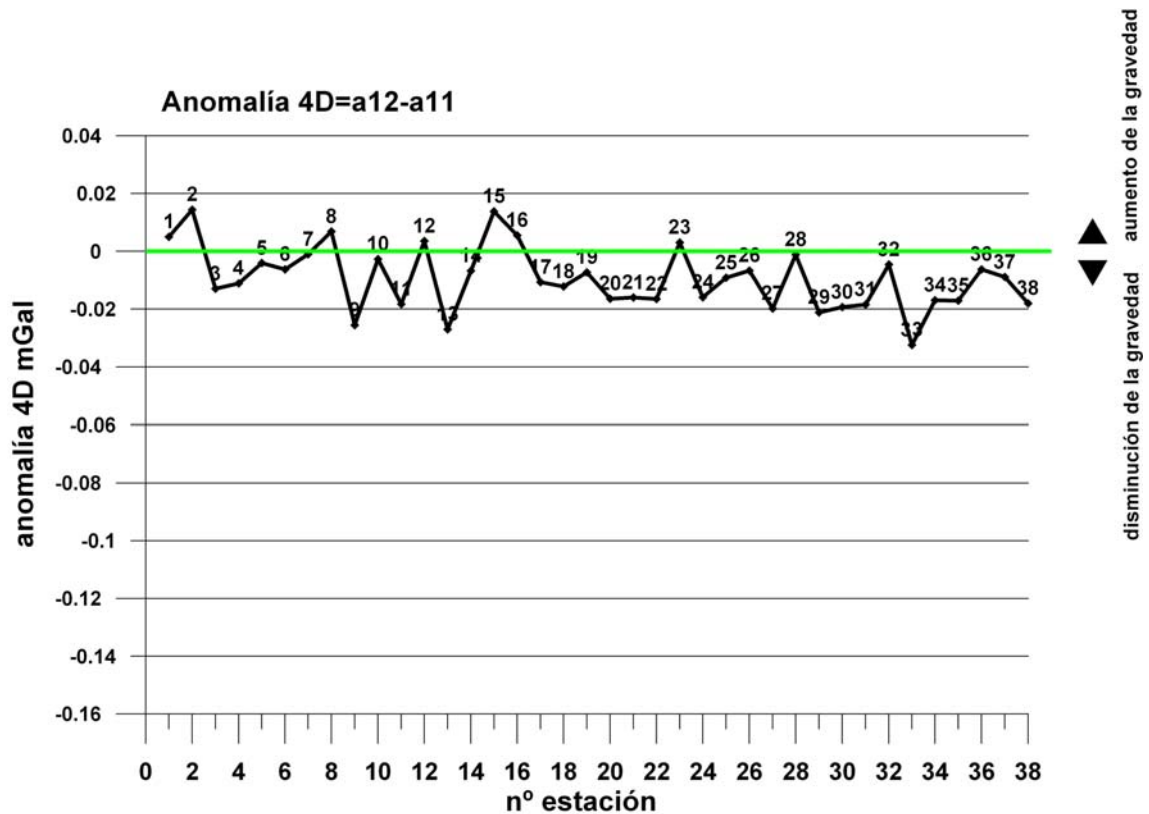


Fig. 12.1 Variación de las anomalías 4D en función de las estaciones.

La situación de que la gravedad haya disminuido en 2012, excepto en unas pocas estaciones, no tiene sentido gravimétrico; su interpretación como un menor contenido en agua en el subsuelo durante la última campaña no tiene sentido hidrogeológico. En el apartado **9.1 Verificación de la unión de bases B1-B2-B3. Posibles causas de variación** se llegó a la conclusión, como consecuencia del análisis de las diferencias observadas en las bases entre 2011 y 2012, de que las anomalías medidas en 2012 debían ser analizadas bajo dos posibilidades:

- asumiendo que la gravedad aumentó en las Bases, hay que disminuir los valores **a12** en al menos $16 \mu\text{Gal}$ para hacerlos comparables a los medidos en 2011 ($a_{12n}=a_{12}+0.016$)
- o
- asumiendo que lo que se ha modificado ha sido la constante de calibración del gravímetro en un 0.056% , hay que multiplicar los valores medidos en 2012 por 1.00056 ($a_{12n}=a_{12} \times 1.00056$).

En la Figura 12.2 se presenta un esquema de lo que implica cada una de las hipótesis, cuya detallada explicación se efectuó en el capítulo 9.

La posible modificación de la constante no es soportada por el funcionamiento normal del gravímetro, según se dedujo de su historial de calibración (Figura 9.7). En efecto, el resultado de aumentar las anomalías **a12** en el 0.056% no parece que sea lo más adecuado para explicar la situación encontrada, ya que en ese caso las anomalías 4D serían todavía más negativas (disminución de la gravedad en 2012). Los valores de **a12n** calculados se encuentran recogidos en la Tabla 12.2, y la variación de **a12n** con las estaciones está representada en la Figura 12.3.

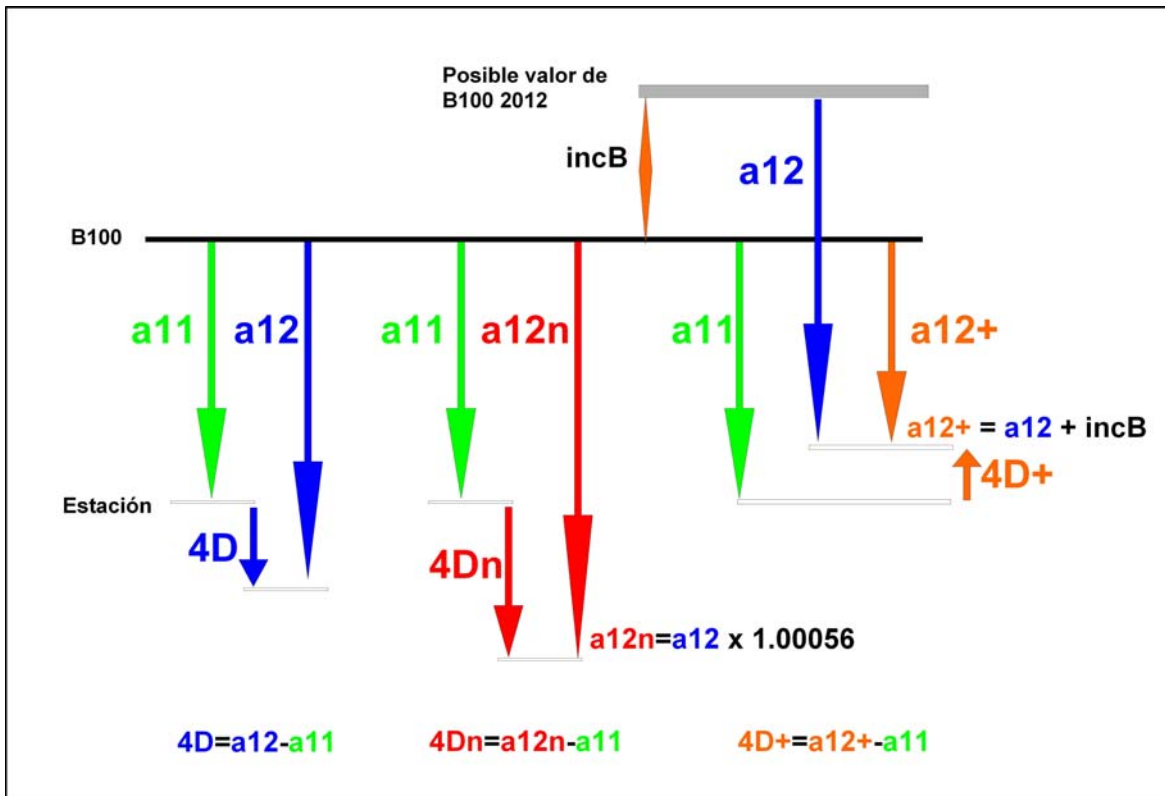


Fig. 12.2 Esquema explicativo de las consecuencias de cada una de las hipótesis para explicar las anomalías a12.

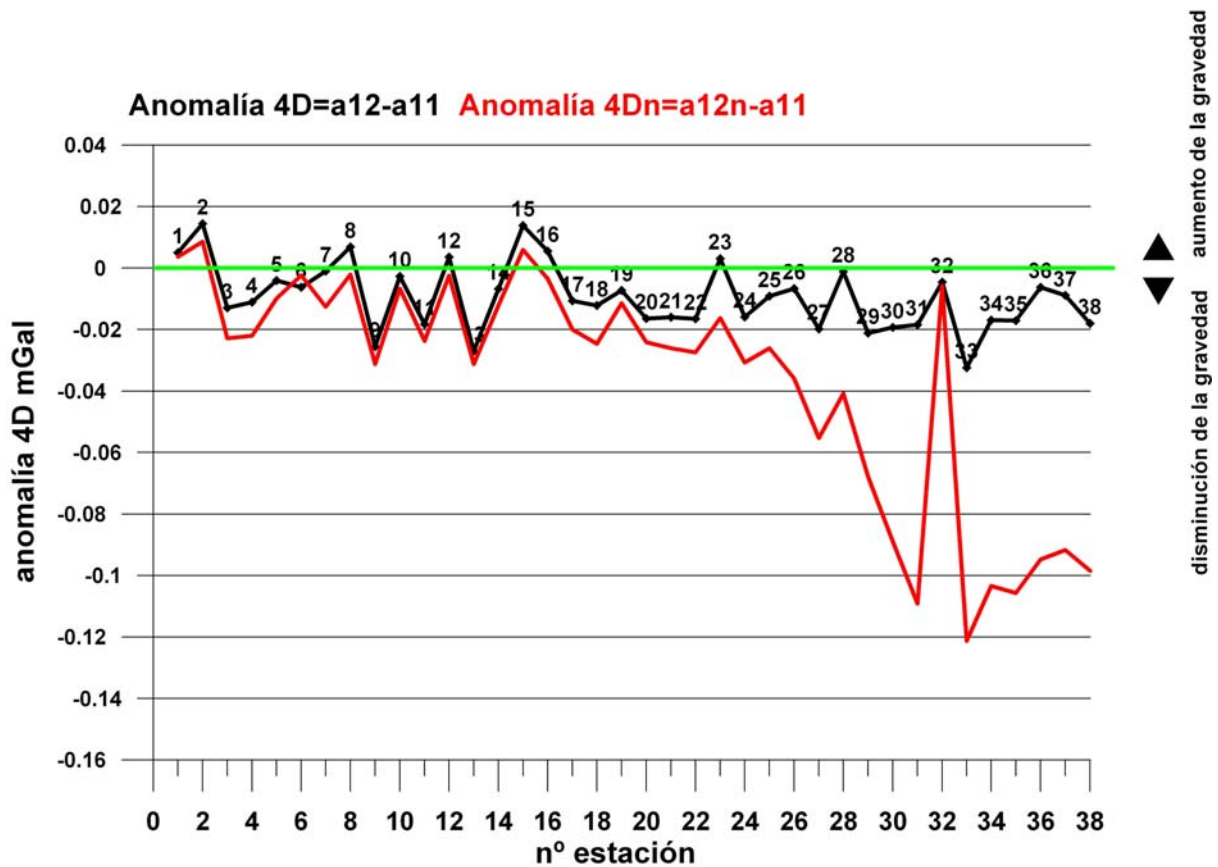


Fig. 12.3 Variación de las anomalías 4D y 4Dn en función de las estaciones; a12n = a12 x 1.00056.

estación	anomalía final a12	a12n=a12x K ₁₂	a12n-a12	dif %	4Dn=a12n-a11
1	-2,314	-2,316	0,001	-0,057	0,004
2	-10,328	-10,334	0,006	-0,057	0,009
3	-17,460	-17,470	0,010	-0,057	-0,023
4	-19,191	-19,202	0,011	-0,057	-0,022
5	-10,309	-10,314	0,006	-0,057	-0,010
6	6,816	6,819	-0,004	-0,057	-0,002
7	-20,502	-20,514	0,012	-0,057	-0,013
8	-15,839	-15,848	0,009	-0,057	-0,002
9	-10,066	-10,072	0,006	-0,057	-0,031
10	-7,085	-7,089	0,004	-0,057	-0,007
11	-9,673	-9,679	0,005	-0,057	-0,024
12	-10,503	-10,508	0,006	-0,057	-0,002
13	-7,439	-7,443	0,004	-0,057	-0,031
14	-9,481	-9,486	0,005	-0,057	-0,012
15	-13,768	-13,776	0,008	-0,057	0,006
16	-15,907	-15,916	0,009	-0,057	-0,004
17	-16,307	-16,317	0,009	-0,057	-0,020
18	-21,912	-21,924	0,012	-0,057	-0,025
19	-7,424	-7,429	0,004	-0,057	-0,011
20	-13,627	-13,635	0,008	-0,057	-0,024
21	-17,821	-17,832	0,010	-0,057	-0,026
22	-19,294	-19,305	0,011	-0,057	-0,027
23	-34,253	-34,272	0,019	-0,057	-0,016
24	-26,240	-26,255	0,015	-0,057	-0,031
25	-29,938	-29,954	0,017	-0,057	-0,026
26	-51,659	-51,688	0,029	-0,057	-0,036
27	-62,768	-62,804	0,035	-0,057	-0,055
28	-70,160	-70,200	0,040	-0,057	-0,041
29	-82,443	-82,490	0,047	-0,057	-0,068
30	-123,117	-123,186	0,070	-0,057	-0,089
31	-160,446	-160,536	0,091	-0,057	-0,109
32	-2,062	-2,063	0,001	-0,057	-0,006
33	-157,239	-157,328	0,089	-0,057	-0,121
34	-152,911	-152,997	0,086	-0,057	-0,103
35	-156,615	-156,704	0,089	-0,057	-0,106
36	-156,503	-156,591	0,088	-0,057	-0,095
37	-146,434	-146,517	0,083	-0,057	-0,092
38	-142,236	-142,317	0,080	-0,057	-0,098

Tabla 12.2 Cálculo de la anomalía a12n con la constante 8942.8357 y nuevas anomalías 4Dn.

La situación hidrogeológica que supondría esta solución es aún menos viable que la que representa la anterior (anomalías 4D), sobre todo para las estaciones con anomalías a12 superiores a 50 mGal, en las que la modificación de la constante de calibración supone un incremento superior a 0.030 mGal, dando lugar a anomalías 4Dn que llegan a ser hasta de -0.12 mGal, disminución de la gravedad que ni puede asumirse entre esas dos épocas, ni es justificable por ninguna de las posibles hipótesis de acumulación de agua efectuadas en el apartado **6.2 Evaluación de la amplitud y anchura de las posibles anomalías.**

La otra alternativa es disminuir los valores en la Base100 en al menos 16 μ Gal para hacer las anomalías a12 comparables a las medidas en 2011, lo que se traduce en una disminución en el valor de las anomalías a12 (Figura 12.2), llevando aparejado un aumento de las anomalías 4D, según se refleja en la Tabla 12.3 y en la Figura 12.4, donde denominamos **a12+** a la anomalía medida en 2012 incrementada en 0.016 mGal. Esta situación es la que más probablemente refleje la realidad.

estación	a12	a12+=a12+0,016	4D+=a12+ -a11
1	-2,314	-2,298	0,021
2	-10,328	-10,312	0,030
3	-17,460	-17,444	0,003
4	-19,191	-19,175	0,005
5	-10,309	-10,293	0,012
6	6,816	6,832	0,010
7	-20,502	-20,486	0,015
8	-15,839	-15,823	0,023
9	-10,066	-10,050	-0,010
10	-7,085	-7,069	0,013
11	-9,673	-9,657	-0,002
12	-10,503	-10,487	0,020
13	-7,439	-7,423	-0,011
14	-9,481	-9,465	0,009
15	-13,768	-13,752	0,030
16	-15,907	-15,891	0,021
17	-16,307	-16,291	0,005
18	-21,912	-21,896	0,004
19	-7,424	-7,408	0,009
20	-13,627	-13,611	0,000
21	-17,821	-17,805	0,000
22	-19,294	-19,278	-0,001
23	-34,253	-34,237	0,019
24	-26,240	-26,224	0,000
25	-29,938	-29,922	0,007
26	-51,659	-51,643	0,009
27	-62,768	-62,752	-0,004
28	-70,160	-70,144	0,015
29	-82,443	-82,427	-0,005
30	-123,117	-123,101	-0,003
31	-160,446	-160,430	-0,002
32	-2,062	-2,046	0,011
33	-157,239	-157,223	-0,016
34	-152,911	-152,895	-0,001
35	-156,615	-156,599	-0,001
36	-156,503	-156,487	0,010
37	-146,434	-146,418	0,007
38	-142,236	-142,220	-0,002

Tabla 12.3 Cálculo de la anomalía a12+ con aumento de 0.016 mGal, y nuevas anomalías 4D+.

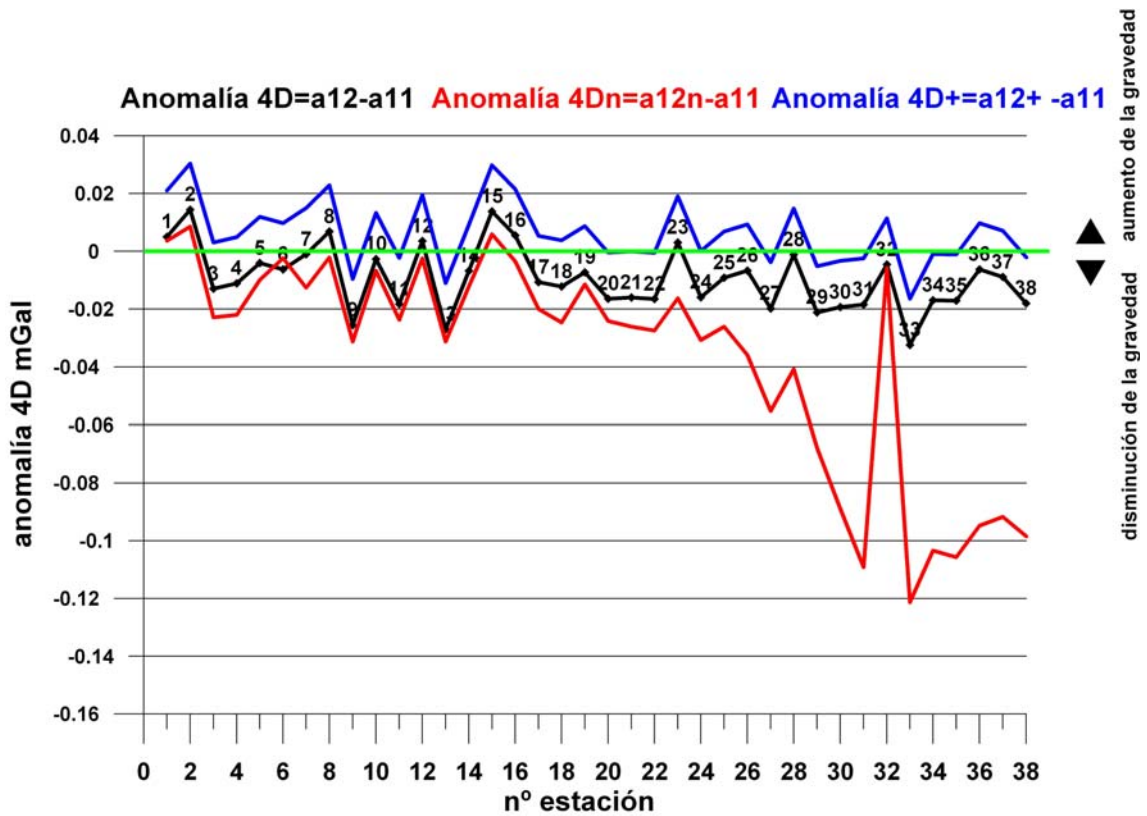
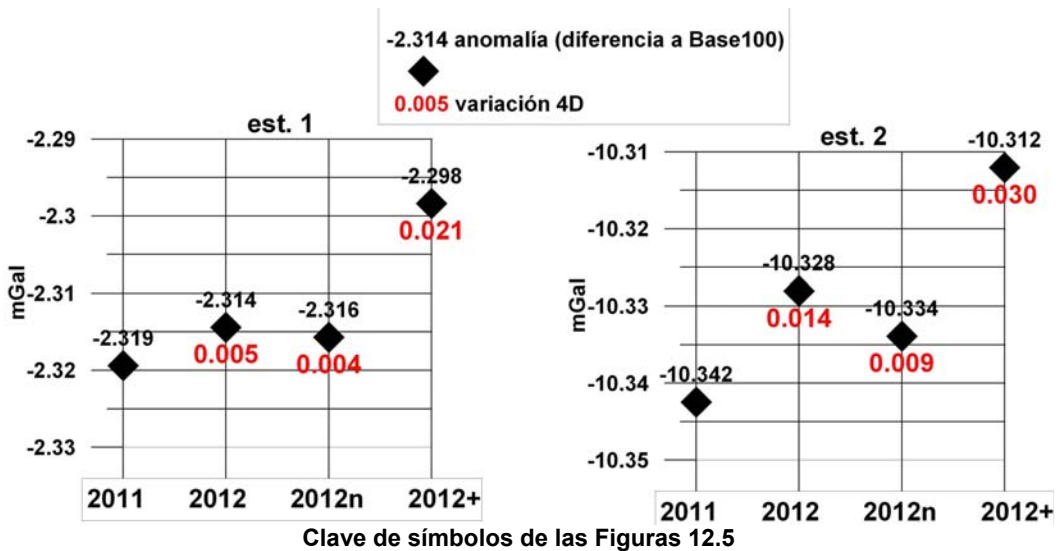


Fig. 12.4 Variación de las anomalías 4D, 4Dn y 4D+ en función de las estaciones; $a_{12+}=a_{12}+0.0016$.

El resultado de los cálculos expresado de forma gráfica y comparativa para cada estación está representado en las Figuras 12.4a a 12.5e, con la siguiente clave de símbolos:



- para 2011: anomalía a_{11} , con indicación de su valor en mGal en color negro
- para 2012: anomalía a_{12} , con indicación de su valor en mGal en color negro y valor de la correspondiente anomalía $4D$ en rojo
- para 2012n: anomalía $a_{12n}=a_{12}\times 1.00056$, con indicación de su valor en mGal en color negro y valor de la correspondiente anomalía $4Dn$ en rojo
- para 2012+: anomalía $a_{12+}=a_{12}+0.016$ con indicación de su valor en mGal en color negro y valor de la correspondiente anomalía $4D+$ en rojo

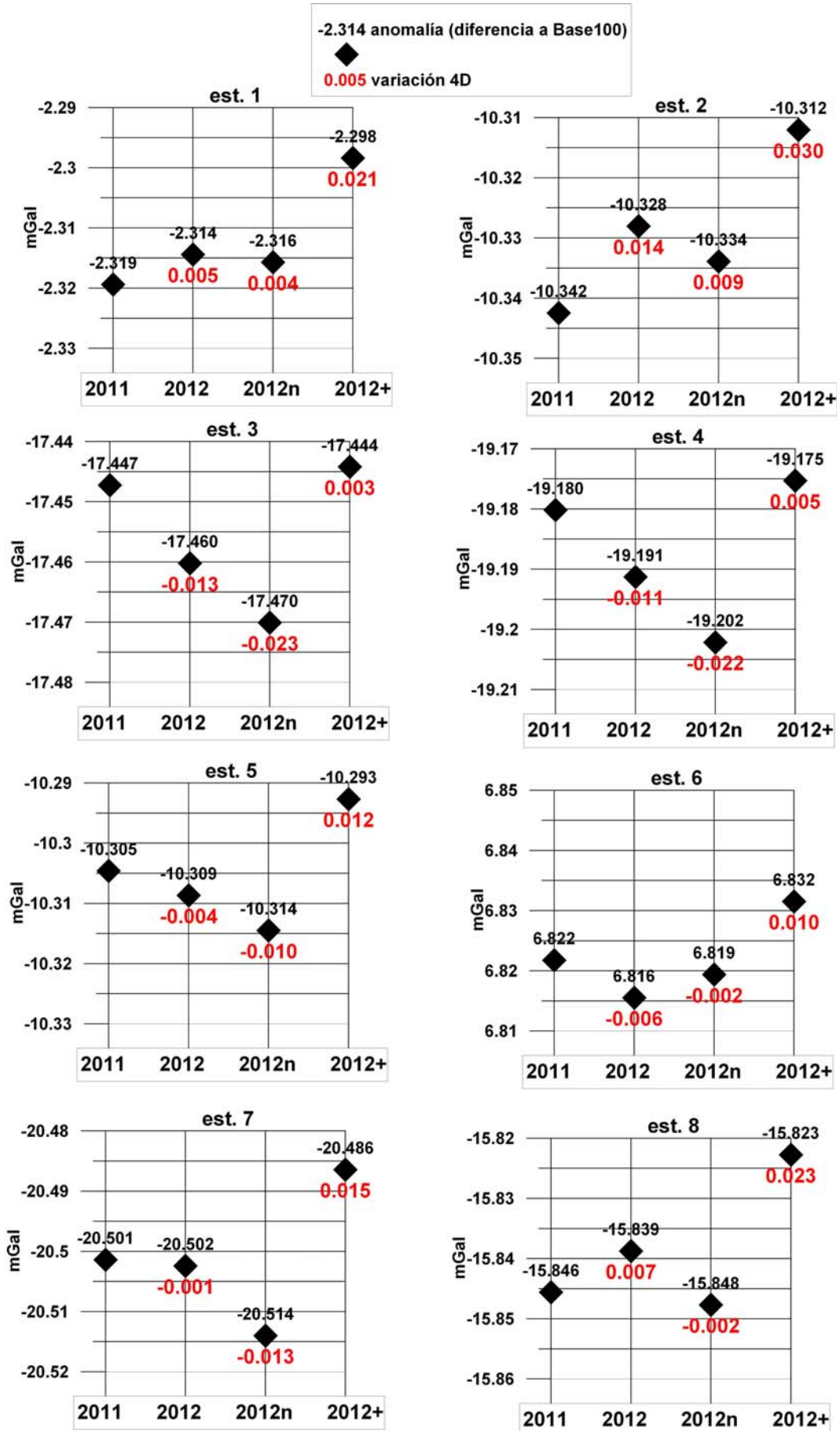


Fig. 12.5a Comparación de las anomalías a11, a12, a12n y a12+, y correspondientes valores de las anomalías 4D, 4Dn y 4D+. Estaciones 1 a 8.

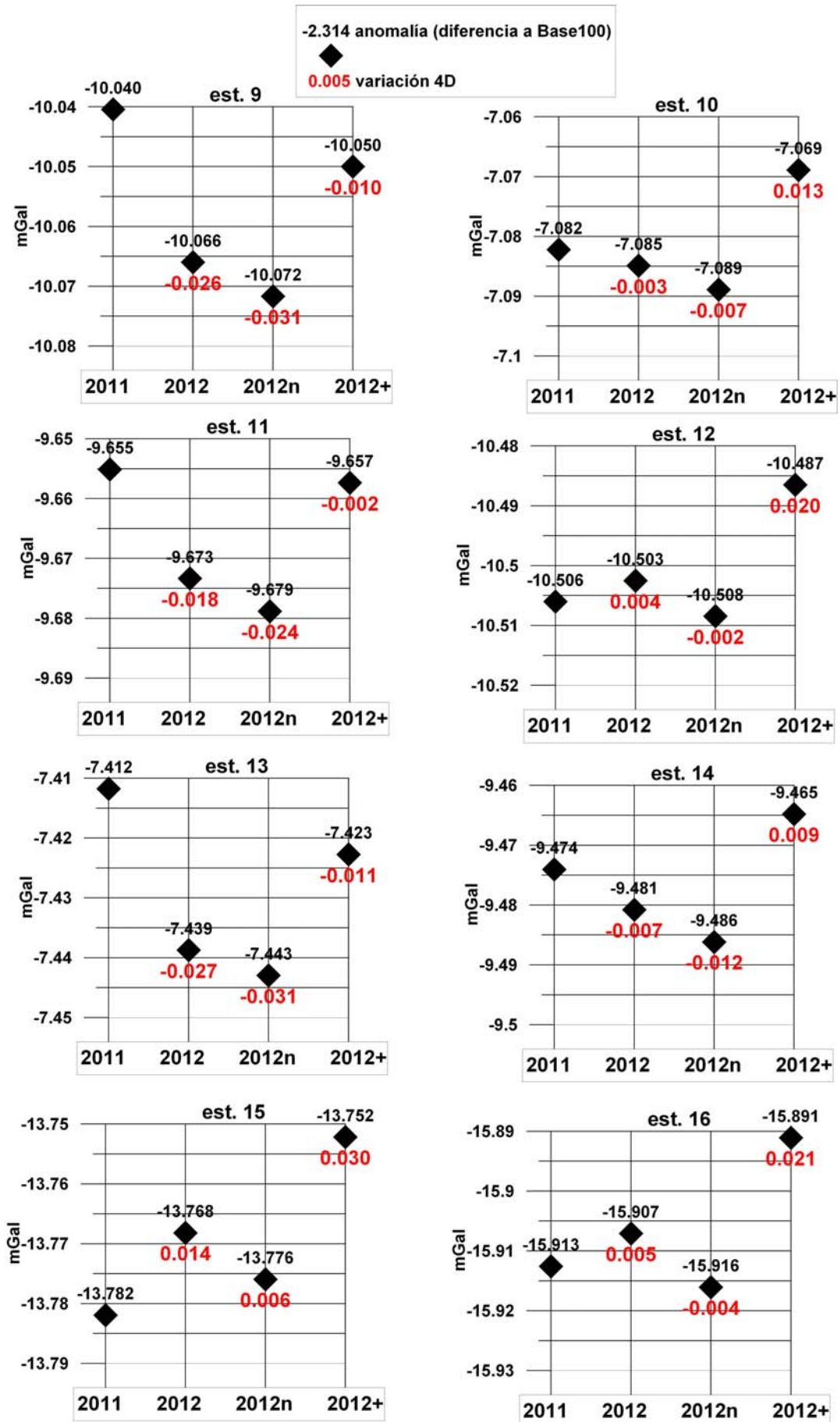


Fig. 12.5b Comparación de las anomalías a11, a12, a12n y a12+, y correspondientes valores de las anomalías 4D, 4Dn y 4D+. Estaciones 9 a 16.

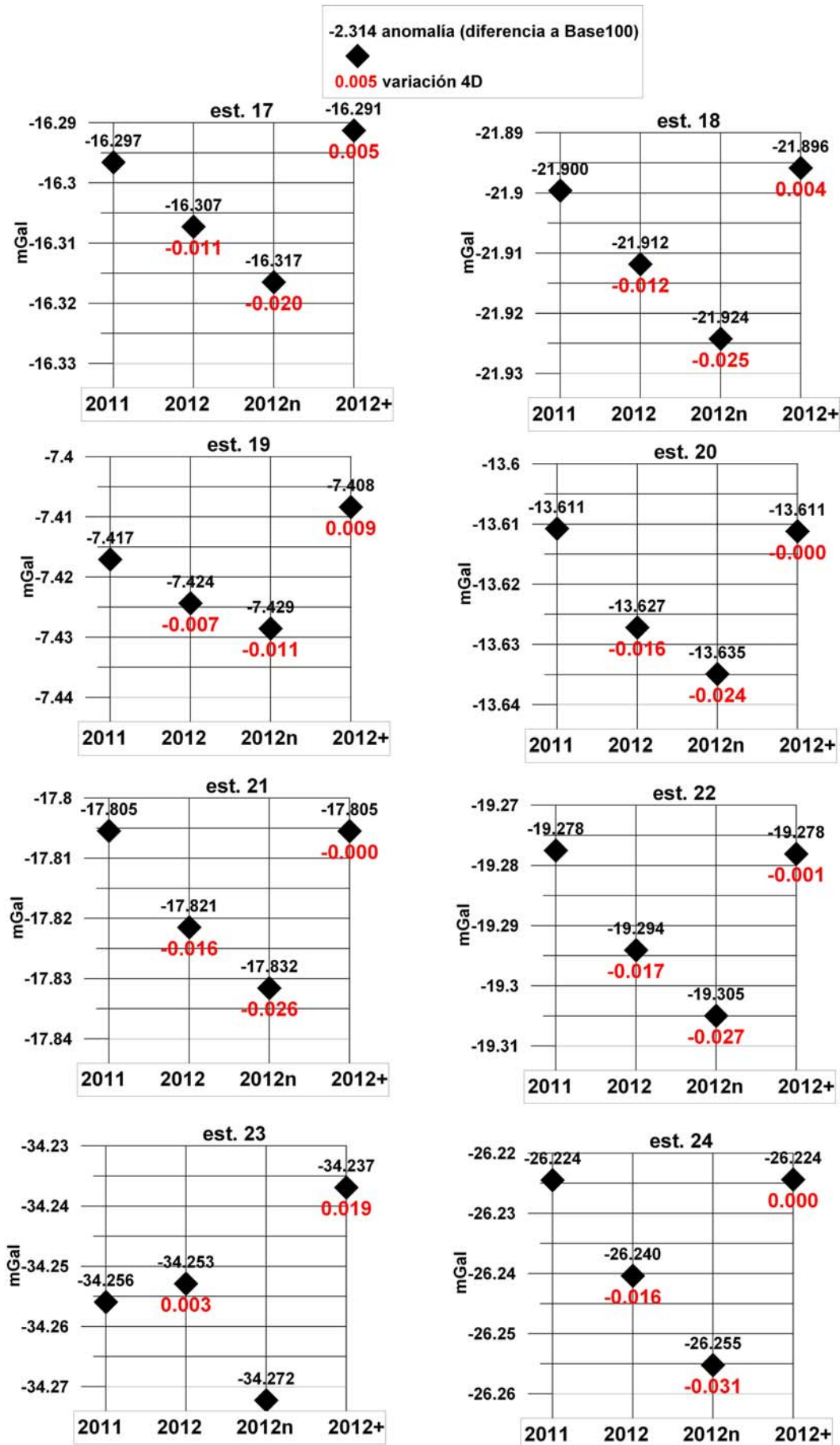


Fig. 12.5 c Comparación de las anomalías a11, a12, a12n y a12+, y correspondientes valores de las anomalías 4D, 4Dn y 4D+. Estaciones 17 a 24.

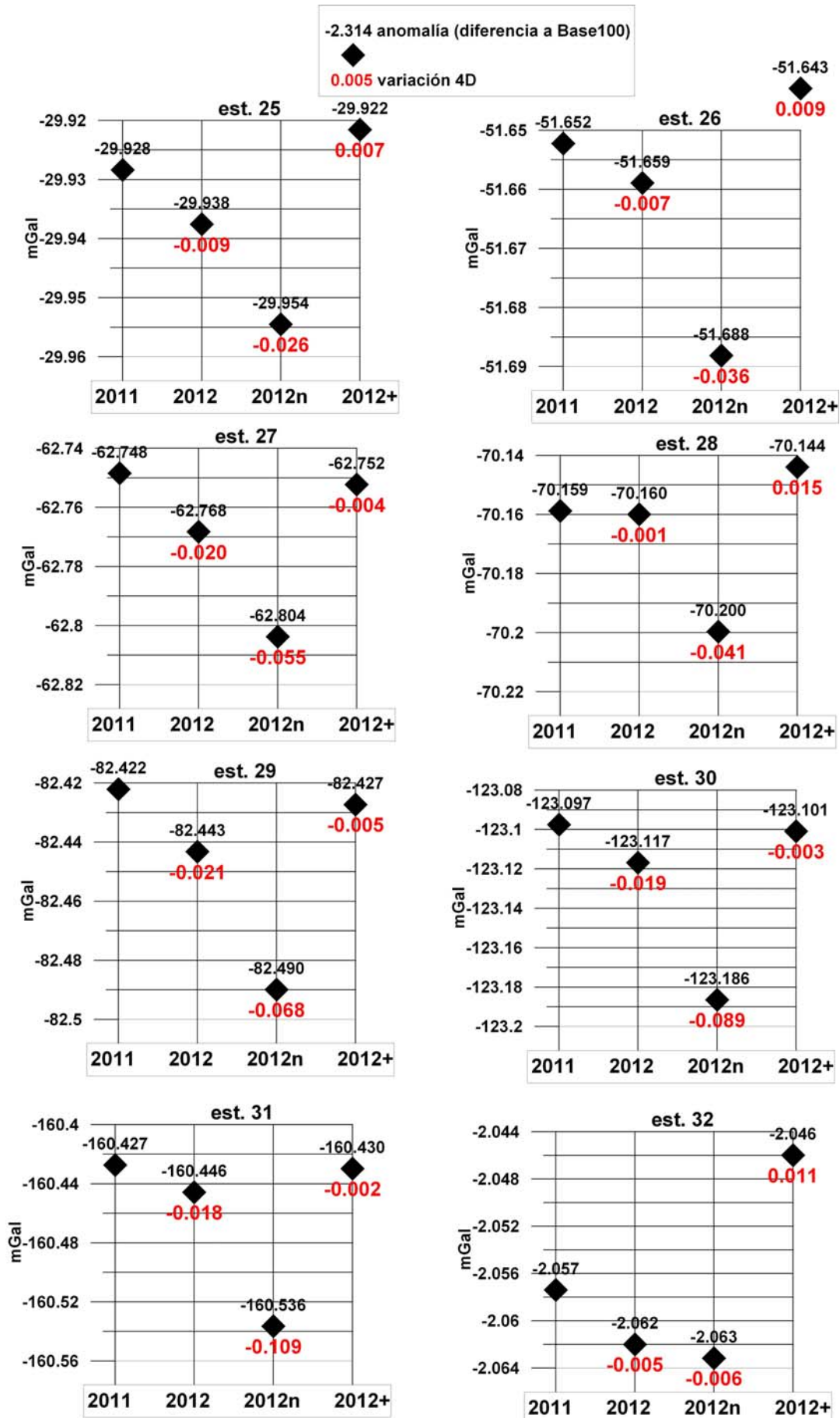


Fig. 12.5 d Comparación de las anomalías a11, a12, a12n y a12+, y correspondientes valores de las anomalías 4D, 4Dn y 4D+. Estaciones 25 a 32.

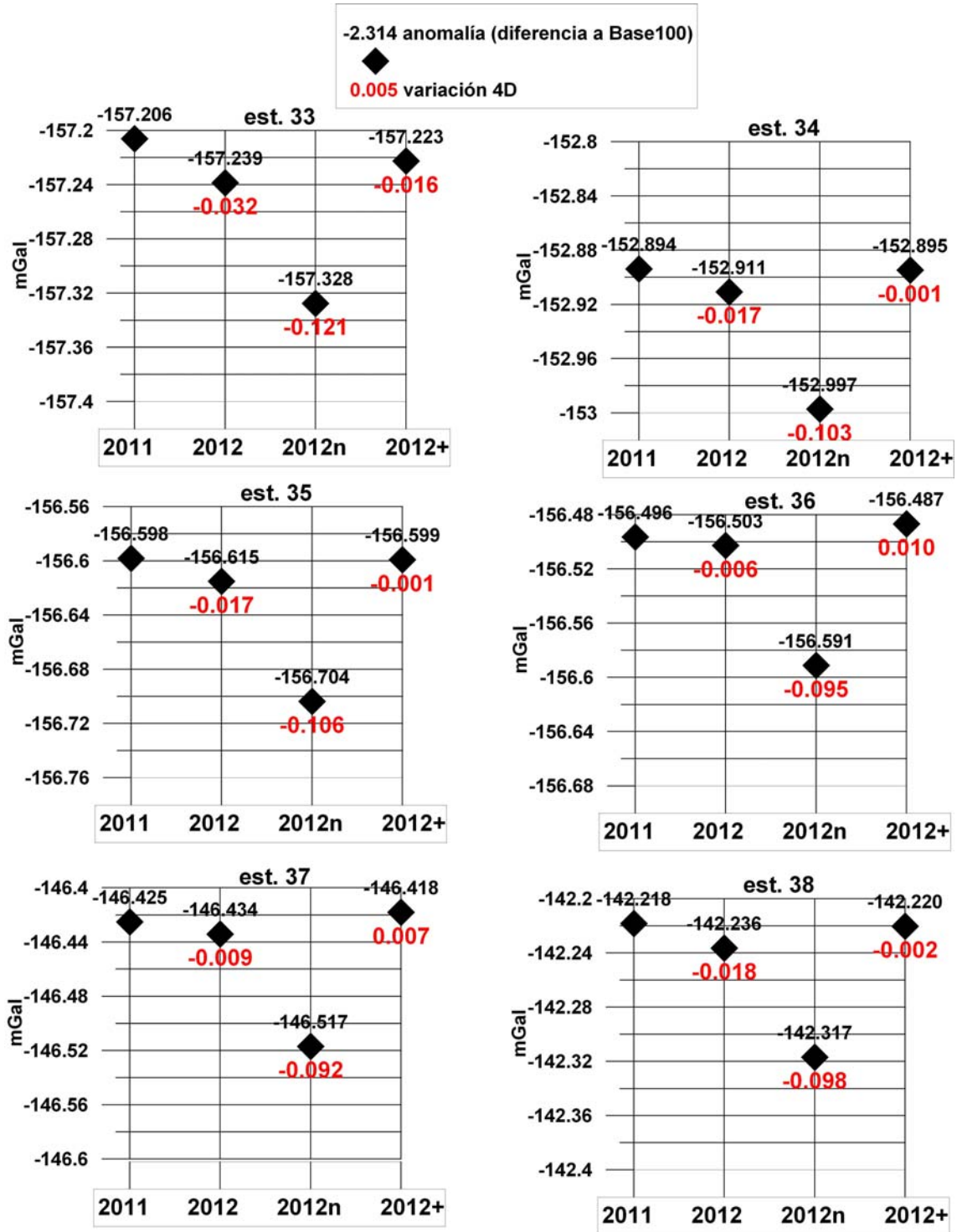


Fig. 12.5 e Comparación de las anomalías a11, a12, a12n y a12+, y correspondientes valores de las anomalías 4D, 4Dn y 4D+. Estaciones 33 a 38.

12.2 Distribución del error y de las anomalías 4D

El error que acompaña a la anomalía 4D (cualquiera que sea su acepción 4D, 4Dn o 4D+) es la suma de los errores de cada anomalía en cada campaña, y está recogido en la Tabla 11.1. Su histograma (Figura 12.6) presenta un valor medio de 0.011 mGal, con una distribución en dos poblaciones: la mayoría de las estaciones tienen un error entre 0 y 0.012 mGal, con valor medio entorno a los 0.008 mGal, existiendo, bien diferenciada, otra población con error entre 0.012 y 0.022 mGal (media de 0.018 mGal). El error intrínseco de la anomalía 4D (apartado 10.5 Error intrínseco de las anomalías) se consideró del orden de los 0.010 mGal, siendo 18 estaciones (el 47 %) las que lo superan, y para las que, en principio, sería menos fiable el resultado de su anomalía 4D. Sin embargo, desde el punto de vista de calidad de las campañas, el resultado puede considerarse aceptable (nótese que en una campaña de gravimetría ordinaria el error nunca es inferior 0.020-0.050 mGal).

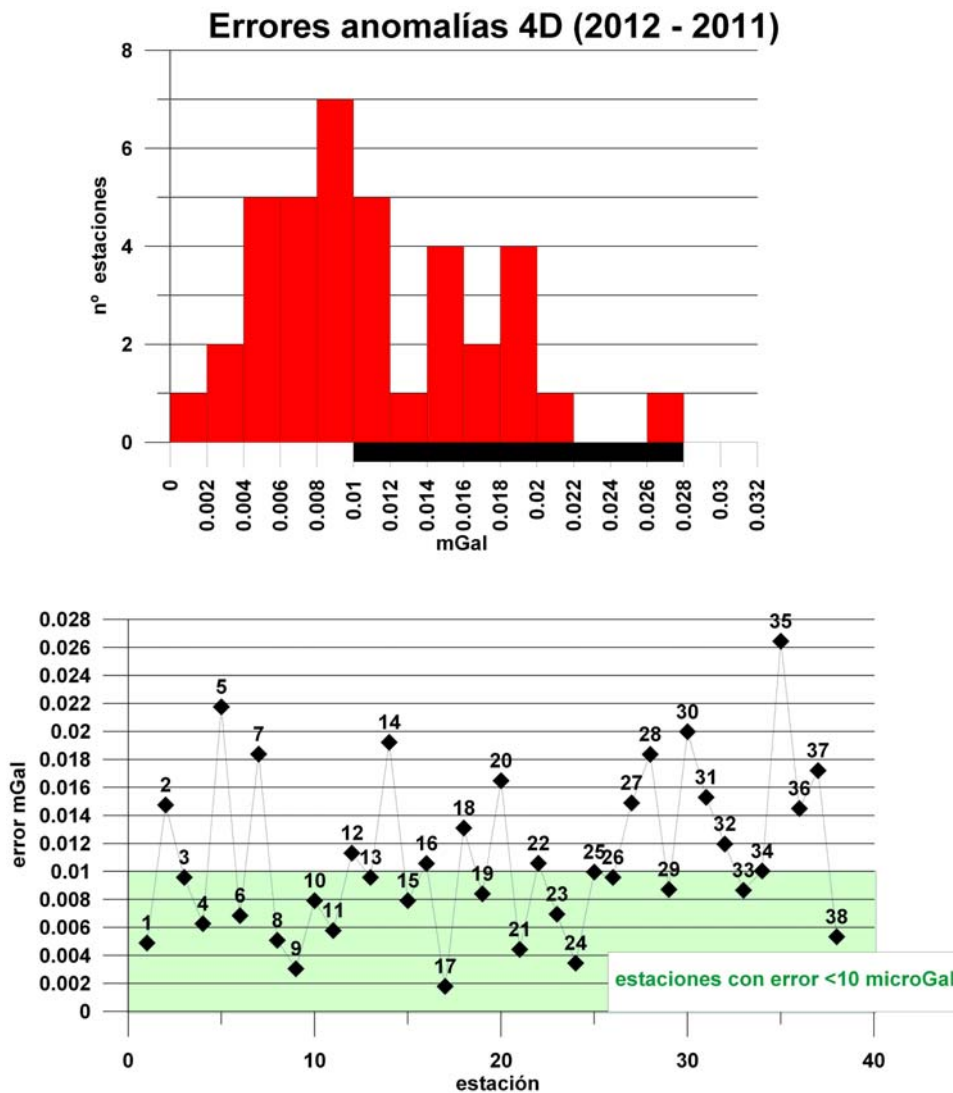


Fig. 12.6 Histograma de distribución de errores de la anomalía 4D y su variación con las estaciones.

En la Figura 12.7 se representa el histograma de distribución del valor de las anomalías 4D, obtenidas en los cálculos directos de los programas de medición (a12-a11), y su variación según las estaciones

ordenadas numéricamente, en cuyo gráfico se ha añadido la variación de la anomalía a11 (en la escala utilizada no puede diferenciarse de a12). El valor medio de la anomalía 4D está en el orden de los -0.009 mGal, aunque con una destacada contribución de estaciones con valor entre -0.016 y -0.020 mGal. Su distribución en las estaciones, aunque manteniendo la misma tendencia que las anomalías a11 y/o a12, tiene carácter aleatorio, siendo positiva sólo en siete estaciones.

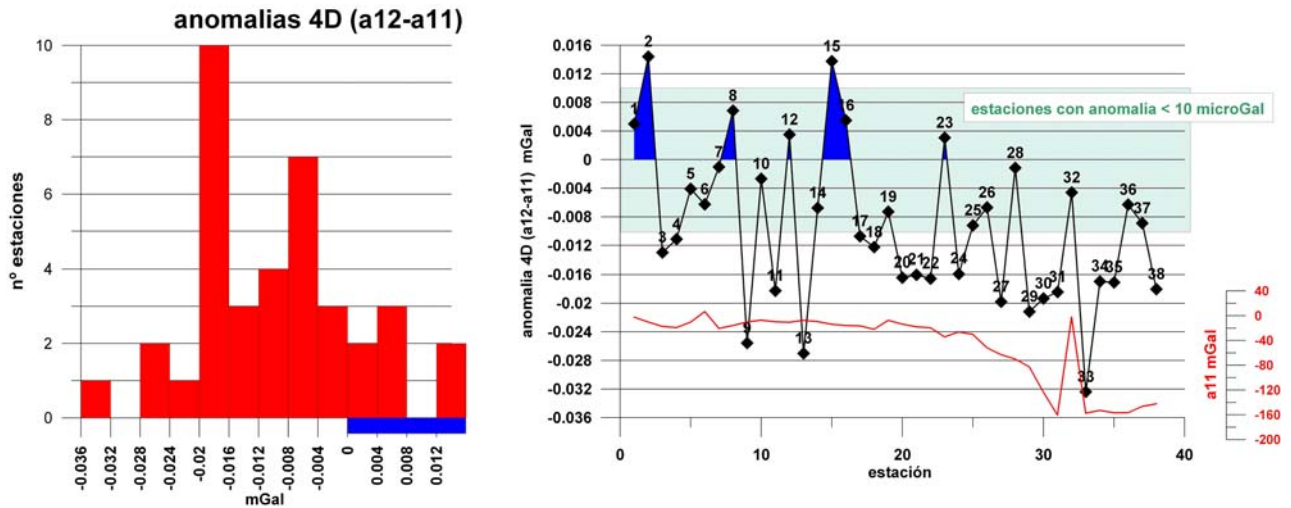


Fig. 12.7 Histograma de valores de las anomalías 4D y su distribución por estaciones. Se ha sombreado en verde la zona de valores entre ± 0.010 mGal. En relleno azul se indican las estaciones con anomalía 4D positiva.

El histograma de la distribución de la anomalía 4Dn, obtenida mediante cambio en la constante de calibración para a12 ($a_{12n}-a_{11}$), presenta dos poblaciones (Figura 12.8): entre 0 y -0.03 mGal y entre -0.09 y -0.11 mGal, con solamente tres estaciones con valor positivo. Su distribución en las estaciones pierde el carácter aleatorio, aumentando claramente con la magnitud de la anomalía a11 y/o a12.

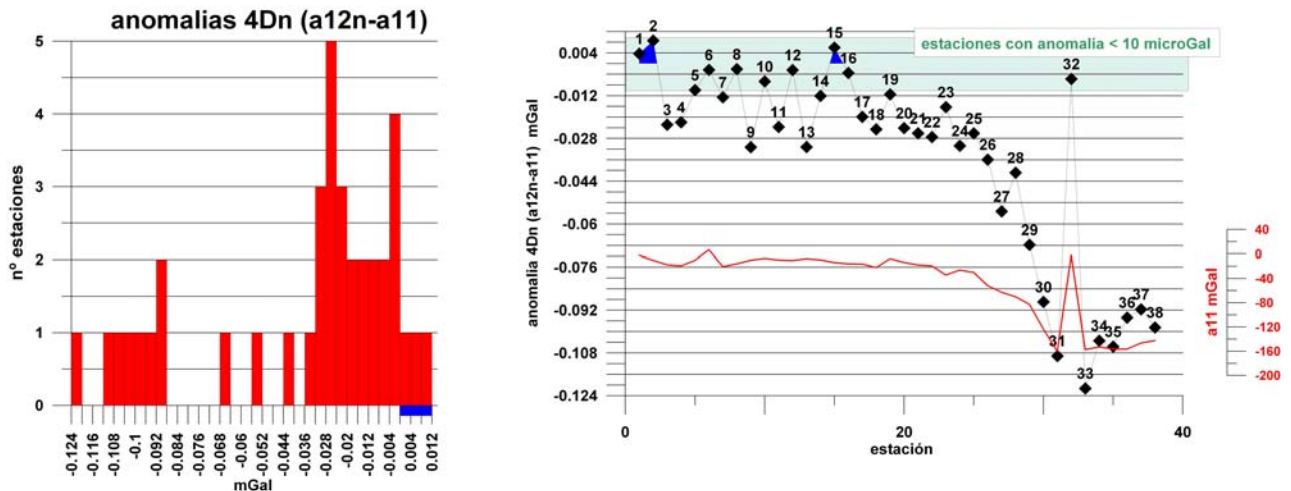


Fig. 12.8 Histograma de valores de las anomalías 4Dn y su distribución por estaciones. Se ha sombreado en verde la zona de valores entre ± 0.010 mGal. En relleno azul se indican las estaciones con anomalía 4Dn positiva.

Sin embargo, para las anomalías 4D+, obtenidas por consideración de que el valor en base ha aumentado al menos 0.016 mGal ($a_{12+}-a_{11}$), el histograma, con las mismas características que el de la anomalía 4D, se centra en 0.007 mGal (deslizamiento de 0.016 mGal), con lo que lógicamente el número de estaciones donde aumenta la gravedad es ahora mayoritario

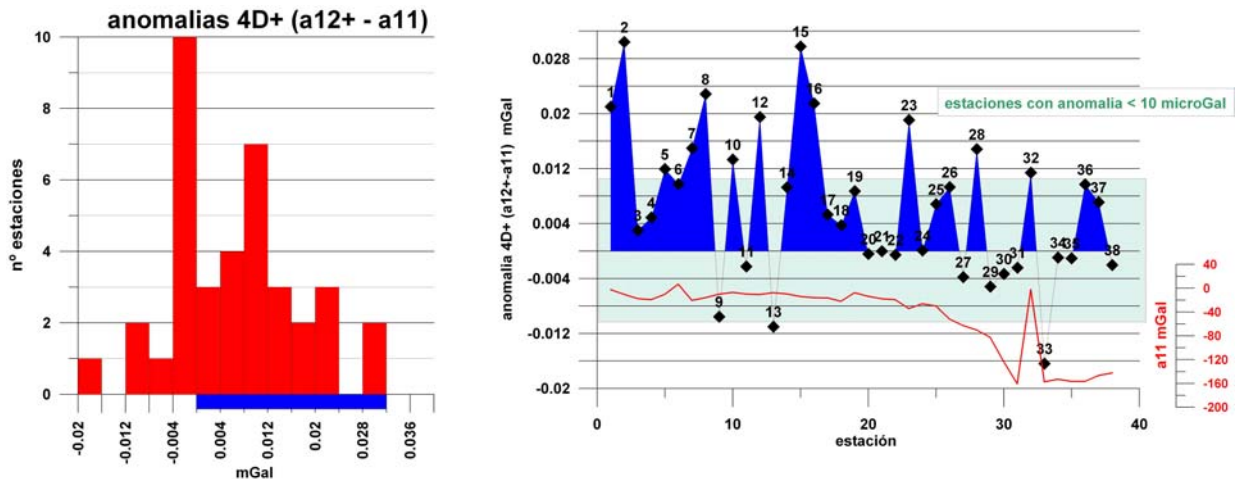


Fig. 12.9 Histograma de valores de las anomalías 4D+ y su distribución por estaciones. Se ha sombreado en verde la zona de valores entre ± 0.010 mGal. En relleno azul se indican las estaciones con anomalía 4D+ positiva.

En principio, las anomalías que con mayor probabilidad están reflejando la situación gravimétrica real son las denominadas 4D+.

12.3 Evaluación de la fiabilidad de las anomalías 4D

De acuerdo con los criterios hasta aquí expuestos, la mayor fiabilidad de las anomalías 4D la tienen las de amplitud superior a 0.010 mGal (error intrínseco) que estén acompañadas por un error de repetición inferior a 0.010 mGal. Los gráficos de la Figura 12.10 clasifican el espacio anomalía-error para las tres posibilidades establecidas: la zona sombreada en verde se corresponde a los errores superiores a 0.010 mGal, la zona sombreada en azul comprende las estaciones con error inferior a 0.010 mGal y valor de anomalía comprendido entre ± 0.010 mGal; las estaciones que se sitúan en la zona sin sombrar son las que tienen mayor grado de confianza. Para las anomalías 4D calculadas directamente ($a_{12}-a_{11}$) destacan unas 13 a 15 estaciones (Figura 12.10a), pasando a 15-17 (Figura 12.10b) para los valores 4Dn corregidos de calibración ($a_{12n}-a_{11}$), ya que esto supone aumentar el valor absoluto de las anomalías 4D, siendo por tanto una aparente mejora de la fiabilidad.

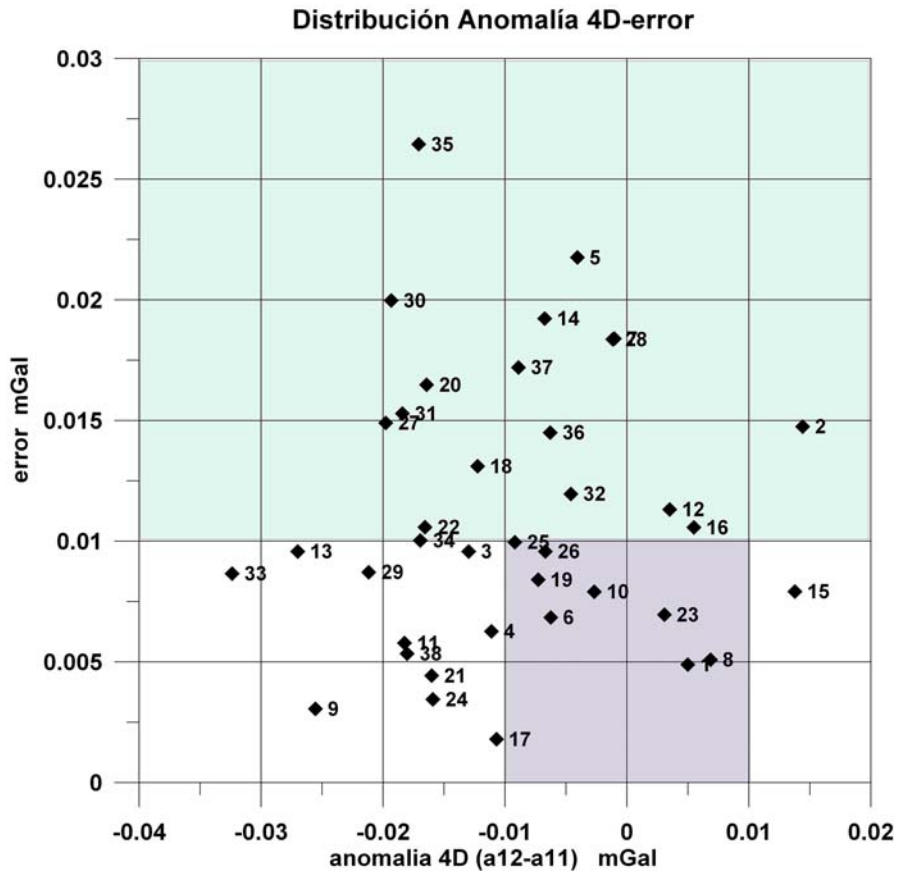


Fig. 12.10 a Clasificación de las anomalías 4D en el espacio error-amplitud.

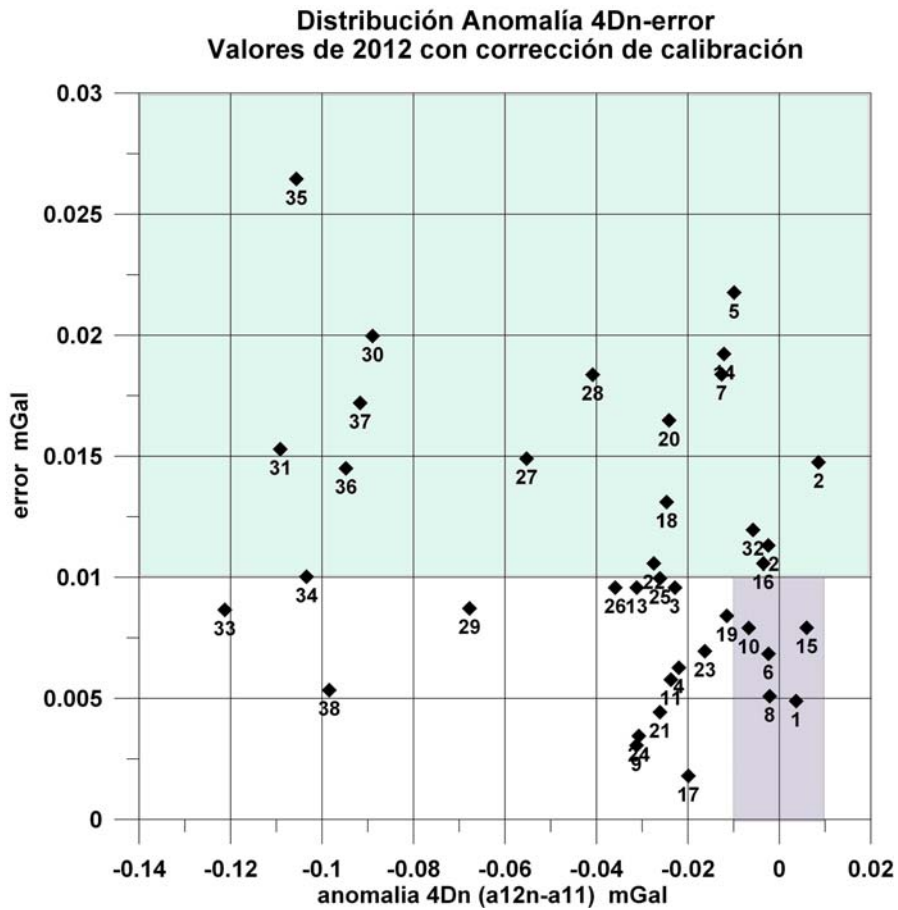


Fig. 12.10 b Clasificación de las anomalías 4Dn en el espacio error-amplitud.

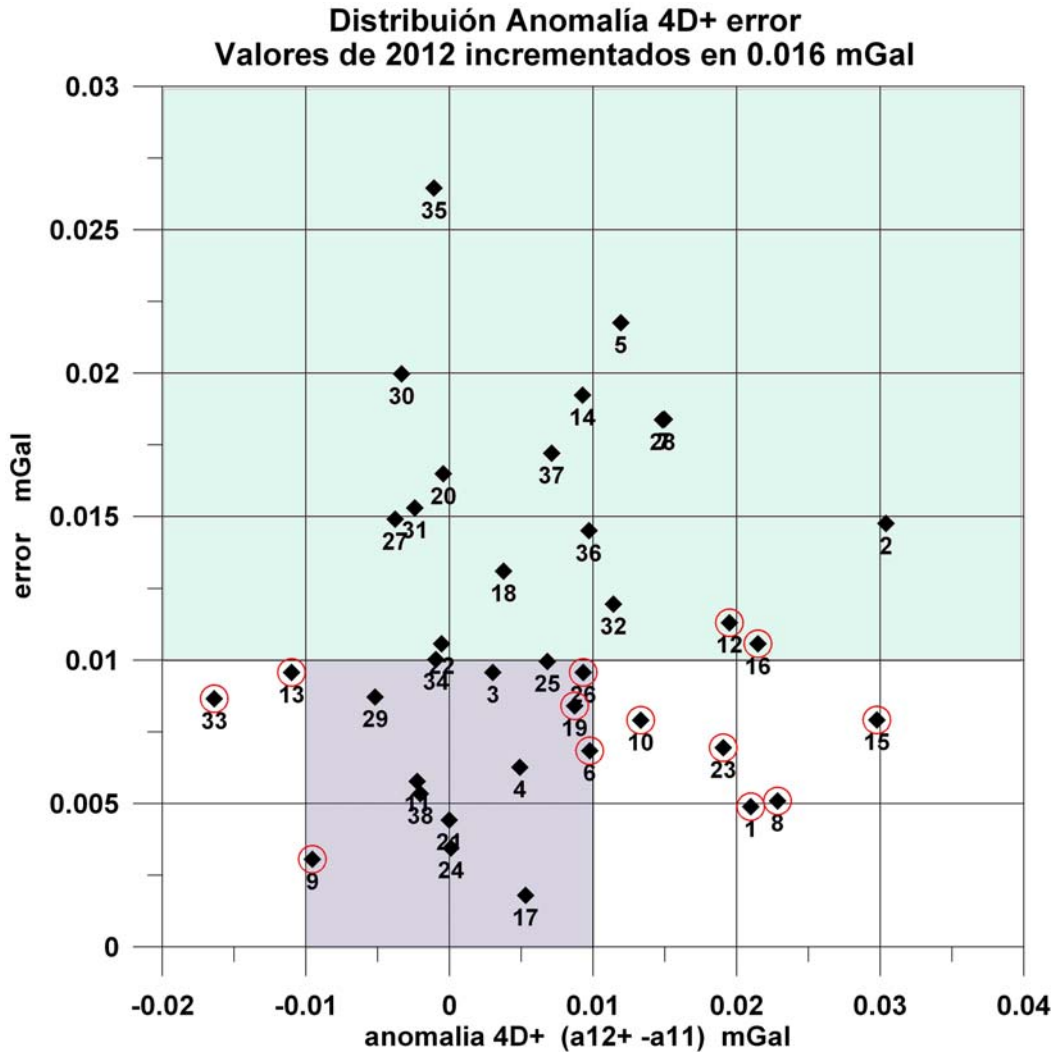


Fig. 12.10 c Clasificación de las anomalías 4D+ en el espacio error-amplitud. Se han marcado con un círculo rojo las estaciones que cumplen (o se aproximan mucho) a las condiciones impuestas de mayor fiabilidad.

En cualquier caso, para la anomalía 4D+, que hemos considerado como la de más probable significado gravimétrico e hidrogeológico, obtenida por incremento de al menos 0.016 mGal ($a_{12+} - a_{11}$), el número de estaciones destacadas se reduce a 7 (Figura 12.10c), que puede aumentarse a 13 aceptando los casos límites, según se indica en la Tabla 11.5, en la que las estaciones con sus valores en color rojo superan el error, y las resaltadas en amarillo tienen una anomalía demasiado pequeña, quedando seleccionadas las estaciones 1, 6, 8, 9, 10, 12, 13, 15, 16, 19, 23, 26 y 33.

Para las estaciones 9, 13 y 33 este resultado indica una disminución de la gravedad; aún considerando que el incremento de 0.016 mGal en la Base100 es un valor mínimo, para que el valor en estas estaciones fuera positivo se precisaría incrementarlo en otros 0.010-0.016 mGal, lo que no es razonable, ya que significa asumir un aumento de la gravedad en la Base100 de al menos 0.032 mGal, muy elevado a la vista del orden de magnitud de las anomalías que cabe esperar de acuerdo con las consideraciones de modelos establecidas en el apartado **6.2 Evaluación de la amplitud y anchura de las posibles anomalías**. Por lo tanto, a efectos de interpretación, estas estaciones no serán consideradas.

La situación en las estaciones 21, 22, 24, 29 y 38 también pueden considerarse como de aceptable fiabilidad, según se dedujo de su análisis de agrupación en el apartado **11.1 Comparación entre las anomalías de 2011 y 2012. Fiabilidad del resultado**, aunque no reúnan las condiciones de error < 0.010 mGal y anomalía > 0.010 mGal.

estación	4D+ (a12+ - a11)	error 11+12
1	0,021	0,005
2	0,030	0,015
3	0,003	0,010
4	0,005	0,006
5	0,012	0,022
6	0,010	0,007
7	0,015	0,018
8	0,023	0,005
9	-0,010	0,003
10	0,013	0,008
11	-0,002	0,006
12	0,020	0,011
13	-0,011	0,010
14	0,009	0,019
15	0,030	0,008
16	0,021	0,011
17	0,005	0,002
18	0,004	0,013
19	0,009	0,008
20	0,000	0,016
21	0,000	0,004
22	-0,001	0,011
23	0,019	0,007
24	0,000	0,003
25	0,007	0,010
26	0,009	0,010
27	-0,004	0,015
28	0,015	0,018
29	-0,005	0,009
30	-0,003	0,020
31	-0,002	0,015
32	0,011	0,012
33	-0,016	0,009
34	-0,001	0,010
35	-0,001	0,026
36	0,010	0,015
37	0,007	0,017
38	-0,002	0,005

Tabla 12.4 Relación de amplitud y error de las anomalías 4D+. En rojo destacan las estaciones con error > 0.010 mGal y amarillo con amplitud < 0.010 mGal (las estaciones 6, 12, 16, 19 y 26 están en el límite; las estaciones 9, 13 y 33 no se consideran por tener valor negativo).

[Página dejada intencionadamente en blanco]

13. INTERPRETACIÓN DE LAS ANOMALÍAS 4D

En la Figura 13.1 se recuerda la posición de los perfiles o itinerarios en que se han organizado las mediciones.

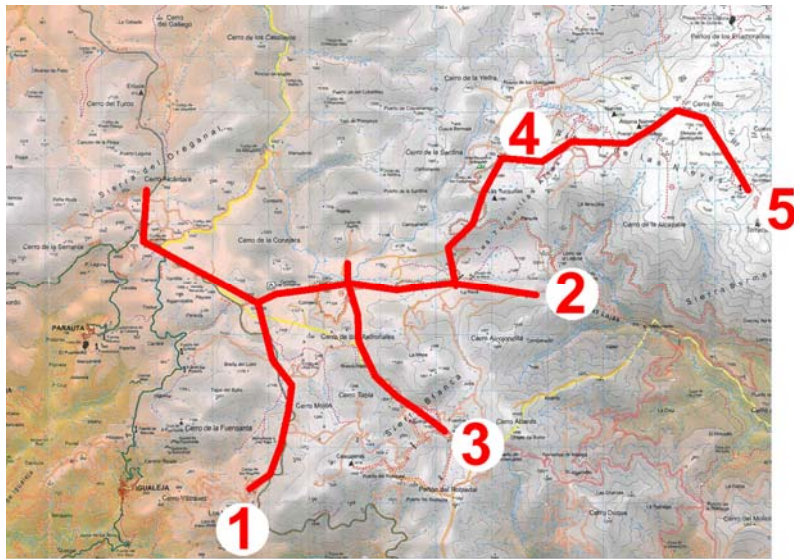


Fig. 13.1 Posición de los itinerarios de las estaciones. [Cartografía del P.N. Sierra de las Nieves de Ed. Penibética].

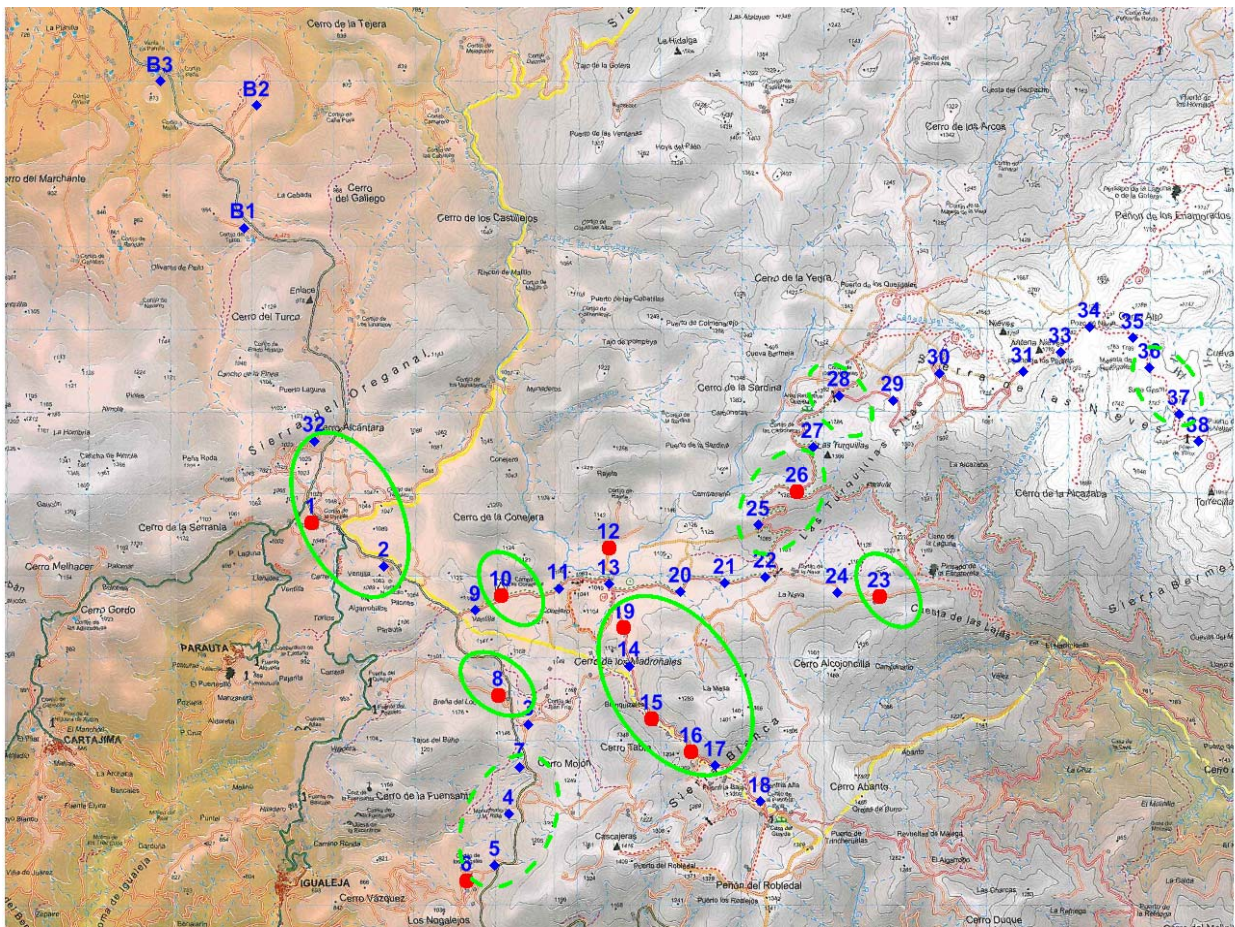


Fig. 13.2 Posición de las estaciones medidas. Se ha resaltado con punto rojo las consideradas con anomalía 4D+ de mayor fiabilidad. Las zonas enmarcadas en verde identifican los lugares donde puede existir una mayor acumulación de agua en el subsuelo próximo durante la campaña de 2012 respecto de la de 2011; la línea discontinua son zonas de menor probabilidad. [Cartografía del P.N. Sierra de las Nieves de Ed. Penibética].

El itinerario nº 1 (Figura 13.3) está formado de norte a sur por las estaciones 32 a 6, no presentado grandes desniveles topográficos. En el gráfico a) se representa la cota y la variación de la anomalía (diferencia estación-base); en la escala utilizada no puede distinguirse entre cualquiera de los valores de una u otra campaña e hipótesis efectuadas (a11, a12, a12n y a12+). En el gráfico b) se representan las anomalías 4D (a12-a11), 4Dn (a12n-a11) y 4D+ (a12+ -a11), sombreando la zona con valores inferiores a ± 0.010 mGal. Evidentemente el valor 4D+ es una traslación del valor 4D, pero 4Dn también refleja la misma variación relativa entre estaciones. En el gráfico c) se representa la anomalía 4D+, sombreando la zona con valores inferiores a ± 0.010 mGal y resaltando en relleno azul las anomalías positivas (aumento de gravedad); en este mismo gráfico se indica el error para cada anomalía, en color rojo, marcando con un círculo las estaciones que cumplen las condiciones de mayor grado de confianza (anomalía ≥ 0.010 mGal, error ≤ 0.010 mGal). Puede interpretarse que en el entorno de las estaciones 1-2 y 8 existe una mayor acumulación de agua en la zona más próxima a la superficie del suelo; hacia el sur del perfil no hay apenas diferencia entre la gravedad medida en 2011 y en 2012, sin que haya zonas singulares de acumulación de agua, debiendo encontrarse ésta a mayor profundidad que en la parte norte del perfil. En la Figura 13.2 se han marcado estas zonas, indicando con línea discontinúa las de menor grado de confianza.

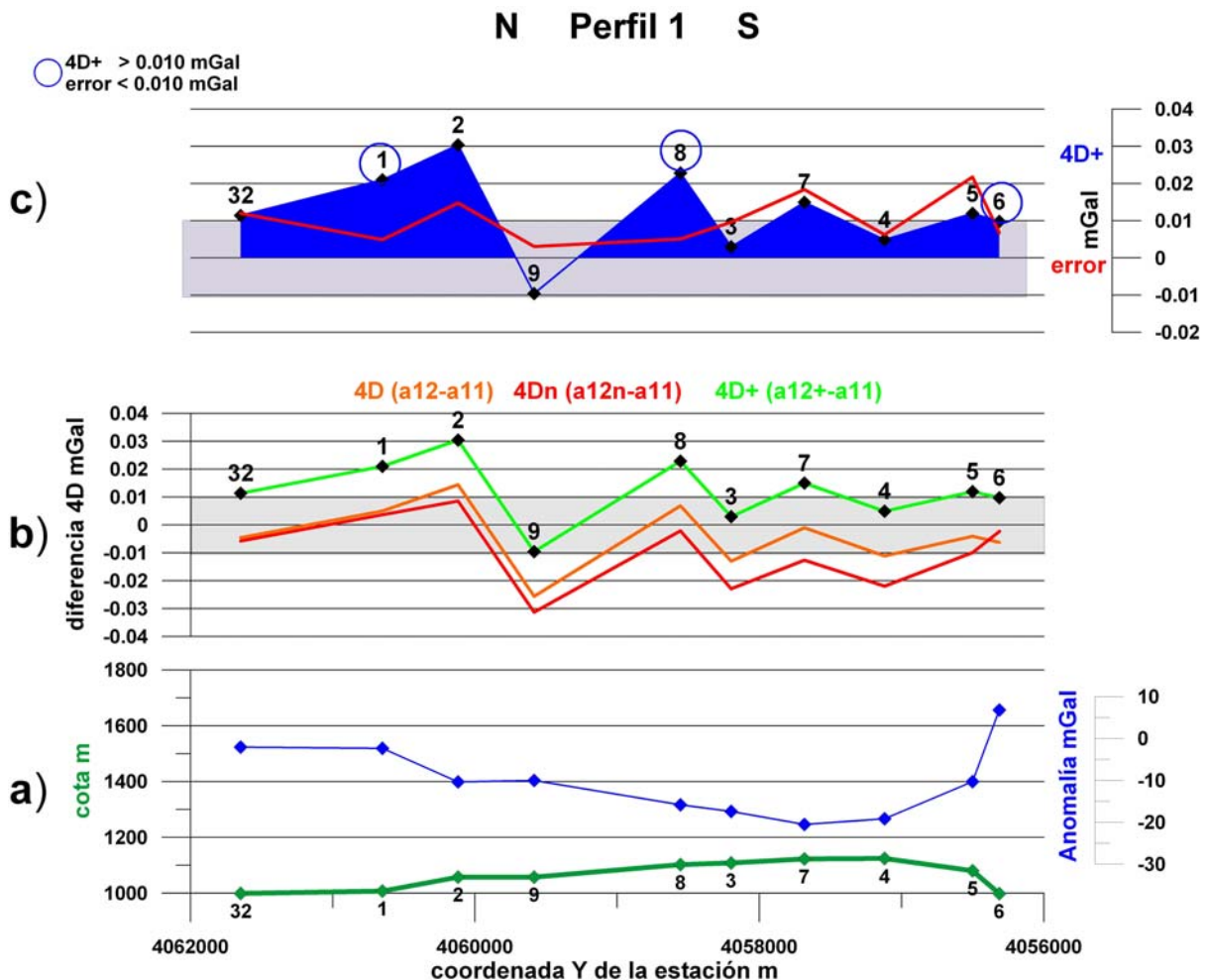


Fig. 13.3 Itinerario 1. Variación de cota, anomalía (diferencia de gravedad estación-base), anomalía 4D, 4Dn y 4D+ y error. Se resaltan las estaciones con valores positivos y de mayor grado de confianza.

El perfil 2 (Figura 13.4), formado por las estaciones 9 a 23, transcurre en dirección Oeste-Este con una ligera elevación de unos 100 m en las cotas hacia el Este. Al igual que en el perfil 1, la variación relativa entre estaciones viene reflejada por cualquiera de las hipótesis de cálculo. El valor de la anomalía 4D+ es prácticamente nulo, salvo en los extremos (estaciones 10 y 23), en los que puede interpretarse una presencia más próxima de las zonas con agua. En el resto del perfil no existe anomalía 4D, siendo especialmente fiables las estaciones 21, 22 y 24, por lo que la situación detectada por la gravimetría puede considerarse la misma en ambas campañas. En la Figura 13.2 se han marcado las zonas identificadas en este perfil.

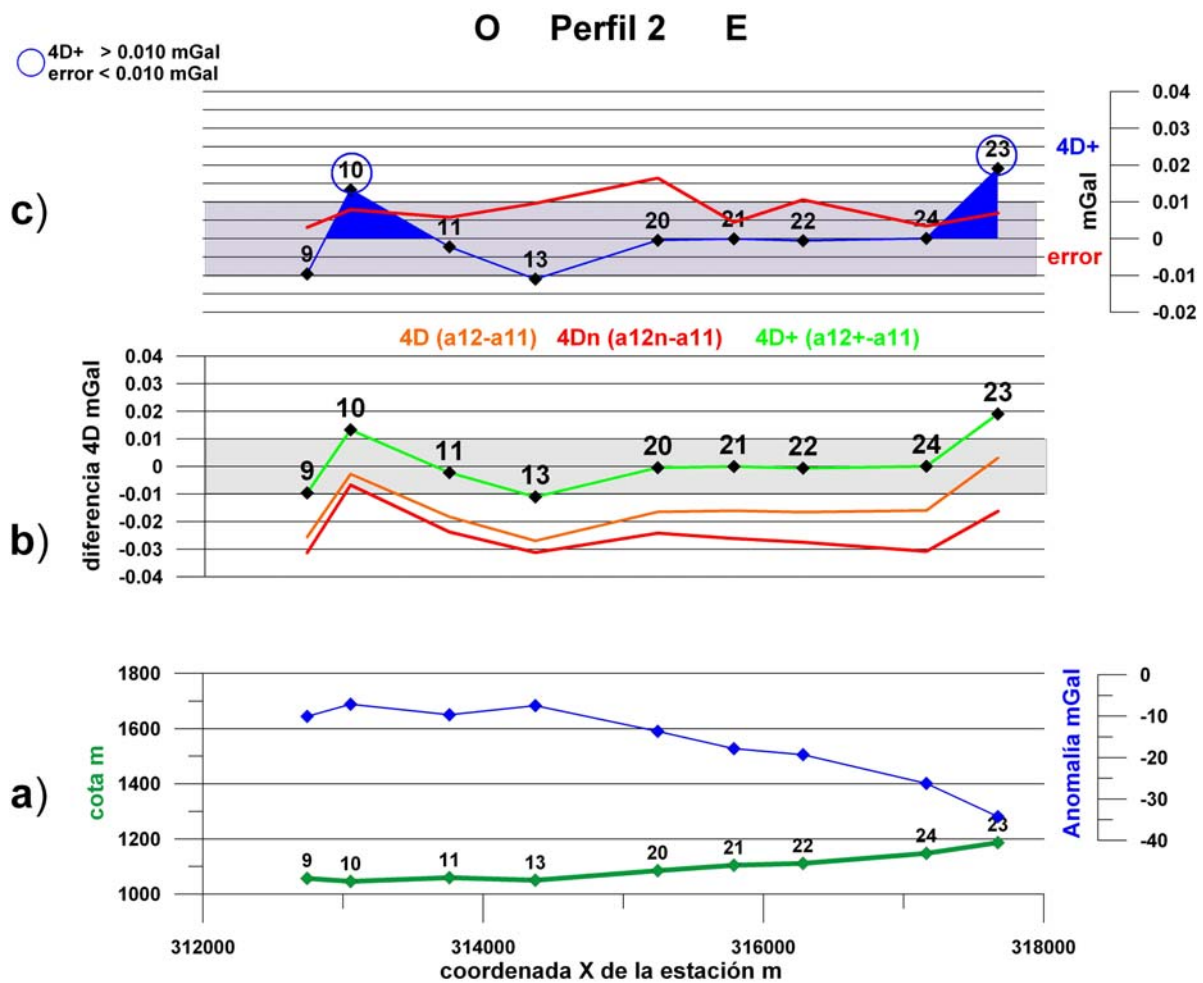


Fig. 13.4 Itinerario 2. Variación de cota, anomalía (diferencia de gravedad estación-base), anomalía 4D, 4Dn y 4D+ y error. Se resaltan las estaciones con valores positivos y de mayor grado de confianza.

El perfil 3, Figura 13.5, está formado por las estaciones 12 a 18, con orientación norte-sur y ligera elevación de cotas hacia el Sur. Como en los perfiles anteriores, las tres posibles formas de determinar el valor final de las anomalías 4D reflejan la misma variación relativa entre estaciones. Considerando las anomalías 4D+, en este perfil existe un buen grupo de estaciones de mayor confianza, siendo todos los valores positivos (excepto en la estación 13), lo que puede interpretarse como una zona de mayor concentración de agua en el subsuelo próximo, sobre todo en la zona de las estaciones 15 a 16. En la Figura 13.2 se han marcado las zonas identificadas en este perfil.

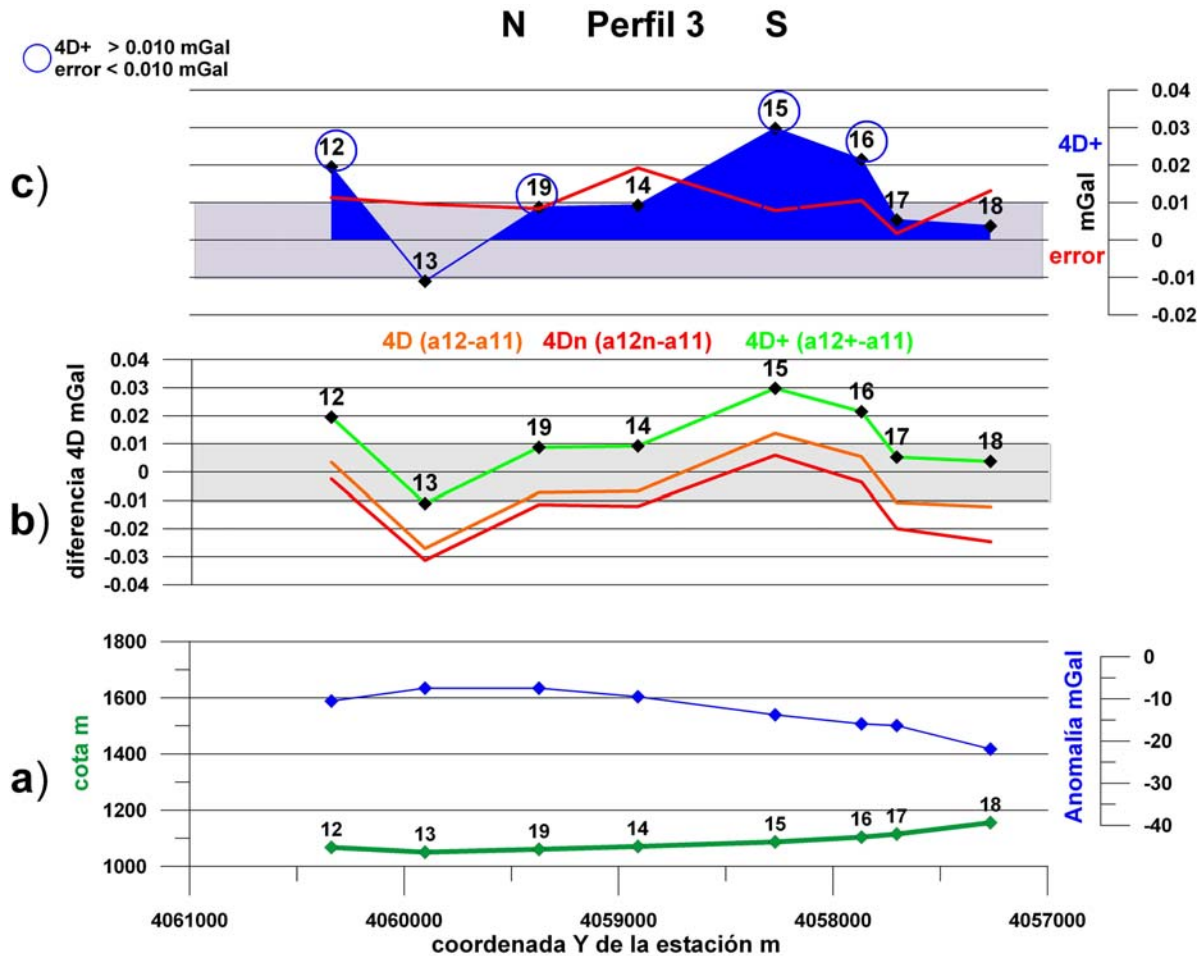


Fig. 13.5 Itinerario 3. Variación de cota, anomalía (diferencia de gravedad estación-base), anomalía 4D, 4Dn y 4D+ y error. Se resaltan las estaciones con valores positivos y de mayor grado de confianza.

Los perfiles 4 y 5 (Figura 13.6) forman una alineación en dirección SO-NE desde la estación 25 a la 34, que gira a NO-SE hasta el final, estación 38. La cota es continuamente ascendiente, salvando un fuerte desnivel de más de 500 m hasta la estación 31, desde donde se mantiene prácticamente llano hasta el final. En consecuencia, las anomalías a11 y a12, que no pasan de -20 mGal en el resto de los perfiles, llegan aquí a más de -160 mGal. La anomalía 4D, con igual variación relativa para las hipótesis 4D y 4D+, presenta sin embargo grandes diferencias en el supuesto de una variación en la constante de calibración, 4Dn, desde la estación 28 a la 31, correspondiente con un incremento de más de 0.090 mGal entre la zona baja y la de alta montaña. Las anomalías 4D+ son todas ellas, salvo la estación 26, de magnitud inferior al error, y por lo tanto de baja fiabilidad; positivas en ambos extremos, presentan una zona sin casi cambios o con disminución en la porción central 29-35, lo que, en este caso, podría explicarse por el efecto gravífico que ejercerían supuestos aumentos de masa en la parte más elevada del perfil sobre las estaciones medidas en la ladera, que sería negativo (aunque gravimétricamente justificable, no deja de ser una mera especulación interpretativa). La interpretación que puede darse a este perfil es, por tanto, de una posible zona con mayor presencia de agua a menor profundidad en el entorno de las estaciones 25, 26, 28, 36 y 37, señaladas con línea discontinua en el mapa de la Figura 13.2.

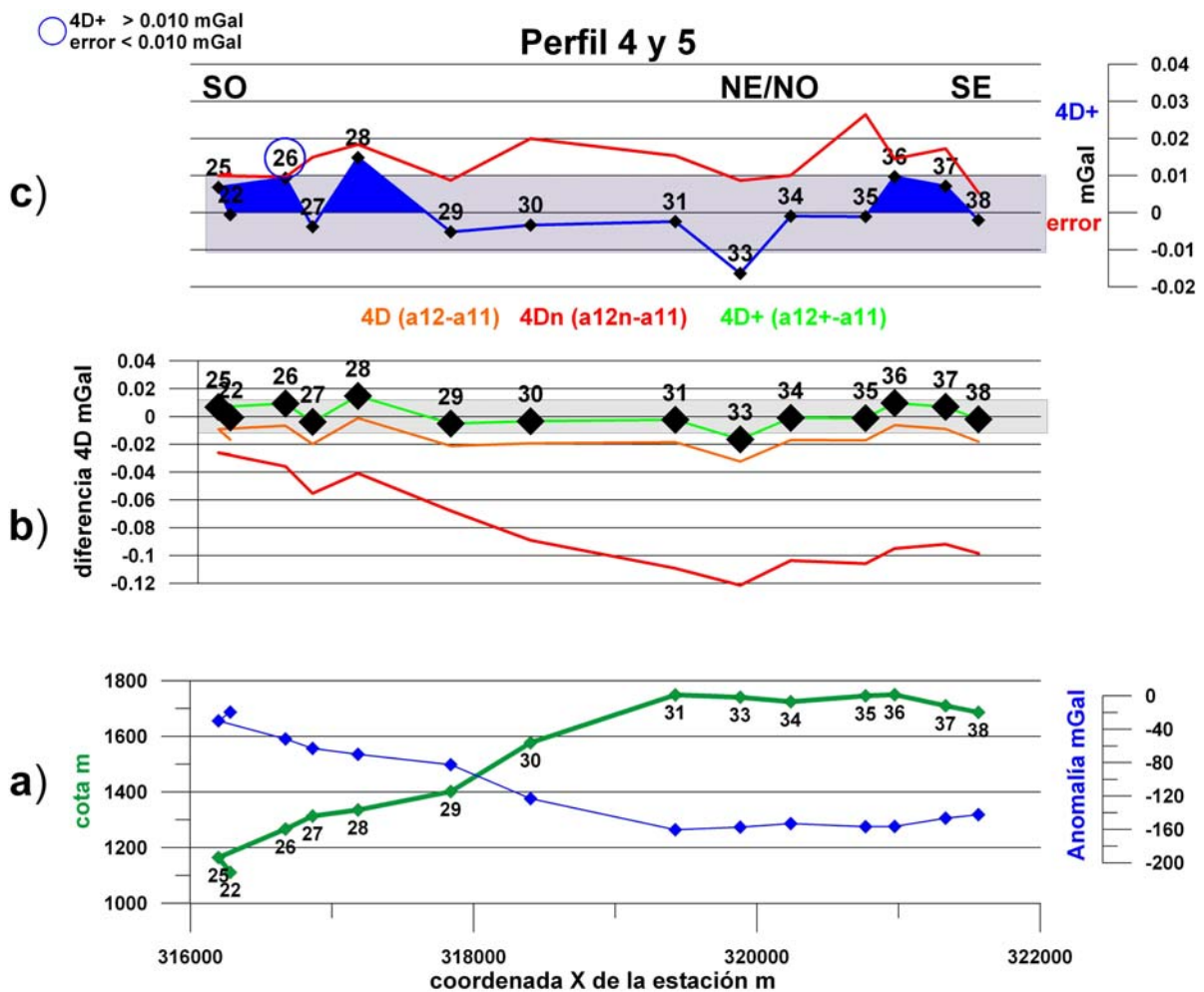


Fig. 13.6 Itinerarios 4 y 5. Variación de cota, anomalía (diferencia de gravedad estación-base), anomalía 4D, 4Dn y 4D+ y error. Se resaltan las estaciones con valores positivos y de mayor grado de confianza.

Las anomalías 4D calculadas tanto directamente por diferencia entre los valores medidos en cada campaña, como incrementando el valor en la base durante la segunda campaña o anomalías 4D+, reflejan, evidentemente, la misma variación relativa de la gravedad entre estaciones en ambas campañas, lo que puede ser otra manera de entender la variación llegando a las mismas conclusiones hidrogeológicas establecidas, y que no invalida que por razones de congruencia gravimétrica se hallan modificado los valores realmente medidos.

Las estaciones de mayor fiabilidad son las marcadas con un punto rojo en la Figura 13.7, sobre la base topográfica, identificando una serie de zonas en las que la gravedad ha aumentado en 2012, lo que sólo cabe interpretar como un mayor contenido en agua en el subsuelo próximo respecto de la que había en 2011, o expresado de otra forma, zonas de menor permeabilidad y/o mayor porosidad. Su situación corresponde con las zonas más llanas de los perfiles prospectados, o bien en zonas de valle (Figura 13.8), con algunas excepciones. La cartografía de estas zonas se muestra en detalle en la Figuras 13.9 a-d.

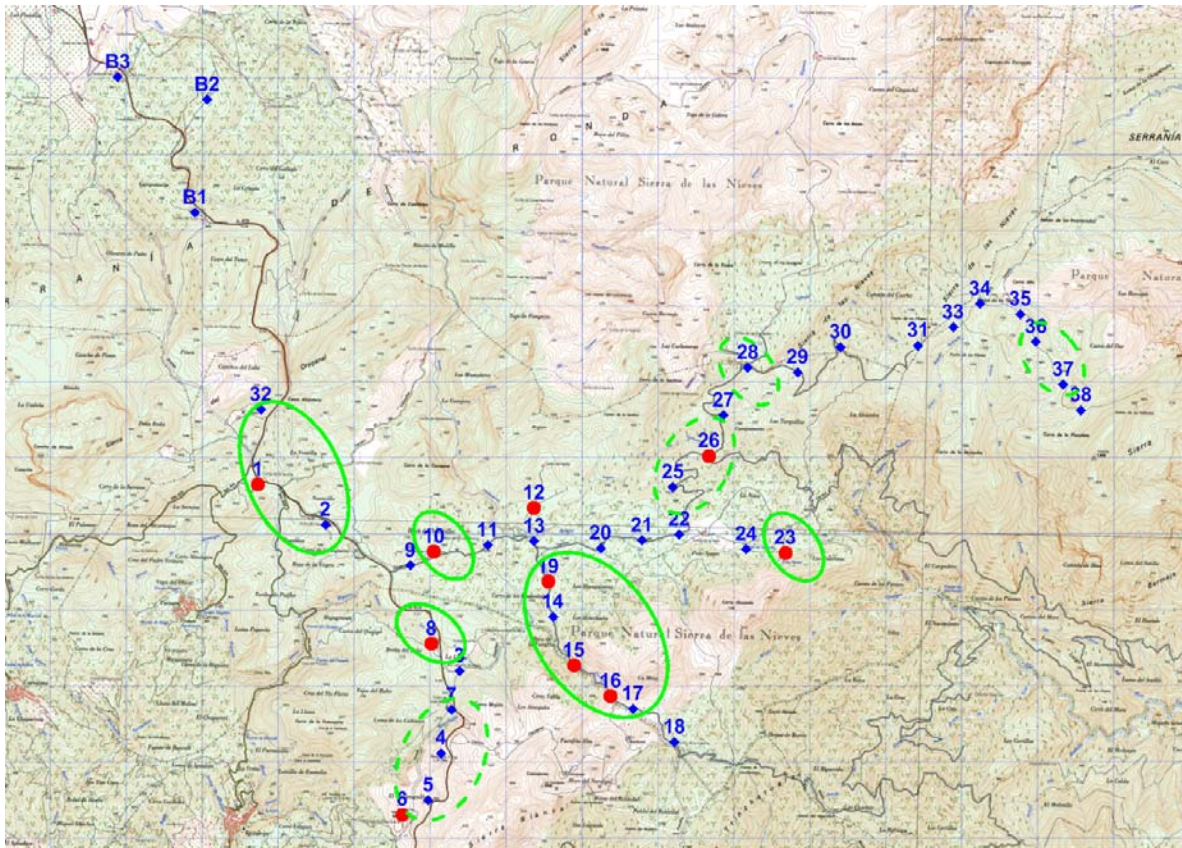


Fig. 13.7 Posición de las estaciones medidas. Se ha resaltado con punto rojo las consideradas con anomalía 4D+ de mayor fiabilidad. Las zonas enmarcadas en verde identifican los lugares donde puede existir una mayor acumulación de agua en el subsuelo próximo durante la campaña de 2012 respecto a 2011; la línea discontinua son zonas de menor probabilidad.

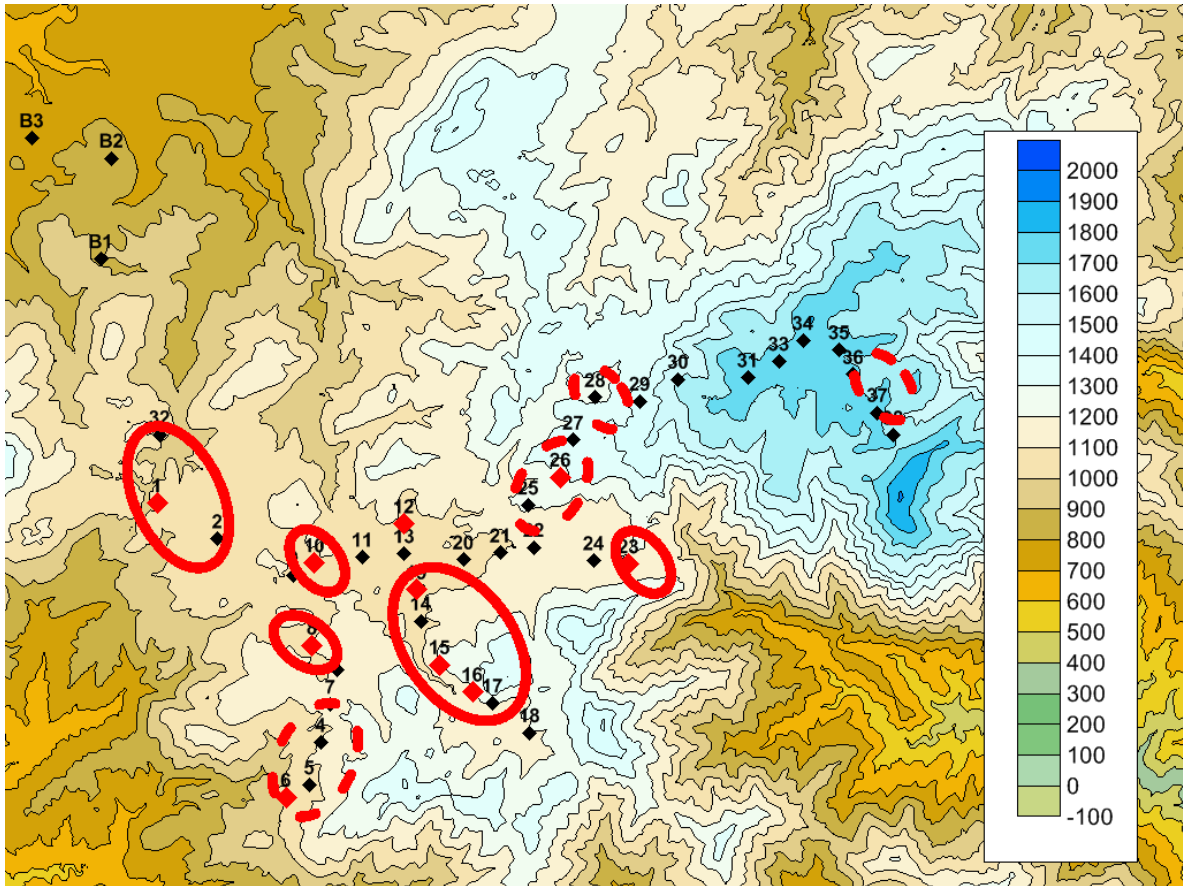


Fig. 13.8 Posición de las estaciones medidas. Se ha resaltado con punto rojo las consideradas con anomalía 4D+ de mayor fiabilidad. Las zonas enmarcadas en rojo identifican los lugares donde puede existir una mayor acumulación de agua en el subsuelo próximo durante la campaña de 2012 respecto a 2011 ; la línea discontinua son zonas de menor probabilidad. [MDT en malla de 100x100 m].

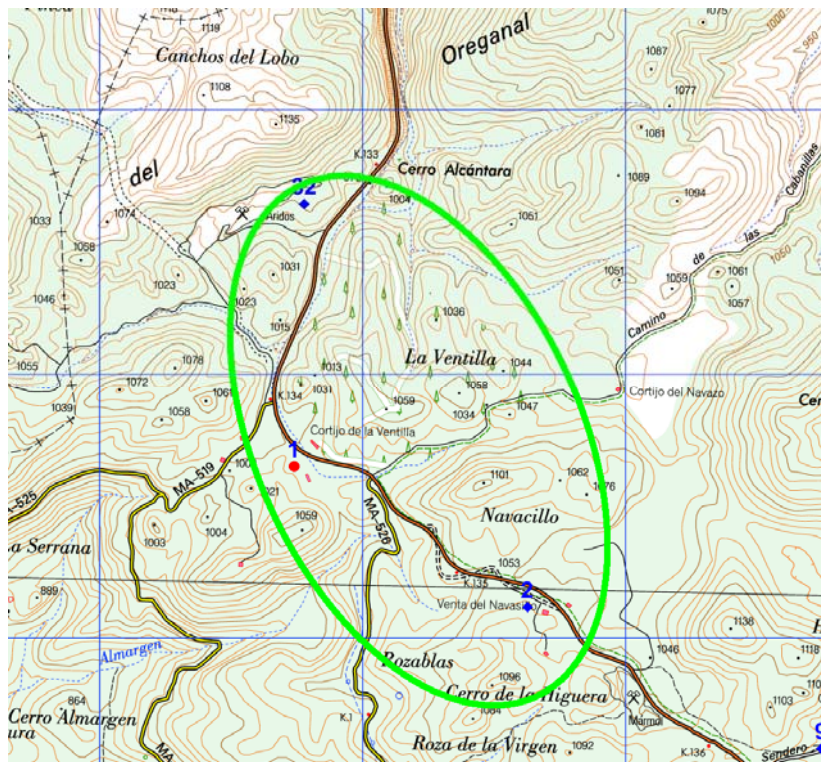


Fig. 13.9 a Detalle de la situación geográfica de la zona estación 32-2.

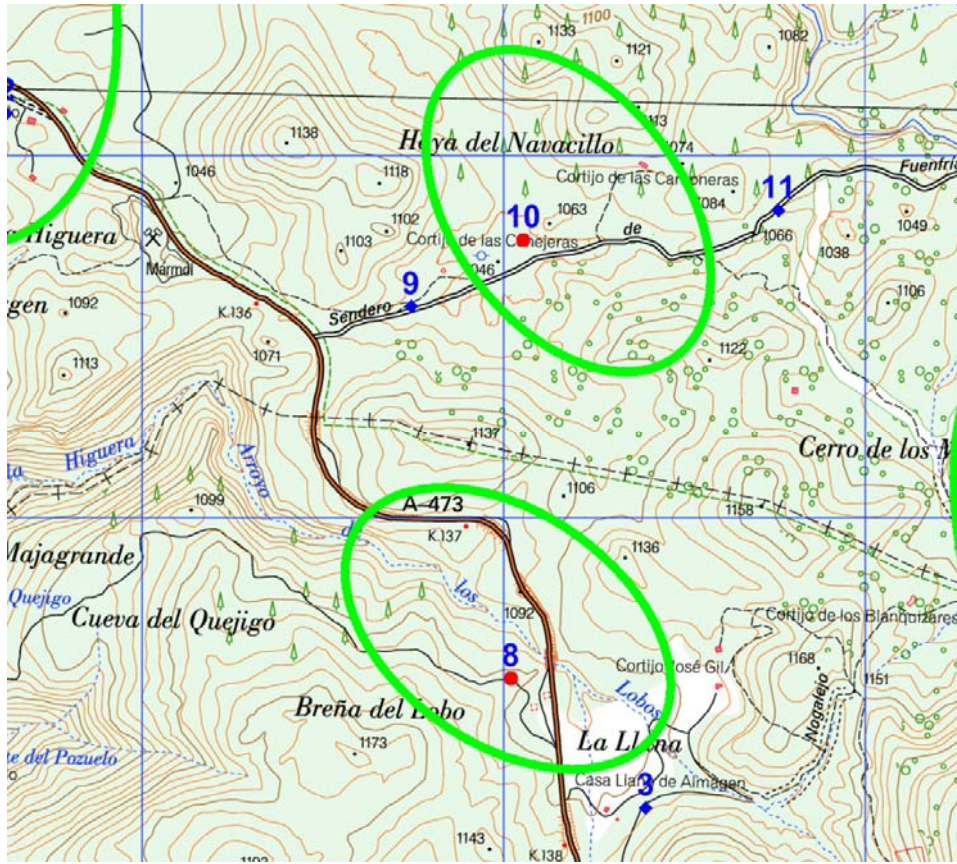


Fig. 13.9 b Detalle de la situación geográfica de las zonas de las estaciones 10 y 8.



Fig. 13.9 c Detalle de la situación geográfica de la zona de las estaciones 19-17.

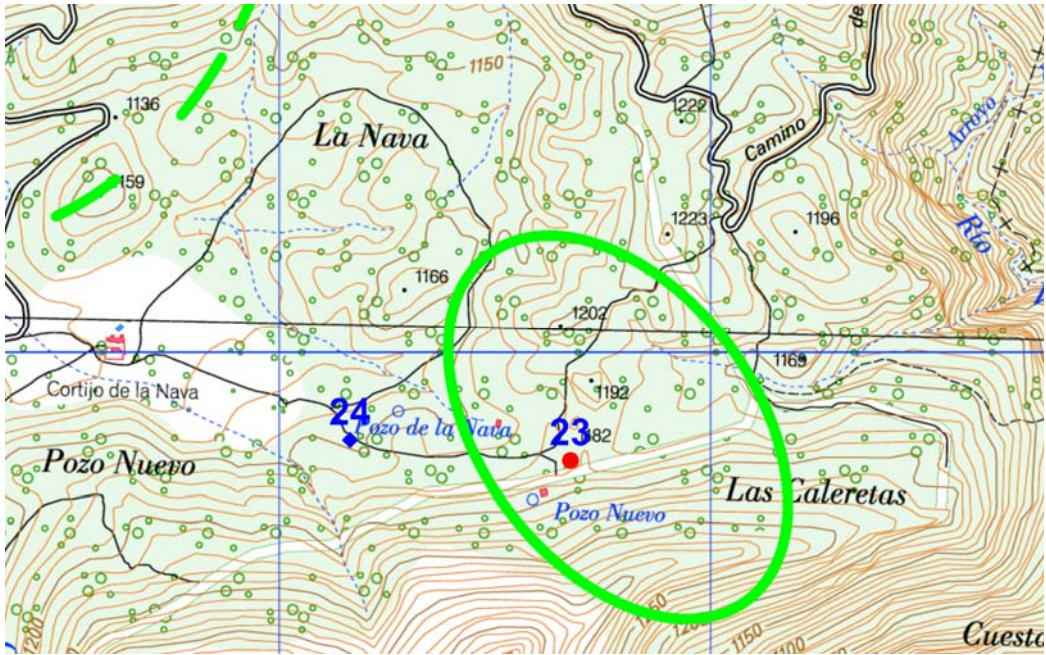


Fig. 13.9 d Detalle de la situación geográfica de la zona de la estación 23.

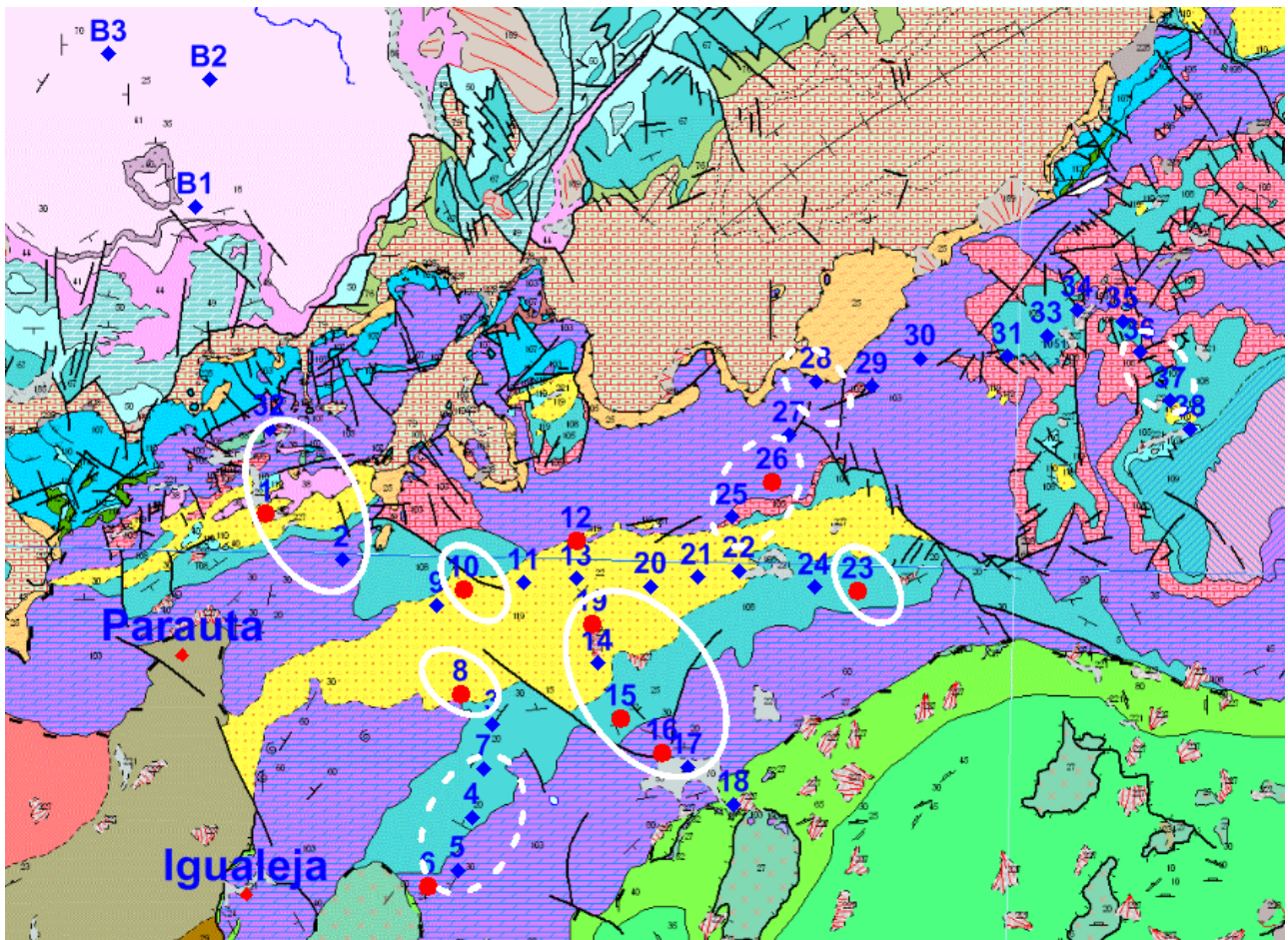


Fig. 13.10 Posición de las estaciones medidas. Se ha resaltado con punto rojo las consideradas con anomalía 4D+ de mayor fiabilidad. Las zonas enmarcadas en blanco identifican los lugares donde puede existir una mayor acumulación de agua en el subsuelo próximo durante la campaña de 2012 respecto a 2011; la línea discontinua son zonas de menor probabilidad. [Cartografía geológica continua del IGME].

Su posición respecto de la cartografía geológica de superficie (Figura 13.10), pone de manifiesto que estas zonas se localizan fundamentalmente sobre el recubrimiento del Mioceno Inferior (formación “Brecha de la Nava”) y la subyacente formación de calizas y margocalizas del Jurásico Inferior de facies Sinemuriense y Hettangiense. Otras zonas se sitúan sobre áreas especialmente fracturadas (estaciones 36-37) o en contactos de cabalgamiento (estación 28).

Aparte de esta interpretación cualitativa, no es factible asumir una interpretación cuantitativa de estas anomalías, cuyo orden de magnitud no sobrepasa los 0.020 mGal, ya que además de las consideraciones de orden teórico sobre la infinidad de soluciones posibles, este valor es fruto de una hipótesis sobre variación de gravedad por acumulación de agua en la zona de las bases, habiendo utilizado el valor mínimo de 0.016 mGal para justificar la unión con las bases auxiliares B2 y B3.

La zona de trabajo donde se ha llevado a cabo este experimento presenta una situación muy especial para la realización de trabajos de microgravimetría, ya que en principio no reúne ninguna de las condiciones idóneas para este tipo de trabajos por su extensión, topografía, red viaria y potencia de la zona no saturada. No obstante, pensamos que la metodología desarrollada es de aplicación en otras circunstancias. En función de todo el proceso metrológico y de cálculo seguido, explicado detalladamente en este Informe, y dado el escaso número de estaciones especialmente fiables, debe entenderse que el resultado obtenido está en el límite (o más justamente, por debajo del límite) de lo que es posible medir con microgravimetría en una zona de estas características.

14. SÍNTESIS DE LA METODOLOGÍA DESARROLLADA PARA MICROGRAVIMETRÍA RELATIVA 4D

En este trabajo se ha desarrollado una metodología para llevar a cabo campañas de microgravimetría relativa 4D con el objetivo de detectar las posibles anomalías producidas por la variación del contenido en agua en la zona no saturada de un karst. No se trata de un trabajo de tipo académico ni teórico, con la utilización de medios desproporcionados (p.e. bases de gravimetría absoluta con gravímetros superconductores SG), sino que se ha perseguido la puesta a punto de una metodología compatible técnica y económicamente con la realización de estudios aplicados.

CONSIDERACIONES PREVIAS

- La variación de porosidad/permeabilidad controla la variación de densidad

Se asume que al efectuar la comparación entre las anomalías de gravedad medidas en la misma estación en dos periodos, su diferencia será debida a las variaciones de distribución de masa de agua locales entre dichos periodos, lo que lleva implícito que la distribución de la porosidad no es homogénea en el área prospectada (existe un contraste lateral de porosidad/permeabilidad).

- Zonas de influencia

Entre el 52 % y el 80 % de los efectos sobre la gravedad de origen hidrogeológico se generan en un radio de unos 50 m entorno del gravímetro, y el 90 % de la señal proviene de un área con un radio de unos 1000 m.

- Amplitud y longitud de onda de las posibles anomalías

Es aconsejable efectuar una modelización previa de las anomalías que pueden generarse, teniendo en cuenta la recarga, porosidad, dimensiones y profundidad de las posibles acumulaciones de agua. En función de ellas se puede determinar la distancia entre estaciones más adecuada al objetivo, así como una primera evaluación de las posibilidades de detección.

- Condicionantes de la zona

- Las mejores condiciones se dan cuando las anomalías (diferencia de gravedad entre las estaciones y la base) no son superiores a 10 mGal, ya que ello minimiza el error producido por la imprecisión de la constante de calibración. Esto conlleva desniveles inferiores a 50 m.
- El número de estaciones debe ser posible medirlo en campañas cuya duración garantice que no se producen variaciones de gravedad por movimientos de masa locales, ni en la base ni en las estaciones (p.e. debido a grandes lluvias durante la campaña), para poder referir todas las observaciones a un tiempo común.
- Si quiere conocerse la variación de la gravedad en periodos de tiempo inferiores a la duración de una campaña de mediciones, se trata de un tema de monitorización o medición continua de la gravedad simultáneamente en todas las estaciones, lo que se sale de las posibilidades prácticas de un estudio real.

PREPARACIÓN DE LA CAMPAÑA

- Situación de la base

- No debe emplearse nada más que una base para el inicio y fin de los programas de lectura.
- La base debe situarse en un lugar donde sea previsible que la gravedad no varíe por importantes modificaciones de su entorno próximo ni por la variación de la existencia de agua en el subsuelo entre los diferentes periodos de medición.
- No debe estar demasiado alejada de las estaciones gravimétricas, a fin de no alargar la duración de los programas de lectura, lo que puede ser difícil de reconciliar con la condición anterior.
- Preferentemente, su cota no debería ser muy diferente de la de las estaciones, para minimizar la amplitud de las anomalías.
- A fin de controlar que en la base no se produzcan variaciones de gravedad entre ambos periodos de medida, o poder tener en cuenta los cambios, deben situarse otras dos bases auxiliares, midiendo las diferencias entre ellas en ambas campañas.

- Situación de las estaciones

- Debe darse prioridad a seleccionar emplazamientos estables e inalterables con el tiempo, sin que sea necesario cuidar la mejor nivelación topográfica del entorno, si no se necesita el cálculo de la Anomalía de Bouguer.
- Deben señalizarse los puntos donde se apoyan las patas del trípode en la primera lectura de cada estación en la primera campaña, diferenciando la pata con altura bloqueada.
- De cada estación se hará una descripción y fotografía que permita su identificación.
- No es necesario que las coordenadas topográficas sean exactamente las del punto donde reposa el gravímetro, si no va a efectuarse un cálculo de la Anomalía de Bouguer, lo que permite situar la antena GPS en un lugar próximo (a uno o dos metros) y medir simultáneamente al gravímetro, economizando tiempo.
- El tiempo de desplazamiento entre el lugar de residencia y la zona de trabajo debe ser minimizado.

OPERATIVIDAD DEL GRAVÍMETRO

- Calibración del gravímetro

- Si han transcurrido más de dos años desde la última calibración del gravímetro, debe calibrarse, preferentemente en la misma base de calibración utilizada anteriormente.
- La operación de calibración no puede verificarse con precisión mejor del orden del 0.01 al 0.02 %.
- Variaciones en la constante inferiores al 0.02 % no se tendrán en cuenta.
- La exactitud en el valor de la constante de calibración no es un factor importante en microgravimetría, siendo los errores de 0 μ Gal para anomalías 4D de hasta 1 mGal.
- Sin embargo, la posible variación de la constante de calibración con el tiempo tiene una especial importancia en microgravimetría 4D, ya que si entre las medidas en dos épocas ha variado la constante pero no se ha modificado su valor en el gravímetro, se obtendrá un falso valor de la diferencia de gravedad entre ambas campañas, dando lugar a falsas interpretaciones. Una

variación del 0.103 % conlleva un error de 10 μ Gal en la anomalía 4D, para anomalías base-estación de 10 mGal.

- Nivelación

- Debe bloquearse una de las patas del gravímetro, para que no pueda modificarse la altura del sensor, situando esta pata siempre en el mismo lugar de cada estación.
- Cuando la inclinación (parámetro TILT X Y) es superior 40-50", el sistema de corrección automática por software no proporciona valores de gravedad correctos.

- Influencia de los golpes

Un golpe al gravímetro puede provocar un salto permanente en las lecturas. Aunque en condiciones estáticas son fáciles de notar, los golpes puede darse fundamentalmente durante el transporte del gravímetro en la campaña de medición (baches, piedras, curvas, etc.), por lo que solo pueden apreciarse según sea su magnitud, sobre todo si dan lugar a una diferencia muy anómala en el cierre de las lecturas en base. Saltos menores pueden ser fácilmente confundidos con la deriva de trabajo. En cualquier caso, de producirse, no serán observables en las lecturas en las estaciones, aunque repercutirán en las anomalías calculadas por lecturas repetidas en programas distintos.

- Temperatura

- Existe una deriva de largo término debida a los cambios regulares de temperatura diaria. Para mediciones relativas esta componente quedará incorporada a la deriva de trabajo.
- Se ha comprobado que el gravímetro corrige correctamente los cambios de temperatura, sin que estos se manifiesten en las lecturas de la gravedad: su influencia en el periodo de estabilización del instrumento no es por lo tanto importante.

- Filtro sísmico

La producción de sismos es continua, pudiendo ser en parte responsables de las oscilaciones de $\pm 2 \mu$ Gal de las mediciones. Como no es posible registrar en ausencia de este fenómeno natural, la utilización del filtro sísmico puede ser conveniente, máxime cuando es también eficaz para amortiguar el efecto del viento. Los sismos de gran intensidad son claramente notables tanto por las oscilaciones de las lecturas como por el fuerte incremento en la variable SD, impidiendo el funcionamiento correcto del gravímetro durante varias horas o días. En buenas condiciones de ruido ambiental la desviación estándar SD no debe ser superior a 0.030 mGal.

- Deriva instrumental

- En el comportamiento del muelle sensor del gravímetro pueden diferenciarse, además de la deriva estática, la deriva secular, la deriva de trabajo y la deriva de estabilización. La deriva estática (DRIFT) es del orden de 0.300 mGal/día y es siempre positiva; la deriva secular puede valer de 0 a 0.100 mGal/día y cambiar de signo; la de trabajo tiene un rango de 0 a 0.500 mGal/día, siendo normalmente negativa, y la de estabilización puede llegar a más de 1 mGal/día, normalmente positiva. Esta especial complejidad del comportamiento mecánico de estos gravímetros hace

necesario el diseño de una operatividad adecuada a las precisiones requeridas en microgravimetría. (Los valores aquí indicados son para el gravímetro Scintrex CG5 nº 9122, observados durante las campañas de la Sierra de las Nieves en 2011 y 2012; en otras condiciones los valores pueden ser diferentes).

- La imprecisión en el cálculo del parámetro DRIFT no introduce errores en las anomalías, ya que la variación a que da lugar durante el tiempo que se tarda en hacer una medida en las estaciones es despreciable o puede ser asumida por la corrección de la deriva de trabajo, dada la linealidad de la deriva estática.
- La deriva secular no afecta al cálculo de las anomalías, siendo no obstante de utilidad para el control del gravímetro y como elemento de ayuda para la selección de los programas con menos desviaciones.
- Puesto que la corrección de la deriva de trabajo se hace de forma proporcional al tiempo transcurrido desde la apertura del programa hasta la lectura en una estación, su valor absoluto aumenta en función del tiempo; sin embargo resulta prácticamente constante para todas las lecturas de los ciclos efectuados en una estación, por lo que no contribuye a equalizar el ritmo de estabilización del gravímetro.
- La deriva que puede llegar a tener mayor repercusión en la precisión final es la de estabilización, no considerada en gravimetría ordinaria.

-Estabilización del gravímetro

- Por periodo de estabilización se entiende el tiempo transcurrido desde que se estaciona el gravímetro hasta que sus lecturas evolucionan según el efecto Luni-Solar (LS) y de carga oceánica (CO). Es solamente apreciable en condiciones de registro estáticas de larga duración.
- El periodo de estabilización puede ser superior a las 4 h, llegando hasta 8 h.
- Las lecturas de unos pocos ciclos raramente serán estables en este sentido, aunque puedan presentar oscilaciones inferiores a $\pm 2 \mu\text{Gal}$ entorno de un valor medio.
- El ratio o deriva de estabilización es bastante diferente en cada ocasión. El comportamiento del instrumento está fuertemente ligado al tipo de movimiento a que haya sido sometido previamente a su puesta en estación.
- La deriva de estabilización suele ser más elevada durante los primeros ciclos de lectura, suavizándose normalmente a lo largo del tiempo de registro.
- Durante el registro de cinco o diez ciclos los valores del efecto LS y de CO son prácticamente constantes para todas las lecturas, sin que tengan por lo tanto una importancia relevante en la evolución de las mismas. Las correcciones de variaciones externas en los cálculos del programa son necesarias porque afectan al valor de la anomalía de la gravedad, pero no influyen prácticamente en la evolución de las lecturas para cada ciclo.
- Los cambios bruscos de temperatura se estabilizan (variable TEMP) en menos de 50 minutos, por lo que el largo periodo de estabilización de las lecturas no puede atribuirse a una adaptación a la temperatura ambiente.

CORRECCIONES EXTERNAS

- Para estudios de microgravimetría relativa, a diferencia de la gravimetría absoluta, no es preciso conocer el valor absoluto de las correcciones; solo es necesario corregir la diferencia de las variaciones de gravedad entre los tiempos de lectura de apertura en base y en cada estación.
- Aunque a determinadas horas y para intervalos cortos (unas horas) la variación debida al efecto de carga oceánica puede considerarse lineal, por lo que si no se efectuara su corrección quedaría incorporada en el cálculo de la deriva de trabajo del gravímetro, es conveniente aplicarla siempre antes del cálculo de la deriva de trabajo.
- La diferencia de corrección por variación de la presión atmosférica durante la duración de un programa es normalmente despreciable, por lo que puede obviarse esta corrección. Si su variación es lineal con el tiempo, quedará incorporada a la deriva. Para su control es suficiente los datos proporcionados en observatorios meteorológicos situados al menos a 30 km de la zona de trabajo.
- La corrección regional hidráulica, por su naturaleza, es la misma para la base y para la estación, y su valor es prácticamente constante durante un tiempo muy superior (meses) al de un programa de lecturas, por lo que no es necesario efectuar esta corrección. La incertidumbre que plantea el cálculo de los efectos del agua a grandes distancias son del mismo orden de magnitud que las diferencias obtenidas con diferentes modelos.
- La variación de corrección por movimiento polar es despreciable para las diferencias de tiempo contempladas en una campaña de medidas.
- Las diferencias entre la CLS calculada por diferentes modelos depende del día y hora, pudiendo llegar a ser de hasta 1.5 μGal , excepto el modelo de Longman, que proporciona valores hasta 4 μGal inferiores a los modelos ETGTAT y Berger, que por cuestiones conceptuales deben ser usados preferentemente.
- Las diferencias entre la CCO calculada por diferentes modelos depende del día y hora, pudiendo llegar a ser de 4 μGal (aunque normalmente no sobrepasa 0.5 μGal), por lo que su selección puede resultar más crítica que para la CLS.
- El alto gradiente de variación del efecto LS podría, en principio, explicar en algún caso las variaciones de las lecturas del gravímetro cuando se opera con segmentos de medición de larga duración (superiores a los 20 minutos), lo que no parece ser el caso de los gradientes de variación del efecto CO, unas treinta veces inferiores.
- La variación de cota prácticamente no afecta al valor de la CLS (aún para diferencias de 700 m), mientras que diferencias de latitud y longitud pueden dar lugar a variaciones superiores a 0.4 μGal según el momento del día (para distancias de 20 km), idénticas para los métodos de Berger y ETGTAB.
- El método de Schwiderski de CCO puede ser utilizado calculando todas las correcciones para una posición y cota media de la zona, sin cometer errores superiores a $\pm 0.1 \mu\text{Gal}$; si se utiliza el método Csr podrían utilizarse unas coordenadas únicas, pero sería conveniente emplear al menos dos grupos de cotas para no introducir un error de $\pm 1 \mu\text{Gal}$ en desniveles de 700 m; con el modelo Fes sería conveniente utilizar las coordenadas y cotas correspondientes, al menos para dos sectores de la zona si las distancias superan los 20 km y los desniveles los 700 m, siendo posiblemente el método más adecuado.

- A pesar de efectuar las correcciones de variaciones externas, subsisten desviaciones-oscilaciones de las lecturas del gravímetro superiores a los $\pm 2 \mu\text{Gal}$, y que son debidas a otros fenómenos aparentemente externos al funcionamiento del gravímetro. En nuestra opinión estas oscilaciones son debidas a la influencia de las ondas mecánicas ambientales y de sismicidad sobre el periodo del sistema oscilatorio del sensor del gravímetro, así como a desviaciones entre las correcciones efectuadas y los valores reales de variación externa de la gravedad.
- Los efectos de marea y de carga oceánica pueden ser utilizados como elementos de control de que las lecturas del gravímetro evolucionan o no de acuerdo con las variaciones reales de gravedad, utilizando para ello las lecturas desprovistas de corrección LS.

ERRORES INTRÍNSECOS

- Cada anomalía viene acompañada de un posible error intrínseco, que depende de la **precisión instrumental** ($\pm 1 \mu\text{Gal}$) y de la precisión de las correcciones de las **variaciones externas** de la gravedad, estimada en $\pm 0.5 \mu\text{Gal}$.
- Las lecturas en base pueden estar afectadas por un error intrínseco de $\pm 1.5 \mu\text{Gal}$.
- La deriva de trabajo asignada a cada estación puede estar afectada por un error intrínseco de $\pm 2 \mu\text{Gal}$, por ser el resultado de una diferencia de lecturas.
- Las lecturas en las estaciones pueden estar afectadas por un error de $\pm 3.5 \mu\text{Gal}$, al incorporar el de la deriva.
- El valor de la anomalía (diferencia de lecturas base-estación) puede tener un error intrínseco de $\pm 5 \mu\text{Gal}$.
- La diferencia de anomalías o anomalía 4D puede tener un error intrínseco de $\pm 10 \mu\text{Gal}$.
- El error experimental de cada anomalía viene dado por sus repeticiones de control, cuyo valor máximo aceptable es el error intrínseco.

ADQUISICIÓN DE DATOS

- Desplazamientos

- El gravímetro debe ser desplazado a la región de trabajo al menos con 48 de antelación al comienzo de los programas de lectura.
- El transporte del gravímetro debe hacerse con especial cuidado, sobre todo en caminos en mal estado, baches, curvas, frenadas, aceleraciones, etc.
- Idealmente, los tiempos de desplazamiento entre estaciones deben lo más iguales posible.
- El vehículo de transporte debe dejarse siempre en el mismo sitio en cada estación, a una distancia mínima de 5 m.

- Puesta en estación

- Debe seguirse siempre la misma rutina de estacionamiento del instrumento.

- Una vez nivelado el gravímetro, deben hacerse al menos dos ciclos de lectura, tras los cuales se revisará la nivelación y se lanzarán los ciclos de trabajo.

- Número y duración de los ciclos

- Mientras que en los trabajos de gravimetría ordinaria se suele efectuar un solo ciclo, en microgravimetría deben efectuarse un mínimo de 5 ciclos de 90 segundos. El utilizar un número más elevado de ciclos se ha verificado que no garantiza una mejor estabilización, dado que el comportamiento del instrumento no es siempre el mismo. Una mayor duración del ciclo solo debe ser contemplada como método para minimizar los efectos del ruido.

- Repeticiones de control

- Cada estación debe ser leída al menos en dos programas independientes, siendo preferible tres repeticiones.
- Es recomendable utilizar los ficheros generados tipo *.txt, empleando la variable LINE para identificación del número de repetición de una estación, y activar el registro de temperatura externa en la variable ALT.
- Los programas deben planificarse, de tal forma que su duración sea como máximo de tres a cuatro horas. No debe dedicarse un programa exclusivamente a repeticiones de control.

- La base para el inicio y fin de los programas debe ser única

- Las lecturas más críticas son las efectuadas en la base, ya que de ellas depende tanto el cálculo de la deriva como el de las propias anomalías.

PROCESO DE DATOS

- El proceso de datos consta de las siguientes etapas:

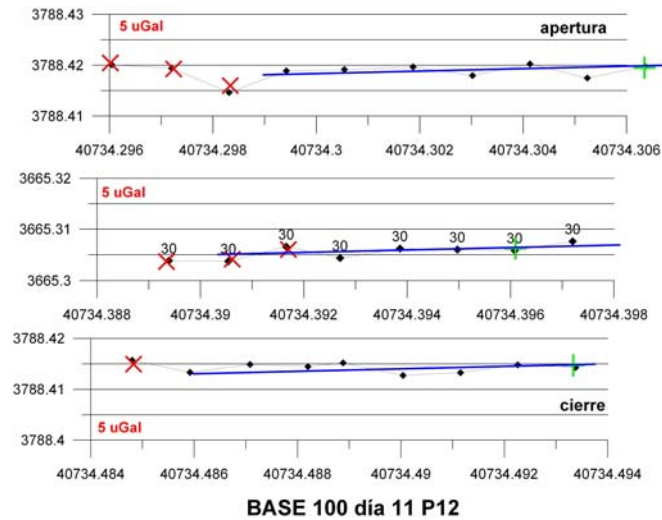
- Cálculo de la CLS y CCO en mGal cada dos minutos, de acuerdo con unas coordenadas y cota que representen las condiciones de la estación.
- Sustitución de la CLS de Longman por la CLS según ETGTAB, interpolada al tiempo exacto de lectura de cada ciclo.
- Inclusión de la CCO por FES, interpolada al tiempo exacto de lectura de cada ciclo.
- **Selección del ciclo de lectura** de cada determinación en base y estación.
- Cálculo de la deriva de trabajo con los ciclos seleccionados en base para apertura y cierre de programa.
- Aplicación de la deriva de trabajo a todos los ciclos leídos en las estaciones del programa.
- Cálculo de las anomalías por diferencia entre todos valores leídos en cada estación y el seleccionado para la apertura en base.
- La anomalía asignada a la estación es la calculada para el ciclo seleccionado en cada estación.
- **Selección de anomalías obtenidas por repetición de control y cálculo del valor final y su error.**
- Cálculo de la anomalía 4D y su error.
- **Evaluación de la fiabilidad de las anomalías 4D.**

- Método de selección del ciclo de lectura

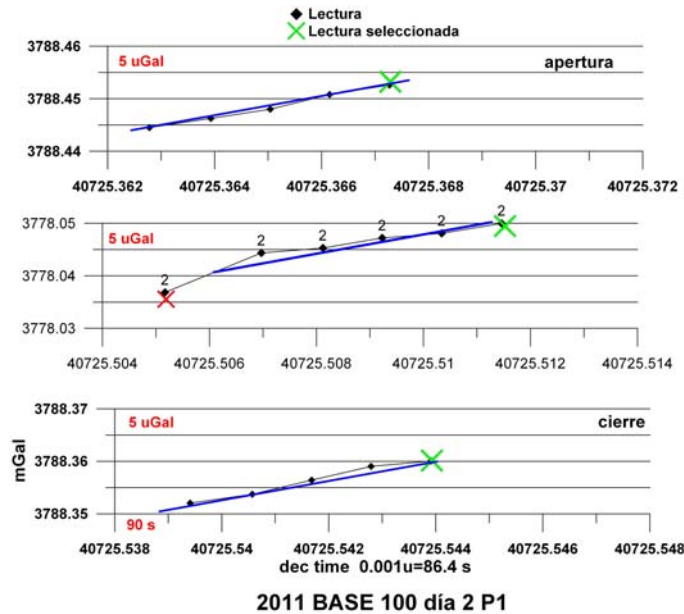
La medición consiste en efectuar varios ciclos, debiendo adoptar un único valor como el que representa la gravedad en ese punto. En gravimetría ordinaria, en la que raramente se efectúa más de un ciclo de lecturas y sólo se considera la cifra de las cmGal, la rutina de campo hace que la lectura se tome siempre aproximadamente al mismo tiempo desde que se instala el aparato, obteniéndose precisiones de ± 0.01 mGal. Este sería el criterio adecuado si el comportamiento del instrumento fuera aceptablemente el mismo en todas las lecturas; puesto que se ha observado que esto no es así cuando se considera la precisión requerida en microgravimetría, se ha diseñado un sistema para selección de las lecturas, basado en dos tipos de criterios:

- Si la lectura tiende a estabilizarse, o incluso es estable (en el sentido de valores con oscilaciones de $\pm 1-2$ μ Gal) durante al menos tres ciclos de lectura consecutivos, se puede adoptar un valor correspondiente a dicho intervalo o su promedio.
- Si las lecturas no se estabilizan, debe comprobarse que el ratio de variación sea aproximadamente el mismo en la estación y en la apertura en base, adoptando entonces las lecturas correspondientes al mismo tiempo desde el inicio de los ciclos.

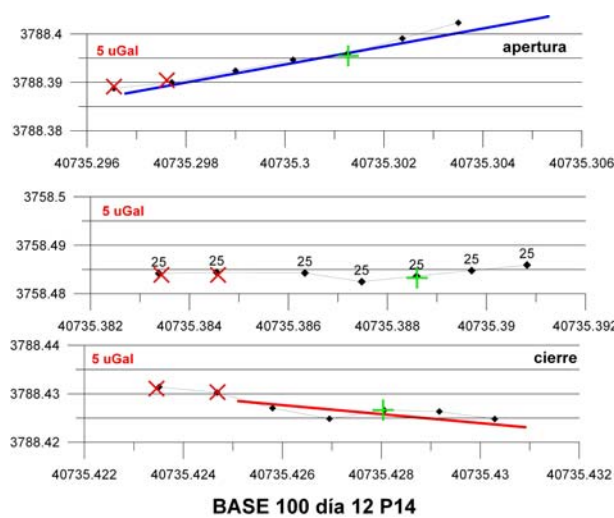
La mejor forma para apreciar el comportamiento del gravímetro y seleccionar las lecturas es a través de su visualización gráfica, utilizando siempre la misma escala para todos los programas.



Ejemplo de selección de lectura cuando la deriva de estabilización es muy pequeña: no hay ciclo preferente



Ejemplo de estabilización igual en la apertura y cierre en base y en la estación: preferencia a seleccionar el ciclo por tiempo al inicio de la medición



Ejemplo de programa en que las derivas de estabilización son diferentes en apertura, en cierre y en base. Preferencia a seleccionar el ciclo en el grupo con menor variación

La casuística de posibles situaciones es incontrolable, no permitiendo definir una operativa de trabajo incuestionable. Es decir, que dada la gran desigualdad entre los comportamientos del gravímetro en cada ocasión, no es factible adoptar un único criterio para la selección de lecturas representativas de la gravedad con el error que en teoría permite su precisión instrumental, lo que, por una parte hace que el proceso contenga cierta carga de subjetividad, y por otra que se vea posiblemente distorsionado por el número de ciclos efectuado.

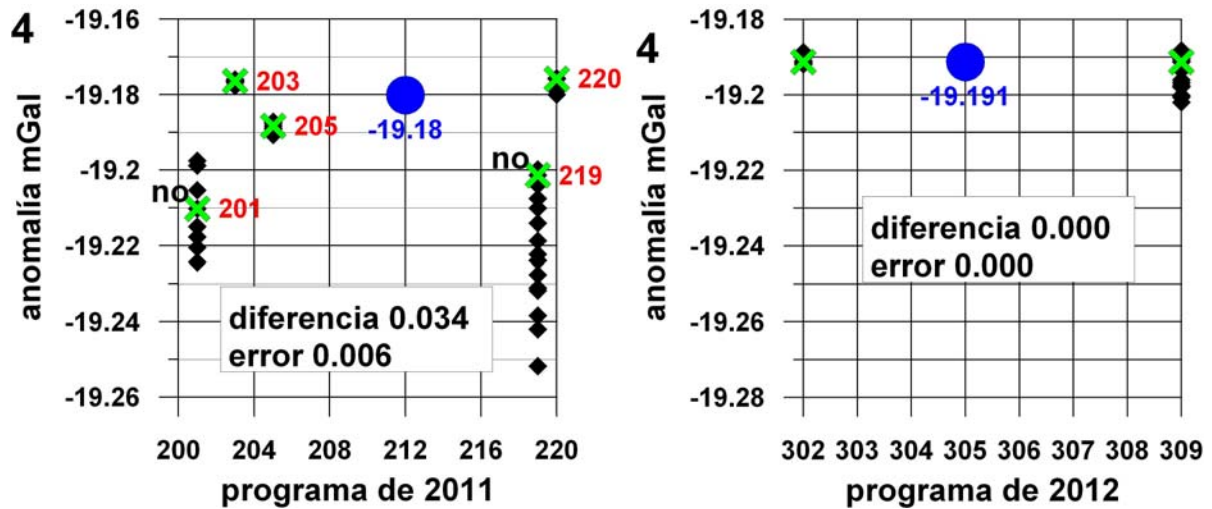
- Método de selección y cálculo de la anomalía final de cada estación

Para seleccionar los programas que se incluyen en el cálculo de la anomalía final de cada estación se pueden seguir los siguientes criterios, por orden de preferencia:

- Que el valor de la anomalía tenga poca dispersión respecto de la agrupación de todas las repeticiones.
- Debe darse preferencia a la selección de la anomalía que se halla calculado para mediciones con pendientes de la deriva de estabilización muy suaves y del mismo signo en base y estación, ya que esta condición elimina la ambigüedad en la selección del ciclo de lecturas, optimizando el cálculo de la deriva de trabajo y el de la anomalía.
- De no darse el caso anterior, se puede dar preferencia a la igualdad de pendiente de lectura en la apertura en base y en la estación, ya que permite seleccionar los valores para el mismo tiempo, lo que proporciona mayor confianza al cálculo de la anomalía.
- A falta de otro criterio, será preferente la igualdad de pendientes de lectura en la apertura y cierre en base, que garantiza un cálculo más fiable de la deriva, aunque difiera en las estaciones.
- Una vez rechazados los programas menos fiables, la anomalía final se calcula por promedio de las restantes.
- El error de la anomalía final de cada campaña viene dado por la mitad de la diferencia entre los valores máximo y mínimo utilizados para su cálculo.

La dispersión del valor de las anomalías calculadas para todos los ciclos no es el mejor criterio para seleccionar el programa, ya que una pequeña dispersión puede ser debida a lectura en estación muy estable con lectura en base no estable, mientras que una gran dispersión puede darse aun cuando las derivas de estabilización sean iguales en base y estación.

La representación gráfica, según el siguiente esquema, de las anomalías obtenidas para todos los programas es un método de ayuda aconsejable en el proceso de selección:



Ejemplo de la representación gráfica utilizada como apoyo al proceso de selección de anomalías y determinación del valor final. El número en color rojo indica el Programa 2011 de medidas. El valor de anomalía final (en azul), las diferencias y los errores están en mGal.

Para cada estación están representados:

- Rombos negros: valores de las anomalías calculadas para todos los ciclos de lectura en la estación de cada programa (diferencia entre cada lectura y el valor seleccionado para la apertura en base). Su dispersión es no es forzosamente un índice del mayor o menor ratio de estabilización en base y/o estación, por lo que debe considerarse simultáneamente al gráfico de lecturas.
- Aspa verde: valor de anomalía seleccionado (diferencia entre lectura seleccionada en la estación y en la apertura en base).
- Se indica con la palabra “no” las anomalías rechazadas como resultado del análisis de los programas correspondientes (excesivos ratios de estabilización, gran dispersión, etc.)
- Circulo azul y valor: valor final de anomalía en mGal, calculado por promedio de los valores aceptados. Su posición en X (programa) no indica nada, se ha escogido como lugar más visible en el gráfico.
- Se indica además el valor de la diferencia en mGal entre las anomalías seleccionadas máxima y mínima, y el error asignado al valor final, calculado por la mitad de la diferencia máxima entre los valores aceptados.

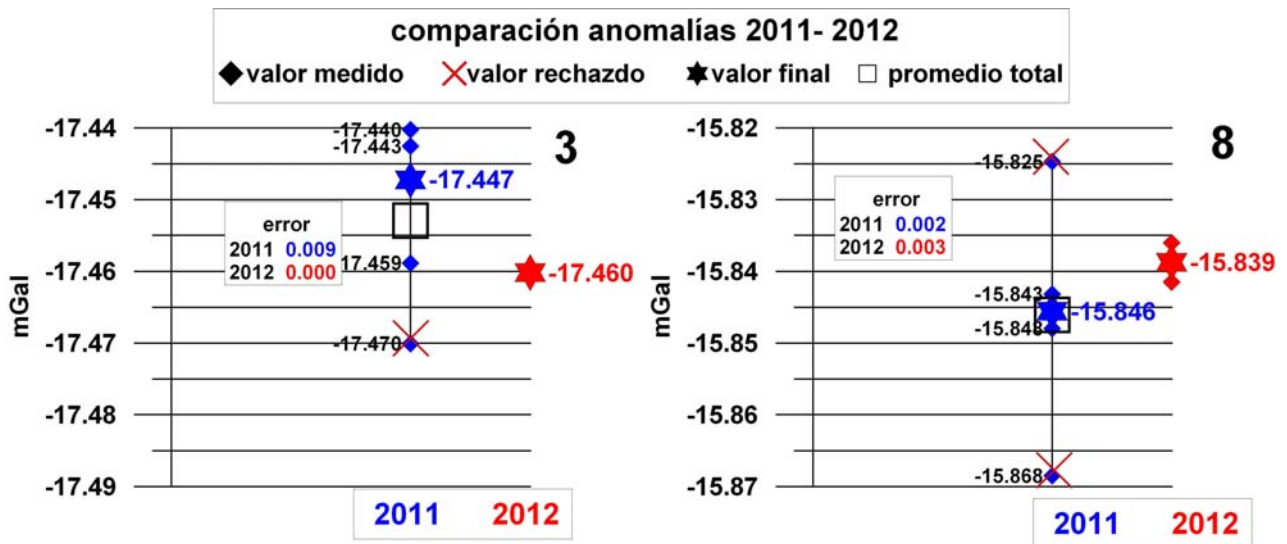
- Evaluación de la fiabilidad de las anomalías 4D

- La anomalía 4D viene dada por la diferencia entre las anomalías calculadas en la segunda campaña menos las de la primera campaña, de tal forma que un valor positivo signifique un aumento de la gravedad, con independencia del signo de las anomalías.
- El error de la anomalía 4D es la suma de los errores que acompañan a cada una de las anomalías seleccionadas de cada campaña.
- Para evaluar las anomalías de mayor fiabilidad deben utilizarse no solamente las anomalías seleccionadas en cada campaña, sino todas las medidas en las repeticiones de control.
- Se debe dar preferencia a las estaciones que presentan buena agrupación de anomalías obtenidas por repetición de control en ambas campañas.

- Se debe dar preferencia a las estaciones que no presenten solape en el rango de mediciones en ambas campañas.
- Tienen mayor fiabilidad las anomalías cuyo error por control de repetición es inferior al umbral definido como error intrínseco, que es del orden de $\pm 10 \mu\text{Gal}$.
- Tienen mayor fiabilidad las anomalías cuya amplitud sea superior al ruido intrínseco.
- De acuerdo con los criterios hasta aquí expuestos, la mayor fiabilidad de las anomalías 4D la tienen las de amplitud superior a 0.010 mGal (error intrínseco) que estén acompañadas por un error de repetición inferior a 0.010 mGal.

La aplicación de estos criterios se ve facilitada por la representación gráfica de todas las anomalías, según los esquemas siguientes:

- **esquema de comparación de anomalías de ambas campañas**

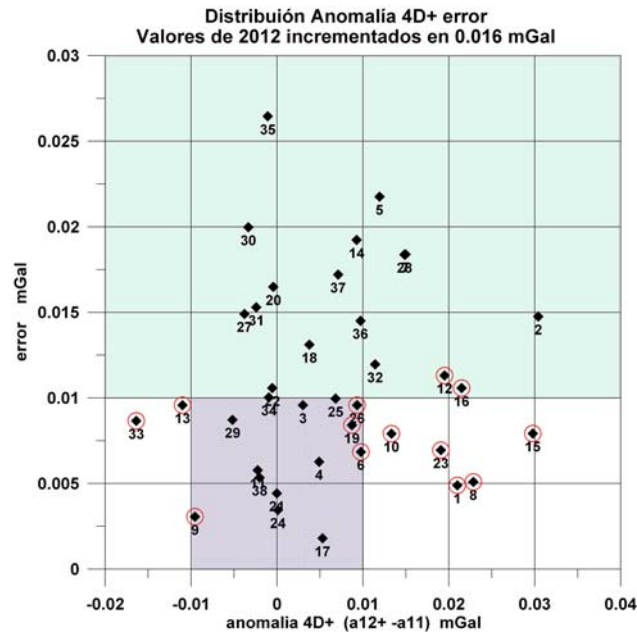


Ejemplo de la representación gráfica para comparación de anomalías entre campañas

Para cada estación se indica:

- Rombo: valores obtenidos en las mediciones efectuadas en cada campaña (el valor numérico no está indicado cuando por razones de grafismo se superpone a otra información), indicando mediante un aspa de color rojo las rechazadas en el análisis de los programas.
- Estrella: valor finalmente adoptado para cada campaña.
- Cuadrado: valor medio de todas las determinaciones, incluidas las rechazadas. No se ha representado cuando coincide con el adoptado.
- Error asignado al valor final adoptado.

- esquema de clasificación de anomalías 4D en el espacio amplitud-error



Clasificación de las anomalías 4D+ en el espacio error-amplitud. Se han marcado con un círculo rojo las estaciones que cumplen (o se aproximan mucho) a las condiciones impuestas de mayor fiabilidad.

COLOFÓN: Por lo que respecta a la realización de una campaña de microgravimetría, la zona de trabajo donde se ha llevado a cabo este experimento presenta una situación muy especial, ya que en principio no reúne ninguna de las condiciones idóneas para este tipo de trabajos por su extensión, topografía, red viaria y potencia de la zona no saturada. No obstante, pensamos que la metodología desarrollada es de aplicación en otras circunstancias.

[Página dejada intencionadamente en blanco]

15. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abe M., Takemoto S., Fukuda Y., Higashi T., Imanishi Y., Iwano S., Ogasawara S., Kobayashi Y., Dwipa S., Kusuma D.S. **2006**. Hydrological effects on the superconducting gravimeter observation in Bandung. *Journal of Geodynamics* 41 (1–3), 288–295.

AEMET: Agencia Estatal de Meteorología. Datos facilitados a través del convenio establecido con el IGME

Agnew D.C. 1996. Some programs for ocean-tide loading. *Scripps Institution of Oceanography Reference Series*, 96-8.

Amelung F., Galloway D.L., Bell J.W., Zebker H.A. y Laczniak R.J. **1999**. Sensing the ups and downs of Las Vegas-InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation. *Geology* 27, 483–486.

Andersen O., Hinderer J. **2005**. Global inter-annual gravity changes from GRACE; early results. *Geophysical Research Letters* 32 (1), 4.

Baker T.F. 1991. Perturbations of survey procedures in the coastal zone. *Proc. 2nd Australasian Hydrographic Symp., Univ. New South Wales*, 9-12.

Benavent M.T. 2011. Estudio metodológico del efecto oceánico indirecto y desarrollo de modelos de carga oceánica: aplicaciones geodésicas para la península y Canarias. *Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid*.

Brady J. L., Hare J. L., Ferguson J., Seibert J. E., Klopping F. J., Chen T. y Niebauer T. **2008**. Results of the world's first 4D microgravity surveillance of a waterflood – Prudhoe Bay, Alaska, *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, 11, 824–831.

Budetta G. y Carbone D. **1997**. Potential application of the Scintrex CG-3M gravimeter for monitoring volcanic activity; results of field trials on Mt. Etna, Sicily. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76(3-4): pp. 199-214.

Boedecker G. 1988. International Gravity Commission – Working Group II «World Gravity Standards»; *Bull. Inf. Bur. Grav. Int.* 63, 51-57

Bower D.R. y Courtier N. **1998**. Precipitation effects on gravity measurements at the Canadian absolute gravity site. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 106: 353-369.

Boy J.P., Hinderer J. y Gegout P. **1998**. Global atmospheric loading and gravity. *Physics of the Earth and Planetary Interior* 109, 161–177.

Boy J.P., Hinderer J. **2006**. Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data. *Journal of Geodynamics* 41, 227–233.

Chapman D. S., Sahn E. y Gettings P. **2008**. Monitoring aquifer recharge using repeated high-precision gravity measurements: A pilot study in South Weber, Utah, *Geophysics*, 73, WA83, doi:10.1190/1.2992507.

Creutzfeldt B., Güntner A., Klügel T. y Wziontek H. **2008**. Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany, *Geophysics*, 73, WA95, doi:10.1190/1.2992508.

Creutzfeldt B., Güntner A., Thoss H., Merz B. y Wziontek H. **2010a**. Measuring the effect of local water storage changes on in-situ gravity observations: Case study of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany, *Water Resour. Res.*, 46, W08531, doi:10.1029/2009WR008359.

Creutzfeldt B., Güntner A., Vorogushyn S. y Merz B. **2010b**. The benefits of gravimeter observations for modelling water storage changes at the field scale. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 1715-1730

Crossley D., Hinderer J. y Boy J.P., **2005**. Time variation of the European gravity field from superconducting gravimeters. *Geophysical Journal International*, 161: 257-264.

de Angelis M., Bertoldi A., Cacciapuoti L., Giorgini A., Lamporesi G., Prevedelli M., Saccorotti G., Sorrentino F. y Tino G. M. **2009**. Precision gravimetry with atomic sensors, *Meas. Sci. Technol.*, *20*, 022001, doi:10.1088/0957-0233/20/2/022001.

Debeglia N. y Dupont F. **2002**. Some critical factors for engineering and environmental microgravity investigations. *Journal of Applied Geophysics*, *50(4)*: pp. 435-454.

Dehant V., Defraigne P. y Wahr J. **1999**. Tides for a convective Earth, *Journal of Geophysical Research*, *104*, 1035– 1058.

Doan ML. y Brodsky E. **2006**. Tidal analysis of borehole pressure. A tutorial. *University of California, Santa Cruz. Schlumberger-Doll Research*.

Doodson A.T. **1921**. The Harmonic Development of the Tide-Generating Potential. *Roy.Soc.Prec. A.* vol.100, p305

Dziewonski A. y Anderson D. **1981**. Preliminary reference Earth model (Prem). *Eos Transactions* *62 (17)*: 332

Farrell W.E., **1972**. Deformation of the Earth by surface loads. *Reviews of Geophysics and Space Physics* *10 (3)*, 761–797.

Ferguson J.F., Klopping F.J., Tianyou Chen, Seibert J.E., Hare J.L. y Brady J.L. **2008**. The 4D microgravity method for waterflood surveillance: Part 3 — 4D absolute microgravity surveys at Prudhoe Bay, Alaska *Geophysics*, November-December 2008, v. 73, p. WA163-WA171, doi:10.1190/1.2992510

Florsch N. y Llubes M. **2002**. Geodetic impact of aquifer on regional gravity survey. *EGS General Assembly, EGS02-A-05536*.

Gasperikova E. y Hoversten G.M. **2008**. Gravity monitoring of CO2 movement during sequestration: model studies. *Geophysics* vol. 75 no 6, WA105-WA112

Gettings P., Chapman D. S. y Allis R. **2008**. Techniques, analysis, and noise in a Salt Lake Valley 4D gravity experiment, *Geophysics*, *73*, WA71, doi:10.1190/1.2996303.

Goodkind J.M. **1999**. The superconducting gravimeter. *Review of Science Instrument* *70 (11)*, 4131–4152. (2)

Hare J., Ferguson J., Aiken C. **1999**. The 4-D microgravity method for waterflood surveillance: a model study for the Prudhoe Bay reservoir, Alaska. *Geophysics* *64*, 78-87

Harnisch G., Harnisch M. **2006**. Hydrological influences in long gravimetric data series. *Journal of Geodynamics* *41*, 276–287.

Harrison J.C. **1985**. Earth Tides, volume 85 of *Benchmark Papers in Geology*. Van Nostrand Reinhold Company Inc., New York.

Hartmann T. y Wenzel H.G. **1995**. The HW95 tidal potential catalog. *Geophys. Res. Lett.*, *22(24)*: 3553–3556.

Hasan S., Troch P. A., Bogaart P. W. y Kroner C. **2008**. Evaluating catchment-scale hydrological modeling by means of terrestrial gravity observations, *Water Resour. Res.*, *44*, W08416, doi:10.1029/2007wr006321.

Hinderer J., Crossley D. **2000**. Time variations in gravity and inferences of the Earth's structure and dynamics. *Survey of Geophysics* *21*, 1–45. (2)

Hinderer J., Andersen O., Lemoine F., Crossley D. y Boy J.P. **2006**. Seasonal changes in the European gravity field from GRACE: a comparison with superconducting gravimeters and hydrology model predictions. *Journal of Geodynamics*, *41*: 59-68.

Hokkanen T., Korhonen K. y Virtanen H. **2006**. Hydrogeological effects on superconducting gravimeter measurements at Metsähovi in Finland, *J. Environ. Eng. Geophys.*, 11, 261–267, doi:10.2113/jee11.4.261.

Imanishi Y., Kokubo K. y Tatehata H. **2006**. Effect of underground water on gravity observation at Matsushiro, Japan. *Journal of Geodynamics* 41, 221–226. (2)

Jacob T. **2009**. Apport de la gravimetrie et de l'inclinometrie a l'Hydrologie karstique. *Tesis Doctoral Universidad de Montpellier*.

Jacob T., Bayer R., Chery J., Jourde H., Moigne N. L., Boy J.P., Hinderer J., Luck B. y Brunet, P. **2008**. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Larzac plateau (Southern France), *Journal of Hydrology* 359, 105–117.

Jacob T., Chery J., Bayer R., Moigne N.L., Boy J.P., Vernant P. y Boudin F. **2009**. Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity, *Geophys. J. Int.*, 17, 347–360.

Jacob T., Bayer R., Chery J. y Le Moigne N. **2010**. Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *Journal of Geophysical Research* vol. 115. B06402. doi:10.1029/2009JB006616

Jousset P., VanRuyambeke M., Bonvalot S. y Diament M. **1995**. Performance of two Scintrex CG3M instruments at the fourth International Comparison of Absolute Gravimeters. *Metrologia*, 32(3): 231-244.

Kazama T. y Okubo S. **2009**. Hydrological modelling of groundwater disturbances to observed gravity: Theory and application to Asama Volcano, Central Japan, *J. Geophys. Res.*, 114, B08402, doi:10.1029/2009JB006391.

King N.E., Argus D., Langbein J., Agnew D.C., Bawden G., Dollar R.S., Liu Z., Galloway D.L., Reichard E., Yong A., Webb F.H., Bock Y., Stark K. y Barseghian D. **2007**. Space geodetic observation of expansion of the San Gabriel Valley, California, aquifer system, during heavy rainfall in winter 2004–2005. *Journal of Geophysical Research* 112, B03409.

Klügel T. y Wziontek H. **2009**. Correcting gravimeters and tiltmeters for atmospheric mass attraction using operational weather models, *J. Geodynam.*, 48, 204-210.

Knudsen P., Andersen O., Abbas Khan S. y Høyer J. **2001**. Ocean tide effects on GRACE gravimetry. *International Association of Geodesy Symposia* v13.

Kroner C. **2001**. Hydrological effects on gravity data of the geodynamic observatory Moxa. *Journal of the Geodetic Society of Japan* 47 (1), 353–358.

Kroner C. y Jahr T. **2006**. Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory. *Journal of Geodynamics*, 41: 268-275.

Lambert A. y Beaumont C. **1977**. Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements; implications for the gravitational detection of tectonic movements. *Journal of Geophysical Research*, 82: 297-305.

Leirião S., He X., Christiansen L., Andersen O. B. y Bauer-Gottwein P. **2009**. Calculation of the temporal gravity variation from spatially variable water storage change in soils and aquifers, *J. Hydrol.*, 365, 302–309, 2009. LfL: Agrarmeteorologisches Messnetz

Llubes M., Florsch N., Hinderer J., Longuevergne L. y Amalvict M. **2004**. Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies. *Journal of Geodynamics*, 38(3-5): 355–374.

Llubes M., Florsch N., Boy J.P., Arnalvict M., Bonnefond P., Bouin M.N., Durand S., Esnault M.F., Exertier P., Hinderer J., Lalancette M.F., Masson F., Morel L., Nicolas J., Vergnolle M. y Woppelmann G. **2008**. Multi-technique monitoring of ocean tide loading in northern France. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(6): 379-389.

- Longuevergne L. 2008.** Contribution a l'Hydrogéodésie. *Tesis doctoral Universidad Pierre et Marie Curie.*
- Longman I.M. 1959.** Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun, *Journal of Geophysical Research, Volume 64, No. 12*
- Lutgens F. K. y Tarbuk E.J. 1995.** The atmosphere: an introduction to meteorology. *Prentice Hall. 462 pag.*
- Lyard F., Lefevre F., Letellier T. y Francis O. 2006.** Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics, 56(5-6): 394-415. doi 10.1007/s10236-006-0086-x.*
- MacMillan W. D. 1958.** Theoretical mechanics: The theory of the potential, *Dover Publications, Inc., New York, USA, 469 pp.*
- Mangiaroti S., Cazenave A., Soudarin L. y Crétaux J.F. 2001.** Annual vertical motions predicted from surface mass redistribution and observed by space geodesy. *J. Geophys. Res. 106 (B3), 4277-4291.*
- Mäkinen J. y Tattari S. 1988.** Soil moisture and groundwater: two sources of gravity variations. *Bull. d'Inf. Marées Terr., 63: 103-110.*
- Melchior P. 1983.** The tides of the planet Earth. *Pergamon Press, Oxford, UK, 2nd edition,*
- Merriam J.B. 1992.** Atmospheric pressure and gravity. *Geophysical Journal International V109-3, pages 488-500.*
- Milly P.C.D. y Shmakin A.B. 2002.** Global modelling of land water and energy balances. Part I. The land dynamics (LaD) model. *Journal of Hydrometeorology, 3: 283-299.*
- Micro-g Lacoste.** A10 portable absolute gravity meter. www.microlacoste.com
- Micro-g Solutions, 2005,** g Users Manual v 5.0. Mg Inc., Erie, Colorado, USA
- Mrlina J. 2007.** Modelling gravity signals related to fluids movement in reservoir. *Proceedings EAGE 69. London. Paper E020.*
- Naujoks M., Weise A., Kroner C. y Jahr, T. 2008.** Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters, *J. Geodesy, 82, 543-553, 2008.*
- Neumeyer J., Hagedoorn J., Leitloff J. y Schmidt T. 2004.** Gravity reduction with three-dimensional atmospheric pressure data for precise ground gravity measurements. *Journal of Geodynamics 38, 437-450. doi:10.1016/j.jog.2004.07.00.*
- Neumeyer J., Barthelmes F., Dierks O., Flechtner F., Harnisch M., Harnisch G., Hinderer J., Imanishi Y., Kroner C., Meurers B., Petrovic S., Reigber C., Schmidt R., Schwintzer P., Sun, H.-P. y Virtanen H. 2006.** Combination of temporal gravity variations resulting from superconducting gravimeter (SG) recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models. *Journal of Geodesy 79, 573-585.*
- Neumeyer J., Barthelme F., Kroner C., Petrovic S., Schmidt R., Virtanen H. y Wilmes H. 2008.** Analysis of gravity field variations derived from superconducting gravimeter recordings, the GRACE satellite and hydrological models at selected European sites, *Earth Planet. Space, 60, 505-518.*
- Niebauer T.M. 1988.** Correcting gravity measurements for the effects of local air pressure. *Journal of Geophysical Research. Vol. 93, NO. B7, PP. 7989-7991, doi:10.1029/JB093iB07p07989*
- Niebauer T.M., Sasagawa G.S., Faller J.E., Hilt R. y Klopping F. 1995.** A new generation of absolute gravimeters. *Metrologia, 32: 159-180.*
- Pagiatakis S.D. 1990.** The response of a realistic Earth to ocean tide loadings. *Geophysical Journal International, 103: 541-560.*
- Penna N.T. y Baker T.F. 2002.** Ocean tide loading considerations for GPS processing around Australia. *Geomatics Res. Australasia (77), 1-26.*

- Peters A.**, Chung K.Y. y Chu S. **2001**. High-precision gravity measurements using atom interferometry, *Metrologia*, 38, 25–61, doi:10.1088/0026-1394/38/1/4.
- Pool D. R.** **2008**. The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona, *Geophysics*, 73, WA49, doi:10.1190/1.2980395.
- Ray R.D.** 1999. A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99.2. *Technical report, Tech. Memo. NASA/TM-1999-209478*.
- Rodell M.**, Famiglietti J.S. **1999**. Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field. *Water Resour. Res.* 35 (9), 2705–2723.
- Rodell M.**, Houser P.R., Jambor U., Gottschalck J., Mitchell K., Meng C.J., Arsenault K., Cosgrove B., Radakovich J., Bosilovich M., Entin J.K., Walker J.P., Lohmann D. y Toll D. **2004**. The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3): 381-394.
- Rodell M.**, Chen J.L., Kato H., Famiglietti J.S., Nigro J. y Wilson C.R. **2007**. Estimating groundwater storage changes in the Mississippi river basin (USA) using GRACE. *Hydrogeology Journal*, 15(1): 159-166.
- Rodriguez Pujol R.** **2005**. Absolute Gravity Network in Spain. *Física de la Tierra 2005*, 17 147-163.
- Seo K.W.**, Wilson C.R., Famiglietti J.S., Chen J.L. y Rodell M., **2006**. Terrestrial water mass load changes from gravity recovery and climate experiment (GRACE). *Water Resources Research* 42, W05417. doi:10.1029/2005WR00425.
- Schmeger D.** y Francis O. **2006**. Set standard deviation, repeatability and offset of absolute gravimeter A10-008, *Metrologia*, 43, 414–418, doi:10.1088/0026-1394/43/5/012.
- Schwiderski E.W.**, **1980**. Ocean tides, II: a hydrodynamic interpolation model. *Marine Geodesy* 3, 219–255.
- Scintrex.** **2010**. CG5 Operation Manual rev. 7
- Syed T.H.**, Famiglietti J.S., Rodell M., Chen J. y Wilson C.R. **2008**. Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resources Research*, 44(2): 15.
- Tamura Y.**, **1987**. A harmonic development of the tide generating potential. *Bulletin d'Inf. Mareés Terr*, 99. *International Latitude Observatory of Mizusawa, Japón*.
- Takemoto S.**, Fukuda Y., Higashi T., Abe M., Ogasawara S., Dwipa S., Kusuma D.S. y Andan A. **2002**. Effect of groundwater changes on SG observations in Kyoto and Bandung. *Bulletin d'Informations des Marees Terrestres*, 10839–10848.
- Telford W.M.**, Geldart L.P., Sheriff R.E. y Keys D.A. **1976**. Applied Geophysics. Cambridge University Press. 860 p.
- Van Camp M.** **2003**. Efficiency of tidal corrections on absolute gravity measurements at the Membach station. Royal Observatory of Belgium. IMG-2002 *Instrumentation and Metrology in Gravimetry, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg*, 22, 99-103, 2003
- Van Camp M.** **2005**. Uncertainty of absolute gravity measurements. *Journal of Geophysical Research* vol. 10. B05406
- Van Camp M.** y Vauterin P. **2005**. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides, *Computers and Geosciences*, 31(5) 631-640
- Van Camp M.**, Vanclooster M., Crommen O., Petermans T., Verbeeck K., Meurers B., van Dam T. y Dassargues A. **2006**. Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations. *Journal of Geophysical Research*. 111,B10403. (4)

Van Dam M. y Wahr J.M. **1987**. Displacements of the Earth's Surface Due to Atmospheric Loading: Effects on Gravity and Baseline Measurements, *Journal of Geophysical Research*, 92(B2), 1281–1286, doi:10.1029/JB092iB02p01281. X

Van Dam T., Wahr J., Milly P.C.D., Shmakin A.B., Blewitt G., Lavallée D., Larson K.M. **2001a**. Crustal displacements due to continental water loading. *Geophys. Res. Lett.* 28 (4), 651–654. (2)

Van Dam T., Wahr J., Milly P., Francis O. **2001b**. Gravity changes due to continental water storage. *J. Geodet. Soc. Jpn.* 47,249–254.

Velicogna I., Wahr J., Van den Dool H. **2001**. Can surface pressure be used to remove atmospheric contributions from GRACE data with sufficient accuracy to recover hydrological signals? *J. Geophys. Res.* 106 (B8), 16,415–16,434.

Viterbo P., Beljaars A.C.M. **1995**. An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *Journal of Climate* 8, 2716–2748

Wahr J., Molenaar M. y Bryan F. **1998**. Time variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *American Geophysical Union. Paper number 98JB02844.0148-0227/98/98JB-02844\$09.00*

Wahr J., Swenson S., Zlotnicki V. y Velicogna I. **2004**. Timevariable gravity from GRACE: first results. *Geophysical Research Letters* 31, L11501. (2)

Weise A., Kroner C., Abe M., Ihde J., Jentzsch G., Naujoks M., Wilmes H. y Wziontek H. **2009**. Terrestrial gravity observations with superconducting gravimeters for validation of satellite-derived (GRACE) gravity variations, *J. Geodynam.*, 48, 325–330.

Wenzel H.G. **1996**. The Nanogal software: earth tide data processing package ETERNA 3.30. *Bulletin d'Informations des Mareés Terrestres* 124, 9425–9439.

Werth S., Güntner A., Schmidt R. y Kusche J. **2009**. Evaluations of GRACE filter tools from a hydrological perspective, *Geophys. J. Int.*, 179, 1499–1515, 2009b.

Wilhelm H., Zurn W. y Wenzel H.G. editors. **1997**. Tidal Phenomena, *volume 66 of Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Germany.*

Wilson C. R., Wu H., Scanlon B. y Sharp J. M. **2007**. Taking the superconducting gravimeter to the field – A new tool for hydrologic and other investigations. *AGU Fall Meeting Abstracts. H11A-0150.*

Wilson C.R., Scanlon B., Sharp J., Longuevergne L. y Wu H. **2012**. Field Test of the Superconducting Gravimeter as a Hydrologic Sensor . *Ground Water* Vol. 50, No. 3 (pages 442–449)

Wziontek H., Falk R., Wilmes H. y Wolf P. **2009**. Precise gravity time series and instrumental properties from combination of superconducting and absolute gravity measurements, in: *Observing our Changing Earth, Sideris, M. G., Springer, Berlin, 301–306.*

Xu J.Q. , Sun H.P. y Yang X.F. **2004**. A study of gravity variations caused by polar motion using superconducting gravimeter data from the GGP network. *Institute Journal of Geodesy* 78: 201–209

Web Micro-g LaCoste www.microglacoste.com HybridGravity Survey Services. 2010.

Web GWR www.gwrinstruments.com. Superconducting gravity meters. 2009.

web GRACE <http://grace.jpl.nasa.gov/> ; <http://www.jpl.nasa.gov/spaceimages/details.php?id=PIA12104>
web NASA www.svs.gsfc.nasa.gov; web CSNES www.cnes.fr

web Scintrex www.scintrex.com