

***Parte III. Resultados de la interpolación espacial,  
discusión, conclusiones y referencias bibliográficas***



**CAPÍTULO VII: OBTENCIÓN DE UN MAPA DE RECARGA A LOS ACUÍFEROS EN EL TERRITORIO ESPAÑOL MEDIANTE BALANCE DE CLORURO UTILIZANDO MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL**



## 7.1. INTRODUCCIÓN

En el Capítulo VI se ha descrito el proceso de búsqueda, selección y posterior interpretación de un conjunto de datos espacialmente distribuidos de cada una de las variables o términos que intervienen en el balance de CI (a partir de ahora una variable equivale a un término cualquiera que interviene en el balance de CI). La representación de estos datos en un mapa del territorio español ha permitido elaborar un modelo conceptual probable de la distribución espacial de cada variable.

La teoría de las variables regionalizadas (Matheron, 1965) y los métodos geoestadísticos basados en ella constituyen una herramienta efectiva para estudiar la distribución espacial de variables fácilmente regionalizables y efectuar su interpolación en una malla regular. La comparación de varios métodos de estimación (interpolación) suele constituir un paso inicial para conocer la distribución espacial de variables. El inverso de la distancia y el espline son técnicas alternativas al krigeado para regionalizar variables hidrológicas (o asociadas a estas) a escala regional o de todo el territorio español (Faci *et al.*, 1990; Sánchez-Toribio *et al.*, 1990; Rincón *et al.*, 1996; Vanderlinden y Giráldez, 1998; Vanderlinden, 2002; Fernández-Fernández, 2002; Ferrer, 2003).

El conocimiento de la distribución espacial de una variable del balance de CI requiere, entre otros aspectos, estimar ésta variable en los nodos de una malla regular que cubra todo el territorio de estudio a partir de los datos disponibles. Aquí se ha utilizado una malla regular de 5113 celdas de 10 km de tamaño que cubre todo el territorio español (Fig. 7.1). La distancia entre nodos, que debería ser función del detalle necesario para estudiar una variable, depende del número, densidad y grado de variabilidad espacial de los datos. En cada nodo se interpola un valor medio, una desviación tipo, etc. de cada variable estudiada con la que se obtiene en ese nodo un valor de la recarga media anual a los acuíferos y un valor de su variabilidad natural (dada como coeficiente de variación).

La recarga a los acuíferos no es una media estacionaria ya que depende de la variabilidad climática, del tiempo de tránsito por el medio no saturado, etc. Si se realizan diferentes medidas de las variables del balance de CI durante un periodo de observación suficientemente amplio (varios años), como para poder desprestigiar los efectos que pueden tener los periodos vecinos sobre el periodo de observación, se obtiene un valor promedio de la recarga que se puede considerar estacionario en las actuales condiciones climáticas y territoriales. La desviación tipo y el coeficiente de variación serían respectivamente medidas de la variabilidad natural absoluta y relativa del valor medio. La condición de estacionariedad de las variables permite realizar la estimación (interpolación) de las variables sin considerar el efecto temporal durante su estimación, lo que simplifica considerablemente los cálculos.

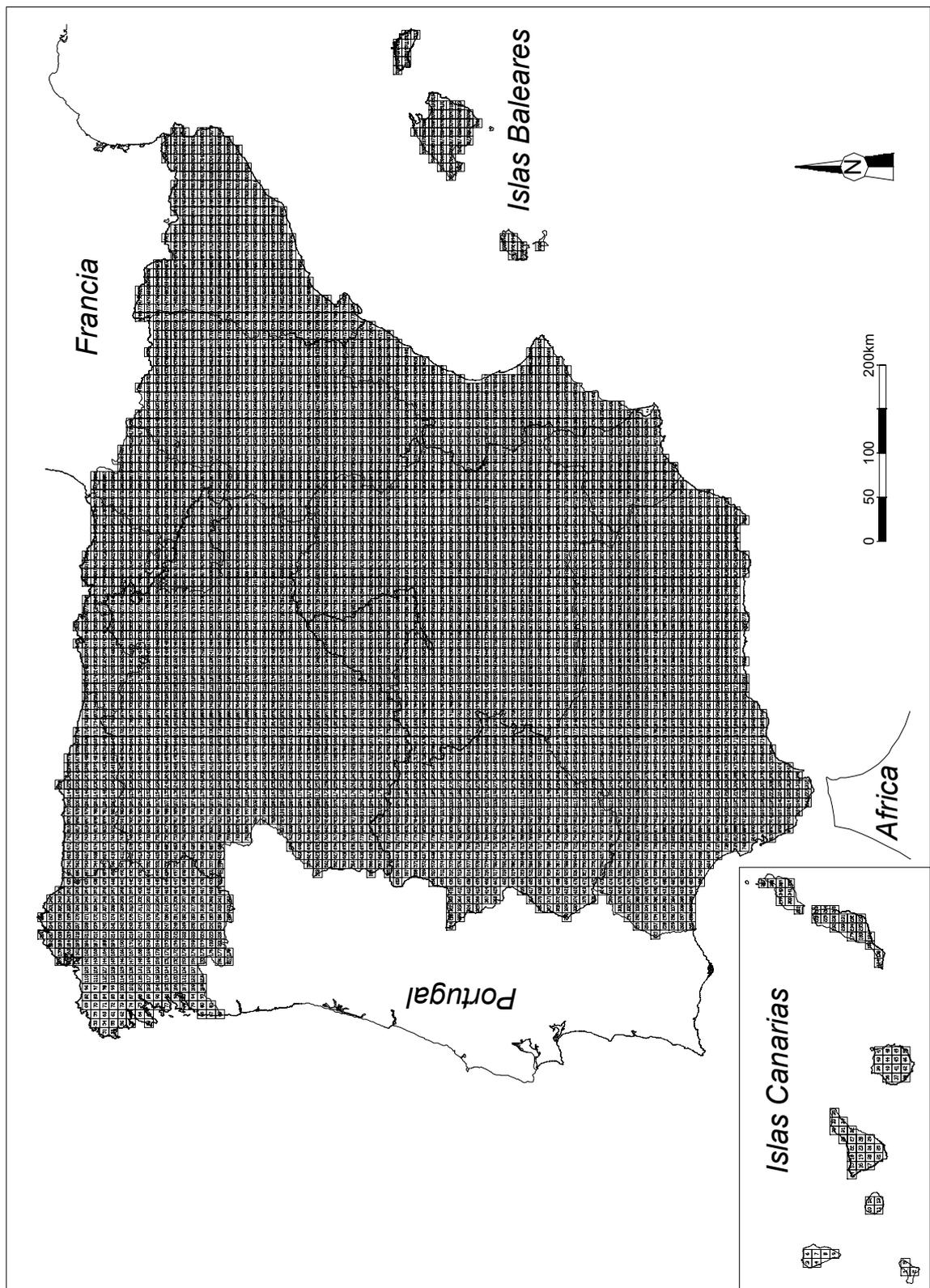


Figura 7.1.- Localización geográfica y codificación numérica de las 5113 celdas de tamaño 10 km discretizadas en el territorio español donde se estimará un valor medio y un valor de coeficiente de variación de cada una de las variables del balance de Cl. Los valores estimados de cada variable en cada celda se incluyen en el Anexo VIII

Teóricamente, la disponibilidad de largos periodos de observación ofrece una mayor garantía de que el valor medio y la desviación tipo medidos de una variable son similares al valor real de ambos en ese emplazamiento. Puede ser el caso de series temporales largas en las que se observen cambios en la evolución natural de esa variable, generalmente por causas antrópicas. Si estos cambios se han caracterizado correctamente y no se incluyen en las operaciones, se consigue minimizar el error de cálculo o medida en la obtención del valor medio y la desviación tipo.

La estimación (interpolación) espacial bidimensional posterior de una variable genera un error de estimación (interpolación) adicional que es función principalmente del número y de la distribución espacial de los datos disponibles. Este error corresponde a la varianza de estimación que se obtiene conjuntamente al valor estimado.

Siguiendo el guión de objetivos principales y parciales enumerados en el Capítulo II, se obtendrán mapas de la distribución espacial de todas las variables del balance de Cl, representándolas como un conjunto de valores espacialmente distribuidos en celdas de 10 km de tamaño (Fig. 7.1). Las variables son:

- i) valor medio de la aportación total atmosférica de Cl (dado en  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ )
- ii) coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de Cl (dado en tanto por 1, adimensional)
- iii) valor medio del contenido en Cl del agua de recarga no modificada (dado en  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ )
- iv) coeficiente de variación del contenido en Cl del agua de recarga no modificada (dado en tanto por 1, adimensional)
- v) valor medio del flujo de Cl por la escorrentía directa (dado en  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ )
- vi) coeficiente de variación del flujo de Cl por la escorrentía directa (dado en tanto por 1, adimensional)

No en todas las celdas discretizadas en la Figura 7.1 se puede estimar cada una de las seis variables que intervienen en el balance de Cl. Cuando en un territorio no se dispone de datos medidos de alguna de las variables no se puede establecer su distribución espacial en las celdas incluidas dentro de este territorio. En la Tabla 7.1 se indican las variables que se pueden interpolar en cada uno de los territorios insulares y en la península, y los territorios donde se puede obtener un valor medio anual de recarga a los acuíferos y/o un valor de su coeficiente de variación. La Figura 7.2 muestra aquellos territorios donde la falta de datos de alguna variable concreta impedirá realizar la estimación de su distribución espacial. Los datos medidos (disponibles) de cada variable con los que posteriormente realizar su estimación (interpolación) espacial se incluyen en los Anexos II, III, IV, V, VI y VII. Los valores estimados de cada variable en cada celda y las posteriores estimaciones del valor medio de recarga y del coeficiente de variación (igualmente en cada celda) aparecen en el Anexo VIII.

Tabla 7.1.- Variables del balance de Cl que se pueden estimar (interpolar) en cada dominio geográfico del territorio español según la disponibilidad o no de datos iniciales (medidos). DTC: deposición total atmosférica de Cl;  $CV_{DTC}$ : coeficiente de variación de la deposición total atmosférica de Cl; CR: contenido en Cl del agua de recarga no modificada;  $CV_{CR}$ : coeficiente de variación del contenido en Cl del agua de recarga no modificada; ACE: flujo de Cl por la escorrentía directa;  $CV_{ACE}$ : coeficiente de variación de del flujo de Cl por la escorrentía directa; R: valor medio anual de recarga a los acuíferos;  $CV_R$ : coeficiente de variación interanual de la recarga

Dominio geográfico *	Variables disponibles del balance de Cl						Resultados finales	
Península	DTC	$CV_{DTC}$	CR	$CV_{CR}$	ACE	$CV_{ACE}$	R	$CV_R$
Mallorca	DTC		CR	$CV_{CR}$	ACE		R	
Menorca	DTC	$CV_{DTC}$	CR	$CV_{CR}$	ACE	$CV_{ACE}$	R	$CV_R$
Eivissa			CR	$CV_{CR}$				
Gran Canaria	DTC	$CV_{DTC}$	CR	$CV_{CR}$	ACE	$CV_{ACE}$	R	$CV_R$
Lanzarote			CR					
Fuerteventura	DTC	$CV_{DTC}$	CR	$CV_{CR}$	ACE	$CV_{ACE}$	R	$CV_R$
Tenerife			CR	$CV_{CR}$				
Gomera			CR					
La Palma	DTC		CR	$CV_{CR}$	ACE		R	
Hierro			CR	$CV_{CR}$				

\* No se dispone de la caracterización de las variables del balance de Cl en Ceuta y Melilla

Con los datos disponibles (medidos) de cada variable se puede obtener un valor medio anual de recarga a los acuíferos en la Península, Mallorca, Menorca, Gran Canaria, Fuerteventura y La Palma. El coeficiente de variación de la recarga sólo se puede obtener en la Península, Menorca, Gran Canaria y Fuerteventura. La estimación del valor medio y del coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos en los territorios insulares puede ser más incierta que la obtenida en la península debido al menor número de datos iniciales (medidos) disponibles en relación con la superficie de estudio abarcada. En los territorios españoles del Norte de África (Ceuta, Melilla y archipiélagos menores) no se dispone de datos iniciales de ninguna variable del balance de Cl y no se podrá obtener información sobre la recarga a los acuíferos.

Una vez obtenida la tasa media anual de recarga y su coeficiente de variación, se medirá la calidad de la estimación realizando varios tipos de comprobaciones a diferentes escalas de trabajo. Primero se compararán las estimaciones de la recarga media con los valores de recarga que pueden medirse directamente mediante balance de Cl en aquellos lugares del territorio español donde se dispone conjuntamente de datos de todas las variables del balance de Cl. Después se compararán los resultados de la recarga media anual estimada mediante balance de Cl con datos bibliográficos de la recarga obtenida a escala de todo el territorio español y a escala de afloramientos acuíferos.

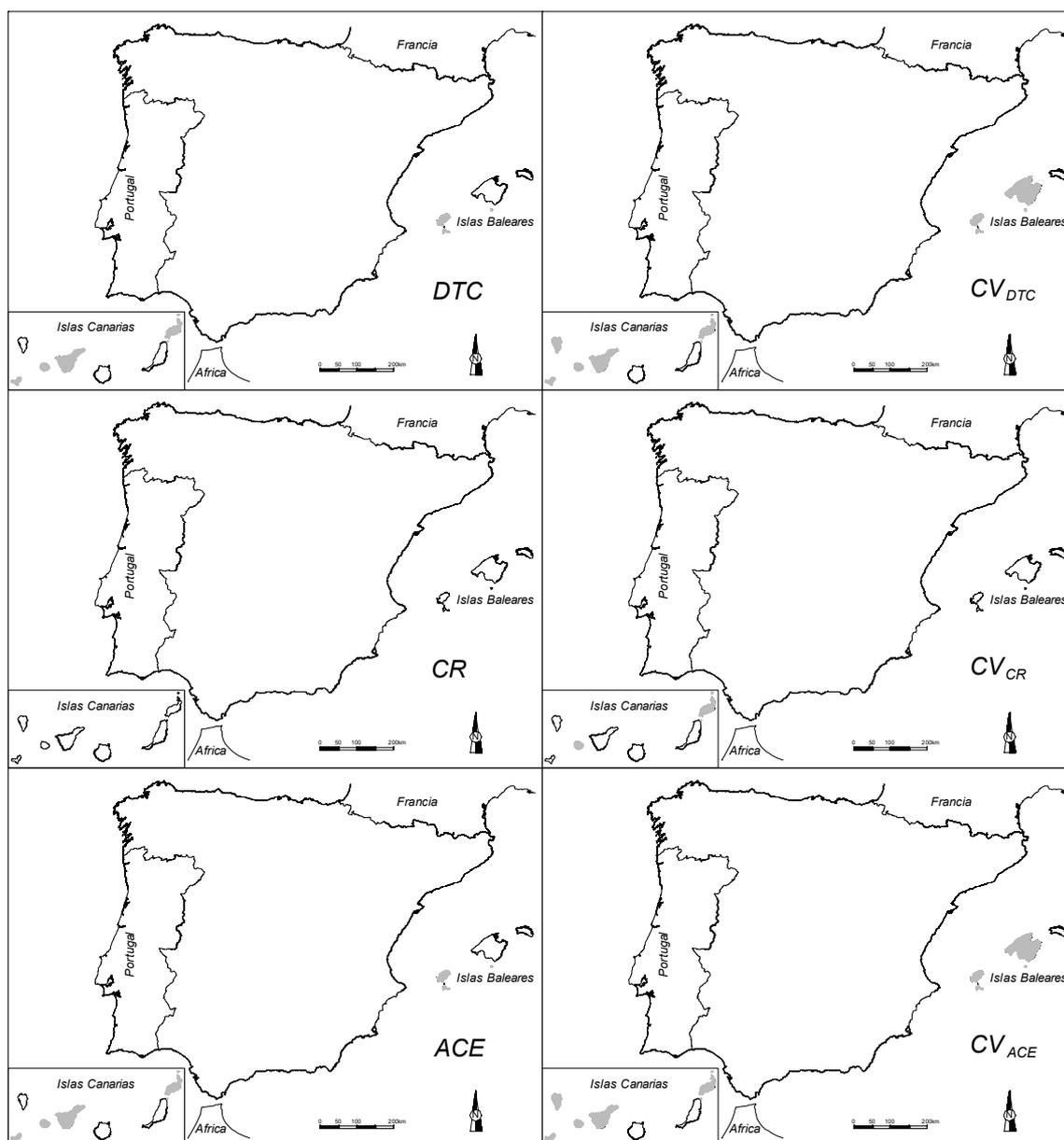


Figura 7.2.- Representación de los dominios geográficos donde se puede estimar (interpolarse) espacialmente cada variable del balance de Cl. En gris se indican aquellos territorios donde no se podrá realizar la estimación de algunas de estas variables. La leyenda de DTC, CV<sub>DTC</sub>, CR, CV<sub>CR</sub>, ACE y CV<sub>ACE</sub> es igual a la indicada en la Tabla 7.1

## 7.2. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE LAS VARIABLES

El planteamiento general descrito en el Capítulo V para realizar el estudio geoestadístico y la posterior interpolación espacial de los datos de las variables del balance de Cl se puede considerar conciso y conceptualmente correcto (Milly y Eagleson, 1987), aunque en este trabajo tropieza con el problema de la escasez de datos disponibles (medidos) de cada variable y su mala distribución espacial, y con el desconocimiento de las relaciones existentes entre las

variables del balance de CI y otras variables externas dependientes como la altitud, distancia al mar o elementos orográficos singulares.

Una forma de solucionar la escasez y la mala distribución de los datos medidos de cada variable consiste en admitir como razonablemente acertado el modelo conceptual probable de distribución espacial de cada una de las variables del balance de CI que ha sido propuesto en el Capítulo VI.

Las líneas de isovalores que definen la variación espacial de cada variable que han sido trazadas de forma manual pueden digitalizarse y georeferenciarse, obteniendo múltiples valores probables de cada variable espacialmente distribuidos mediante un vector de localización. Estos nuevos datos pueden denominarse elaborados, a diferencia de los disponibles (medidos) inicialmente. Su distribución espacial cubre todo el territorio de estudio y en todos los casos respetan las medidas iniciales que quedan incluidas como una serie de datos de menor tamaño dentro de esta nueva serie de datos de tamaño mayor. Las escasas zonas con una buena representatividad de datos iniciales (medidos) servirán entonces para comparar los resultados.

Existen diversas formas de aproximar las variables regionalizadas. Una puede ser asignando radios de representatividad (Vian *et al.*, 2000) en función de la relación existente entre medidas disponibles y parámetros ambientales conocidos. Otras formas más primitivas y no cuantificadas numéricamente consisten en la asignación cualitativa de información secundaria (topografía, distancia al mar, etc.) para la estimación espacial de las variables estudiadas (Batjes, 1996).

En general, la elaboración del modelo conceptual de una variable del balance de CI se ha basado en la delimitación de zonas donde éstas tienden a ser homogéneas, como valles, llanuras o cordilleras. El comportamiento de las variables en estas zonas es conceptualmente conocido o predecible a escala regional a partir de los estudios locales realizados para su caracterización. Estas aproximaciones tienen especial interés cuando el objetivo final del estudio es caracterizar y posteriormente cuantificar mediante métodos geoestadísticos la distribución espacial de las variables del balance de CI a partir de un reducido número de datos medidos con una deficiente distribución espacial.

Es difícil con los datos medidos disponibles cuantificar el efecto que tienen las barreras geográficas (límites de cuencas hidrológicas, zonas de alta montaña, valles de ríos) sobre la distribución espacial de las variables del balance de CI. La influencia del mar es evidente para todas ellas, especialmente para distancias entre pocos metros y 3 kilómetros, para luego disminuir progresivamente hasta distancias de entre 10 y 20 kilómetros (Eriksson y Khunakasem, 1969; Feliu *et al.*, 2001; Alcalá y Custodio, 2004a, 2005b). Similar aspecto ha sido observado por Doorenbos (1976) durante el estudio de diversas variables meteorológicas. La cercanía al mar afecta al viento, a la humedad y a la temperatura. La orografía y la altitud afectan a la precipitación, a la temperatura mínima y al viento; un

estudio detallado de la relación de estas variables puede consultarse en Barry (1981). Estos factores controlan la distribución espacial de la deposición total atmosférica de Cl y en consecuencia de la aportación de Cl por la escorrentía directa y del contenido en Cl del agua de recarga. Las relaciones varían considerablemente entre zonas de interior y zonas costeras.

Si para territorios reducidos y con datos bien distribuidos espacialmente resulta habitualmente difícil delimitar y cuantificar la influencia de las variables externas (responsables de las causas de la variación espacio-temporal de las variables meteorológicas y su relación entre ellas), más difícil resulta aun establecer éstas relaciones para las variables del balance de Cl a partir de los escasos datos disponibles (medidos) obtenidos para periodos de muestreo generalmente reducidos. En este caso, puede resultar igualmente especulativo obtener relaciones numéricas con escaso significado conceptual que aplicar directamente observaciones conceptuales a los escasos datos disponibles. Son poco conocidos los mecanismos de variación de las variables secundarias que condicionan las variaciones espaciales y temporales de las variables del balance de Cl en zonas de contorno costero o de altas cumbres; de hecho no se disponen de estudios de detalle al respecto salvo los presentados en este trabajo que pueden considerarse de caracterización inicial de las variables. Aspectos de interés como los gradientes altitudinales, territoriales o de distancia al mar son en general poco conocidos, suelen darse de forma orientativa (sin una formulación matemática específica), y cuando se disponen corresponden a escalas espaciales demasiado grandes.

El uso de los datos elaborados a partir del modelo conceptual probable de distribución espacial de cada variable es una forma cualitativa de interpolar datos mediante krigeado ordinario u otros métodos, condicionando cualitativamente los resultados en función de la cota topográfica, distancia al mar, etc. Para realizar esta operación se ha de cumplir la condición de normalidad de las series de datos medidos y de datos elaborados de cada variable.

Los datos iniciales medidos de cada variable presentan supuestamente una distribución normal que será representada y cualificada estadísticamente en cada caso. Los datos elaborados a partir del modelo conceptual probable de cada variable deberán presentar igualmente una distribución normal, tal vez con menor sesgo que la anterior, que igualmente se ha cualificado estadísticamente. Ambas series de datos deben presentar similar valor de la mediana. Al proceder de una digitalización manual, el número de datos elaborados de una variable no es proporcional al número de datos medidos. Fundamentalmente su cantidad depende en similar proporción de la distribución espacial de los datos medidos, de su calidad de estimación y del conocimiento que se dispone de relación de cada variable con otras variables ambientales.

La interpolación espacial de los datos elaborados de cada variable sólo considera la variabilidad espacial bidimensional, obviando la temporal. Se supone

-de hecho se ha calculado para que sea así- que todos los datos representan adecuadamente la condición media (o al menos deben desviar poco de ella) y presentan un similar modelo de covarianza subyacente, pudiéndolas clasificar como variables estacionarias. Se considera que cada observación inicial de una variable (dato medido) tiene igual significado que cada dato digitalizado a partir del modelo conceptual probable (dato elaborado), pudiendo escribir ambos tipos de datos como  $z(x)$  donde  $x$  es el vector de localización.

Admitiendo como razonadamente buenos los datos elaborados, se ha planteado la exploración, el estudio estadístico y el estudio espacial (variografía) de las series de datos de cada variable de la siguiente forma:

- i) análisis estadístico de los datos iniciales (medidos) y de los datos digitalizados (elaborados)
- ii) comprobación de que la serie datos medidos y la serie de datos elaborados siguen una distribución estadística normal
- iii) análisis de la estructura espacial de los datos medidos, obtención de su semivariograma muestral y ajuste de éste a un modelo de semivariograma teórico de expresión analítica sencilla
- iv) interpolación espacial de los datos elaborados imponiendo la función del modelo de semivariograma teórico obtenido a partir del estudio estructural de los datos medidos
- v) elaboración de mapas de la distribución espacial mediante krigeado ordinario y mediante el inverso de la distancia
- vi) cálculo de las diferencias relativas entre ambos mapas, comparación de las estimaciones con datos medidos en puntos discretos, etc.
- vii) obtención de un mapa de la distribución espacial de la varianza de estimación (interpolación) o de krigeado

### **7.3. INTERPOLACIÓN DE LOS TÉRMINOS DEL BALANCE DE CLORURO**

Los dos métodos de interpolación espacial de datos que se aplicarán en este apartado son el inverso de la distancia y el krigeado ordinario.

La interpolación mediante el inverso de la distancia se aplicará para obtener la distribución espacial de las variables en todos los territorios donde existen datos iniciales (medidos). La interpolación mediante krigeado ordinario se aplicará para obtener la distribución espacial de las variables únicamente en la península. El motivo se debe a que este es el único dominio geográfico donde se dispone de suficientes datos medidos de cada variable, en relación a la gran superficie abarcada, como para asegurar que la distribución espacial de los valores estimados de cada variable será semejante a la distribución espacial del modelo conceptual probable de cada variable descrito en el Capítulo VI. Es únicamente en la península donde la varianza de estimación tendrá un valor aceptable y un significado teórico adecuado. Los mapas de recarga a los

acuíferos en los territorios insulares con datos disponibles sólo se obtendrán a partir de las variables estimadas mediante el inverso de la distancia.

### 7.3.1. Valor medio de la aportación total atmosférica de Cl

#### 7.3.1.1. Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos

Para realizar el estudio geoestadístico de esta variable se dispone de 172 datos medidos y de 7849 datos elaborados en el territorio peninsular español. Los estadísticos descriptivos de cada conjunto de datos se describen en la Tabla 7.2.

Tabla 7.2.- Estadísticos descriptivos de las series de datos medidos y datos elaborados en el territorio peninsular español. n: número de datos; m: media; s: desviación estándar;  $s^2$ : varianza; CV: coeficiente de variación (en tanto por 1, adimensional); min: mínimo; q25: percentil del 25%; med: mediana; q75: percentil del 75%; max: máximo; CA: coef. de asimetría; C: curtosis

	n	m	s	$s^2$	CV	min	q25	med	q75	max	CA	C
datos medidos	172	3,81	3,98	15,81	1,04	0,21	0,92	2,40	5,63	29,90	2,50	11,10
datos elaborados	7849	2,79	3,41	11,66	1,22	0,25	0,75	1,50	3,00	30,00	2,29	6,74

Se ha representado en un histograma de frecuencias la serie de datos medidos y la serie de datos elaborados de la variable (Fig. 7.3a). Las distribuciones de ambas series están claramente sesgadas hacia valores bajos de la variable. Los valores más elevados presentan un importante rango de variación y todos ellos se asocian a condiciones medidas en los contornos costeros.

La distribución logarítmica de la serie de datos medidos y de la serie de datos elaborados permite comprobar que ambas series de datos presentan una distribución lognormal (Fig. 7.3b). La serie de datos medidos muestra la existencia de dos subpoblaciones de datos, una centrada en el entorno de  $1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  que equivale a datos periféricos de interior y otra centrada en el entorno de  $5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  que equivale a datos de contorno costero (Fig. 7.3b). La serie de datos elaborados está algo más sesgada hacia valores bajos de la variable y muestra de forma más adecuada una distribución gaussiana en torno a un valor central de  $\sim 1,5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  (Fig. 7.3b).

El uso de los datos elaborados para realizar la interpolación espacial implica utilizar un conjunto de datos con un valor mediana más reducido que está asociado a la mayor incorporación relativa de valores bajos de la variable que se ha realizado en zonas de interior peninsular. La menor dispersión de la serie de datos elaborados propicia una reducción del coeficiente de asimetría, curtosis y del coeficiente de variación respecto a la serie de datos medidos.

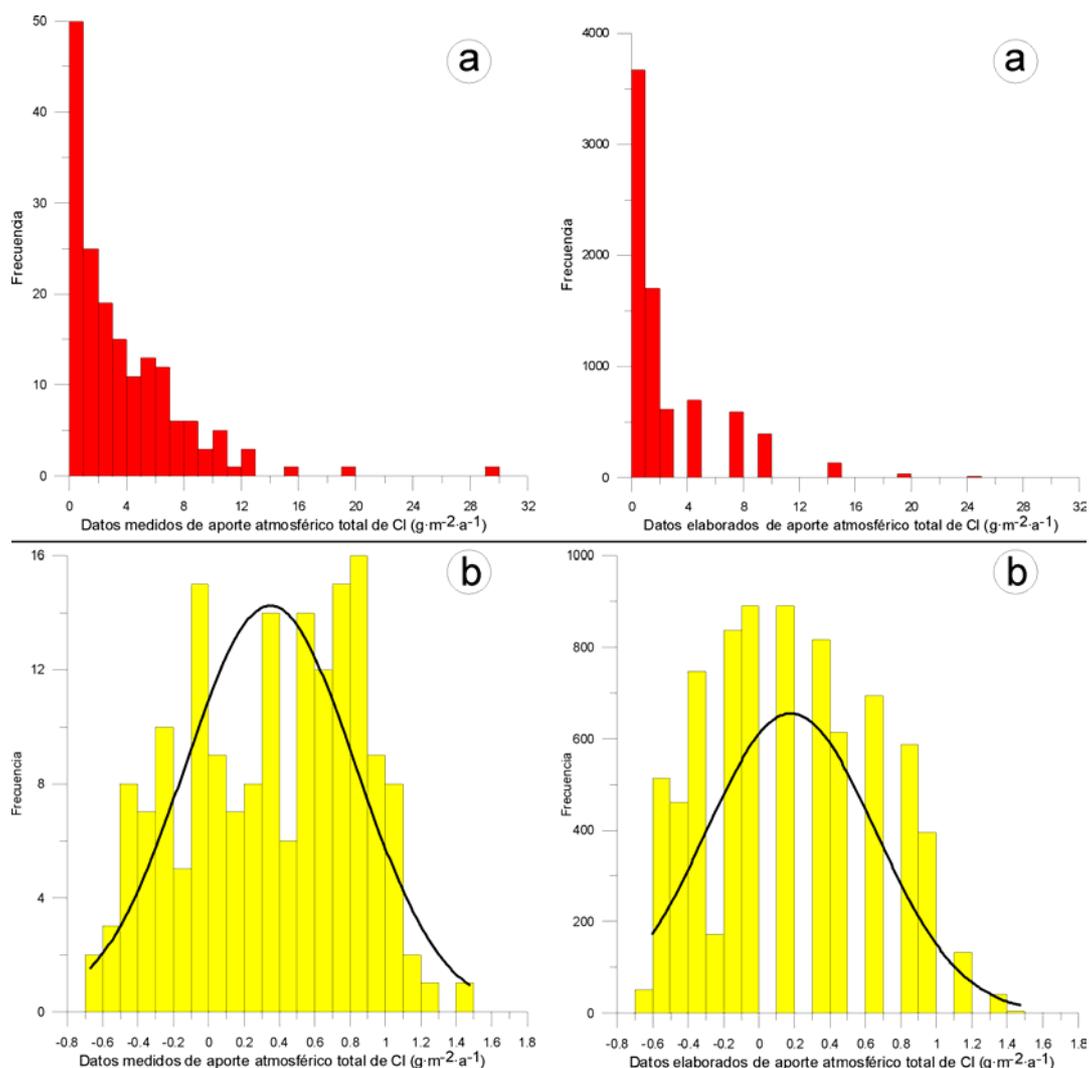


Figura 7.3.- Histogramas del conjunto de datos medidos y datos elaborados de la variable valor medio de la aportación total atmosférica de Cl en el territorio peninsular español. a: representación en escala decimal (en  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ). b: representación en escala logarítmica (en  $\log[\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}]$ ) a la que se ha superpuesto la función de densidad normal

### 7.3.1.2. Análisis geoestadístico y mapa de la variable

Se ha representado en un semivariograma la serie de datos medidos lognormal de la variable en función de la distancia (Fig. 7.4). El semivariograma muestral obtenido se ha ajustado a un semivariograma teórico de tipo esférico (Fig. 7.4). Se trata de un ajuste omnidireccional.

Los datos medidos, dados en  $\log[\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}]^2$ , presentan una buena correlación espacial en el origen y un ajuste relativamente acertado en la meseta. No obstante existe una cierta dispersión producto de la elevada heterogeneidad local de la variable y al hecho de que los datos se hayan obtenido en distintas fechas, para diferentes intervalos de observación y con diferentes métodos de muestreo.

El ajuste realizado proporciona un valor del rango de 124355 m, una meseta de 0,223 y una pepita de 0. Se ha considerado un efecto pepita

despreciable para no arrastrar este término durante el resto de cálculos, aunque según la Figura 7.4 podría existir un cierto efecto pepita del orden de 0,03, que en cualquier caso es despreciable respecto de la magnitud de la variable.

La función espacial de tipo esférico adoptada es coherente con el comportamiento observado de la variable en zonas de interior y de contorno costero.

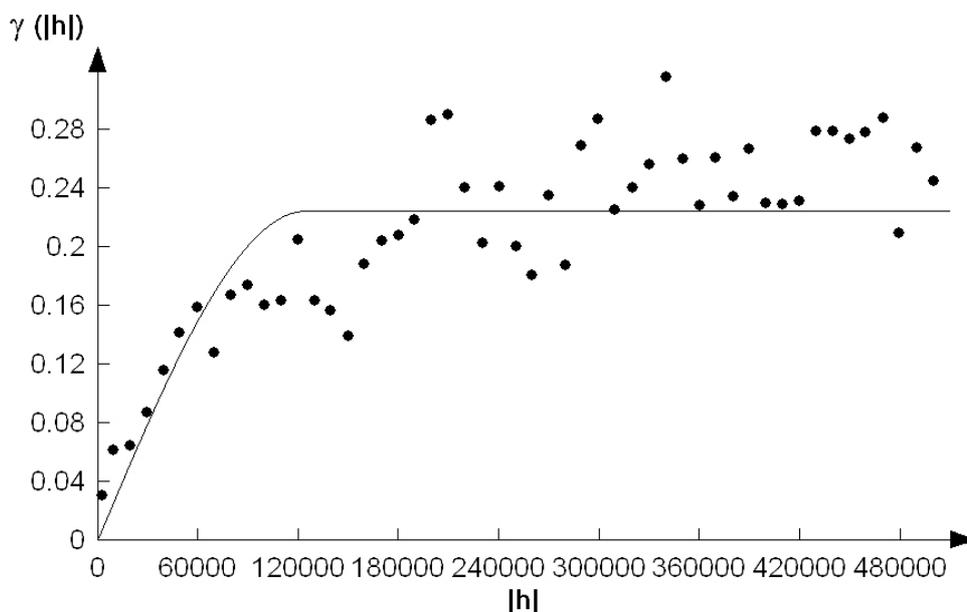


Figura 7.4.- Semivariograma muestral y semivariograma teórico de tipo esférico que mejor ajusta los datos medidos de aportación total atmosférica de Cl en el territorio peninsular español.  $\gamma(|h|)$  o semivarianza en  $\log|g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}|^2$  y  $|h|$  o distancia en metros

Se ha realizado la interpolación espacial de la variable mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario a partir de los datos elaborados de la variable (Fig. 7.5). Los comentarios sobre la distribución espacial de la variable se han realizado en el apartado 6.3.6 del Capítulo VI.

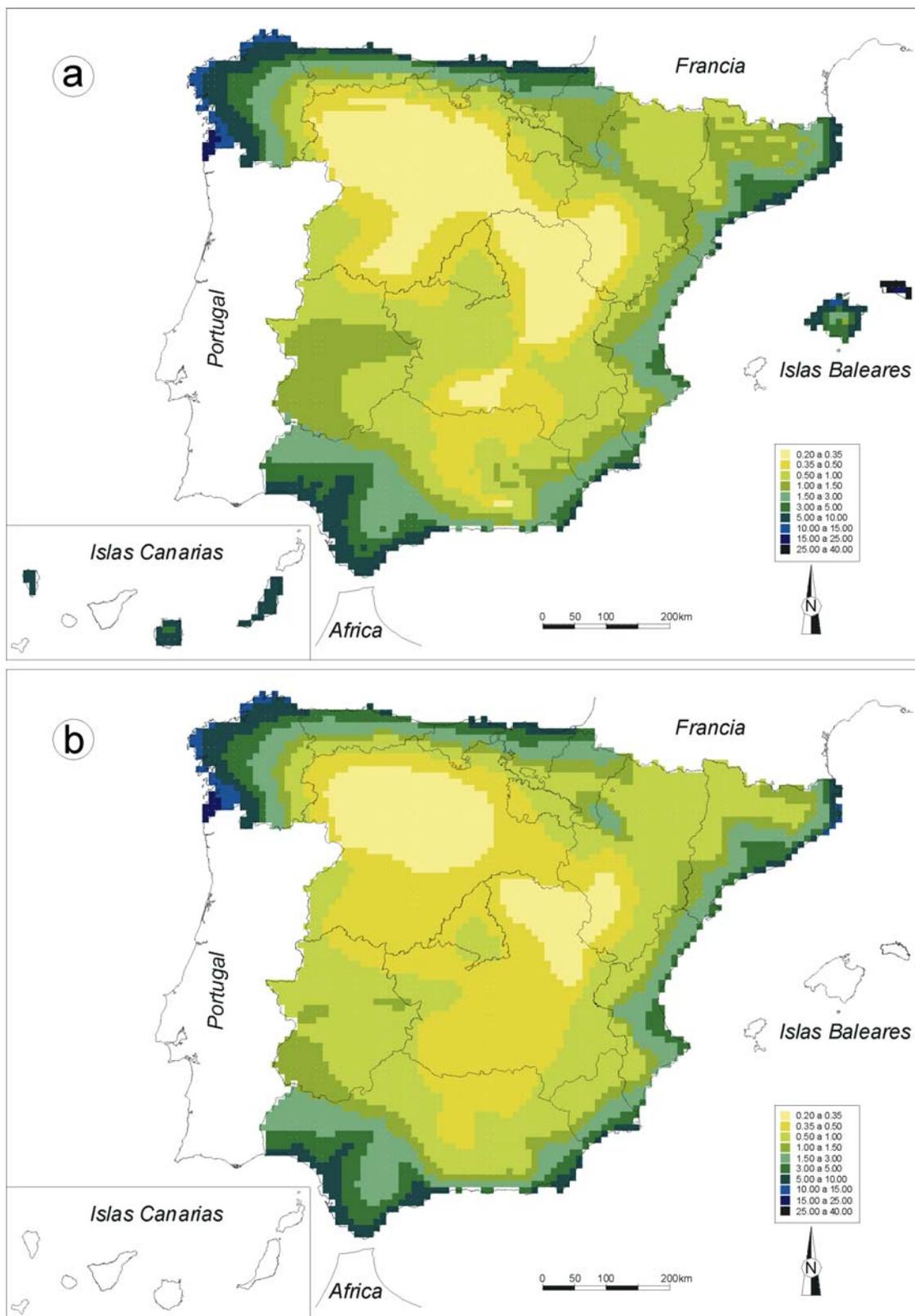


Figura 7.5.- Valor medio de la aportación total atmosférica de Cl (en  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ) en el territorio español, discretizado en celdas de 10 km de tamaño. a: resultado obtenido mediante el inverso de la distancia. b: resultado obtenido mediante krigado ordinario

### 7.3.1.3. Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable

La varianza de estimación de la aportación total atmosférica de Cl, dada en  $[\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}]^2$ , oscila entre  $\sim 1$  en zonas con suficientes datos medidos y suele llegar hasta  $\sim 3,5$  en zonas con escasa información inicial (Fig. 7.6). Los valores más elevados se obtienen en ambas mesetas, que es donde mayor homogeneidad espacial presentan los escasos datos medidos de la variable.

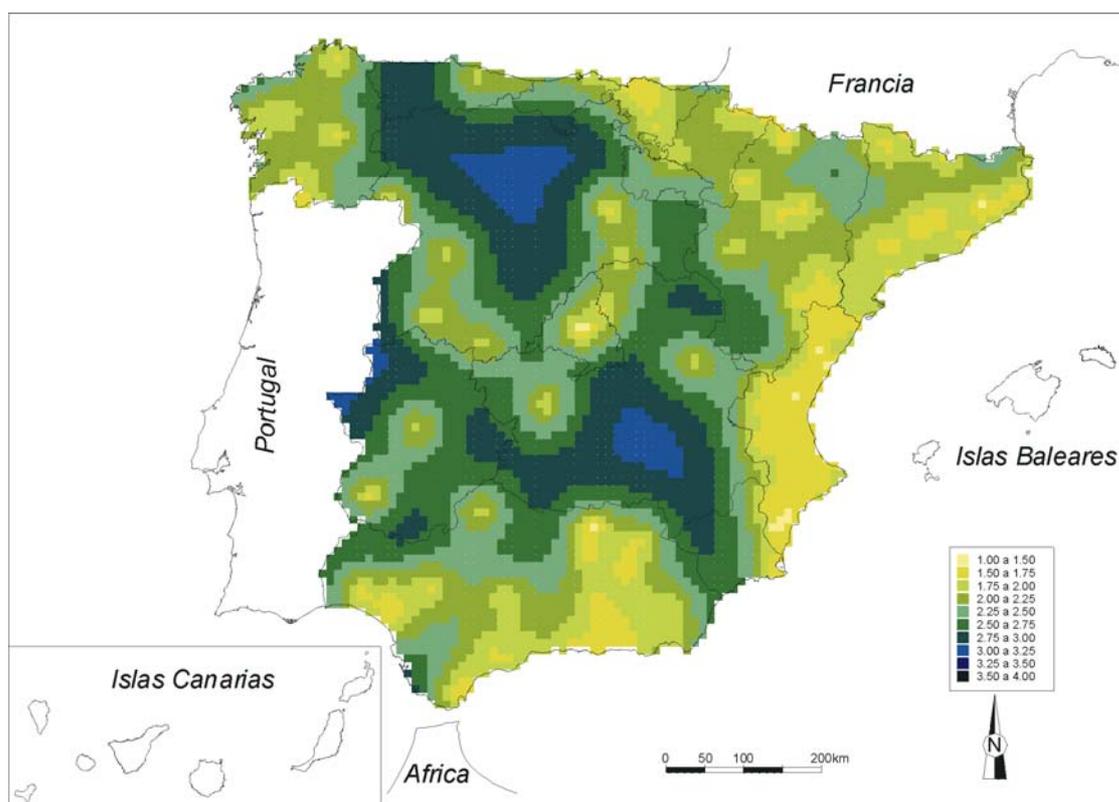


Figura 7.6.- Varianza de estimación o de kriging de la aportación total atmosférica de Cl (en  $[\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}]^2$ ) en el territorio peninsular español

En general, la varianza de estimación es elevada y es debida a la habitual escasez de datos iniciales (medidos). Suele ser un orden de magnitud superior al valor estimado en zonas sin datos del interior peninsular y habitualmente de la mitad o de un orden de magnitud inferior al valor estimado en zonas costeras con datos con datos. Estos valores muestran una alta incertidumbre de estimación de la aportación total atmosférica de Cl en la península, que se supone similar a la que se obtendría en los territorios insulares donde no se ha calculado.

Se ha relacionado numéricamente el conjunto de datos medidos y el conjunto de datos estimados en las mismas posiciones que los datos medidos (Fig. 7.7). La comparación se ha realizado para cada método de estimación utilizado y se ha representado el error medio, EM, el error relativo, ER, y el coeficiente de correlación de Pearson, R, de cada par de valores (medido-estimado). Esta forma de representación muestra el grado de sobre o

subestimación de los valores estimados (a partir de los datos elaborados) respecto a los datos iniciales (medidos) en función del método de estimación.

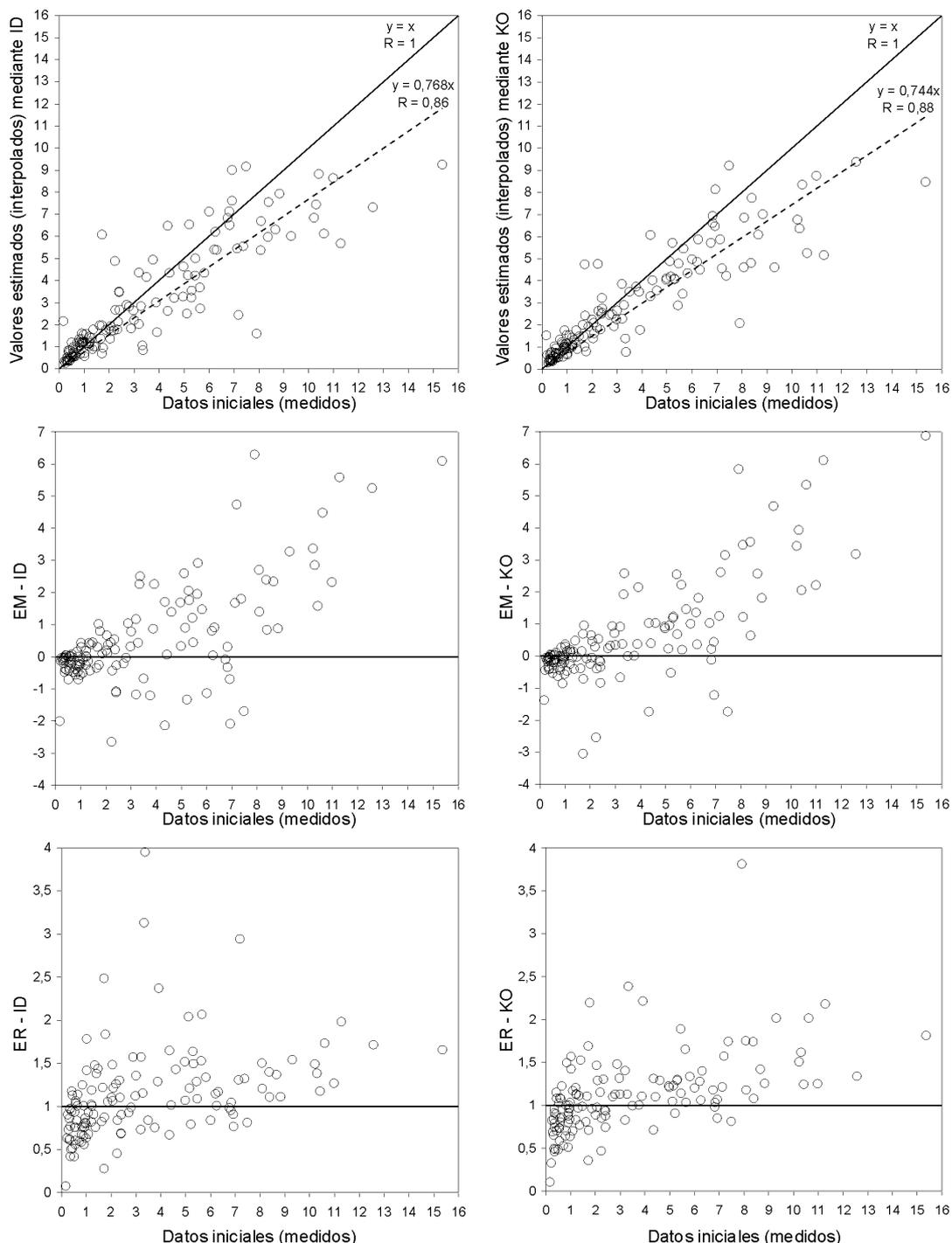


Figura 7.7.- Representación del error medio (EM), error relativo (ER) y coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los datos medidos y los valores estimados en el territorio peninsular español, en iguales posiciones geográficas a los anteriores, según el método de estimación utilizado. Datos medidos, datos elaborados y EM vienen dados en  $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ ; R y ER vienen dados en tanto por 1 (adimensional). ID: inverso de la distancia; KO: kriging ordinario

Ambos métodos tienden a generar una ligera o moderada sobreestimación de los valores medidos de magnitud reducida (sesgo positivo) y una subestimación de los valores extremos medidos (sesgo negativo). La magnitud del sesgo es proporcional de la magnitud del valor inicial (medido). El sesgo negativo es algo mayor en el caso de la interpolación realizada mediante krigeado ordinario, mientras que es similar para ambos métodos el sesgo positivo. Los valores de EM, ER y R son en general similares para ambos métodos (Fig. 7.7). La tendencia de ambos métodos a generar cierto sesgo de los valores más altos medidos y elaborados condiciona en ambos casos valores estimados de aportación total atmosférica de Cl más bajos que los medidos extremos. La tendencia es opuesta para los valores medidos más bajos, que tienden a ser ligeramente sobreestimados.

Las diferencias relativas entre el valor medio estimado de aportación total atmosférica de Cl mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario son próximas a 1 en la mayor parte del territorio peninsular (Fig. 7.8). Existen zonas puntuales, generalmente de interior, con diferencias relativas superiores a 1,5 que indican una subestimación del krigeado ordinario respecto al inverso de la distancia en cuanto a la interpolación de valores reducidos (Fig. 7.8).

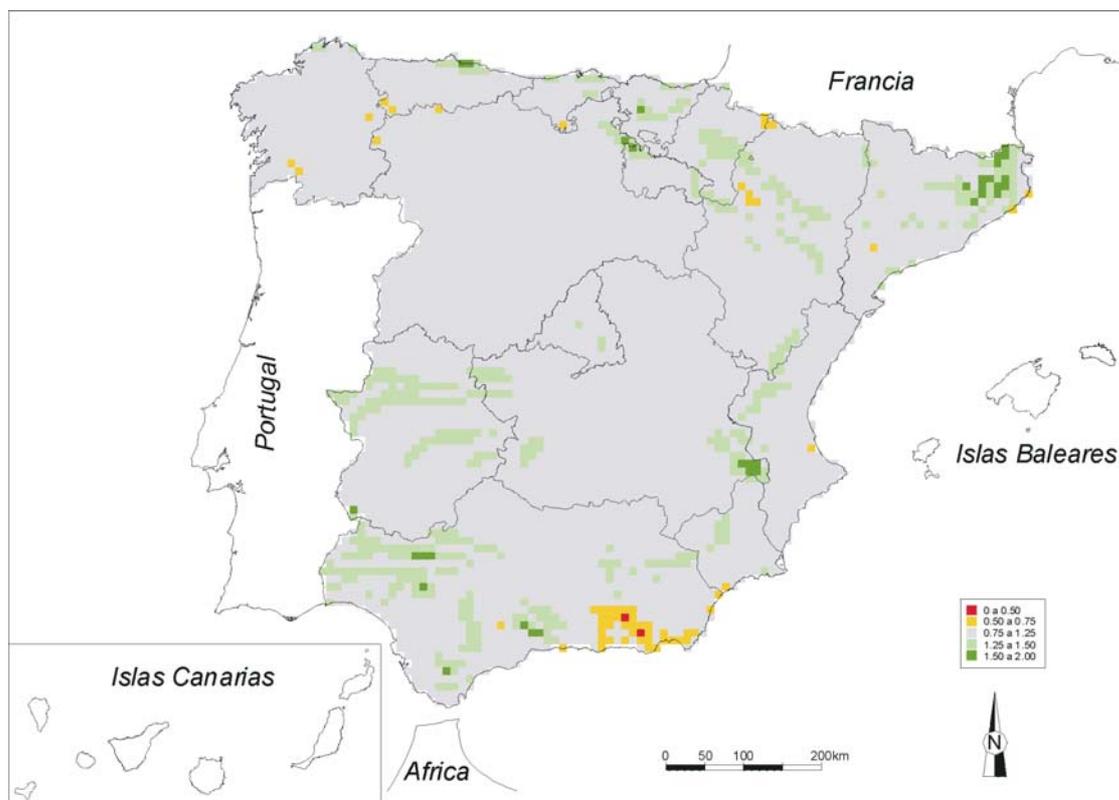


Figura 7.8.- Diferencia relativa entre los valores medios estimados de aportación total atmosférica de Cl en el territorio peninsular español mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario (en tanto por 1, adimensional)

En el SE peninsular se produce una situación inversa debida a la elevada heterogeneidad espacial de la variable que no ha quedado suficientemente representada mediante el krigeado ordinario; se miden diferencias relativas de entre 0,5 y 0,8 (Fig. 7.8).

En zonas costeras, las diferencias relativas entre ambos métodos son reducidas y habitualmente próximas a 1. En general, el krigeado ordinario tiende a generar un ligero sesgo positivo y negativo respecto a los valores estimados mediante el inverso de la distancia en aquellas zonas con elevados gradientes territoriales.

### 7.3.2. Coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de Cl

#### 7.3.2.1. Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos

Para realizar el estudio geoestadístico de esta variable se dispone de 77 datos medidos y de 6190 datos elaborados en el territorio peninsular español. Los estadísticos descriptivos de cada conjunto de datos se describen en la Tabla 7.3.

Tabla 7.3.- Estadísticos descriptivos de las series de datos medidos y datos elaborados en el territorio peninsular español. n: número de datos; m: media; s: desviación estándar;  $s^2$ : varianza; CV: coeficiente de variación (en tanto por 1, adimensional); min: mínimo; q25: percentil del 25%; med: mediana; q75: percentil del 75%; max: máximo; CA: coef. de asimetría; C: curtosis

	n	m	s	$s^2$	CV	min	q25	med	q75	max	CA	C
datos medidos	77	0,25	0,16	0,03	0,64	0,00	0,13	0,23	0,34	0,74	0,82	0,38
datos elaborados	6190	0,32	0,13	0,02	0,40	0,05	0,20	0,30	0,40	0,65	0,27	-0,61

Se ha representado en un histograma de frecuencias la serie de datos medidos y la serie de datos elaborados de la variable (Fig. 7.9a). Las distribuciones de ambas series están ligeramente sesgadas hacia valores bajos de la variable. En este caso, la serie de datos elaborados muestra un grado de normalidad mayor que la serie de datos medidos, en la que se observa la existencia de varias subpoblaciones de datos.

La distribución logarítmica de la serie de datos medidos y de la serie de datos elaborados permite comprobar que ambas series de datos presentan una distribución lognormal (Fig. 7.9b). Ambas series están algo sesgadas para valores altos de la variable debido a que la ausencia de datos medidos de la variable de esa magnitud condiciona que no se hayan podido elaborar datos de esa magnitud. Muestreos más prolongados podrían haber mostrado la existencia de valores de coeficientes de variación algo superiores a los más altos muestreados.

El uso de datos elaborados para realizar la interpolación espacial de la variable implica utilizar un conjunto de datos con un valor de la mediana algo mayor que está asociado a la mayor incorporación relativa de valores medios y altos de la variable realizada en zonas del interior peninsular, donde la variable tiende a ser algo mayor que en la costa. La menor dispersión de la serie de datos elaborados genera una reducción del coeficiente de asimetría, curtosis y del coeficiente de variación respecto a la serie de datos medidos.

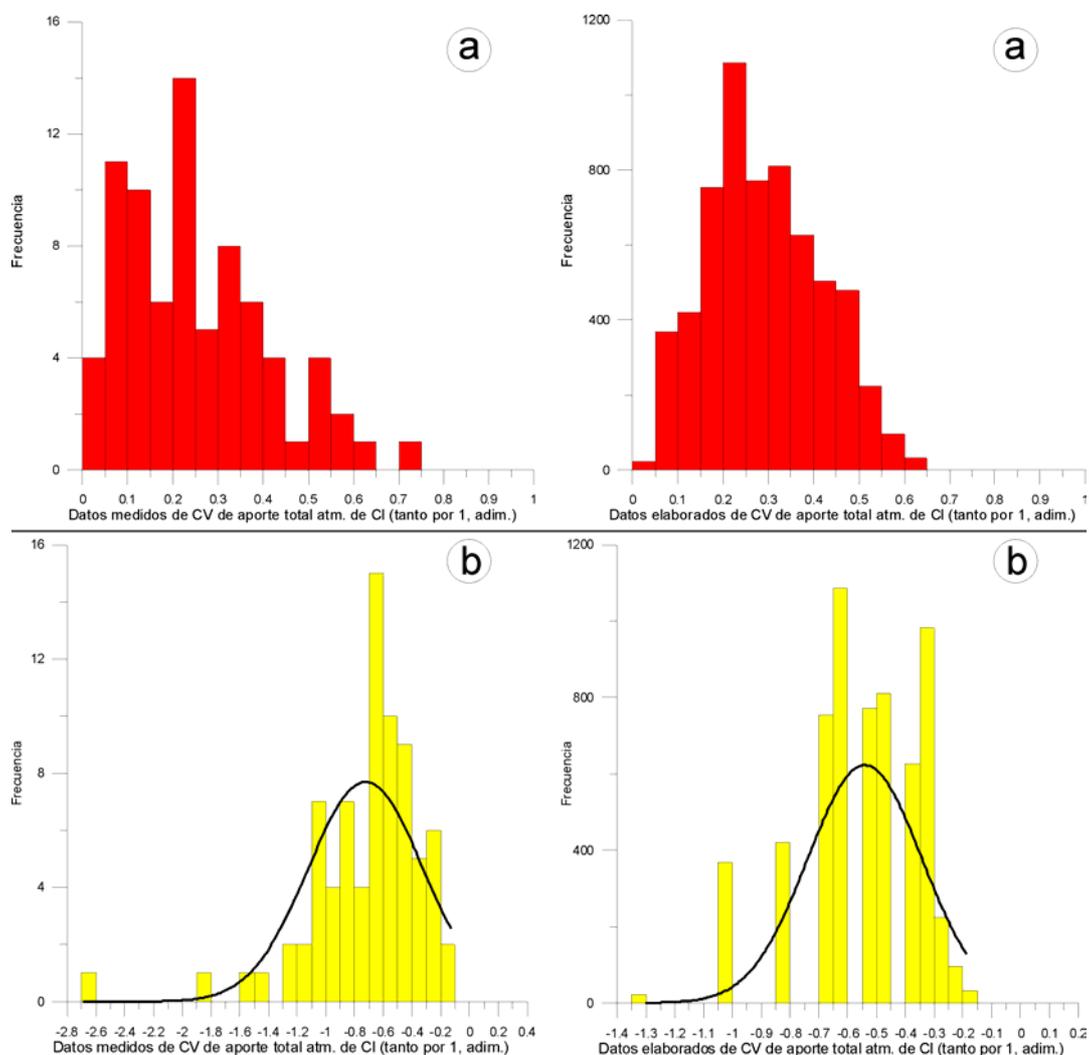


Figura 7.9.- Histogramas del conjunto de datos medidos y datos elaborados de la variable coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de CI en el territorio peninsular español. a: representación en escala decimal (en tanto por 1, adimensional). b: representación en escala logarítmica (en  $\log|\text{tanto por } 1|$ , adimensional) a la que se ha superpuesto la función de densidad normal

### 7.3.1.2. Análisis geoestadístico y mapa de la variable

Se ha representado en un semivariograma la serie de datos medidos lognormal de la variable en función de la distancia (Fig. 7.10). El semivariograma muestral obtenido se ha ajustado a un semivariograma teórico de tipo esférico

(Fig. 7.10). Se trata de un ajuste omnidireccional. Los datos medidos, dados en  $\log(\text{tanto por 1 al cuadrado, adimensional})$ , presentan una escasa correlación espacial en el origen y un ajuste poco definido en la meseta. La importante dispersión observada es producto de la elevada heterogeneidad local de la variable y de los diferentes periodos temporales de muestreo con los que se han obtenido los datos medidos utilizados para elaborar el semivariograma muestral.

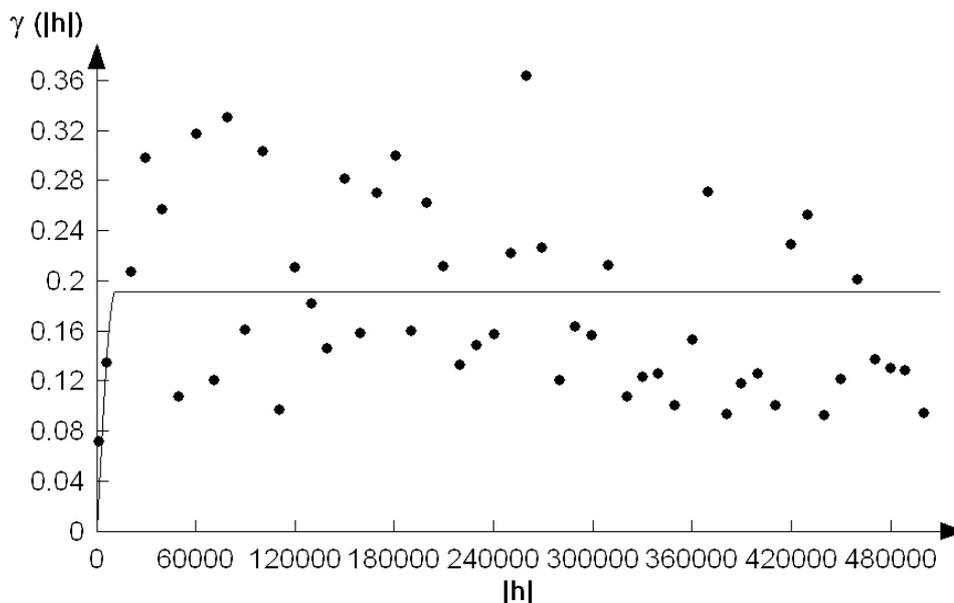


Figura 7.10.- Semivariograma muestral y semivariograma teórico de tipo esférico que mejor ajusta los datos medidos de coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de Cl en el territorio peninsular español.  $\gamma(|h|)$  o semivarianza en  $\log(\text{tanto por 1 al cuadrado, adimensional})$  y  $|h|$  o distancia en metros

El ajuste realizado proporciona un valor del rango de 11000 m, una meseta de 0,192 y una pepita de 0. Se ha considerado un efecto pepita despreciable para no arrastrar este término durante el resto de cálculos. La escasa correlación espacial de la variable podría haber propiciado un ajuste mediante una función teórica del tipo efecto pepita puro con un valor tentativo de la pepita en torno a 0,18. El bajo valor de rango obtenido, algo mayor que el tamaño de celda propuesto de 10 km para la interpolación espacial, es indicativo de la escasa correlación espacial de la variable. Esta a su vez es producto de la mala distribución y la alta heterogeneidad espacial de los datos medidos a corta distancia. La función espacial de tipo esférico adoptada es coherente con el comportamiento observado de la variable en las zonas de interior y de contorno costero donde existen suficientes datos para realizar comparaciones espaciales.

Se ha realizado la interpolación espacial mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario a partir de los datos elaborados de la variable (Fig. 7.11). Los comentarios sobre la distribución espacial de la variable se han realizado en el apartado 6.3.6 del Capítulo VI.

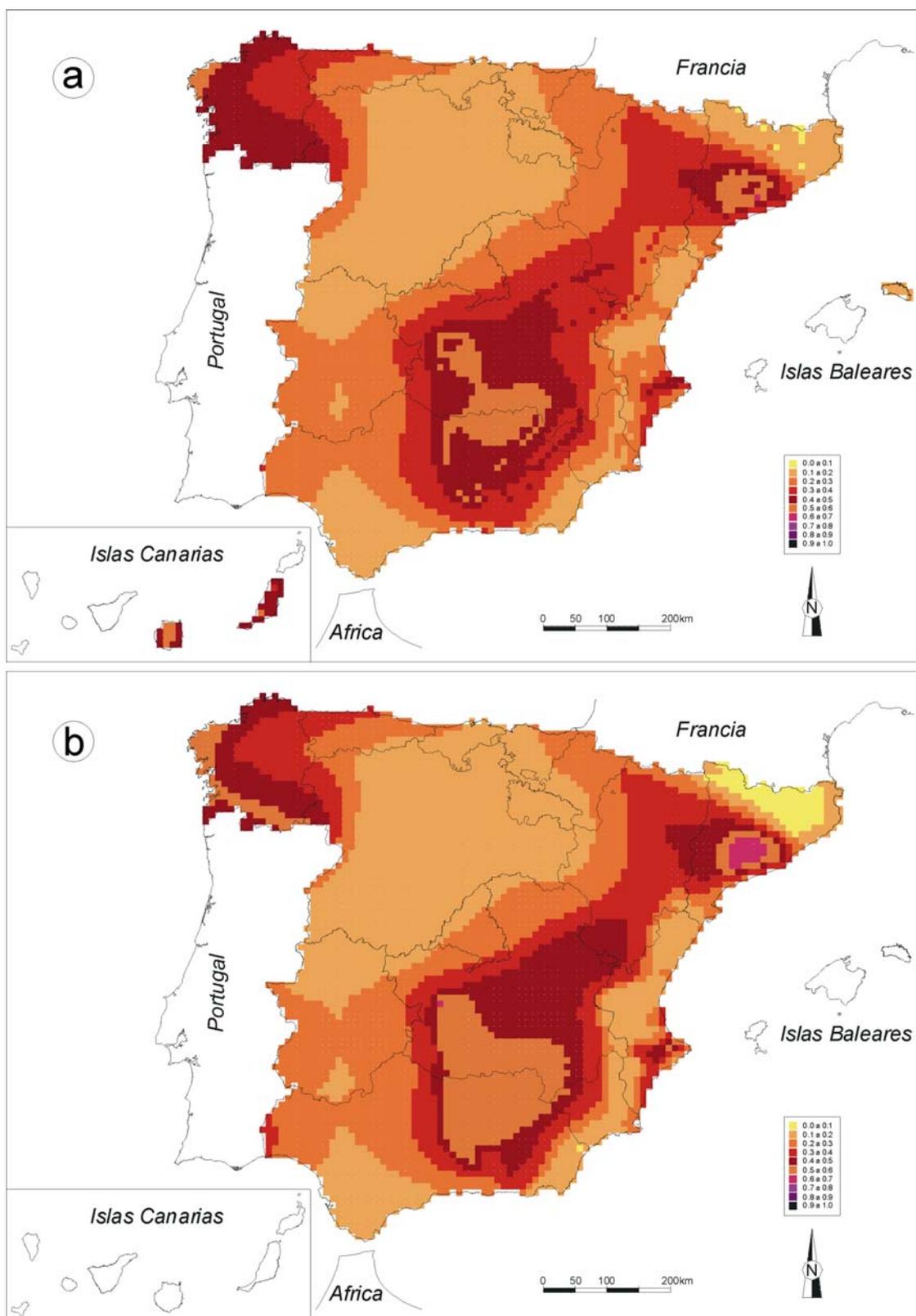


Figura 7.11.- Coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de Cl (en tanto por 1, adimensional) en el territorio español, discretizado en celdas de 10 km de tamaño. a: resultado obtenido mediante el inverso de la distancia. b: resultado obtenido mediante krigeado ordinario

### 7.3.2.3. Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable

La varianza de estimación del coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de Cl obtenida, dada en tanto por 1 al cuadrado (adimensional), oscila entre ~ 1 en zonas con suficientes datos medidos y suele llegar hasta ~ 3 en zonas con escasa información inicial (Fig. 7.12).

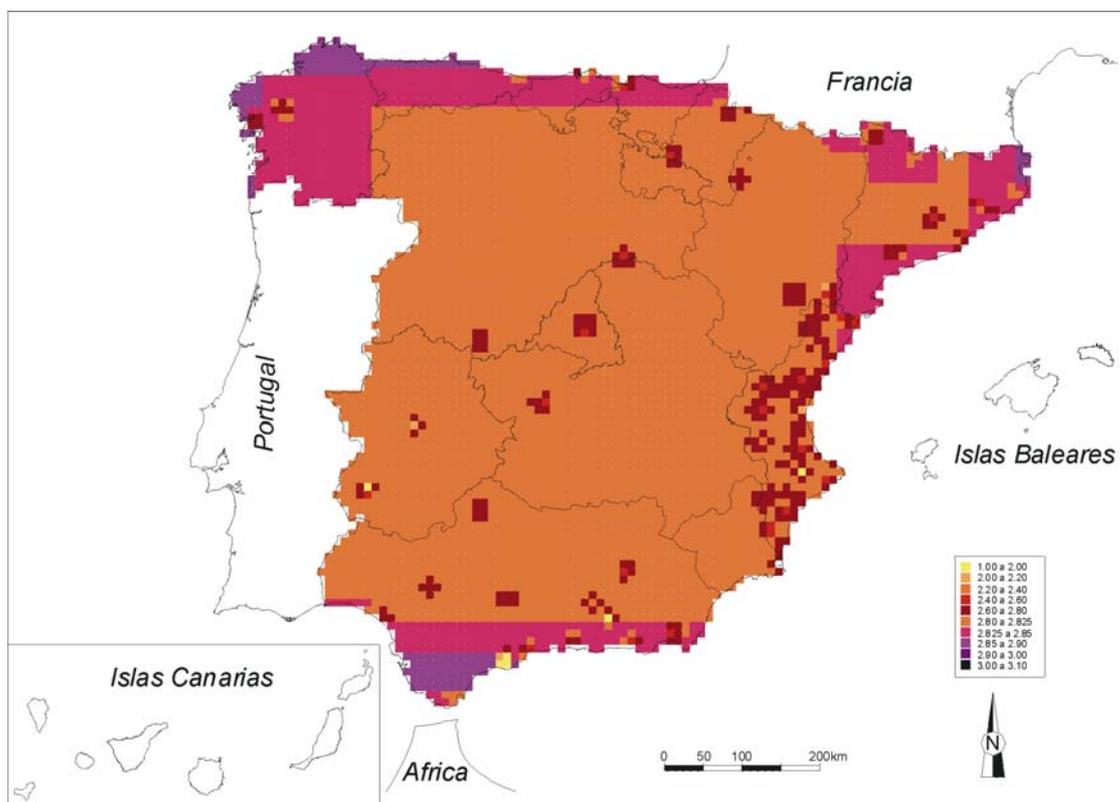


Figura 7.12.- Varianza de estimación o krigeado del coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de Cl (en tanto por 1 al cuadrado, adimensional) en el territorio peninsular español

En general, la varianza de estimación es muy elevada y es producto de la habitual escasez de datos iniciales (medidos). Suele ser el doble del valor estimado en el interior y un orden de magnitud superior al valor estimado en zonas costeras peninsulares. Los valores entre 1 y 2 son muy escasos, mientras que los valores entre 2,6 y 2,9 son mayoritarios. Valores superiores a 2,9 son también habituales (Fig. 7.12). En todos los casos estas cifras superan los valores medidos y estimados de la variable.

Los valores más elevados se obtienen en aquellas zonas costeras donde existen escasos datos medidos y donde se debe producir una elevada heterogeneidad espacial de la variable. Los valores obtenidos muestran una alta incertidumbre de estimación de la aportación total atmosférica de Cl en la península, que se supone similar a la que se obtendría en los territorios insulares donde no se ha calculado.

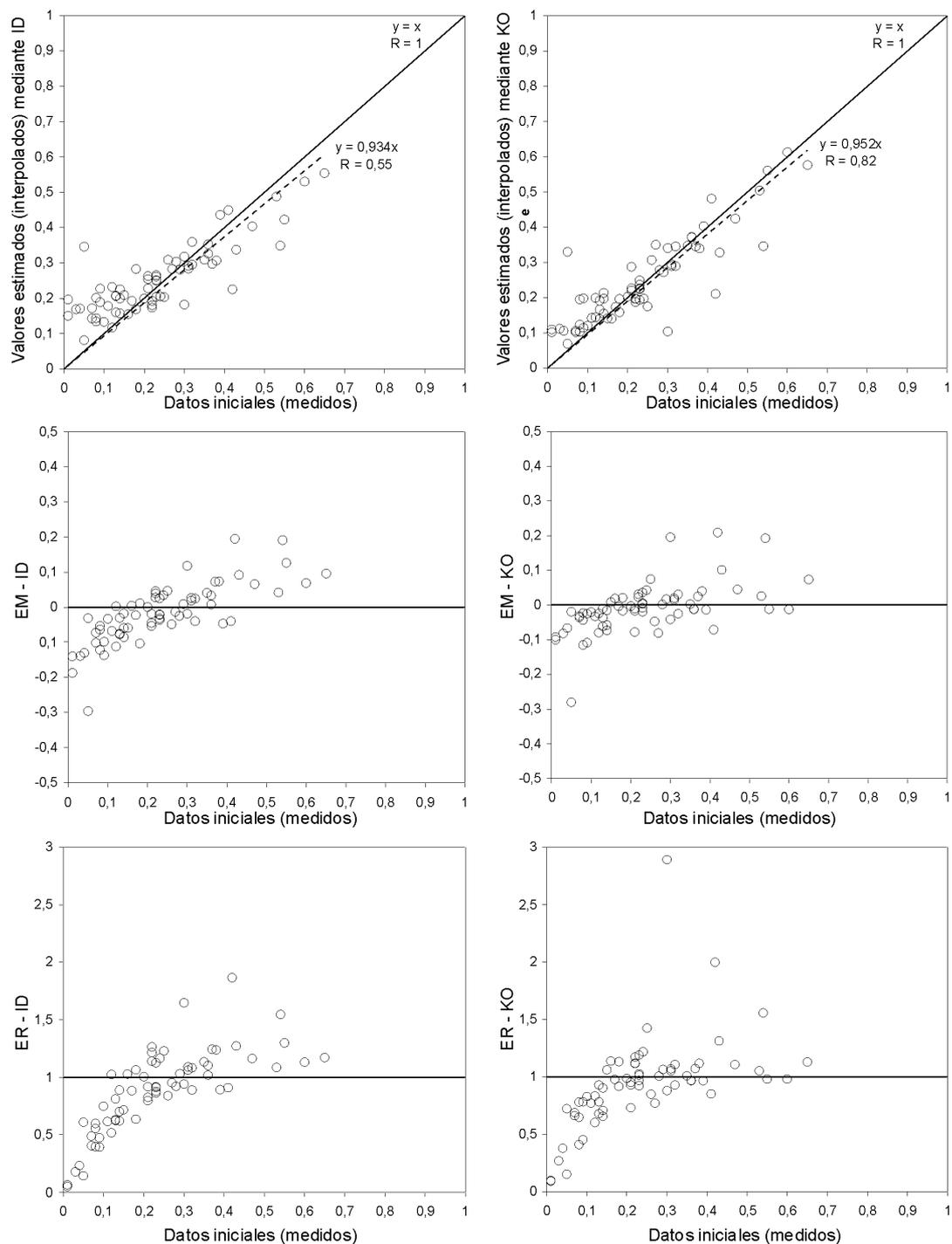


Figura 7.13.- Representación del error medio (EM), error relativo (ER) y coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los datos medidos y los valores estimados en el territorio peninsular español, en iguales posiciones geográficas a los anteriores, según el método de estimación utilizado. Datos medidos, datos elaborados, EM, R y ER vienen dados en tanto por 1 (adimensional). ID: inverso de la distancia; KO: kriging ordinario

Se ha relacionado numéricamente el conjunto de datos medidos y el conjunto de datos estimados en las mismas posiciones que los datos medidos (Fig. 7.13). La comparación se ha realizado para cada método de estimación y se ha representado el error medio, EM, el error relativo, ER, y el coeficiente de

correlación de Pearson, R, de cada par de valores (medido-estimado). Estas representaciones permiten ver la sobre o subestimación de los datos estimados respecto a los datos iniciales (medidos) en función del método de estimación.

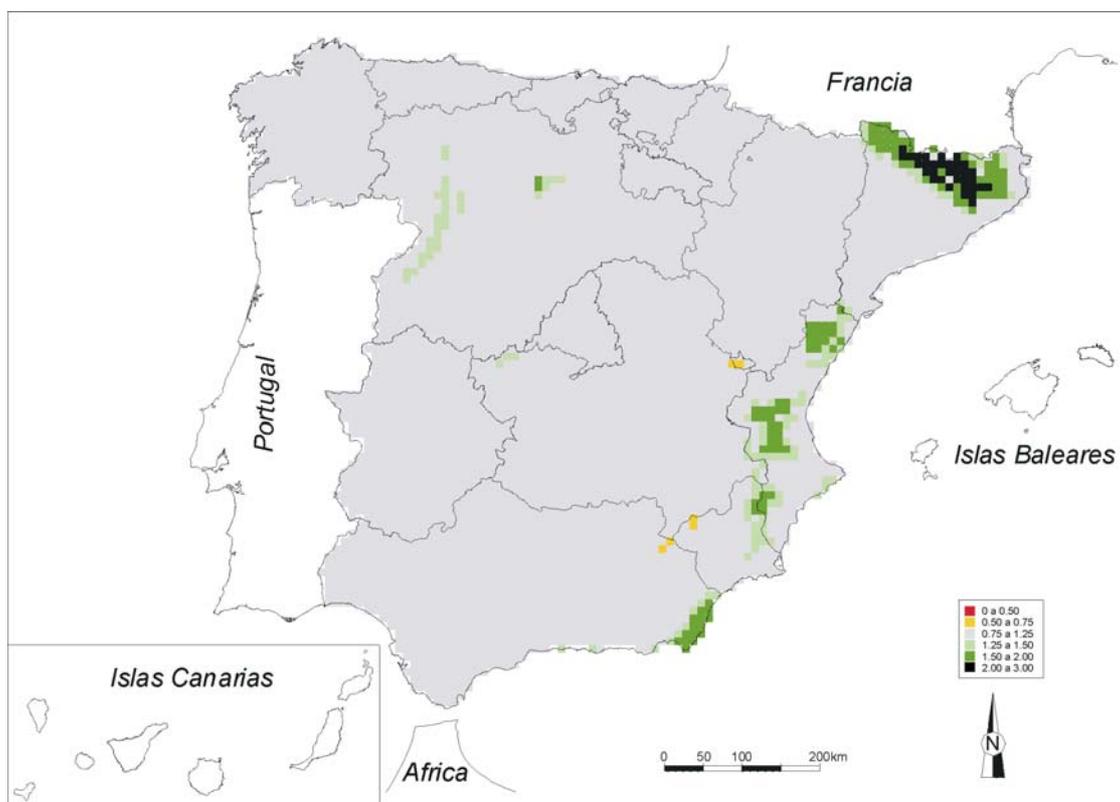


Figura 7.14.- Diferencia relativa entre los valores estimados de coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de Cl en el territorio peninsular español mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario (en tanto por 1, adimensional)

Ambos métodos tienden a sobreestimar de forma similar los valores medidos de magnitud reducida (sesgo positivo) y subestimar los valores extremos medidos (sesgo negativo). La magnitud del sesgo es proporcional de la magnitud del valor inicial (medido). El sesgo es algo mayor en el caso de la interpolación realizada mediante el inverso de la distancia, aunque los valores de EM son similares para ambos métodos y en torno a  $\sim \pm 0,20$  (Fig. 7.13). ER es también similar para ambos métodos, oscilando entre 0,1 y 2, aunque el grado de sobreestimación de valores bajos de la variable es levemente superior en el caso del inverso de la distancia. R es claramente inferior para el inverso de la distancia debido a la mayor sobreestimación que este método hace de valor bajos (Fig. 7.13). La tendencia de ambos métodos a generar cierto sesgo de los valores extremos más altos y más bajos medidos y elaborados condiciona en ambos casos coeficientes de variación de la aportación atmosférica de Cl más bajos que los medidos. El sesgo es relativamente más importante para valores reducidos de la variable.

Las diferencias relativas entre el valor estimado de coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de Cl mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario oscilan en torno a 1 en la mayor parte del territorio peninsular. Sólo en la zona mediterránea los valores estimados mediante krigado ordinario son algo inferiores a los obtenidos mediante el inverso de la distancia, con cifras entre 1,5 y 2, y ocasionalmente entre 2 y 3 en el NE peninsular (Fig. 7.14). En estas zonas, el inverso de la distancia tiende a sobreestimar los valores bajos medidos de coeficiente de variación. No obstante, las diferencias pueden considerarse normales al producirse en zonas donde los datos medidos muestran elevados gradientes de variación territorial. El resto del territorio no muestra tendencias concretas relevantes respecto de los valores estimados mediante ambos métodos (Fig. 7.14).

### 7.3.3. Valor medio del contenido en Cl del agua de recarga no modificada

#### 7.3.3.1. Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos

Para realizar el estudio geoestadístico de esta variable se dispone de 1114 datos medidos y de 20525 datos elaborados en el territorio peninsular español. Los estadísticos descriptivos de cada serie de datos se describen en la Tabla 7.4.

Tabla 7.4.- Estadísticos descriptivos de las series de datos medidos y datos elaborados en el territorio peninsular español. n: número de datos; m: media; s: desviación estándar;  $s^2$ : varianza; CV: coeficiente de variación (en tanto por 1, adimensional); min: mínimo; q25: percentil del 25%; med: mediana; q75: percentil del 75%; max: máximo; CA: coef. de asimetría; C: curtosis

	n	m	s	$s^2$	CV	min	q25	med	q75	max	CA	C
datos medidos	1114	13,56	18,97	360,0	1,40	0,40	5,00	9,00	15,00	307,0	6,96	75,37
datos elaborados	20525	26,32	36,14	1305,9	1,37	1,00	7,00	15,00	30,00	500,0	4,44	34,59

Se ha representado en un histograma de frecuencias la serie de datos medidos y la serie de datos elaborados de la variable (Fig. 7.15a). Las distribuciones de ambas series están claramente sesgadas hacia valores bajos de la variable. Los valores más elevados presentan un importante rango de variación y todos ellos se asocian a condiciones medidas en el contorno costero o en diversas zonas semiáridas del territorio peninsular.

La distribución logarítmica de la serie de datos medidos y de la serie de datos elaborados permite comprobar que ambas series de datos presentan una distribución lognormal (Fig. 7.15b). La serie de datos elaborados está ligeramente más sesgada hacia valores bajos de la variable, mientras que la serie de datos medidos, que incluye un número bastante abundante de datos disponibles, muestra una mayor distribución lognormal. La serie de datos elaborados muestra la existencia de dos subpoblaciones de datos, una centrada en el entorno de 5

$\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$  que equivale a datos de interior peninsular y otra centrada en el entorno de  $75 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  que equivale a datos de contorno costero (Fig. 7.15b). En ambos casos, es posible observar la distribución lognormal y el valor central de la serie, que en el caso de la serie de datos medidos es de  $\sim 15 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  y para la serie de datos elaborados de  $\sim 30 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  (Fig. 7.15b).

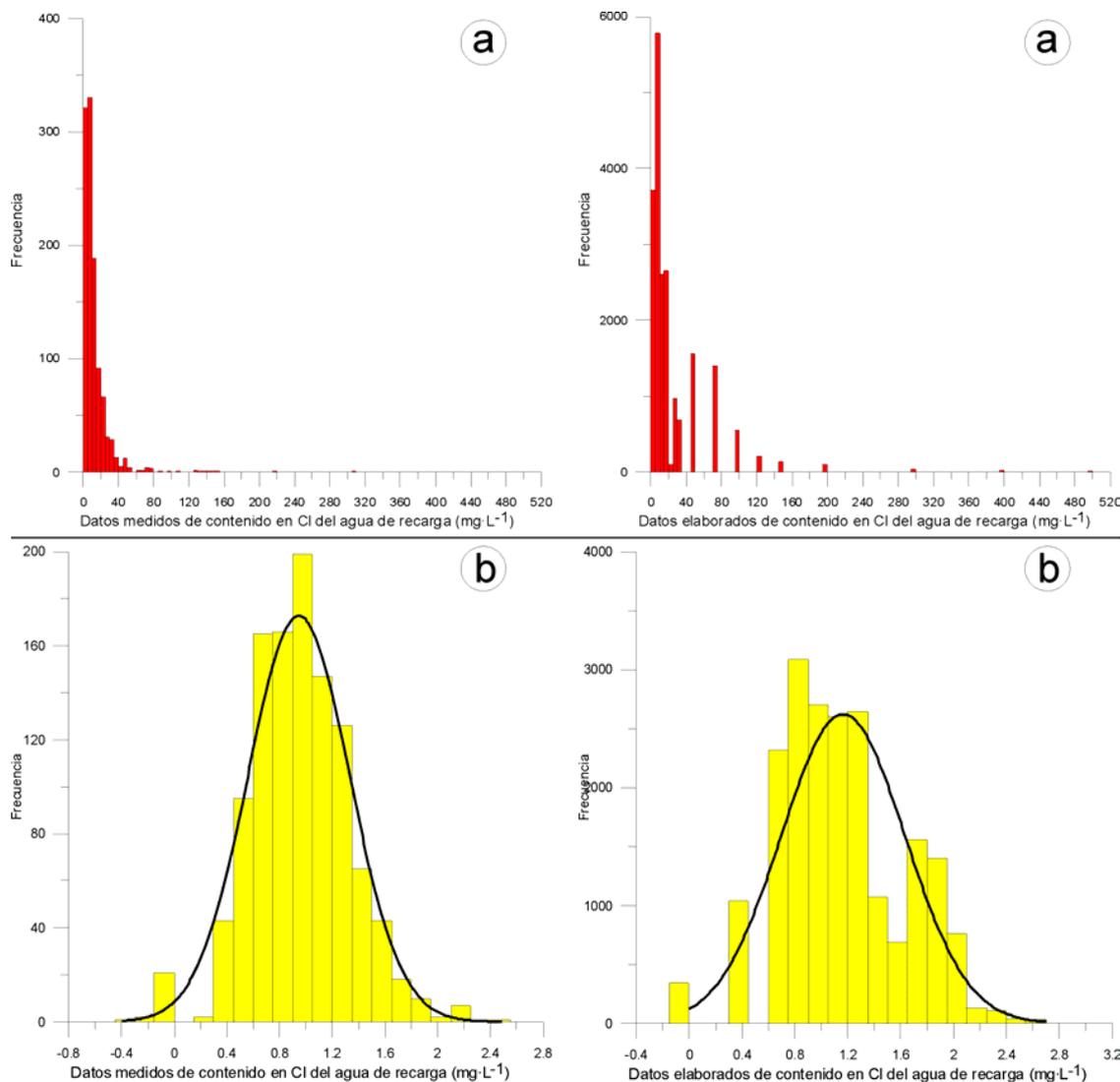


Figura 7.15.- Histogramas del conjunto de datos medidos y datos elaborados de la variable valor medio del contenido en Cl del agua de recarga no modificada en el territorio peninsular español. a: representación en escala decimal (en  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ). b: representación en escala logarítmica (en  $\log|\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}|$ ) a la que se ha superpuesto la función de densidad normal

El uso de los datos elaborados para la interpolación espacial implica utilizar un conjunto de datos con un valor de la mediana más elevado que está debido a la mayor incorporación relativa de valores altos de la variable en las zonas costeras donde no existían apenas datos medidos. La menor dispersión de la serie de datos elaborados genera una reducción del coeficiente de asimetría, curtosis y del coeficiente de variación respecto a la serie de datos medidos.

### 7.3.3.2. Análisis geoestadístico y mapa de la variable

Se ha representado en un semivariograma la serie de datos medidos lognomal de la variable en función de la distancia (Fig. 7.16). El semivariograma muestral obtenido se ha ajustado a un semivariograma teórico de tipo esférico (Fig. 7.16). Se trata de un ajuste omnidireccional. Los datos medidos, dados en  $\log|\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}|^2$ , presentan una buena correlación espacial en el origen y un buen ajuste en la meseta. La escasa dispersión es producto de la heterogeneidad local de la variable. El ajuste realizado proporciona un valor del rango de 99233 m, una meseta de 0,124 y una pepita de 0,026 (Fig. 7.16). El valor de la pepita de  $\sim 1 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  es similar a los valores más bajos medidos de la variable en zonas a cota elevada. Este valor es indicativo de la normal variación medida a corta distancia en aguas de recarga procedentes de un mismo sistema acuífero y muestradas en un mismo periodo temporal. El efecto de la pepita es despreciable respecto de la magnitud de la variable en la mayor parte del territorio peninsular.

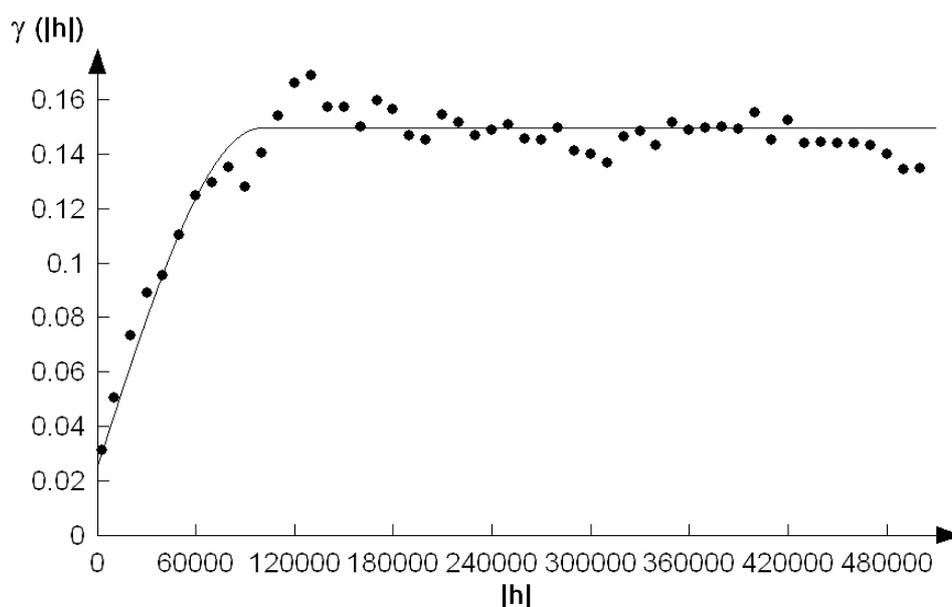


Figura 7.16.- Semivariograma muestral y semivariograma teórico de tipo esférico que mejor ajusta los datos medidos de contenido medio en Cl del agua de recarga en el territorio peninsular español.  $\gamma(|h|)$  o semivarianza en  $\log|\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}|^2$  y  $|h|$  o distancia en metros

La buena correlación espacial a gran distancia de los datos medidos es función en parte de la mejor distribución espacial que presentan los datos de esta variable respecto a otras, de su mayor número y de la mejor caracterización del valor medio a partir de series temporales generalmente más largas que las del resto de términos del balance de Cl. La función espacial de tipo esférico adoptada es coherente con el comportamiento observado de la variable en zonas de interior y de contorno costero.

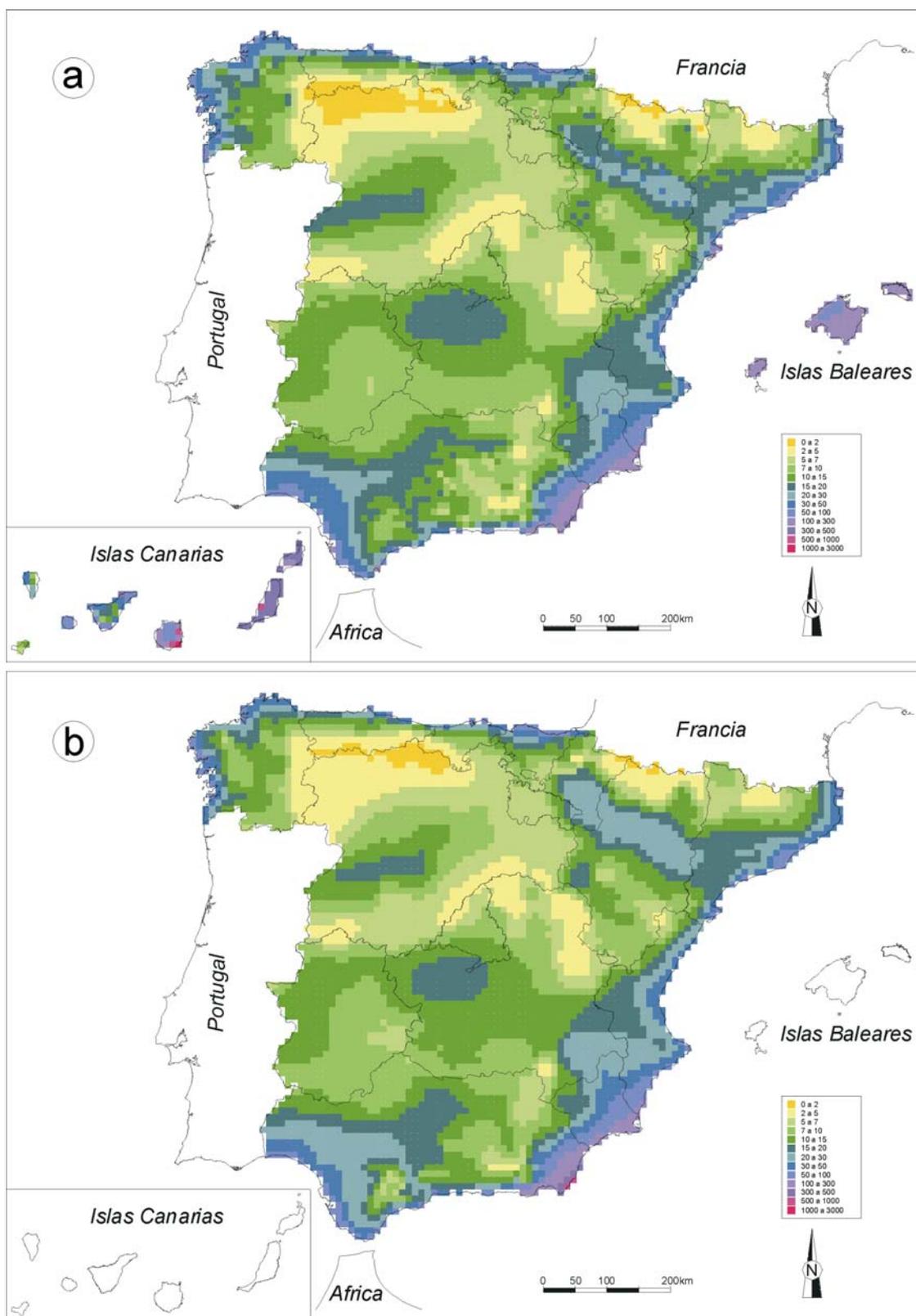


Figura 7.17.- Valor medio del contenido en Cl del agua de recarga no modificada (en  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ) en el territorio español, discretizado en celdas de 10 km de tamaño. a: resultado obtenido mediante el inverso de la distancia. b: resultado obtenido mediante krigado ordinario

Se ha realizado la interpolación espacial mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario a partir de los datos elaborados de la variable (Fig. 7.17). Los comentarios sobre la distribución espacial de la variable se han realizado en el apartado 6.4.4 del Capítulo VI.

### 7.3.3.3. Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable

La varianza de estimación del contenido en Cl del agua de recarga, dada en  $|\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}|^2$ , oscila entre  $\sim 1$  en zonas con suficientes datos medidos y suele superar 2 en zonas con escasa información inicial (Fig. 7.18).

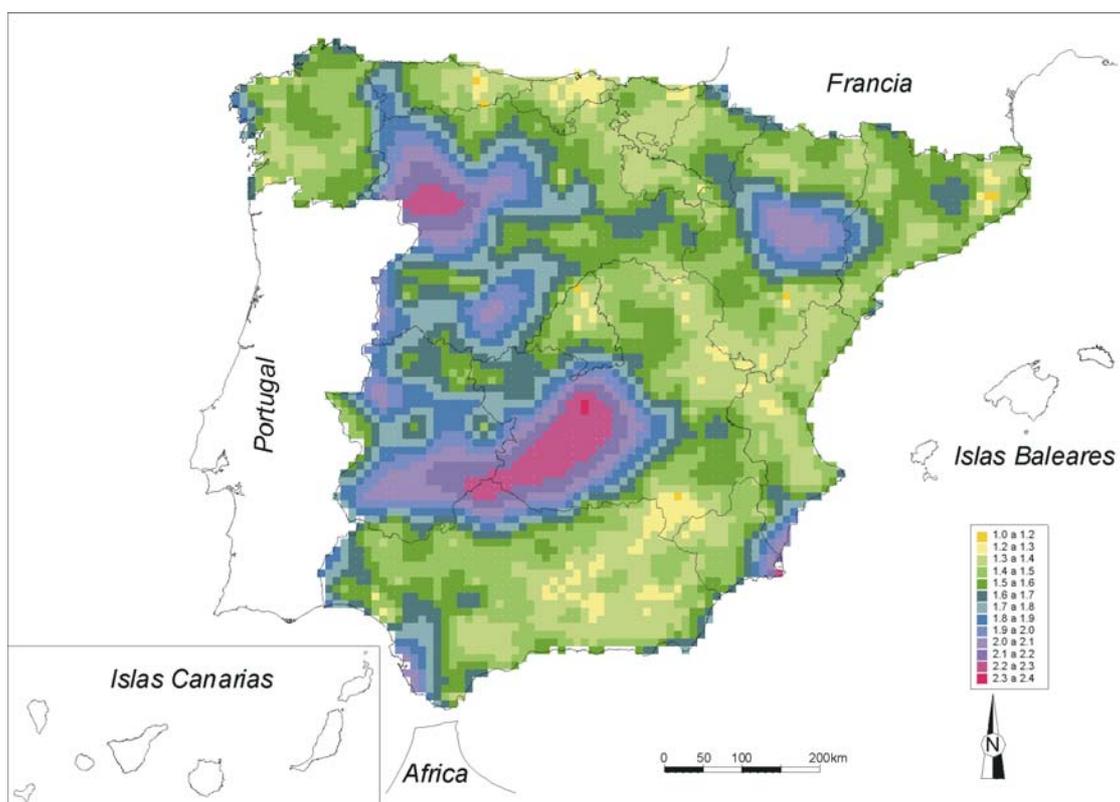


Figura 7.18.- Varianza de estimación o de krigado del contenido en Cl del agua de recarga no modificada (en  $|\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}|^2$ ) en el territorio peninsular español

Los valores más bajos medidos se localizan en aquellos relieves montañosos, principalmente carbonatados, con suficientes datos medidos y donde existe una moderada heterogeneidad espacial de la variable. Los valores más elevados se obtienen en ambas mesetas y en la cuenca del río Ebro, que son aquellas zonas donde los escasos datos medidos de la variable presentan una mayor homogeneidad espacial. En el resto de valles de los principales ríos peninsulares existen escasos datos medidos y la varianza de estimación alcanza valores entre 1,5 y 2 (Fig. 7.18). En general, la varianza de estimación es siempre inferior al contenido medio en Cl medido y estimado en la práctica totalidad del territorio peninsular.

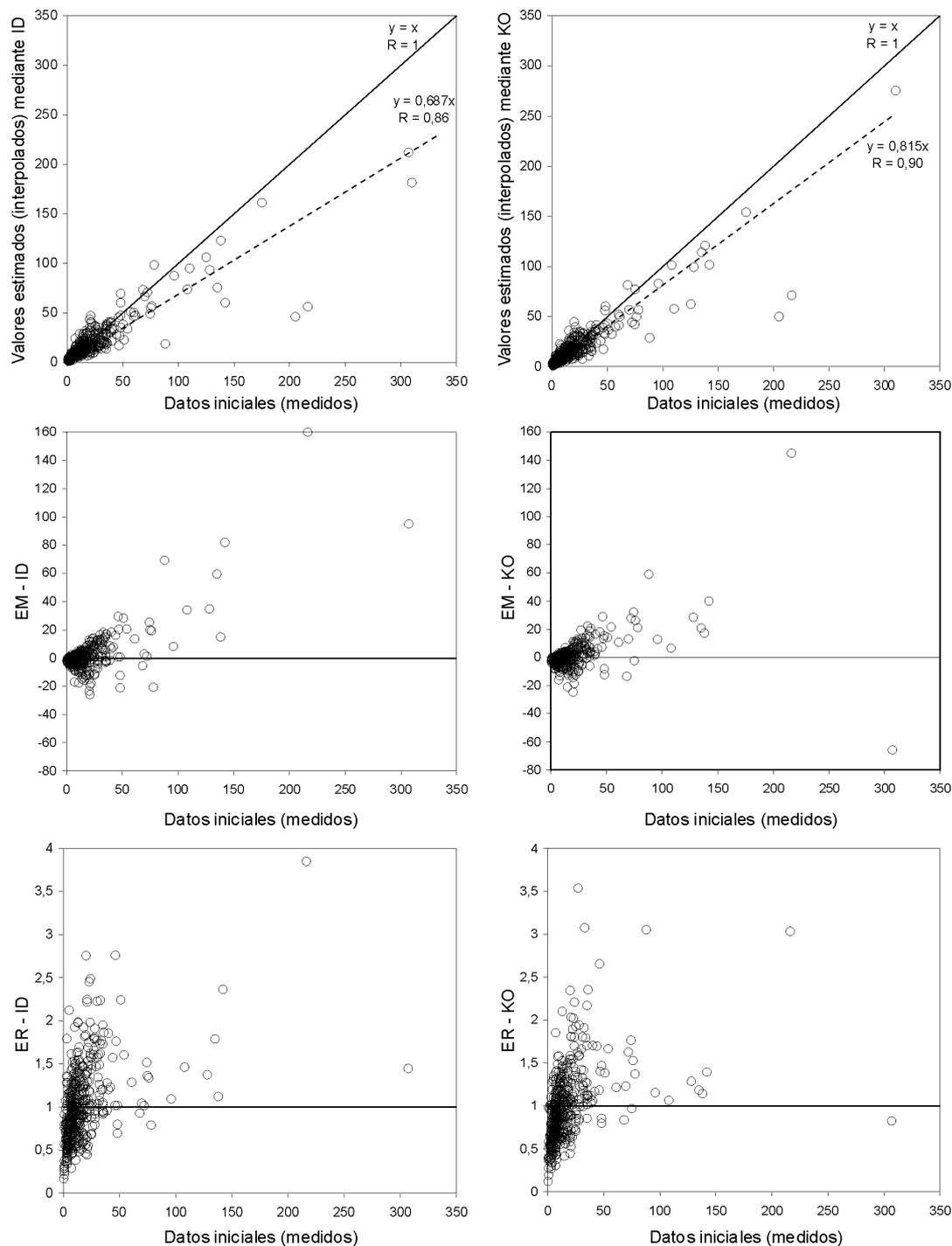


Figura 7.19.- Representación del error medio (EM), error relativo (ER) y coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los datos medidos y los valores estimados en el territorio peninsular español, en iguales posiciones geográficas a los anteriores, según el método de estimación utilizado. Datos medidos, datos elaborados y EM vienen dados en  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ; R y ER vienen dados en tanto por 1 (adimensional). ID: inverso de la distancia; KO: krigado ordinario

Se ha relacionado el conjunto de datos medidos y el conjunto de datos estimados en las mismas posiciones que los datos medidos (Fig. 7.19). La comparación se ha realizado para cada método de estimación utilizado y se ha

representado el error medio, EM, el error relativo, ER, y el coeficiente de correlación de Pearson, R, de cada par de valores (medido-estimado).

Ambos métodos generan estimaciones con un similar sesgo positivo (sobrestimación) de los valores medidos de magnitud reducida y un parecido sesgo negativo (subestimación) de los valores medidos de mayor magnitud. La magnitud del sesgo, que es proporcional de la magnitud del valor inicial (medido), es similar para ambos métodos de estimación y menor en términos relativos a la que se ha medido para otras variables del balance de Cl. El sesgo positivo y negativo de la variable es inferior al de otras variables estimadas del balance de Cl, y es ligeramente inferior en el caso del inverso de la distancia. EM oscila entre -25 y +80 y ER oscila entre 0,25 y 2,50 para ambos métodos. R = 0,86 para el inverso de la distancia y R = 0,90 para el krigado ordinario (Fig. 7.19).

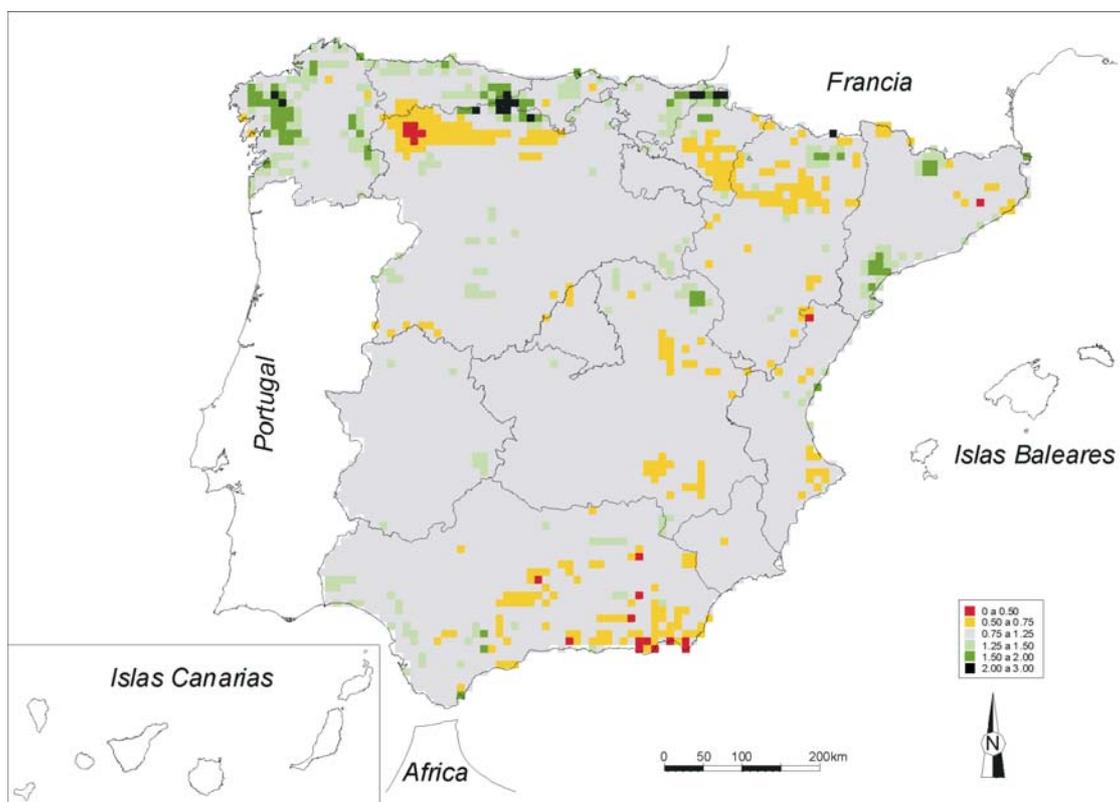


Figura 7.20.- Diferencia relativa entre los valores estimados del contenido en Cl del agua de recarga no modificada en el territorio peninsular español mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario (valores en tanto por 1, adimensional)

Las diferencias relativas entre el valor medio estimado del contenido en Cl del agua de recarga no modificada en el territorio peninsular mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario oscilan en torno a 1 en la mayor parte del territorio (Fig. 7.20). Las zonas del interior peninsular donde el krigado ordinario tiende a subestimar el contenido en Cl en un factor de entre 0,50 y 0,75 respecto del inverso de la distancia son aquellas en las que existen elevados gradientes de variación territorial del contenido en Cl del agua de recarga y

relativamente pocos datos medidos de la variable, como sucede en el SE peninsular, cuenca del río Ebro y N de Castilla-León. Las zonas del interior peninsular donde el krigeado ordinario tiende a sobreestimar el contenido en Cl en un factor de entre 1,50 y 2 respecto del inverso de la distancia son aquellas en las que existen elevados gradientes territoriales de variación del contenido en Cl del agua de recarga y suficientes datos medidos de la variable, como sucede en diversas zonas del N y NW peninsular (Fig. 7.20).

### 7.3.4. Coeficiente de variación del contenido en Cl del agua de recarga no modificada

#### 7.3.4.1. Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos

Para realizar el estudio geoestadístico de esta variable se dispone de 170 datos medidos y de 9067 datos elaborados en el territorio peninsular español. Los estadísticos descriptivos de cada conjunto de datos se describen en la Tabla 7.5.

Tabla 7.5.- Estadísticos descriptivos de las series de datos medidos y datos elaborados en el territorio peninsular español. n: número de datos; m: media; s: desviación estándar;  $s^2$ : varianza; CV: coeficiente de variación (en tanto por 1, adimensional); min: mínimo; q25: percentil del 25%; med: mediana; q75: percentil del 75%; max: máximo; CA: coef. de asimetría; C: curtosis

	n	m	s	$s^2$	CV	min	q25	med	q75	max	CA	C
datos medidos	170	0,27	0,11	0,01	0,41	0,07	0,19	0,25	0,35	0,60	0,69	0,33
datos elaborados	9067	0,25	0,11	0,01	0,44	0,05	0,15	0,25	0,30	0,60	0,67	0,14

Se ha representado en un histograma de frecuencias la serie de datos medidos y la serie de datos elaborados de la variable (Fig. 7.21a). Las distribuciones de ambas series están ligeramente sesgadas hacia valores bajos de la variable. No se han medido valores excesivamente altos y el grado de normalidad de ambas series es similar.

La distribución logarítmica de la serie de datos medidos y de la serie de datos elaborados permite comprobar que ambas series de datos presentan una distribución lognormal (Fig. 7.21b). Ambas series están algo sesgadas para valores altos de la variable debido a que la ausencia de datos medidos de la variable de esa magnitud ha impedido elaborar datos similares. La realización de muestreos prolongados asegura que se ha caracterizado correctamente la cota superior del coeficiente de variación y que no deben existir variaciones más pronunciadas a las aquí indicadas.

El uso de datos elaborados para realizar la interpolación espacial de la variable implica utilizar un conjunto de datos con un valor de la mediana igual al de la serie de datos medidos (Tabla 7.5). No es tan evidente con en otras

variables el efecto de la mayor incorporación relativa de valores medios y altos de la variable que se ha realizado en zonas del interior peninsular, ya que es ahí donde inicialmente se disponían de mayor número de datos medidos. En consecuencia, se obtienen similares valores del coeficiente de asimetría, curtosis y del coeficiente de variación entre la serie de datos medidos y la serie de datos elaborados.

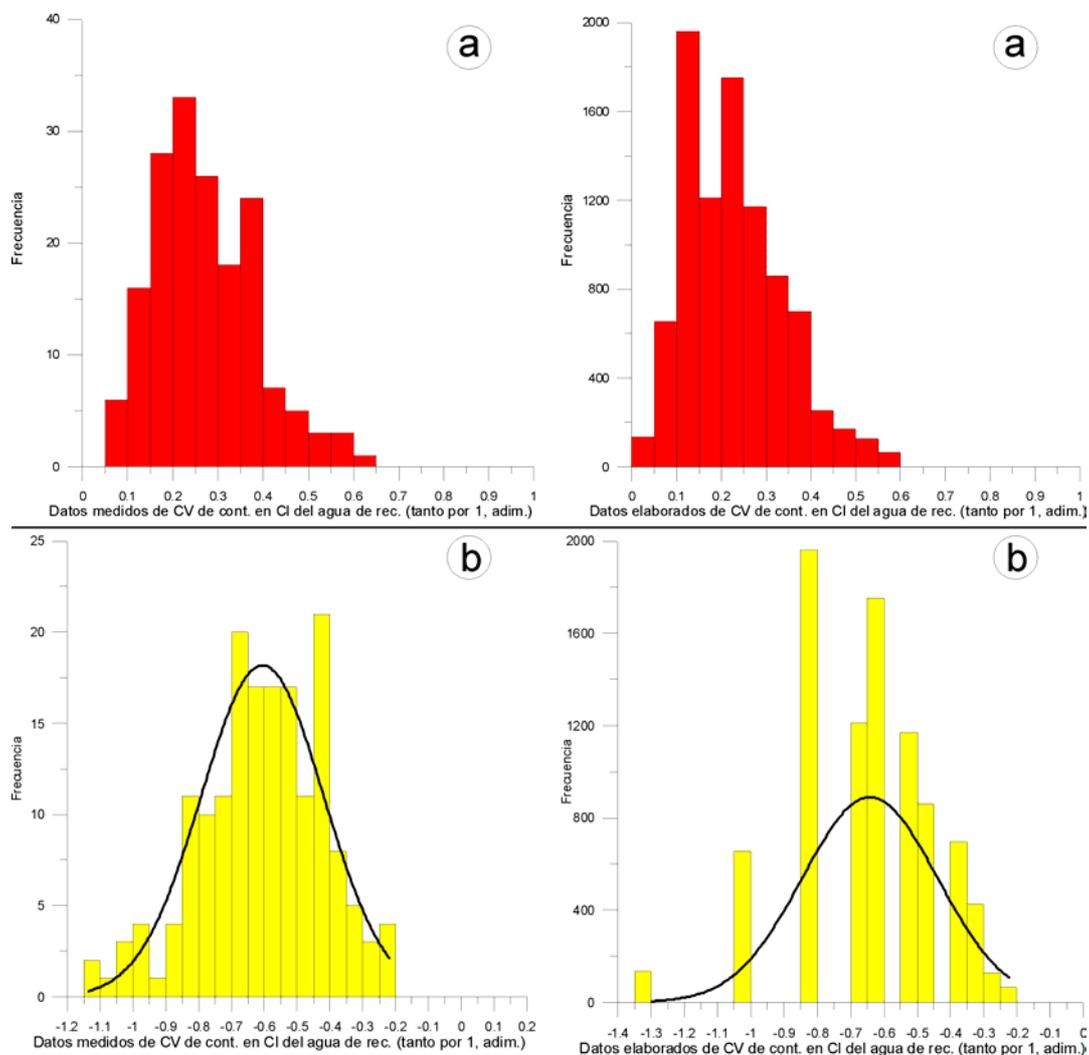


Figura 7.21.- Histogramas del conjunto de datos medidos y datos elaborados de la variable coeficiente de variación del contenido en CI del agua de recarga no modificada en el territorio peninsular español. a: representación en escala decimal (en tanto por 1, adimensional). b: representación en escala logarítmica (en log[tanto por 1], adimensional) a la que se ha superpuesto la función de densidad normal

#### 7.3.4.2. Análisis geoestadístico y mapa de la variable

Se ha representado en un semivariograma la serie de datos medidos lognormal de la variable en función de la distancia (Fig. 7.22). El semivariograma muestral obtenido se ha ajustado a un semivariograma teórico de tipo esférico (Fig. 7.22). Se trata de un ajuste omnidireccional. Los datos medidos, dados en

$\log(\text{tanto por 1 al cuadrado, adimensional})$ , presentan una moderada correlación espacial en el origen y un ajuste poco definido en la meseta. La dispersión observada es producto de la elevada heterogeneidad local de la variable y no tanto de los diferentes periodos temporales de muestreo que representan los datos medidos.

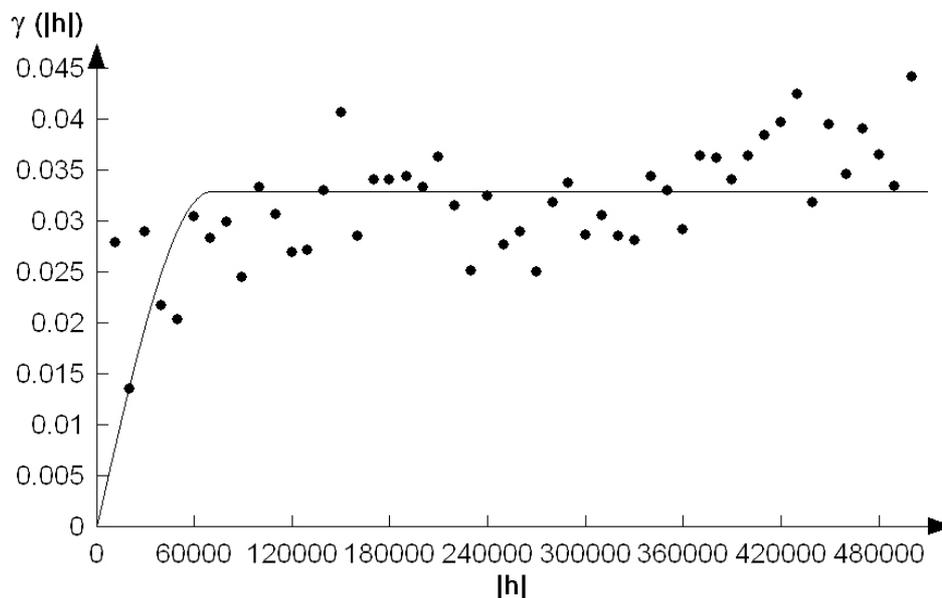


Figura 7.22.- Semivariograma muestral y semivariograma teórico de tipo esférico que mejor ajusta los datos medidos del coeficiente de variación del contenido en Cl del agua de recarga no modificada en el territorio peninsular español.  $\gamma(|h|)$  o semivarianza en  $\log(\text{tanto por 1 al cuadrado, adimensional})$  y  $|h|$  o distancia en metros

El ajuste realizado proporciona un valor del rango de 70000 m, una meseta de 0,033 y una pepita de 0. Se ha considerado un efecto pepita despreciable para no arrastrar este término durante el resto de cálculos. Esta consideración asume la existencia de correlación espacial a menor distancia que la muestreada, aunque los datos medidos indican que la correlación espacial es sólo moderada. Los datos medidos no se estabilizan a gran distancia, lo que puede relacionarse, entre otros aspectos, con las importantes diferencias de magnitud observadas entre los valores medidos de coeficiente de variación en la meseta norte y los valores medidos de coeficiente de variación en la meseta sur.

Se ha realizado la interpolación espacial mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario de los datos elaborados de la variable (Fig. 7.23). Los comentarios sobre la distribución espacial de la variable se han realizado en el apartado 6.4.5 del Capítulo VI.

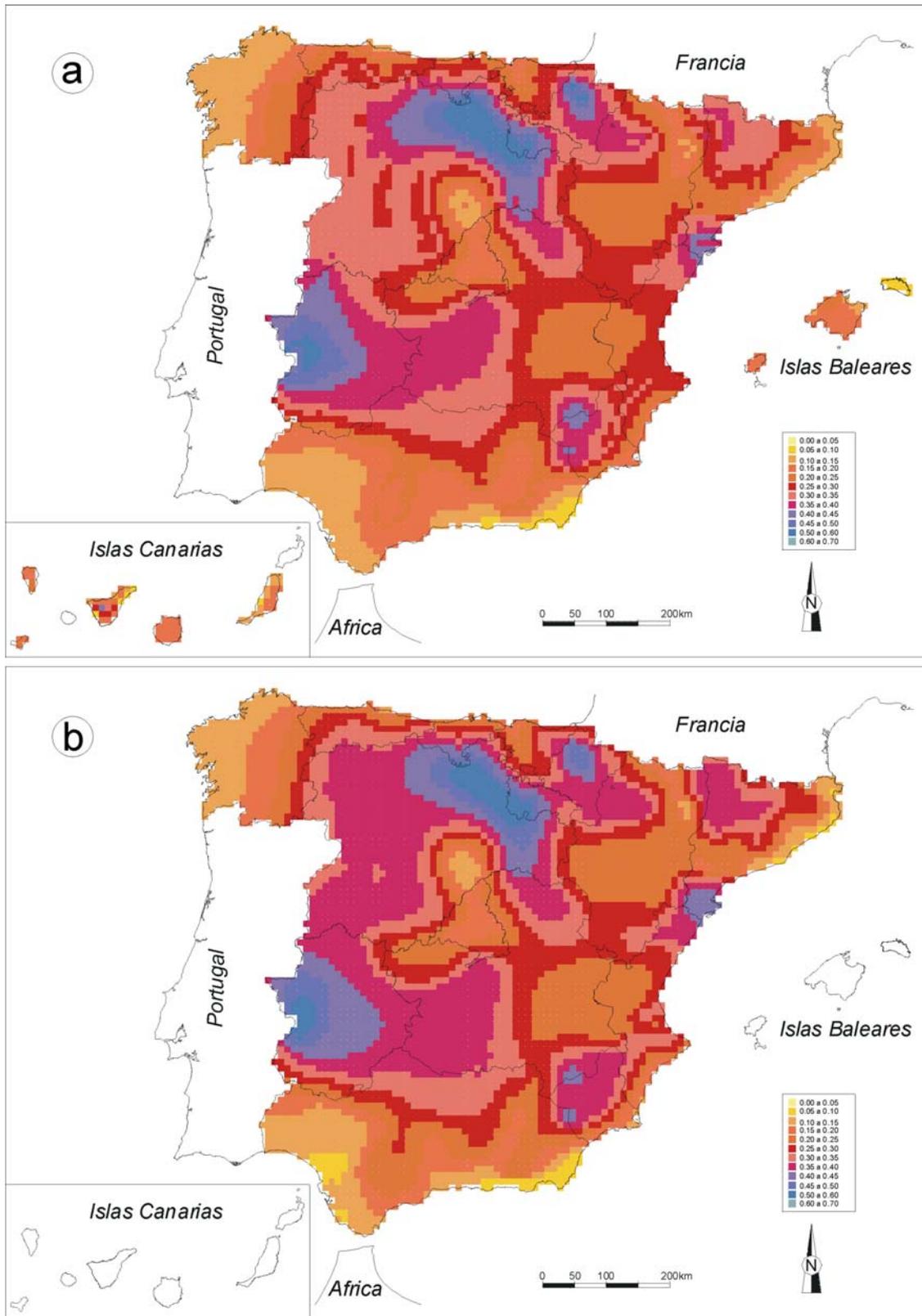


Figura 7.23.- Valor del coeficiente de variación del contenido en Cl del agua de recarga no modificada (en tanto por 1, adimensional) en el territorio español, discretizado en celdas de 10 km de tamaño. a: resultado obtenido mediante el inverso de la distancia. b: resultado obtenido mediante krigeado ordinario

### 7.3.4.3. Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable

La varianza de estimación del coeficiente de variación del contenido en Cl del agua de recarga obtenida, dada en tanto por 1 al cuadrado (adimensional), oscila entre  $\sim 1$  en zonas con suficientes datos medidos y suele llegar a  $\sim 2$  en zonas con escasa información inicial (Fig. 7.24).

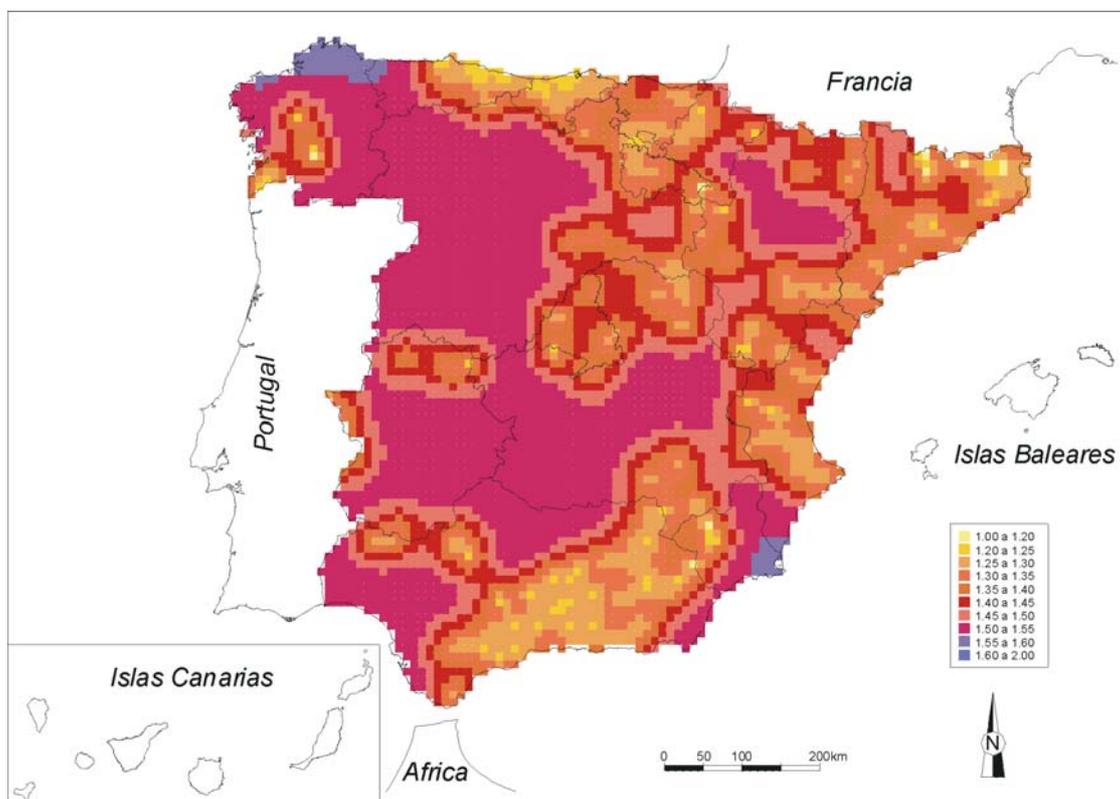


Figura 7.24.- Varianza de estimación o de kriging del coeficiente de variación del contenido en Cl del agua de recarga no modificada (en tanto por 1 al cuadrado, adimensional) en el territorio peninsular español

Son habituales los valores entre 1,2 y 1,5 en las zonas con abundantes datos medidos (Fig. 7.24). Los valores más elevados se localizan en los valles de los principales ríos peninsulares y en ambas mesetas. La varianza de estimación de esta variable es algo más baja que para otros coeficientes de variación de otras variables. No obstante, suele ser un orden de magnitud superior al valor medio estimado tanto en el interior como en las zonas costeras peninsulares.

Se ha relacionado numéricamente el conjunto de datos medidos y el conjunto de datos estimados en las mismas posiciones que los datos medidos (Fig. 7.25). La comparación se ha realizado para cada método de estimación y se ha representado el error medio, EM, el error relativo, ER, y el coeficiente de correlación de Pearson, R, de cada par de valores (medido-estimado).

Ambos métodos sobreestiman los valores medidos de pequeña magnitud y subestiman los valores medidos extremos. El sesgo positivo de valores bajos

es similar para ambos métodos. El sesgo positivo para valores medios y altos es algo mayor en el caso de la interpolación realizada mediante el inverso de la distancia; los valores de EM, ER y R son muy similares en ambos casos (Fig. 7.25). La reducción del sesgo por ambos métodos genera valores estimados de coeficiente de variación inferiores a los medidos.

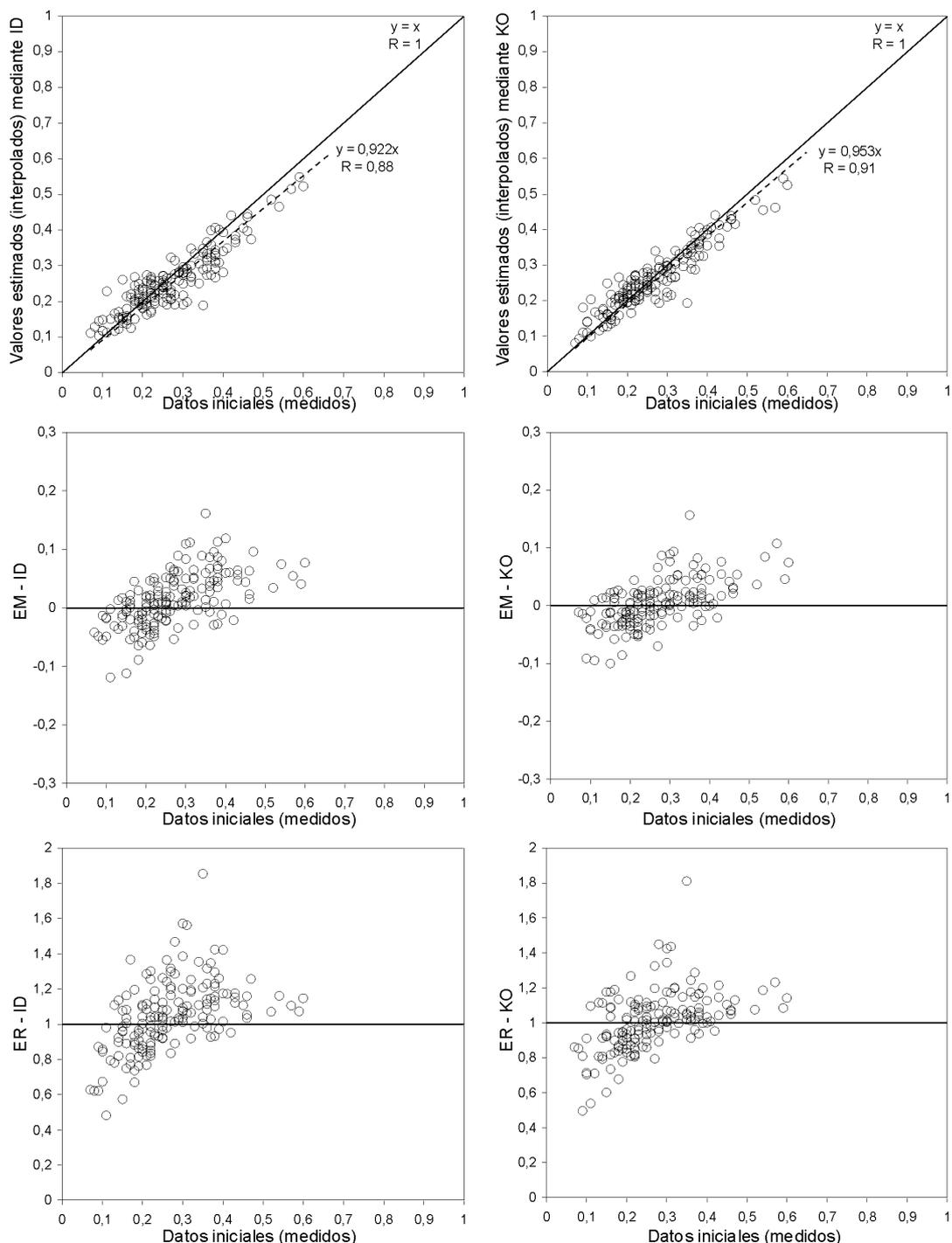


Figura 7.25.- Representación de error medio (EM), error relativo (ER) y coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los datos medidos y los valores estimados en el territorio peninsular español, en iguales posiciones geográficas a los anteriores, según el método de estimación utilizado. Datos medidos, datos elaborados, EM, R y ER vienen dados en tanto por 1 (adimensional). ID: inverso de la distancia; KO: kriging ordinario

Las diferencias relativas entre el valor estimado del coeficiente de variación del contenido en Cl del agua de recarga no modificada mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario oscilan en torno a 1 en la en la mayor parte del territorio peninsular, lo que se relaciona con el mayor número de datos medidos de esta variable respecto de las demás variables y con su moderada variabilidad espacial (Fig. 7.26). Las reducidas diferencias entre los valores estimados con ambos métodos no permiten observar tendencias específicas sobre la influencia de cada método de estimación, salvo que ambos reproducen de forma similar y satisfactoria los datos medidos de la variable.

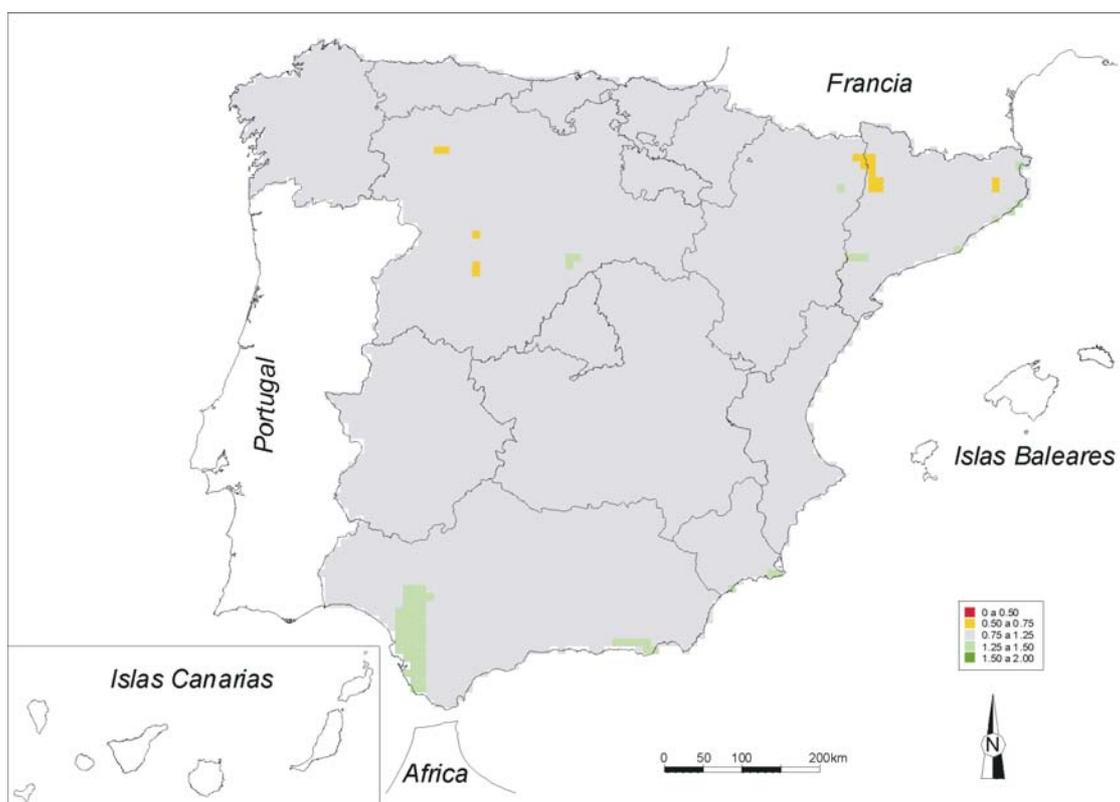


Figura 7.26.- Diferencia relativa entre los valores estimados de coeficiente de variación del contenido en Cl del agua de recarga no modificada en el territorio peninsular español mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario (en tanto por 1, adimensional)

### 7.3.5. Valor medio del flujo de Cl por la escorrentía directa

#### 7.3.5.1. Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos

Para realizar el estudio geoestadístico de esta variable se dispone de 183 datos medidos y de 6007 datos elaborados en el territorio peninsular español. Los estadísticos descriptivos de cada serie de datos se describen en la Tabla 7.6.

Se ha representado en un histograma de frecuencias la serie de datos medidos y la serie de datos elaborados de la variable (Fig. 7.27a). Las

distribuciones de ambas series están muy sesgadas hacia valores bajos de la variable. Los valores más elevados presentan un importante rango de variación y todos ellos se asocian a condiciones medidas en los contornos costeros.

Tabla 7.6.- Estadísticos descriptivos de las series de datos medidos y datos elaborados en el territorio peninsular español. n: número de datos; m: media; s: desviación estándar;  $s^2$ : varianza; CV: coeficiente de variación (en tanto por 1, adimensional); min: mínimo; q25: percentil del 25%; med: mediana; q75: percentil del 75%; max: máximo; CA: coef. de asimetría; C: curtosis

	n	m	s	$s^2$	CV	min	q25	med	q75	max	CA	C
datos medidos	183	0,78	1,14	1,29	1,46	0,01	0,12	0,37	1,00	7,08	3,17	12,32
datos elaborados	6007	0,79	1,21	1,46	1,53	0,01	0,15	0,30	0,80	8,00	3,13	11,38

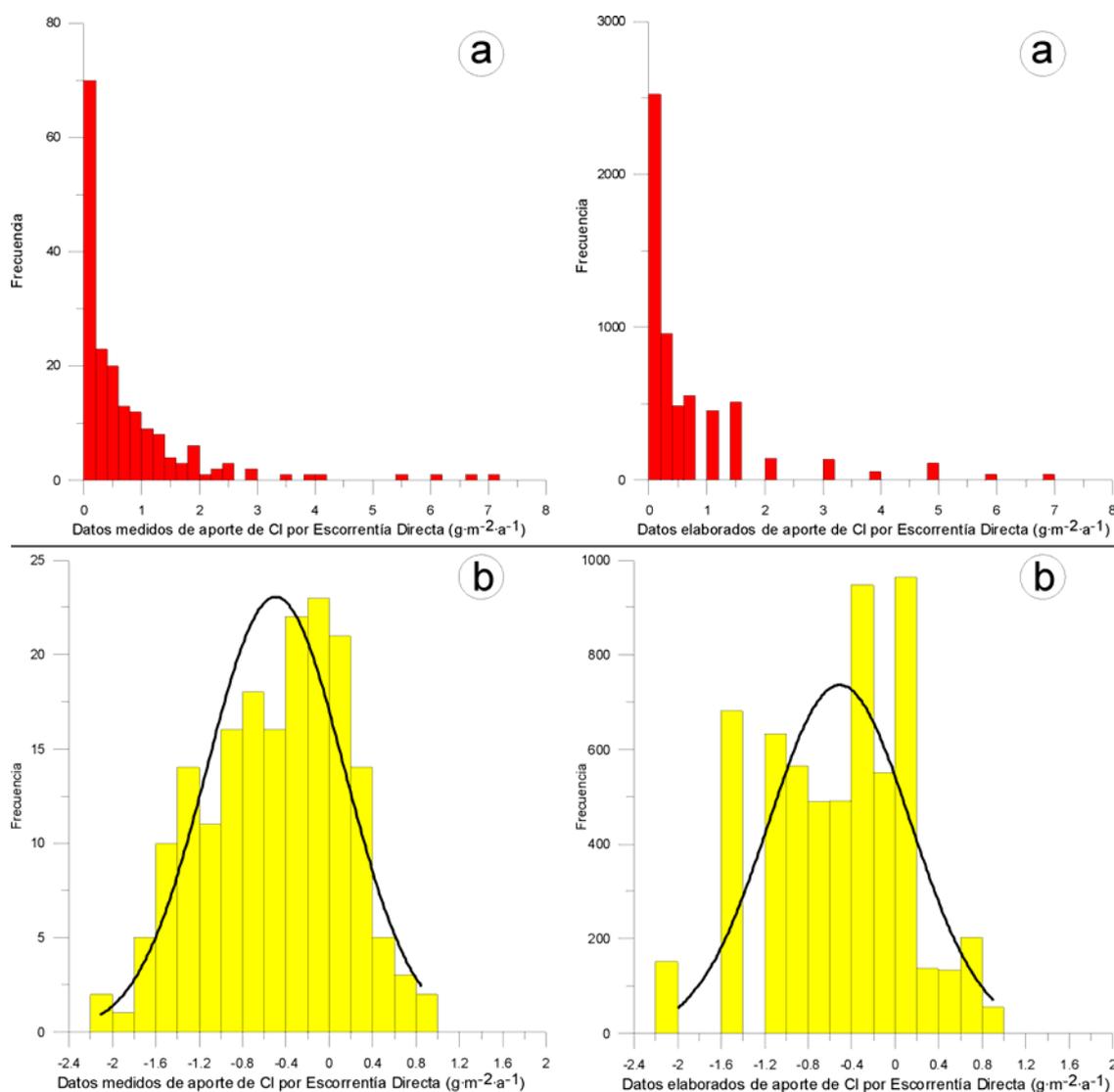


Figura 7.27.- Histogramas del conjunto de datos medidos y datos elaborados de la variable valor medio del flujo de Cl por la escorrentía directa en el territorio peninsular español. a: representación en escala decimal (en  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ). b: representación en escala logarítmica (en  $\text{log}(\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1})$ ) a la que se ha superpuesto la función de densidad normal

La distribución logarítmica de la serie de datos medidos y de la serie de datos elaborados permite comprobar que ambas series de datos presentan una distribución lognormal (Fig. 7.27b). La serie de datos medidos muestra la existencia de un máximo central en torno a  $0,8 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  que equivale a datos periféricos de interior (Fig. 7.27b). La serie de datos elaborados presenta dos subpoblaciones de datos, una centrada en el entorno de  $0,05 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  que equivale a datos de interior y otra de  $\sim 1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  que equivale a datos de zonas costeras. Ambas series de datos presentan una distribución gaussiana que muestran de forma adecuada la tendencia central con un valor central entre  $0,3$  y  $0,4 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  (Fig. 7.27b). No obstante, la serie de datos medidos está algo más sesgada hacia valores bajos de la variable.

El uso de los datos elaborados para realizar la interpolación espacial de la variable implica utilizar un conjunto de datos con un valor de la mediana más reducido que está asociado a la mayor incorporación relativa de valores bajos de la variable que se ha realizado en zonas de interior peninsular. La serie de datos elaborados presenta una reducción del coeficiente de asimetría y curtosis asociada a la introducción de un gran conjunto de datos elaborados centrales. En cambio se produce un aumento del coeficiente de variación asociado a una disminución del sesgo por la menor incorporación relativa de valores extremos.

### 7.3.5.2. Análisis geoestadístico y mapa de la variable

Se ha representado en un semivariograma la serie de datos medidos lognormal de la variable en función de la distancia (Fig. 7.28).

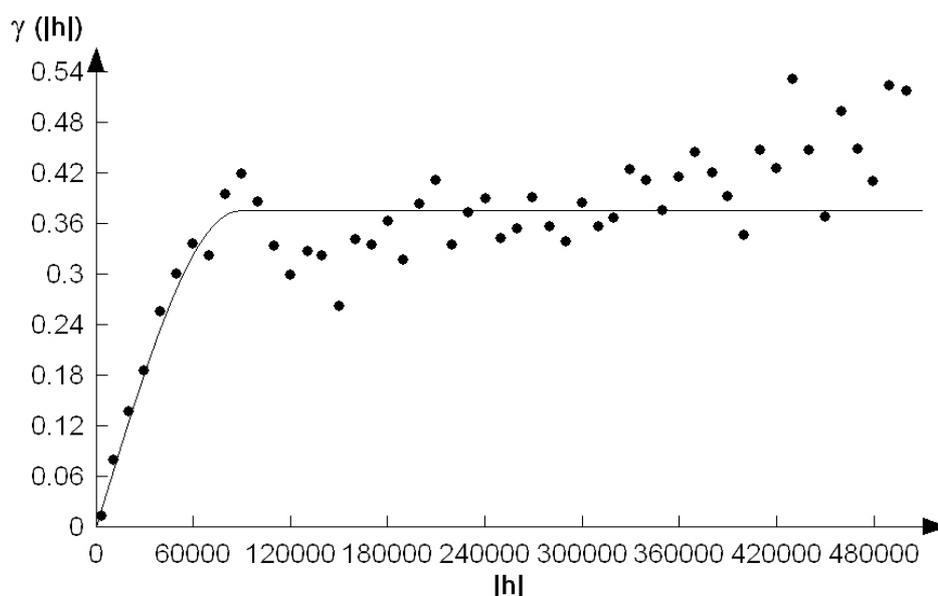


Figura 7.28.- Semivariograma muestral y semivariograma teórico de tipo esférico que mejor ajusta los datos medidos de flujo de Cl por la escorrentía directa en el territorio peninsular español.  $\gamma(|h|)$  o semivarianza en  $\log[\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}]^2$  y  $|h|$  o distancia en metros

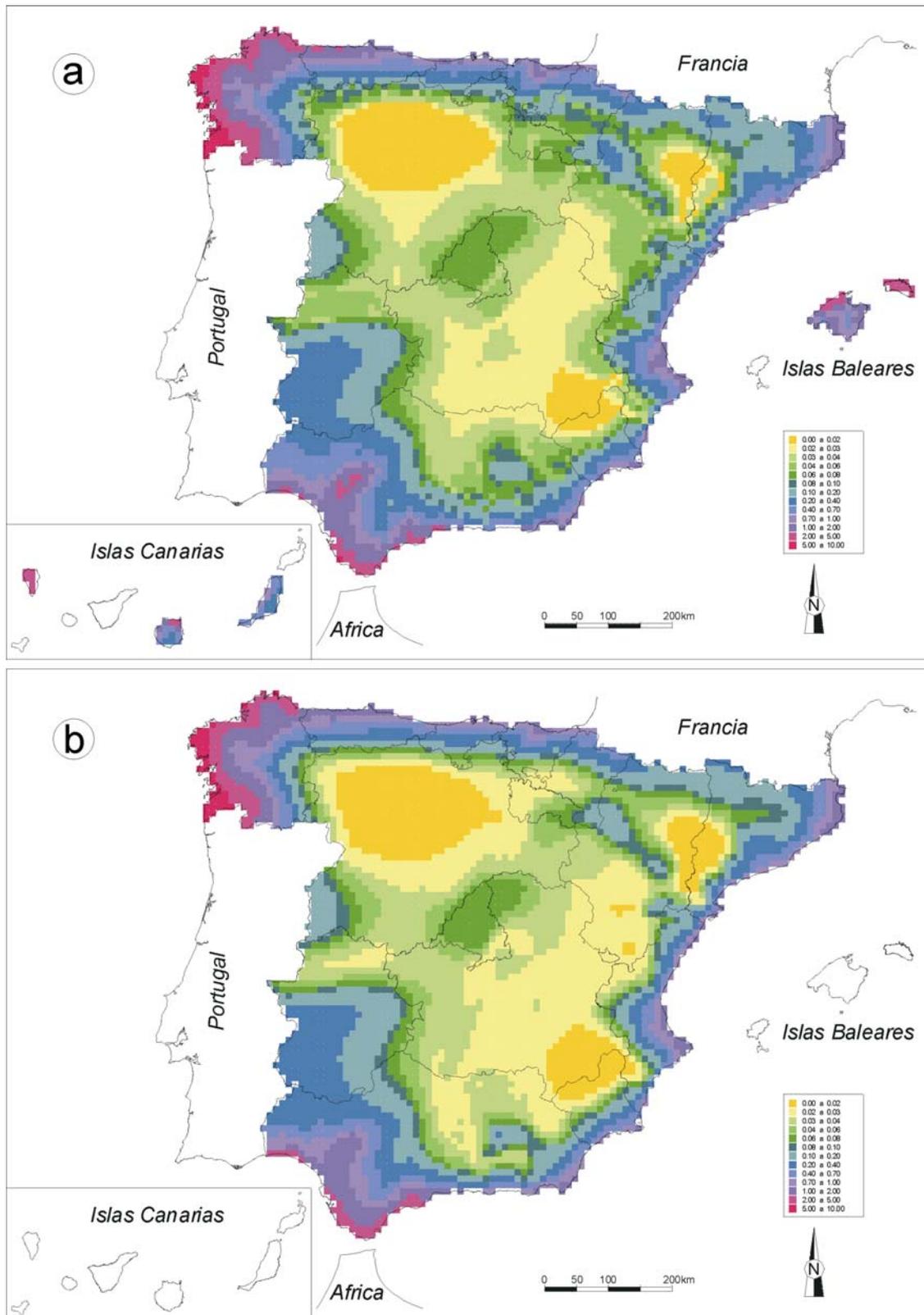


Figura 7.29.- Valor medio de flujo de Cl por la escorrentía directa (en  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ) en el territorio español, discretizado en celdas de 10 km de tamaño. a: resultado obtenido mediante el inverso de la distancia. b: resultado obtenido mediante krigado ordinario

El semivariograma muestral obtenido se ha ajustado a un semivariograma teórico de tipo esférico (Fig. 7.28). Se trata de un ajuste omnidireccional. Los datos medidos, dados en  $\log|g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}|^2$ , presentan una buena correlación espacial en el origen y un ajuste relativamente acertado en la meseta. No obstante se observa una cierta dispersión producto de la elevada heterogeneidad local de la variable y al hecho de que los datos se hayan obtenido en diferentes fechas y para diferentes intervalos de muestreo. El ajuste realizado proporciona un valor del rango de 88264 m, una meseta de 0,370 y una pepita de 0. en cualquier caso, la Figura 7.28 muestra que la pepita puede considerarse despreciable respecto de la magnitud de la variable.

La función espacial de tipo esférico adoptada es coherente con el comportamiento observado de la variable en zonas de interior y de contorno costero.

Se ha realizado la interpolación espacial mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario de los datos elaborados de la variable (Fig. 7.29). Los comentarios sobre la distribución espacial de la variable ya se han realizado en el apartado 6.5.6 del Capítulo VI.

### *7.3.5.3. Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable*

La varianza de estimación del flujo de Cl por la escorrentía directa, dado en  $|g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}|^2$ , oscila entre  $\sim 1$  en zonas con suficientes datos medidos y suele llegar hasta  $\sim 4,5$  en zonas con escasa información inicial (Fig. 7.30). Para situaciones con una moderada densidad de datos medidos se obtiene valores de entre 1,5 y 3. Los valores más elevados se obtienen en ambas mesetas, que es donde mayor homogeneidad espacial presentan los escasos datos medidos de la variable.

En general, la varianza de estimación es elevada y es producto de la habitual escasez de datos iniciales (medidos). Suele ser un orden de magnitud superior al valor estimado en zonas sin datos del interior peninsular y similar o algo inferior al valor estimado en zonas costeras. Estos valores muestran una alta incertidumbre de estimación flujo de Cl por la escorrentía directa en la península, que se supone similar a la que se obtendría en los territorios insulares donde no se ha calculado.

Se ha relacionado numéricamente el conjunto de datos medidos y el conjunto de datos estimados en las mismas posiciones que los datos medidos (Fig. 7.31). La comparación se ha realizado para cada método de estimación y se ha representado el error medio, EM, el error relativo, ER, y el coeficiente de correlación de Pearson, R, de cada par de valores (medido-estimado).

Ambos métodos tienden a generar un sesgo positivo (sobreestimación) de los valores medidos de magnitud reducida y un sesgo negativo (subestimación) de los valores extremos medidos. La magnitud del sesgo es importante para

ambos métodos de estimación y es ligeramente mayor en el caso de la interpolación realizada mediante krigado ordinario (Fig. 7.31).

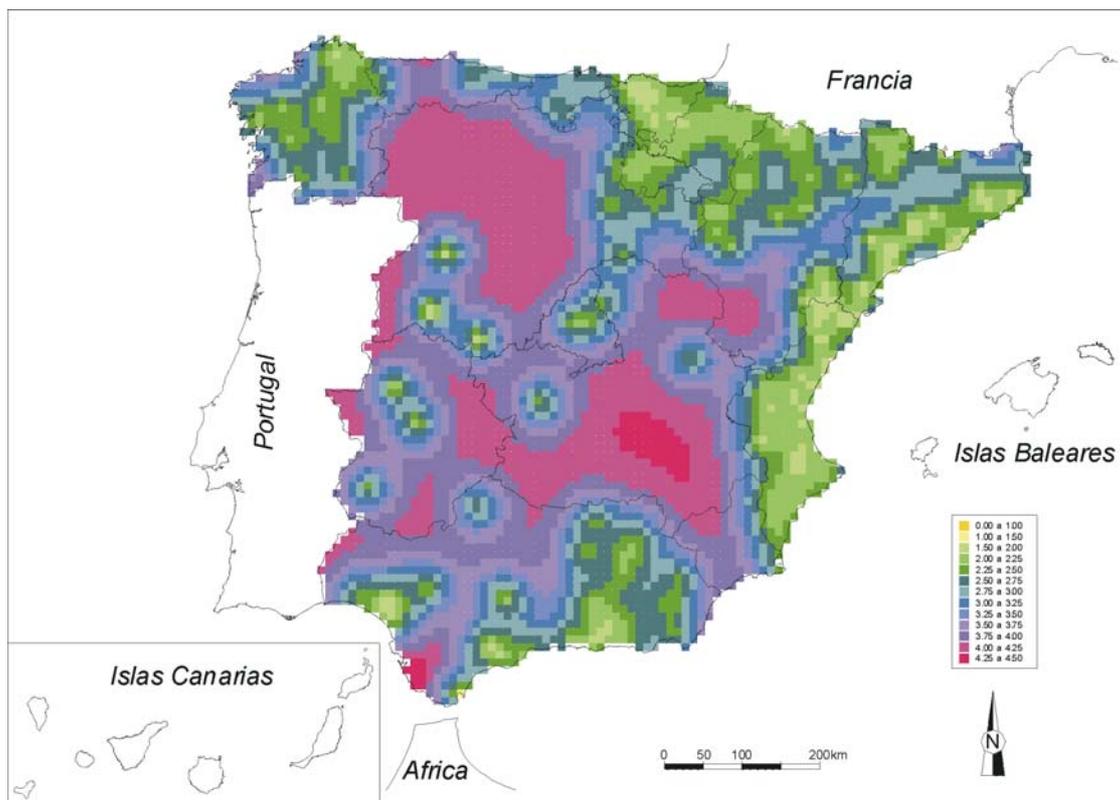


Figura 7.30.- Varianza de estimación o de krigado de flujo de Cl por la escorrentía directa en  $[g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}]^2$  en el territorio peninsular español

R es muy similar para ambos métodos, al igual que la ecuación de correlación obtenida. Los valores de EM son similares para ambos métodos y oscilan habitualmente entre  $-0,3$  y  $3$ . El rango de valores de ER es algo superior en el caso del krigado ordinario, especialmente para valores bajos de la variable (Fig. 7.31). El sesgo para valores medios es en cambio algo mayor para el caso del inverso de la distancia.

Las diferencias relativas entre el valor estimado de flujo de Cl por la escorrentía directa mediante el inverso de la distancia y método de krigado ordinario son en general del orden de 1 en la mayor parte del territorio peninsular (Fig. 7.32). Son en general más importantes las zonas donde el inverso de la distancia sobreestima las estimaciones respecto al krigado ordinario, con valores que oscilan habitualmente entre 1,5 y 2. Esta sobreestimación se produce principalmente en zonas donde afloran materiales carbonatados y más incierta ha sido habitualmente la determinación de la escorrentía superficial. En algunas zonas llanas de interior peninsular se produce una moderada subestimación del krigado ordinario respecto al inverso de la distancia del orden de 0,5. Las diferencias relativas en zonas costeras son generalmente muy bajas. Las mayores diferencias observadas en esta variable respecto a las otras dos del

balance de Cl no hace previsible modificaciones substanciales en la estimación de la recarga a los acuíferos debido a la reducida magnitud que el flujo de Cl por la escorrentía directa representa frente al resto de variables del balance de Cl.

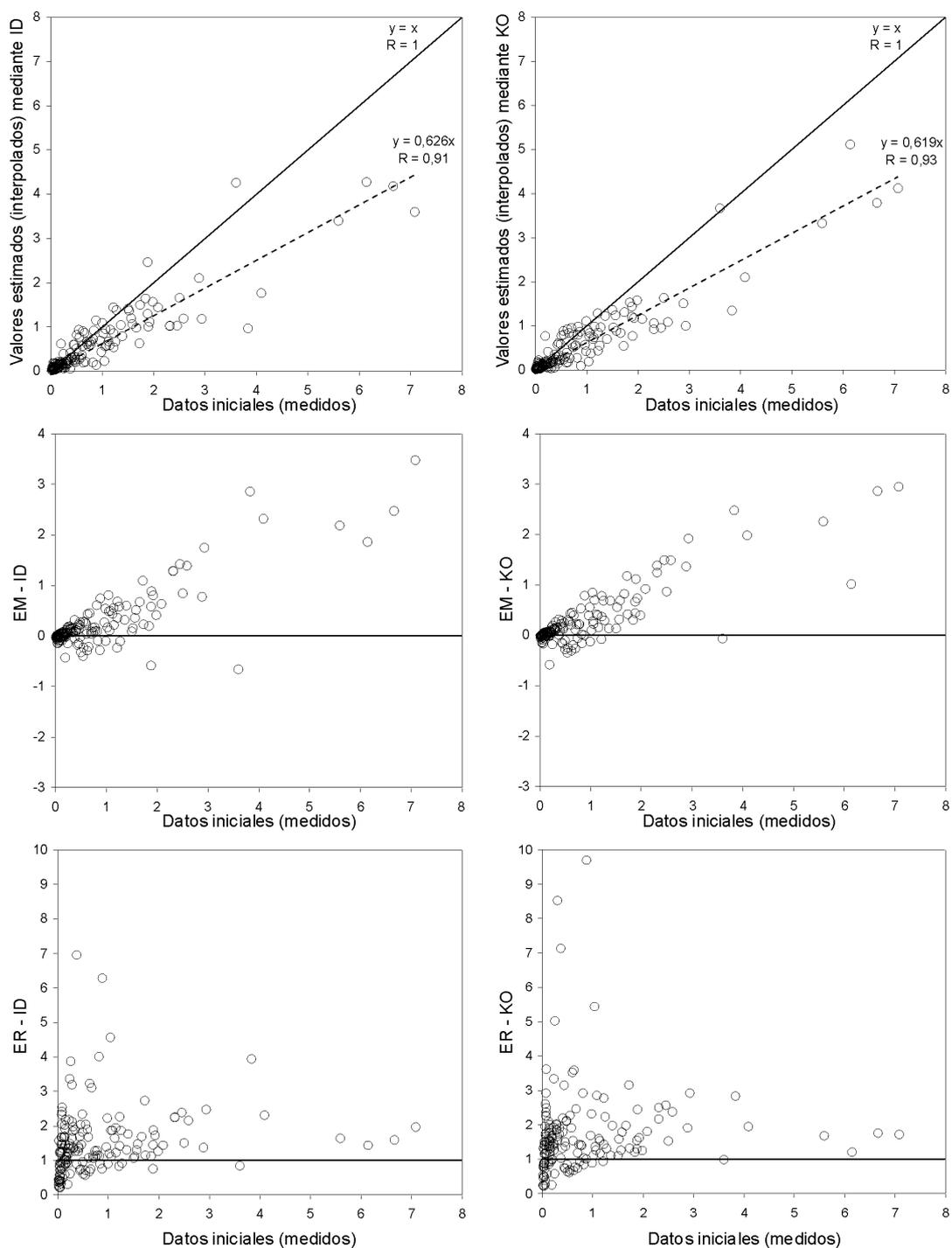


Figura 7.31.- Representación de error medio (EM), error relativo (ER) y coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los datos medidos y los valores estimados en el territorio peninsular español, en iguales posiciones geográficas a los anteriores, según el método de estimación utilizado. Datos medidos, datos elaborados y EM vienen dados en  $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ ; R y ER vienen dados en tanto por 1 (adimensional). ID: inverso de la distancia; KO: krigado ordinario

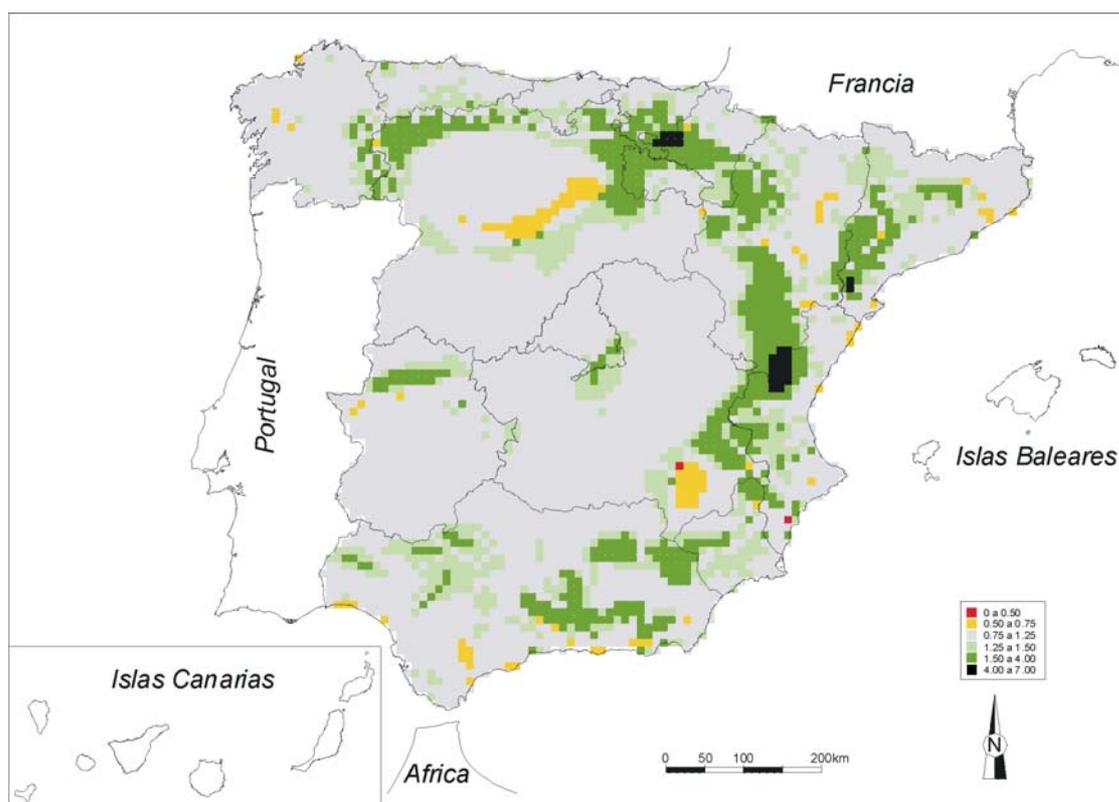


Figura 7.32.- Diferencia relativa entre los valores estimados de flujo de Cl por la escorrentía directa en el territorio peninsular español mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario (valores en tanto por 1, adimensional)

### 7.3.6. Coeficiente de variación de flujo de Cl por la escorrentía directa

#### 7.3.6.1. Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos

Para realizar el estudio geoestadístico de esta variable se dispone de 70 datos medidos y de 3525 datos elaborados en el territorio peninsular español. Los estadísticos descriptivos de cada serie de datos se describen en la Tabla 7.7.

Tabla 7.7.- Estadísticos descriptivos de las series de datos medidos y datos elaborados en el territorio peninsular español. n: número de datos; m: media; s: desviación estándar;  $s^2$ : varianza; CV: coeficiente de variación (en tanto por 1, adimensional); min: mínimo; q25: percentil del 25%; med: mediana; q75: percentil del 75%; max: máximo; CA: coef. de asimetría; C: curtosis

	n	m	s	$s^2$	CV	min	q25	med	q75	max	CA	C
datos medidos	70	0,41	0,31	0,10	0,77	0,06	0,21	0,32	0,51	1,87	2,00	5,98
datos elaborados	3525	0,35	0,39	0,16	1,12	0,05	0,15	0,25	0,40	3,00	3,62	15,94

Se ha representado en un histograma de frecuencias la serie de datos medidos y la serie de datos elaborados de la variable (Fig. 7.33a). Las distribuciones de ambas series están claramente sesgadas hacia valores bajos

de la variable. Los valores más elevados presentan un importante rango de variación y todos ellos se producen en el SE peninsular.

La distribución logarítmica de la serie de datos medidos y de la serie de datos elaborados permite comprobar que ambas series de datos presentan una distribución lognormal (Fig. 7.33b). Ambas series están algo sesgadas para valores bajos de la variable debido a la ausencia de datos medidos de la variable de esta magnitud.

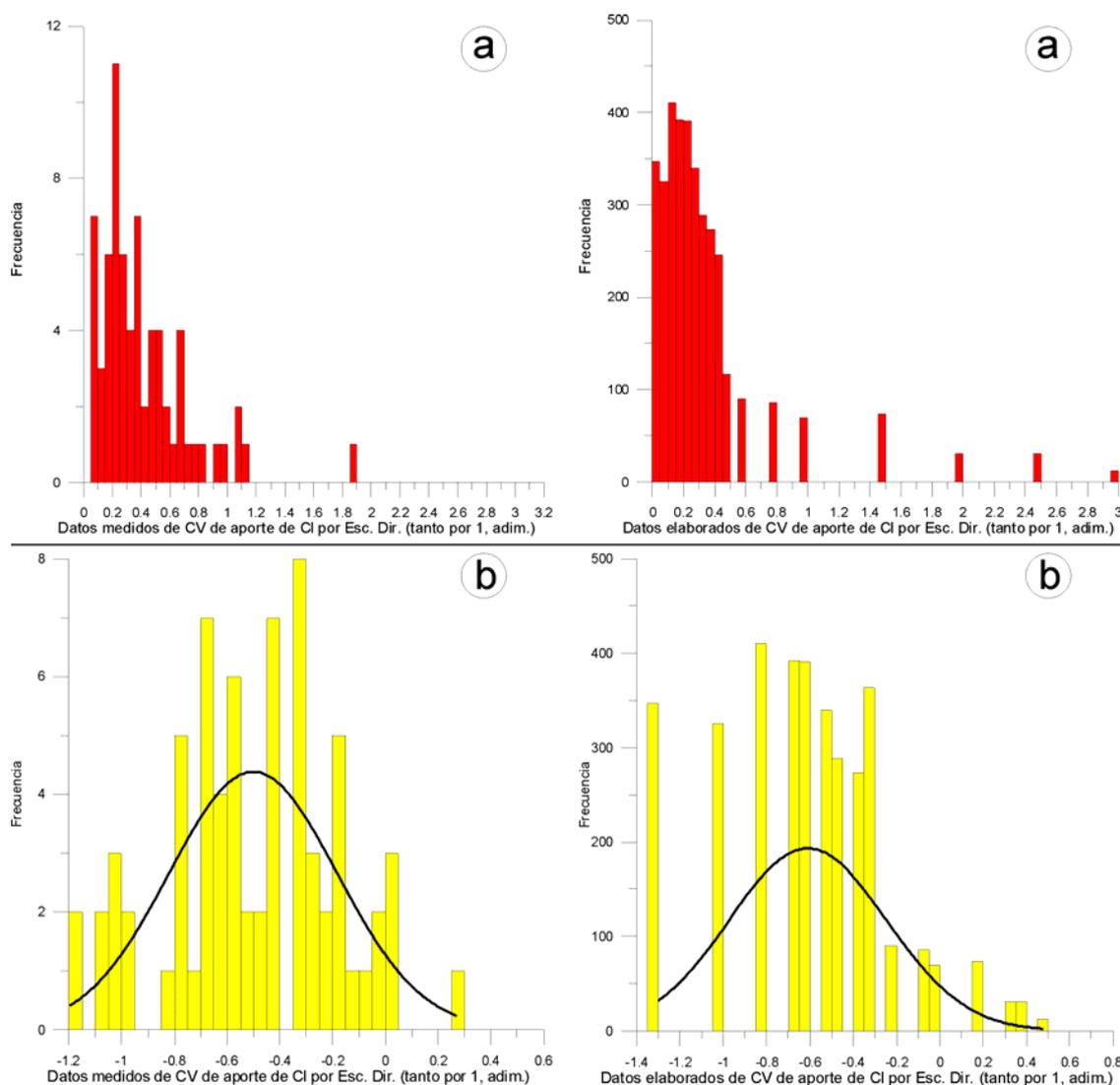


Figura 7.33.- Histogramas del conjunto de datos medidos y datos elaborados de la variable coeficiente de variación del flujo de Cl por la escorrentía directa en el territorio peninsular español. a: representación en escala decimal (en tanto por 1, adimensional). b: representación en escala logarítmica (en  $\log|\text{tanto por 1}|$ , adimensional) a la que se ha superpuesto la función de densidad normal

El uso de los datos elaborados para realizar la interpolación espacial de la variable implica utilizar un conjunto de datos con un valor de la mediana más reducido que está asociado a la mayor incorporación relativa de valores bajos de la variable que se ha realizado en zonas de interior peninsular. La mayor

dispersión de la serie de datos elaborados propicia un aumento del coeficiente de asimetría, curtosis y del coeficiente de variación que es debido a la mayor presencia relativa de valores extremos de la variable.

### 7.3.6.2. Análisis geoestadístico y mapa de la variable

Se ha representado en un semivariograma la serie de datos medidos lognormal de la variable en función de la distancia (Fig. 7.34). El semivariograma muestral obtenido se ha ajustado a un semivariograma teórico de tipo esférico (Fig. 7.34). Se trata de un ajuste omnidireccional. Los datos medidos, dados en  $\log(\text{tanto por 1 al cuadrado, adimensional})$ , presentan una moderada correlación espacial en el origen y un ajuste poco definido en la meseta. Se observa una importante dispersión producto de la elevada heterogeneidad local de la variable y de los diferentes periodos temporales de muestreo que representan los datos medidos que se han utilizado para elaborar el semivariograma muestral.

El ajuste realizado proporciona un valor del rango de 58854 m, una meseta de 0,094 y una pepita de 0. Según la Figura 7.34 podría existir un cierto efecto pepita de  $\sim 0,03$ . El bajo valor del rango es indicativo de la reducida correlación espacial de los datos iniciales (medidos) a corta distancia. La función espacial de tipo esférico adoptada es coherente con el comportamiento observado de la variable en aquellas zonas de interior y de contorno costero donde existen suficientes datos para realizar comparaciones espaciales.

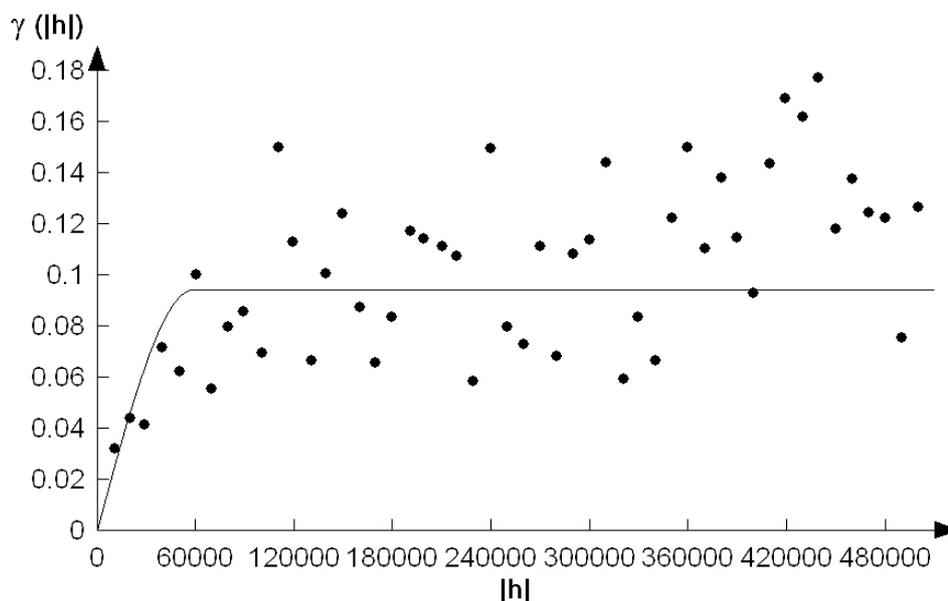


Figura 7.34.- Semivariograma muestral y semivariograma teórico de tipo esférico que mejor ajusta los datos medidos del coeficiente de variación del flujo de Cl por la escorrentía directa en el territorio peninsular español.  $\gamma(|h|)$  o semivarianza en  $\log(\text{tanto por 1 al cuadrado, adimensional})$  y  $|h|$  o distancia en metros

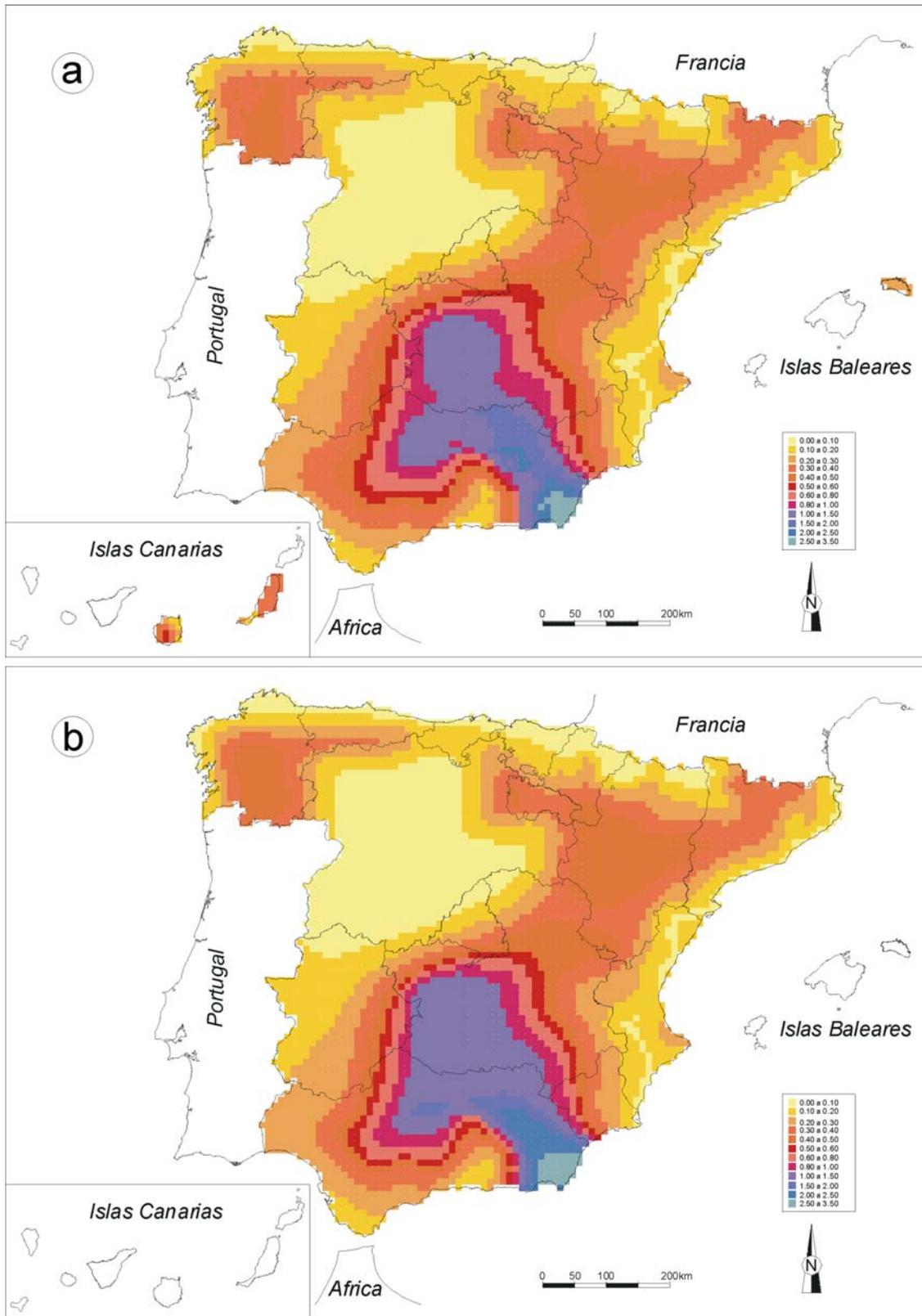


Figura 7.35.- Valor del coeficiente de variación del flujo de Cl por la escorrentía directa (en tanto por 1, adimensional) en el territorio español, discretizado en celdas de 10 km de tamaño. a: resultado obtenido mediante el inverso de la distancia. b: resultado obtenido mediante kriging ordinario

Se ha realizado la interpolación espacial mediante el inverso de la distancia y mediante kriging ordinario de los datos elaborados de la variable (Fig. 7.35). Los comentarios sobre la distribución espacial de la variable se han realizado en el apartado 6.5.6 del Capítulo VI.

### 7.3.6.3. Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable

La varianza de estimación del coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de Cl obtenida, dada en tanto por 1 al cuadrado (adimensional), oscila entre  $\sim 1$  en zonas con suficientes datos medidos y suele llegar hasta  $\sim 2$  en zonas con escasa información inicial (Fig. 7.36).

En general, la varianza de estimación es muy elevada y es producto de la habitual escasez de datos iniciales (medidos). Es un orden de magnitud superior al valor estimado tanto en zonas de interior como en zonas costeras peninsulares. La escasa correlación espacial es en parte debida al moderado rango medido de la variable. Los valores entre 1 y 1,5 son muy escasos, mientras que los valores en torno a 2 son mayoritarios (Fig. 7.36).

Los valores obtenidos muestran una alta incertidumbre de estimación de la aportación total atmosférica de Cl en la península, que se supone similar a la que se obtendría en los territorios insulares donde no se ha calculado.

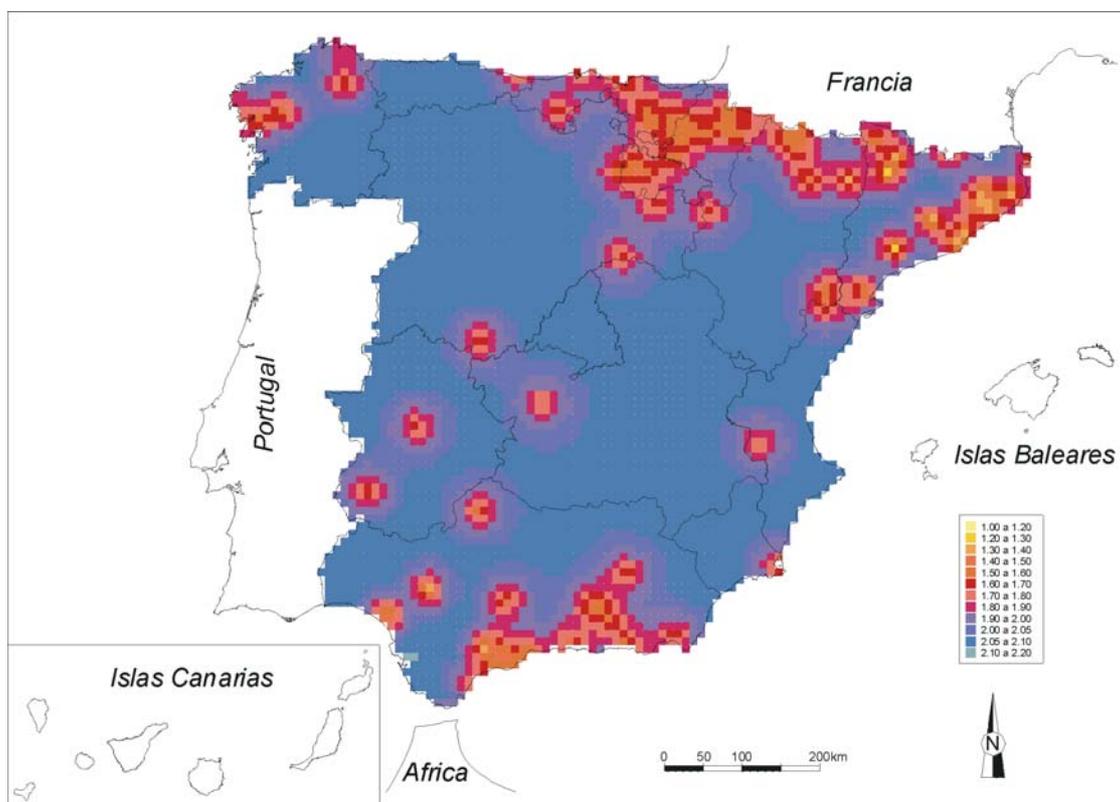


Figura 7.36.- Varianza de estimación o de kriging del coeficiente de variación del flujo de Cl por la escorrentía directa (en tanto por 1 al cuadrado, adimensional) en el territorio peninsular español

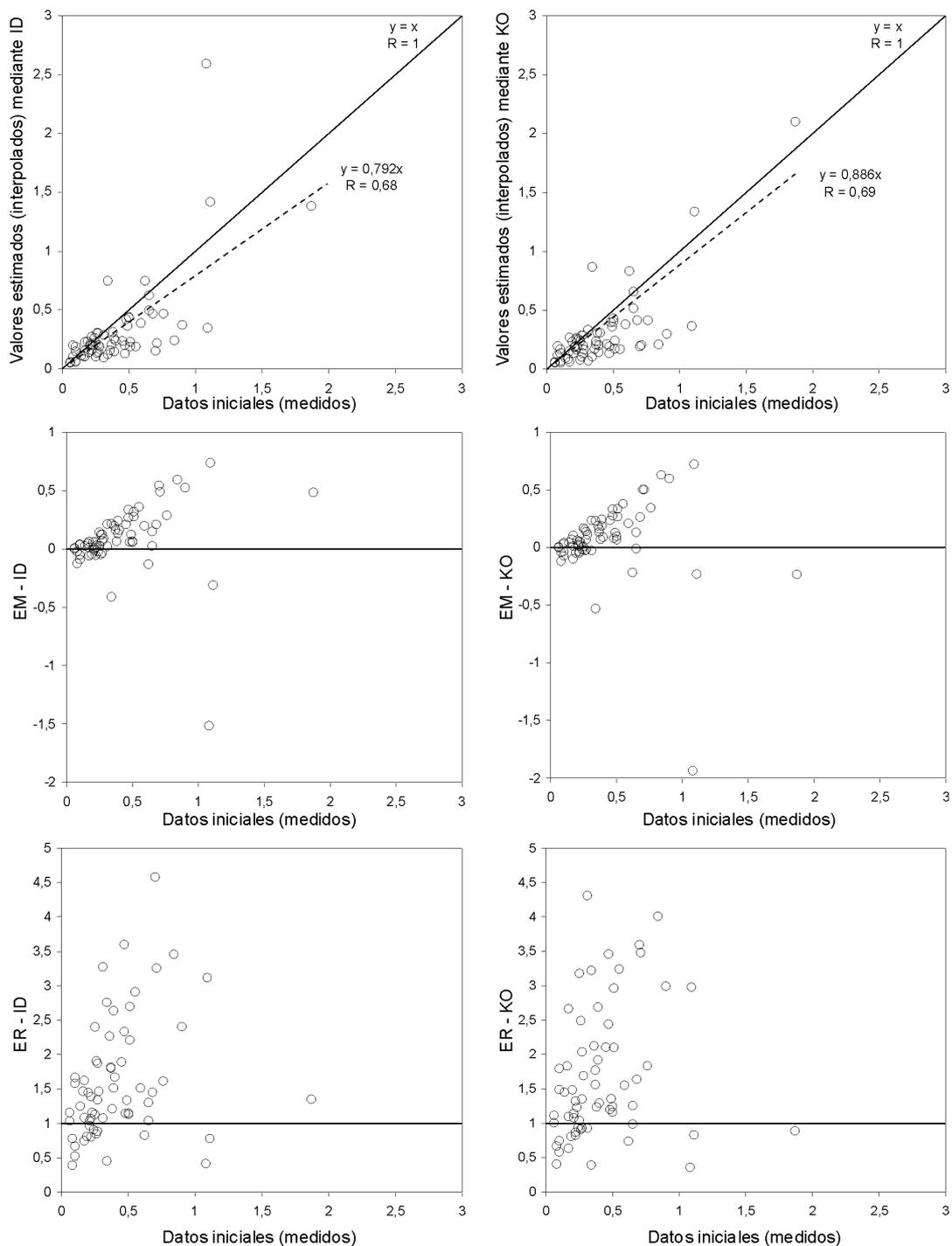


Figura 7.37.- Representación de error medio (EM), error relativo (ER) y coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los datos medidos y los valores estimados en el territorio peninsular español, en iguales posiciones geográficas a los anteriores, según el método de estimación utilizado. Datos medidos, datos elaborados, EM, R y ER vienen dados en tanto por 1 (adimensional). ID: inverso de la distancia; KO: krigado ordinario

Se ha relacionado numéricamente el conjunto de datos medidos y el conjunto de datos estimados en las mismas posiciones que los datos medidos (Fig. 7.37). La comparación se ha realizado para cada método de estimación y se ha representado el error medio, EM, el error relativo, ER, y el coeficiente de

correlación de Pearson, R, de cada par de valores (medido-estimado). Ambos métodos tienden a generar un sesgo positivo (sobreestimación) de los valores medidos de magnitud reducida y un sesgo negativo (subestimación) de los valores medidos más altos, aunque la tendencia no es tan evidente como para otras variables. La magnitud del sesgo es similar para ambos métodos de interpolación, como ponen de manifiesto los similares valores de EM, ER y R para ambos (Fig. 7.37). Ambos métodos tienden a sobreestimar ligeramente los valores medios medidos.

Las diferencias relativas entre el valor estimado de coeficiente de variación de la aportación de Cl por la escorrentía directa mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario oscilan generalmente en torno a 1 en la mayor parte del territorio peninsular (Fig. 7.38). Se mide una ligera sobreestimación del inverso de la distancia sobre el krigeado ordinario de ~ 1,5 en zonas donde se han medido valores bajos de la variable y una subestimación de ~ 0,5 en zonas donde se han medido valores altos de la variable.

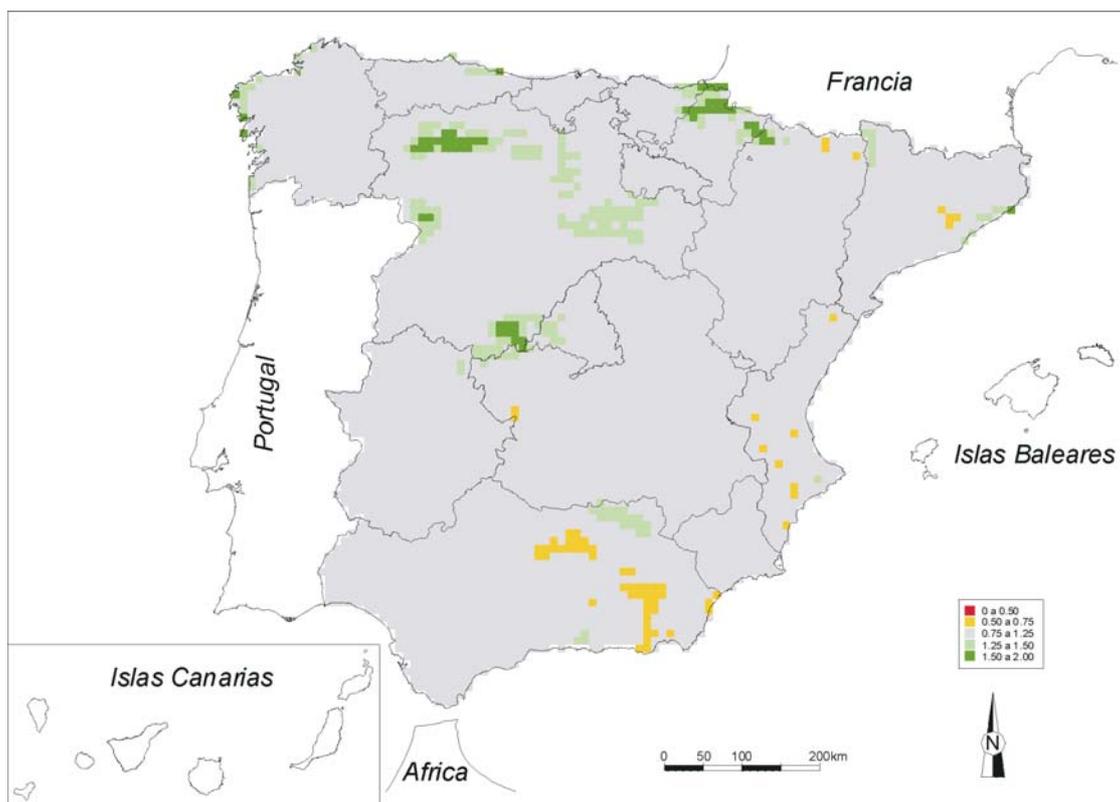


Figura 7.38.- Diferencia relativa entre los valores estimados de coeficiente de variación del flujo de Cl por la escorrentía directa en el territorio peninsular español mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario (valores en tanto por 1, adimensional)

### 7.3.7. Discusión preliminar

La estimación (interpolación) espacial bidimensional de los valores medios y los coeficientes de variación de cada una de las variables del balance de Cl en

la posición central de cada una de las 5113 celdas definidas en el territorio español constituye un paso previo para estimar en cada una de estas celdas un valor medio anual y un coeficiente de variación (relación desviación tipo / valor medio, adimensional) de la recarga a los acuíferos. La estimación (interpolación) de las variables se ha realizado mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario. Este último método permite obtener una medida del error de estimación a través de la varianza de estimación o de krigeado durante la interpolación de la variable. El error de estimación es función de la densidad y de la distribución espacial de los datos medidos.

El uso de datos elaborados a partir de datos medidos, como información básica para realizar la interpolación espacial de cada variable, ha requerido comprobar que ambas series de datos (medidos y elaborados) presentan una distribución próxima a la normal con similar valor central (mediana) para ambas series de datos. en este caso. Todas las series de datos presentan una distribución lognormal, siendo habitual una mayor normalidad y una leve reducción del valor de la mediana en el caso de los datos elaborados de cada variable. Se suele producir una reducción del coeficiente de asimetría y curtosis en las series de datos elaborados cuando se ha introducido un elevado volumen relativo de datos centrales. El coeficiente de variación aumenta o disminuye respectivamente si se ha realizado una importante o una reducida incorporación relativa de datos elaborados extremos.

Los datos medidos de valor medio y de coeficiente de variación de todas las variables del balance de CI se han ajustado mediante un semivariograma teórico del tipo esférico, donde se asume que el efecto pepita es despreciable o muy bajo. El rango o distancia a la que se estabilizan los valores medios de las variables del balance de CI y dejan de presentar correlación espacial oscila entre 88 y 120 km. Estos rangos son similares a los obtenidos por Vanderlinden (2002), Fernández-Fernández (2002) y Ferrer (2003) para la distribución espacial de otras variables hidrológicas y ambientales (precipitación, escorrentía, evapotranspiración, etc.) a una escala regional o a escala de todo el territorio español para periodos temporales plurianuales. Esta similitud de rangos confirma que las variables del balance de CI se han regionalizado correctamente y que sus rasgos principales de distribución espacial a escala del territorio español se han identificado de forma adecuada, al menos en su orden de magnitud. La correlación espacial de una variable es muy baja o inexistente a partir de estas distancias, debido principalmente a la normal variabilidad de las condiciones ambientales que existen en el territorio español. El rango al que se estabilizan los coeficientes de variación de las variables del balance de CI suele ser inferior y oscila entre 11 y 70 km, lo que indica una menor correlación espacial que en el caso de los valores medios de las variables.

La varianza de estimación de las variables, dada como la desviación tipo de la estimación, corresponde al error de estimación de los valores medios

estimados. El error de estimación de la aportación total atmosférica de Cl y del aparte de Cl por la escorrentía directa oscila entre el doble y un orden de magnitud mayor al valor medio estimado en zonas de interior peninsular, mientras que en zonas costeras suele similar al valor medio estimado. La varianza de estimación del contenido medio en Cl del agua de recarga suele ser de la mitad o algo inferior al valor medio estimado en zonas de interior y costeras.

La estimación de las variables del balance de Cl con ambos métodos de interpolación y en iguales posiciones geográficas suele diferir en distinta magnitud. Ambos métodos tienden a generar un sesgo positivo (sobrestimación) de los valores bajos y un sesgo negativo (subestimación) de los valores altos medidos de todas las variables. La magnitud del sesgo depende de la magnitud de la variable, del número de datos, etc., siendo baja o moderada para el contenido en Cl del agua de recarga y moderada o alta para las demás variables.

El krigeado ordinario produce una sobreestimación de los valores bajos y una subestimación de los valores más altos de una variable similar a la que produce el inverso de la distancia. El grado de sobre y subestimación aumenta cuando existe menor densidad y peor distribución espacial de los datos medidos con los que se ha obtenido el semivariograma muestral y se han preparado los datos elaborados con los que después se ha interpolado. Esto es más evidente para la aportación de Cl por la escorrentía directa y para la aportación total atmosférica de Cl. No obstante, las diferencias relativas entre las variables estimadas con ambos métodos oscilan normalmente en torno a 1, con valores ocasionales localizados espacialmente de entre 0,5 y 2 que indican respectivamente el grado de sub o sobreestimación que el inverso de la distancia produce respecto al krigeado ordinario.

La mayor tendencia del krigeado ordinario a homogenizar espacialmente las estimaciones de las variables con menor número de datos medidos produce una tendencia general a reducir valores extremos elevados y a aumentar valores extremos bajos. Los efectos son más evidentes en ciertas zonas del interior peninsular, donde los valores medios medidos de todas las variables son en general bajos. El grado de subestimación que se produce en zonas costeras es relativamente inferior al grado de sobreestimación que se produce en el interior peninsular. Puesto que es mayor la superficie relativa ocupada por valores bajos de las variables, el efecto general para todo el territorio será sobreestimar ligeramente las variables. Salvo en zonas concretas con suficientes datos medidos, el krigeado ordinario tenderá a subestimar ligeramente la recarga a los acuíferos respecto del inverso de la distancia.

Cada valor medio de cada variable del balance de Cl constituye un estimador de la condición media real que debe producirse en un emplazamiento a partir de los datos medios disponibles. La diferencia relativa entre el valor estimado (obtenido habitualmente a partir de datos interpolados con series temporales generalmente reducidas) y el valor real en ese emplazamiento puede

ser del doble o la mitad para la aportación total atmosférica de Cl y la aportación de Cl por la escorrentía directa, y similar a los valores medidos de contenido en Cl del agua de recarga no modificada.

#### 7.4. OBTENCIÓN DE LA RECARGA Y SU VARIABILIDAD INTERANUAL

A partir del valor medio anual y el coeficiente de variación de cada variable del balance de Cl se calcula un valor medio anual y un valor del coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos en cada una de las celdas discretizadas en el territorio español donde se ha podido estimar (interpolarse) espacialmente las variables del balance de Cl. La recarga a los acuíferos se da como un valor medio,  $\bar{R}$ , y un error medido o desviación tipo natural,  $\sigma_R$ , según la relación  $\bar{R} \pm \sigma_R$ . La relación entre la desviación tipo y el valor medio permite obtener el coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos,  $CV_R$ .

El error de estimación generado durante la interpolación espacial de las variables, dado como la varianza de estimación o como la desviación tipo de la estimación, se añade a la desviación tipo o error medido natural de la recarga estimada a los acuíferos, aunque no forma parte de ella. No se ha realizado ningún cálculo específico para obtener el error de estimación de la recarga, ya que aunque éste debe corresponder de forma teórica a la suma de errores de estimación de cada una de las variables del balance de Cl, la relación no cuantificada de estas variables con otras externas (topografía, distancia al mar, etc.) genera otro tipo de error de deriva que se añade al error de estimación de la recarga y que no ha sido calculado. El error de estimación de cada variable se ha calculado y descrito en el apartado anterior.

##### 7.4.1. Recarga media anual a los acuíferos

###### 7.4.1.1. Mapa de recarga media anual a los acuíferos

Como se indicó en el Capítulo III, el valor promedio de recarga a los acuíferos se obtiene a partir de la relación:

$$\bar{R} = \frac{\bar{J}_P - \bar{J}_E}{\bar{C}_R} \quad [7.8]$$

donde  $\bar{J}_P$  y  $\bar{J}_E$  son respectivamente los valores medios de los flujos de aportación de Cl por la deposición total atmosférica y por la escorrentía directa dados ambos en  $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , y  $\bar{C}_R$  es el contenido medio en Cl del agua de recarga no modificada dado en  $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ .

$\bar{R} = f(\bar{J}_P, \bar{J}_E, \bar{C}_R)$  y su magnitud en un emplazamiento depende de la variabilidad climática, tiempo de tránsito por el medio no saturado, etc. Cuando

se dispone de series temporales suficientemente largas de todas las variables del balance de Cl como para mostrar la variabilidad normal de la recarga, el valor de  $\bar{R}$  representa eficazmente la recarga que se produce en un emplazamiento. En cambio, lo normal ha sido disponer de series temporales reducidas de las variables del balance de Cl, de 5 años a lo sumo, y no de todas ellas. En este caso el valor medio calculado de recarga a los acuíferos en un emplazamiento constituye un estimador de  $\bar{R}$  que se ha denominado  $\hat{R}$ .

Teóricamente, aunque no está demostrado que sea así, los valores medidos de las variables que definen  $\bar{R}$  deben presentar una distribución normal (gaussiana), cuya suma de errores, dados como las desviaciones tipo, es igual a 0. Suponiendo que los datos disponibles (medidos) cumplen esta condición, de hecho se ha comprobado en el Capítulo VI que gran parte de los datos medidos de cada variable del balance de Cl si cumplen la condición de normalidad y que su desviación tipo es próxima a 0, se ha supuesto que  $\bar{R} \approx \hat{R}$ , pudiendo volver a definir la ec. [7.8] como:

$$\bar{R} \approx \hat{R} = \frac{\bar{J}_P - \bar{J}_E}{C_R} \quad [7.9]$$

Se ha aplicado la ec. [7.9] en aquellas celdas discretizadas en el territorio español donde se ha podido estimar un valor medio anual de cada variable del balance de Cl. La estimación (interpolación) de las variables mediante el inverso de la distancia permite obtener una distribución espacial de  $\hat{R}$  en la península y en algunos territorios insulares (Fig. 7.39). La estimación (interpolación) de las variables del balance de Cl mediante krigeado ordinario permite obtener una distribución espacial de  $\hat{R}$  únicamente en la península (Fig. 7.40).

Los mapas de las Figuras 7.39 y 7.40 muestran una distribución espacial similar de la recarga estimada. El rango de recarga media oscila entre 1 y 800 mm·a<sup>-1</sup>.

El inverso de la distancia permite observar la existencia de valores extremos muy bajos (rango entre 1 y 10 mm·a<sup>-1</sup>) mientras que el inverso de la distancia no los muestra, siendo en este caso todos los valores de recarga iguales o superiores a 10 mm·a<sup>-1</sup>. Los valores medios y los valores más elevados de recarga quedan representados eficazmente en ambos mapas.

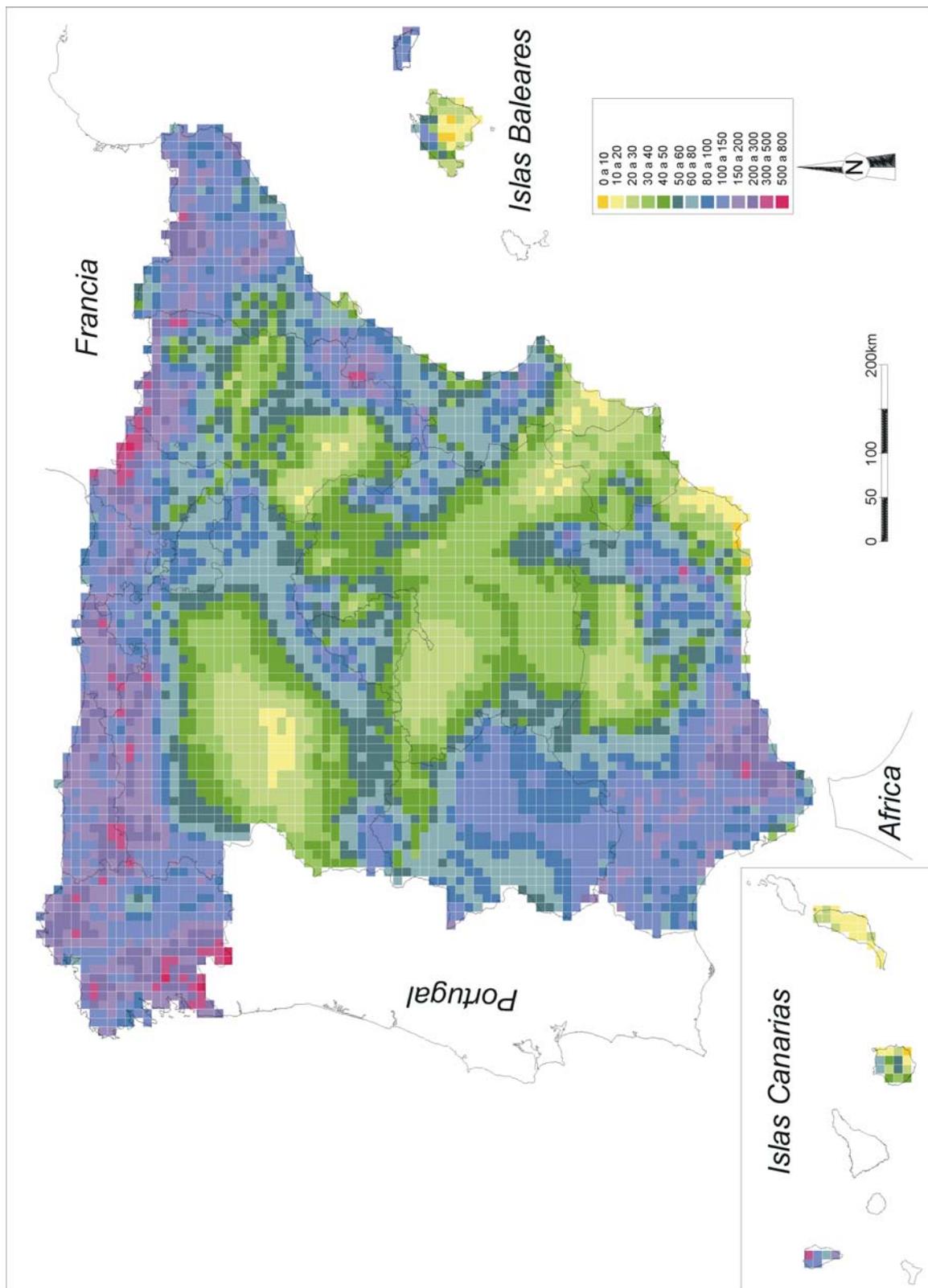


Figura 7.39.- Tasa de recarga media anual a los acuíferos (en mm·a<sup>-1</sup>) obtenida en el territorio peninsular e insular español a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de CI mediante el inverso de la distancia

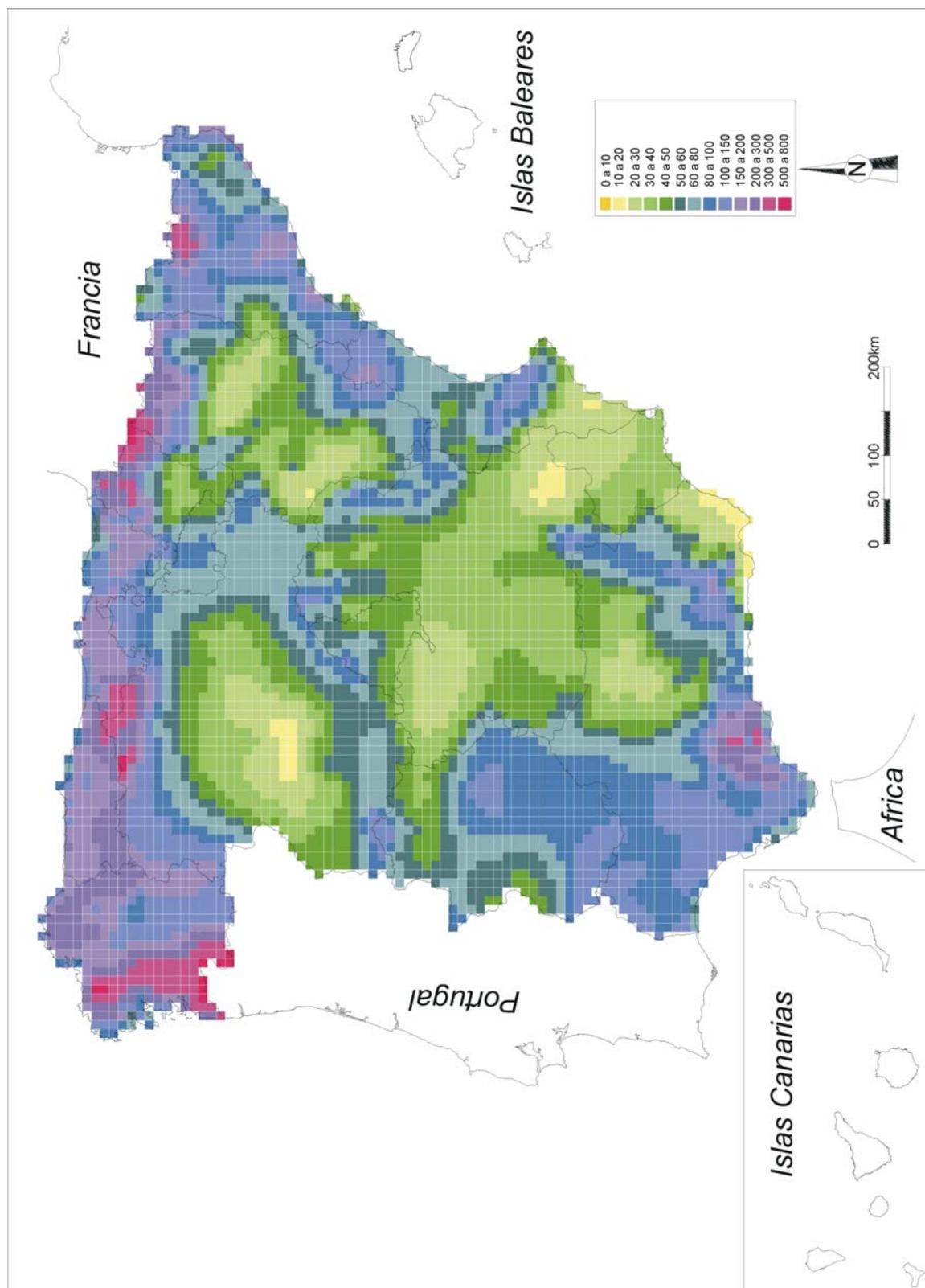


Figura 7.40.- Tasa de recarga media anual a los acuíferos (en mm·a<sup>-1</sup>) obtenida en el territorio peninsular español a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante kriging ordinario

#### 7.4.1.2. Análisis de los resultados

Se han comparado, únicamente en la península y en iguales posiciones geográficas, los valores estimados de  $\hat{R}$  mediante ambos métodos de estimación (interpolación). Se ha estudiado el error medio, EM, que mide la diferencia absoluta de las estimaciones de  $\hat{R}$  para ambos métodos; el error relativo, ER, que mide la diferencia relativa de las estimaciones de  $\hat{R}$  entre ambos métodos; y el coeficiente de correlación de Pearson, R, que mide la calidad de la relación lineal esperable de las estimaciones de  $\hat{R}$  entre ambos métodos (Fig. 7.41).

Una estimación similar de  $\hat{R}$  con ambos métodos debe proporcionar valores de  $EM \sim 0$ ,  $ER \sim 1$  y  $R \sim 1$ . Valores diferentes a estos se asocian al grado de sobre o subestimación que un método de estimación ha producido respecto al otro durante la obtención de las variables del balance de Cl.

$R = 0,87$  y se ha obtenido una ecuación de correlación que indica que la interpolación de las variables del balance de Cl mediante krigeado ordinario produce valores de  $\hat{R}$  ligeramente inferiores a los obtenidos mediante el inverso de la distancia (Fig. 7.41). EM muestra valores en torno a 0 (Fig. 7.41) con un valor promedio de la población de  $2,6 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . ER muestra valores entre 0,25 y 2,9 que indican respectivamente el grado de sobre y subestimación que la estimación de  $\hat{R}$  mediante krigeado ordinario produce sobre el inverso de la distancia (Fig. 7.41). El error relativo de la población es de 1,1, que indica la subestimación general de  $\hat{R}$  que produce el krigeado ordinario respecto al inverso de la distancia. Se observa una tendencia general del krigeado ordinario a generar valores de  $\hat{R}$  similares a los obtenidos mediante el inverso de la distancia, especialmente para valores medios de  $\hat{R}$  (rango entre 100 y 300  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ). Para valores de  $\hat{R}$  inferiores a 100  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$  el krigeado ordinario tiende a sobreestimar ligeramente los valores de recarga.

Las diferencias relativas entre los valores de  $\hat{R}$  estimados a partir de la interpolación de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado ordinario son generalmente de  $\sim 1$  (Fig. 7.42).

La magnitud de las diferencias relativas depende de la magnitud de sobre o subestimación que cada método de estimación ha producido durante la interpolación espacial de las variables del balance de Cl a partir del uso de los mismos datos elaborados en ambos casos. También depende del peso que cada variable presenta dentro de la ecuación de balance de Cl y de la propia variación espacial de la magnitud de cada variable.

Las diferencias relativas mayores o menores a 1 indican respectivamente el grado de sobre y subestimación del valor de  $\hat{R}$  obtenido mediante krigeado ordinario respecto al obtenido mediante el inverso de la distancia (Fig. 7.42). La

sobre y la subestimación dependen principalmente de la sobre o subestimación que ambos métodos han producido en la estimación de la aportación total atmosférica de Cl y del contenido en Cl del agua de recarga no modificada.

En general, la baja magnitud de la aportación de Cl por la escorrentía directa respecto a las otras dos variables hace que esta variable apenas influya en las diferencias medidas de  $\hat{R}$  entre métodos de estimación. Esta variable modifica muy sutilmente el denominador de la ecuación del balance de Cl al representar valores absolutos que oscilan entre la mitad y 1 o 2 ordenes de magnitud inferiores a los valores de aportación total atmosférica de Cl medidos en iguales emplazamientos. Su efecto sobre las diferencias relativas de los valores de  $\hat{R}$  obtenidos mediante ambos métodos de estimación son habitualmente despreciables.

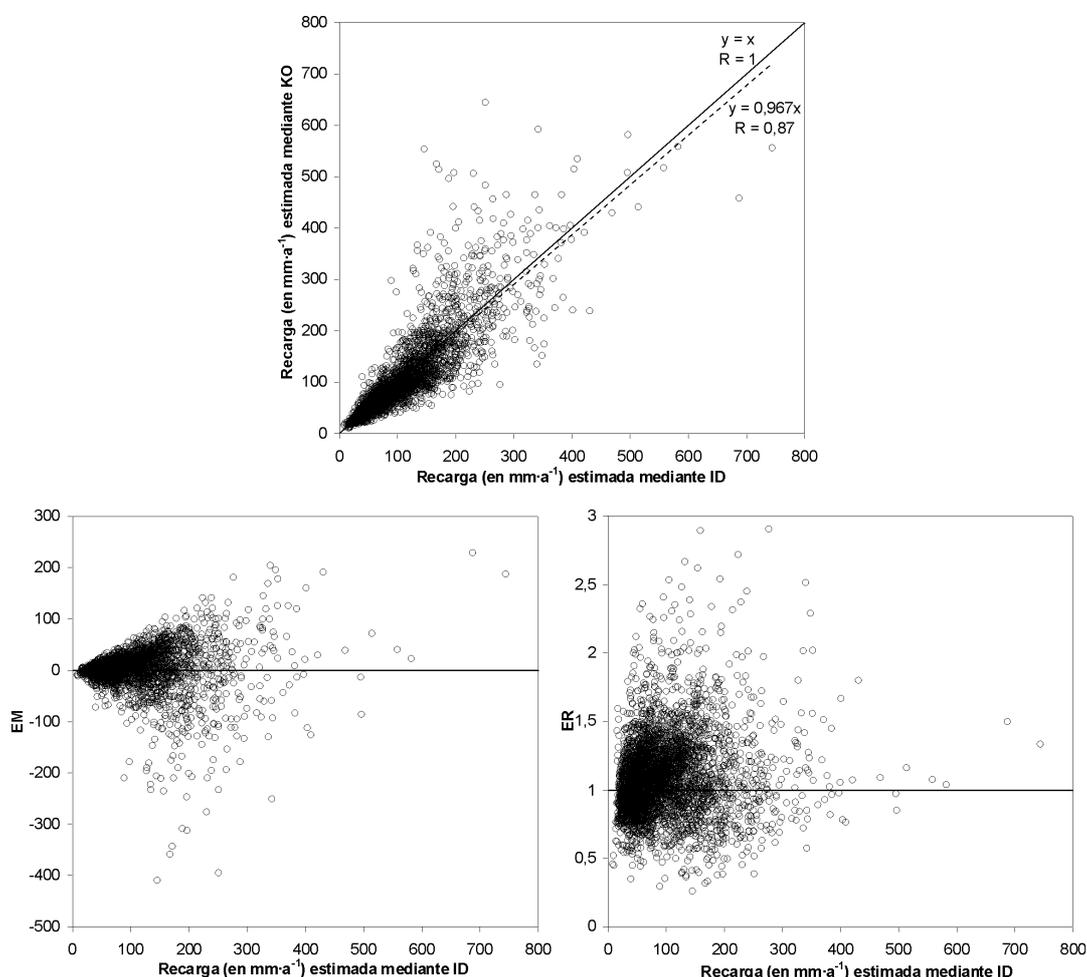


Figura 7.41.- Representación del error medio (EM), error relativo (ER) y coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los valores de recarga media anual a los acuíferos estimados a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia (ID) y mediante krigeado ordinario (KO). La comparación se hace en iguales posiciones geográficas. EM en mm·a<sup>-1</sup>; R y ER en tanto por 1 (adimensional)

Son más importantes, por la extensión geográfica que ocupan y por su magnitud, las diferencias relativas superiores a 1 del interior peninsular (Fig. 7.42). La subestimación de  $\hat{R}$  del krigado ordinario respecto al inverso de la distancia está próxima a 0,50 en la zona cantábrica, interior de Galicia, y en zonas aisladas del N, E y SE peninsular. La subestimación en la zona cantábrica y gallega se produce por la clara sobreestimación de los bajos contenidos medidos en Cl del agua de recarga que ha generado el krigado ordinario (ver Fig. 7.20). En las demás zonas, la subestimación está debida a los valores puntualmente altos de aportación total atmosférica de Cl que ha producido igualmente el krigado ordinario (ver Fig. 7.28). Una situación inversa se produce en la cuenca del río Ebro, y en el NE y S peninsular, donde existen valores puntualmente elevados de contenido en Cl del agua de recarga que han sido subestimados mediante krigado ordinario, lo que a su vez ha generado en estas zonas una sobreestimación de 1,50 o superior del valor de  $\hat{R}$  por parte del inverso de la distancia respecto del krigado ordinario (Fig. 7.42). En estas zonas, las diferencias relativas entre los valores estimados de aportación total atmosférica de Cl con ambos métodos son próximas a 1.

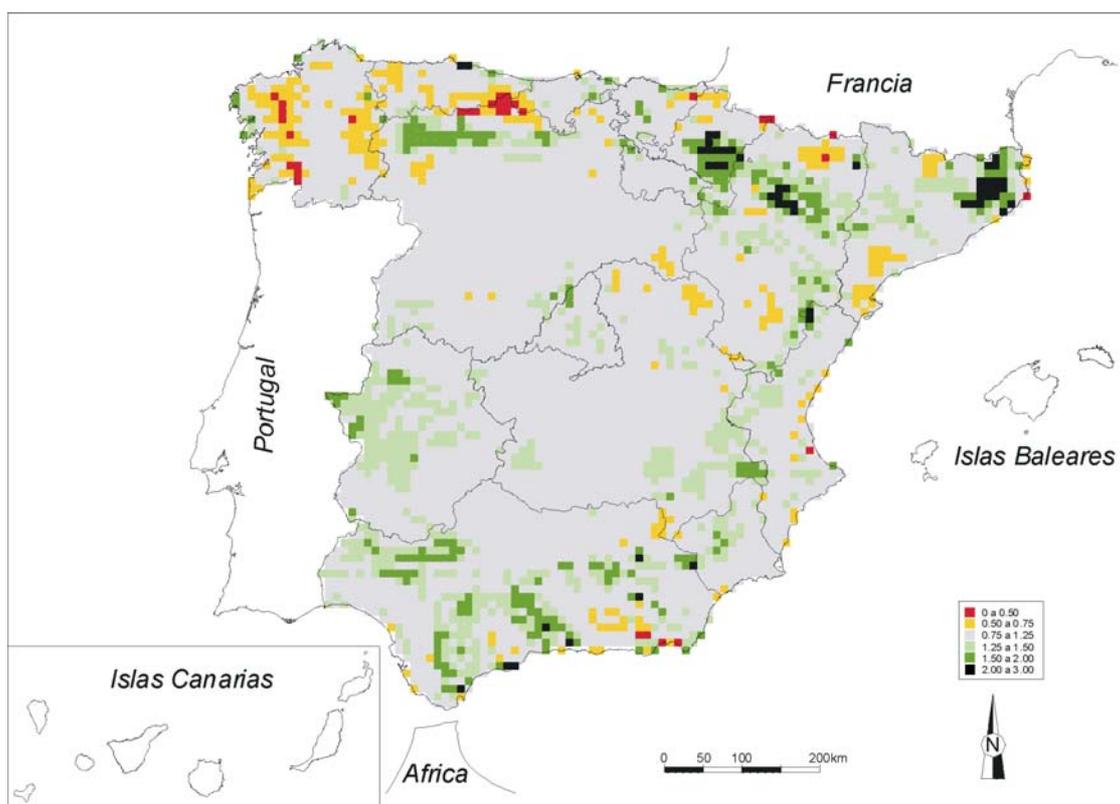


Figura 7.42.- Diferencia relativa entre la recarga media anual a los acuíferos en el territorio peninsular español estimada a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario (en tanto por 1, adimensional)

En las zonas costeras, donde las estimaciones de las variables del balance de Cl con ambos métodos son similares, se miden diferencias relativas de  $\hat{R}$  próximas a 1 en la mayoría de los casos (Fig. 7.42). Algunos valores aislados con diferencias relativas superiores o inferiores a 1 no siguen una tendencia concreta y son consecuencia de los parámetros de interpolación utilizados por ambos métodos durante la estimación espacial de cada variable y de los elevados gradientes territoriales que presentan algunas variables.

Conocidas las causas principales que generan la sobre o subestimación de la recarga a los acuíferos estimada con ambos métodos, se recomienda utilizar como mapa de recarga media a los acuíferos el obtenido mediante el inverso de la distancia, debido a que los mapas de las variables que han permitido obtener este mapa representan de forma más eficaz las variaciones espaciales observadas en los datos medidos, y por tanto es esperable que la recarga a los acuíferos esté mejor estimada. No obstante, esta recarga no tiene por que coincidir con las estimaciones puntuales de la recarga realizadas en acuíferos concretos, pudiendo ser el caso de que la recarga estimada mediante krigado ordinario respondiera mejor a la recarga estimada en alguna zona concreta del territorio español.

#### *7.4.1.3. Porcentaje de precipitación que constituye recarga a los acuíferos*

Se ha obtenido el porcentaje de precipitación que constituye recarga a los acuíferos relacionando el valor medio anual de recarga a los acuíferos, obtenido a partir de la estimación espacial de las variables del balance de Cl con ambos métodos de interpolación, con el mapa de precipitación media anual del territorio peninsular e insular español elaborado por MIMAN (2000) (Fig. 7.43; Fig. 7.44). El mapa de precipitación presenta una discretización espacial de valores en celdas de 10 km de tamaño en las mismas posiciones geográficas que los valores medios anuales de recarga obtenidos en el apartado anterior, lo que permite la comparación directa de los datos.

La similitud de los mapas de  $\hat{R}$  obtenidos mediante ambos métodos de interpolación de las variables del balance de Cl favorece que ambos mapas de porcentaje de precipitación que constituye recarga a los acuíferos sean también similares. Por regla general, los porcentajes de recarga son ligeramente inferiores en el mapa obtenido mediante krigado ordinario. Como era de esperar, los mayores porcentajes de recarga en ambos mapas se producen en zonas carbonatadas del NE, E, N, S y SE peninsular. Los porcentajes más bajos se producen en terrenos detríticos de los valles de los principales ríos peninsulares, en zonas semiáridas del S de aquellas islas del archipiélago Canario donde existen datos medidos, en el SE peninsular, en la zona de los Monegros (cuenca del río Ebro) y otras zonas de interior donde afloran materiales metapelíticos y graníticos.

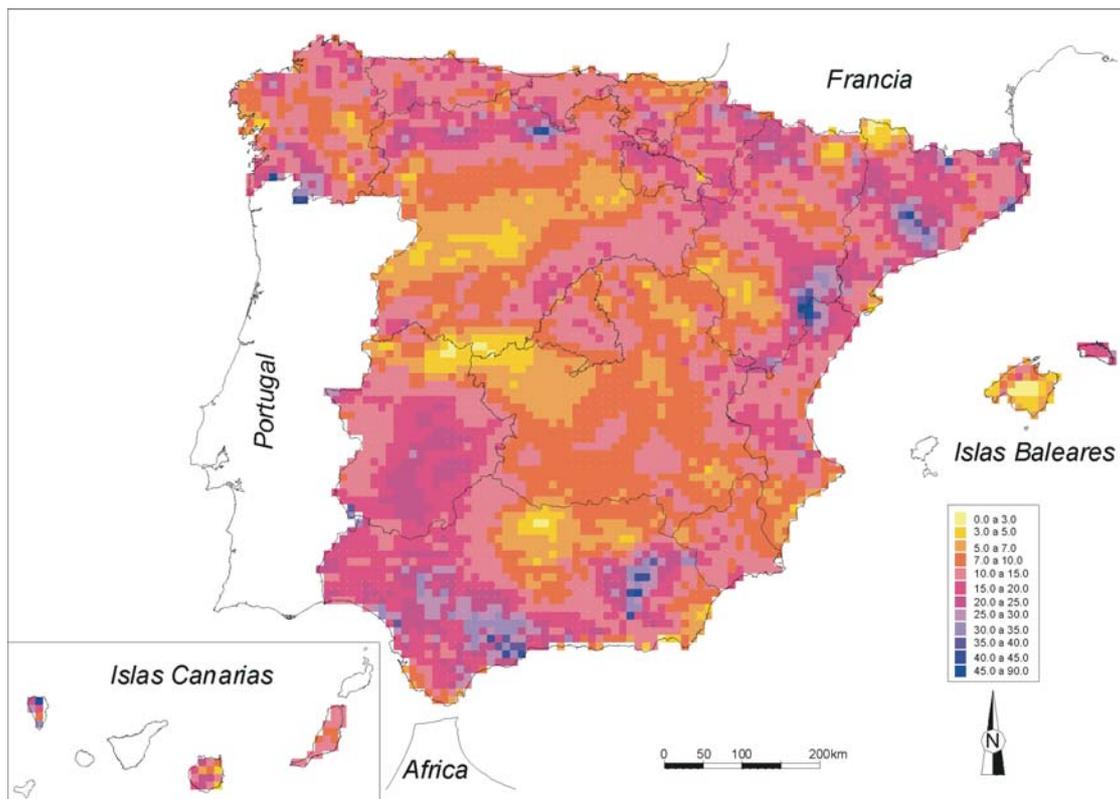


Figura 7.43.- Porcentaje de precipitación media anual que constituye recarga a los acuíferos en el territorio peninsular y algunos territorios insulares (en %). La recarga media anual se ha obtenido a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia

Ambos mapas de porcentaje de recarga presentan valores máximos centrados en el entorno del 60 %, con valores aislados extremos que pueden alcanzar o superar ligeramente cifras del 80 % (Fig. 7.43; Fig. 7.44). Estos valores más elevados se localizan en zonas muy concretas del territorio peninsular español donde otros trabajos también han medido valores similares. Las discrepancias en cuanto al porcentaje de precipitación que constituye de recarga a los acuíferos obtenido mediante ambos mapas son reducidas, al menos espacialmente, y se conoce razonablemente bien las causas principales que las generan.

La mayoría de valores de porcentajes de recarga obtenidos con ambos métodos son coherentes con los valores bibliográficos disponibles (MIMAN, 2000; Sanz, 1996; Andreo *et al.*, 2004b; Cardoso, 1997; etc.). No obstante, las cifras de entre el 50 y el 60 % de precipitación que constituye recarga a los acuíferos medidas en algunas zonas suelen superarse en determinados contextos hidrogeológicos puntuales en los se han medido valores próximos al 80%. Las causas de estas diferencias puntuales están debidas a varios factores:

- i) las tasas elevadas de recarga se producen en zonas localizadas y a veces reducidas de determinados acuíferos, cuyo tamaño puede ser inferior al tamaño de discretización de celdas realizado en este trabajo, pudiendo

quedar estos valores ponderados con otras tasas más bajas de recarga que ocupan mayor superficie del acuífero.

- ii) los métodos de interpolación espacial de datos presentan una tendencia general a compensar valores extremos de cada una de las variables del balance de Cl que permiten obtener la recarga a los acuíferos, dando lugar en general a una tendencia a subestimar tasas altas de recarga y a sobreestimar ligeramente las tasas bajas finalmente calculadas
- iii) los lugares donde la discrepancia de valores es moderada coinciden con las zonas donde se dispone de menor número de datos medidos. También sucede que cuando estos datos existen, corresponden a periodos muy reducidos de estudio, pudiendo tal vez no representar adecuadamente las condiciones habituales que existen en la zona.

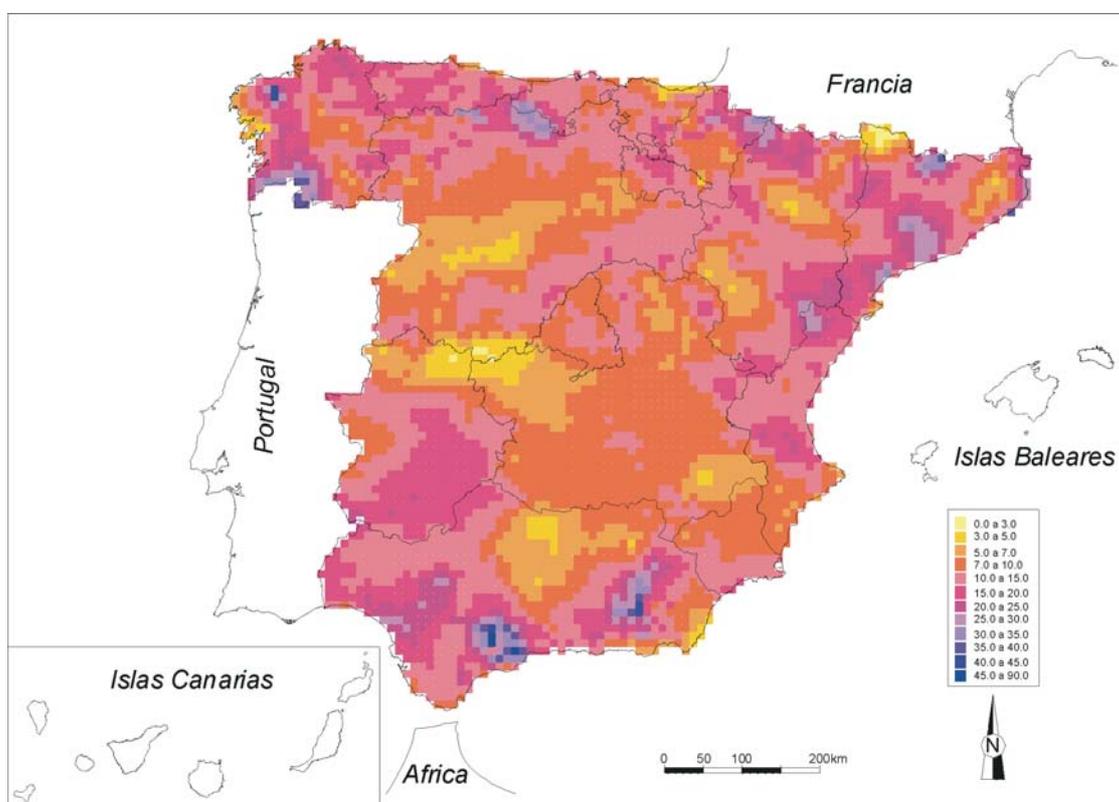


Figura 7.44.- Porcentaje de precipitación media anual que constituye recarga a los acuíferos en el territorio peninsular (en %). La recarga media anual se ha obtenido a partir de la interpolación espacial de las variables mediante kriging ordinario

## 7.4.2. Variabilidad interanual de la recarga

### 7.4.2.1. Mapa del coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos

Las expresiones que definen el valor medio anual de recarga a los acuíferos se han acompañado de la formulación específica descrita en el Capítulo III que mide su variabilidad natural para periodos largos de observación.

Como se ha indicado en los Capítulos I, II y III, la variabilidad natural se puede expresar en función de la desviación tipo del valor medio de cada variable del balance de CI.

La desviación tipo o error medido de  $\bar{R}$  se puede medir como su desviación tipo,  $\sigma_R$ , suponiendo que la distribución de los valores de  $\bar{R}$  es razonablemente normal. De esta forma se pueden despreciar otros términos, que en general corresponden a pequeños errores de medida y de cálculo. En este caso  $\sigma_R = f(\bar{J}_P, \bar{J}_E, \bar{C}_R, \sigma_{J_P}, \sigma_{J_E}, \sigma_{C_R})$ .

Al igual que los valores de  $\bar{J}_P$ ,  $\bar{J}_E$  y  $\bar{C}_R$ , los valores de  $\sigma_{J_P}$ ,  $\sigma_{J_E}$  y  $\sigma_{C_R}$  tienen un error puntual debido al corto periodo de estudio con los que se han obtenido en la mayoría de los casos y un error de estimación espacial. El krigeado ordinario proporciona una medida del error de estimación de  $\sigma_{J_P}$ ,  $\sigma_{J_E}$  y  $\sigma_{C_R}$  a través de la varianza de estimación de los coeficientes de variación de  $J_P$ ,  $J_E$  y  $C_R$  que no incluye el error asociado a la relación de estas variables con otras externas como la topografía, la distancia al mar, etc.

Se puede suponer que la suma que constituye el error asociado a la relación de las variables del balance de CI con otras variables externas más el error de estimación de la recarga, dado como la suma de los cuadrados de las varianzas de estimación de las variables del balance de CI, es inferior a la desviación tipo de la recarga a los acuíferos. De esta forma se pueden simplificar algunos de estos errores de menor magnitud y se puede definir la recarga calculada en un punto del territorio a partir de la relación:

$$\bar{R} \pm \sigma_R \approx \hat{R} \pm \sigma_{\hat{R}} \quad [7.10]$$

donde  $\bar{R}$  y  $\sigma_R$  son respectivamente el valor medio anual y la desviación tipo de la recarga a los acuíferos que se debe producir en un punto del territorio cuando su cálculo se ha realizado a partir de una gran población de datos medidos durante largos periodos de muestreo (décadas);  $\hat{R}$  y  $\sigma_{\hat{R}}$  son respectivamente el valor medio anual y la desviación tipo de la recarga estimada a los acuíferos a partir de un conjunto de datos que han sido obtenidos para periodos reducidos de muestreo.  $\hat{R}$  y  $\sigma_{\hat{R}}$  suelen diferir en magnitud desconocida de la condición real de recarga existente en ese punto debido al menor periodo temporal con el que se han obtenido. No obstante, se puede asumir que  $\bar{R} \approx \hat{R}$ , siendo  $\hat{R}$  un estimador de  $\bar{R}$ , y que  $\sigma_{\hat{R}} \approx \sigma_R$ , siendo  $\sigma_{\hat{R}}$  un estimador de  $\sigma_R$ . El procedimiento de obtención de  $\sigma_R$  se ha descrito en el Capítulo III.

La distribución espacial del coeficiente de variación (CV) de cada una de las variables del balance de CI mostrada en el apartado anterior se ha obtenido a partir de la interpolación espacial mediante el inverso de la distancia y mediante

krigeado ordinario. La comparación en iguales posiciones geográficas del valor medio y del CV estimados de cada variable del balance de Cl permite obtener la desviación tipo de cada variable mediante la siguiente relación:

$$CV_X = \frac{\sigma_X}{\bar{X}} \quad [7.11]$$

donde  $CV_X$  es el coeficiente de variación,  $\sigma_X$  es la desviación tipo, y  $\bar{X}$  es el valor medio de la variable X.

A partir del valor medio y de la desviación tipo de cada variable del balance de Cl se obtiene el valor de  $\sigma_{\hat{R}}$ . Estimados los valores de  $\hat{R}$  y  $\sigma_{\hat{R}}$  se obtiene mediante la ec. [7.11] el coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos,  $CV_{\hat{R}}$ .

La interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia permite obtener el valor de  $CV_{\hat{R}}$  en el territorio peninsular y en algunos territorios insulares (Fig. 7.45). La interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante krigado ordinario permite obtener el valor de  $CV_{\hat{R}}$  únicamente en el territorio peninsular (Fig. 7.46).

Los mapas de las Figuras 7.45 y 7.46 muestran una distribución espacial similar de los valores estimados de coeficiente de variación de la recarga. El rango de  $CV_{\hat{R}}$  oscila en ambos casos entre 0,2 y 1,7 (en tanto por 1, adimensional). El inverso de la distancia permite observar la existencia de valores extremos muy bajos (rango entre 0,15 y 0,25) mientras que el krigado ordinario no los muestra, siendo en este caso todos los valores de  $CV_{\hat{R}}$  superiores a 0,2. Los valores medios y los valores más elevados de  $CV_{\hat{R}}$  quedan representados eficazmente en ambos mapas.

#### 7.4.2.2. Análisis de los resultados

Se han comparado, únicamente en la península y en iguales posiciones geográficas, los valores estimados de  $CV_{\hat{R}}$  mediante ambos métodos de estimación (interpolación). Se ha estudiado el error medio, EM, que mide la diferencia absoluta de las estimaciones de  $CV_{\hat{R}}$  por ambos métodos; el error relativo, ER, que mide la diferencia relativa de las estimaciones de  $CV_{\hat{R}}$  por ambos métodos; y el coeficiente de correlación de Pearson, R, que mide la calidad de la relación lineal esperable entre las estimaciones de  $CV_{\hat{R}}$  por ambos métodos (Fig. 7.47). Una estimación similar de  $CV_{\hat{R}}$  con ambos métodos debe proporcionar valores de EM ~ 0, ER ~ 1 y R ~ 1. Valores diferentes se asocian al grado de sobre o subestimación que un método de estimación ha producido respecto al otro durante la obtención de las variables del balance de Cl.

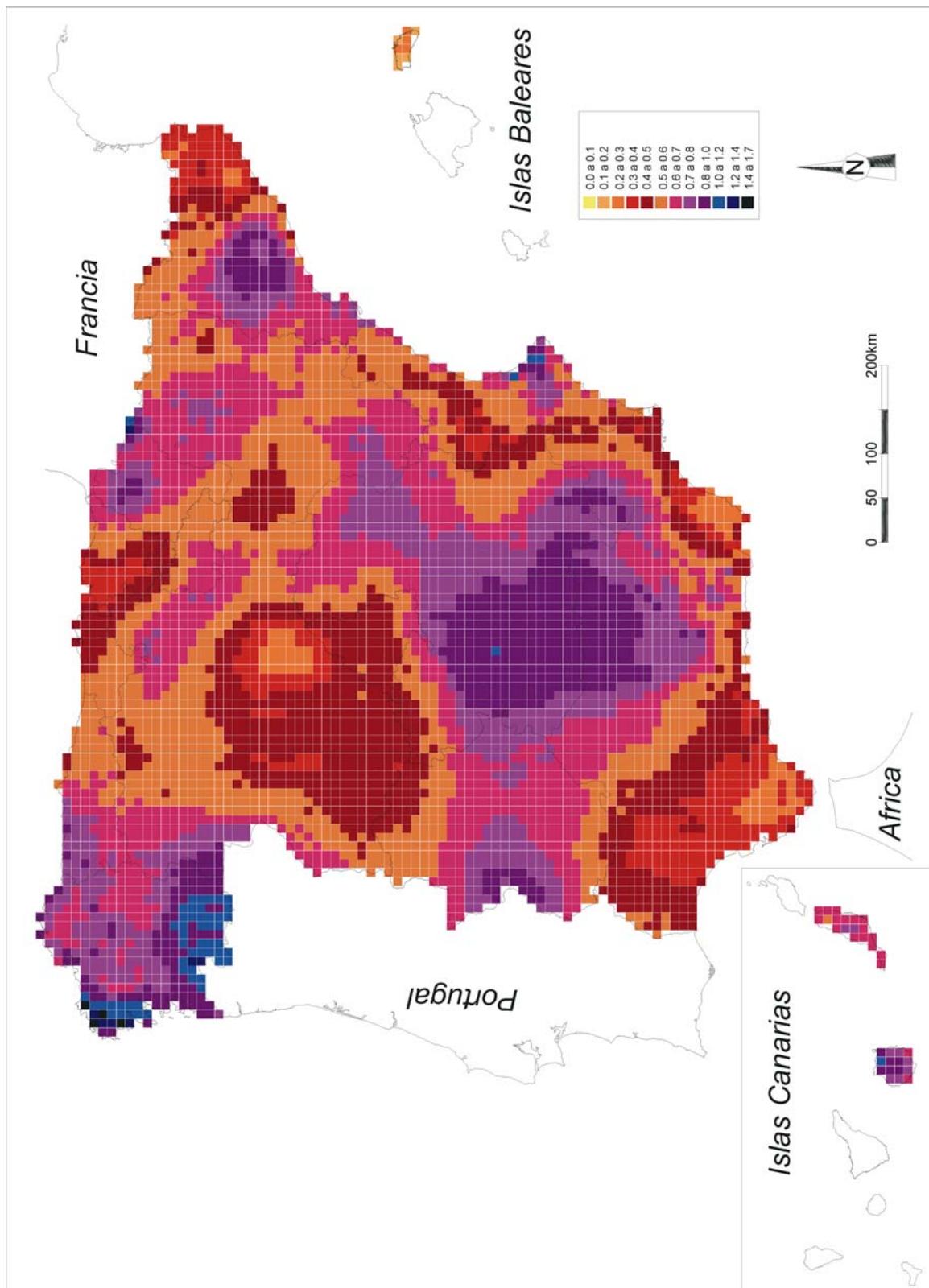


Figura 7.45.- Coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos obtenido en el territorio peninsular y algunos territorios insulares españoles a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de CI mediante el inverso de la distancia (en tanto por 1, adimensional)

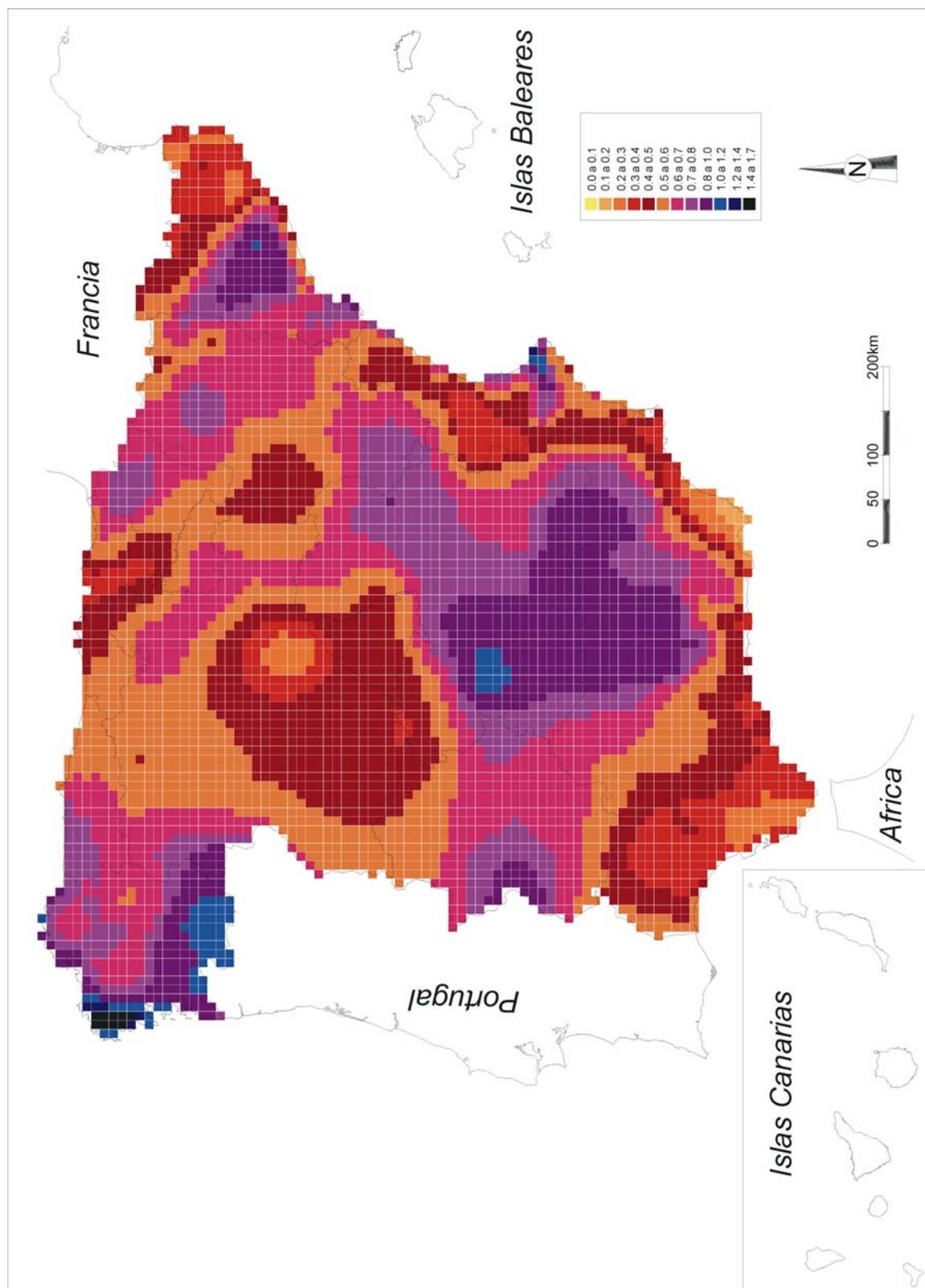


Figura 7.46.- Coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos obtenido en el territorio peninsular a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante kriging ordinario (en tanto por 1, adimensional)

Se ha obtenido un coeficiente de Pearson de 0,96 y una ecuación de correlación que indica que la interpolación de las variables del balance de Cl mediante ambos métodos es prácticamente igual (Fig. 7.47). Ambos métodos generan similar sobreestimación de valores bajos y subestimación de valores altos de las variables. Sólo para los valores más altos de  $CV_{\hat{R}}$ , el krigeado ordinario genera valores ligeramente superiores al inverso de la distancia.

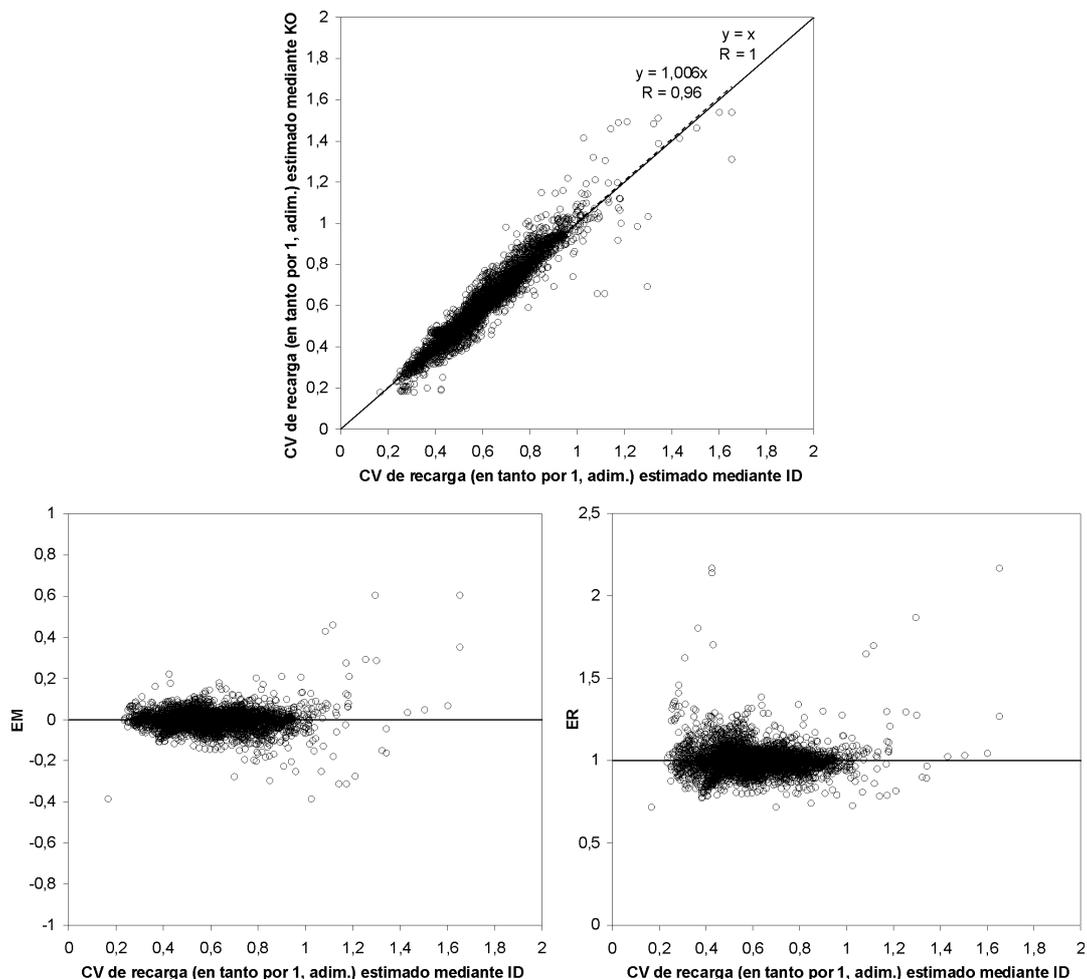


Figura 7.47.- Representación del error medio (EM), error relativo (ER) y coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los valores de coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos estimados a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia (ID) y mediante krigeado ordinario (KO). La comparación se hace en iguales posiciones geográficas. EM, R y ER en tanto por 1 (adimensional)

EM muestra valores en torno a la relación teórica igual a 0 (Fig. 7.47). El rango de valores de EM oscila entre  $-0,4$  y  $0,6$ , con un valor promedio de 0, que muestra la similar estimación de  $CV_{\hat{R}}$  mediante ambos métodos. ER muestra valores entre 0,25 y 2,2 que indican respectivamente el grado de sobre y subestimación que la estimación de  $CV_{\hat{R}}$  mediante krigeado ordinario produce sobre el inverso de la distancia (Fig. 7.47). El valor promedio de la población de

datos es 1, e indica igualmente la similar estimación de  $CV_{\hat{R}}$  mediante ambos métodos.

Las diferencias relativas entre los valores de  $CV_{\hat{R}}$  estimados a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de CI mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario son en general cercanas a 1 en la práctica totalidad del territorio (Fig. 7.48). La subestimación de  $CV_{\hat{R}}$  por parte del krigado ordinario genera diferencias relativas de  $\sim 1,5$  en algunas zonas aisladas del N, E y NE peninsular. Sólo existen algunos valores de  $CV_{\hat{R}}$  en zonas de Galicia donde las diferencias relativas sean inferiores a 1. El resto de zonas a cota baja del interior peninsular presentan diferencias relativas de  $CV_{\hat{R}}$  próximas a 1. Igual situación se observa en las zonas costeras.

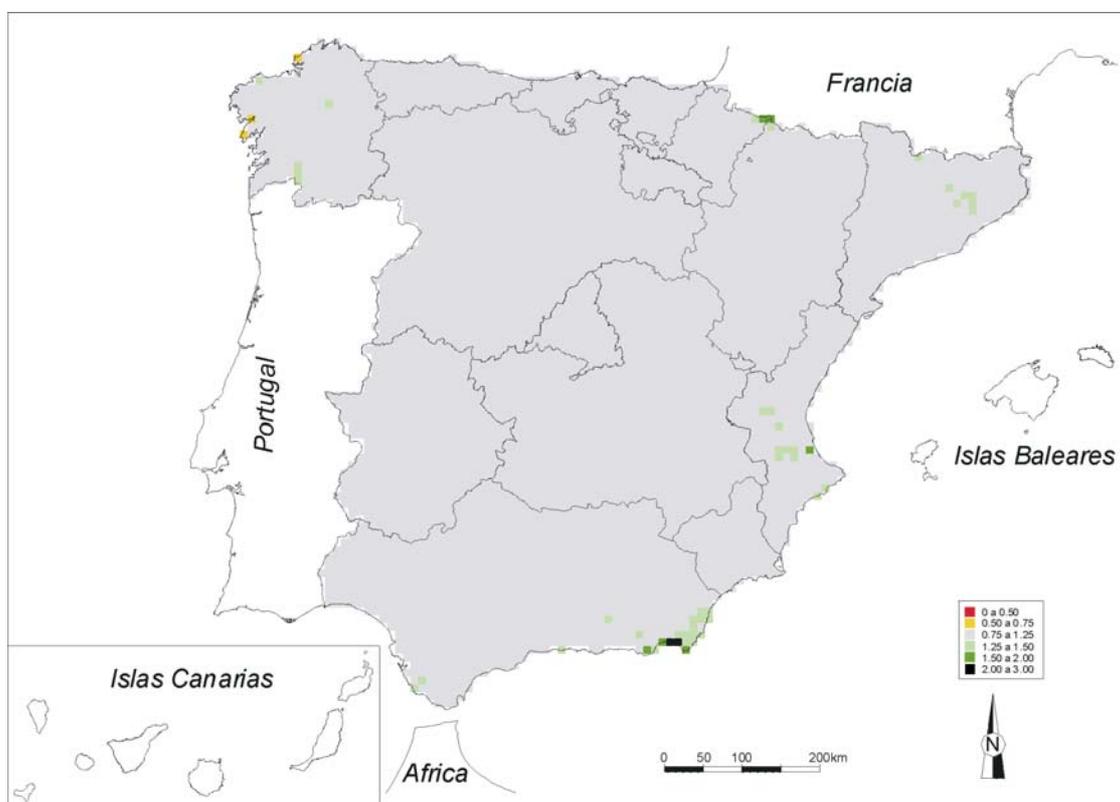


Figura 7.48.- Diferencia relativa entre el coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos en el territorio peninsular español estimado a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de CI mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario (en tanto por 1, adimensional)

Conocidas las causas principales que generan la sobre o subestimación del coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos estimado con ambos métodos, se recomienda utilizar como mapa de coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos el obtenido mediante el inverso de la distancia, ya que los mapas de las variables que han permitido obtener este mapa representan de forma más eficaz las variaciones espaciales observadas en los datos medidos.

## 7.5. CALIBRACIÓN DE RESULTADOS

Una vez que se ha obtenido la distribución espacial de la recarga media anual a los acuíferos y su coeficiente de variación en el territorio peninsular y en algunos territorios insulares españoles a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario, queda por comprobar la calidad de estas estimaciones.

La comprobación se ha realizado mediante varios procedimientos a diferentes escalas de trabajo. El primer procedimiento compara las estimaciones de la recarga media con los valores de recarga que pueden medirse directamente mediante balance de Cl en aquellos lugares del territorio español donde se dispone conjuntamente de datos de todas las variables del balance de Cl. El segundo procedimiento compara los resultados de la recarga media anual estimada mediante balance de Cl con datos bibliográficos de la recarga obtenida mediante otros métodos de estimación a escala de todo el territorio español y a escala de afloramientos acuíferos.

### 7.5.1. Comparación de la recarga distribuida estimada mediante balance de Cl con la recarga puntual calculada (medida) mediante balance de Cl

Se ha calculado la recarga a los acuíferos mediante balance de Cl en todas aquellas celdas discretizadas en el territorio español donde se dispone conjuntamente de dato medido de aportación total atmosférica de Cl, aportación de Cl por la escorrentía directa y contenido en Cl del agua de recarga no modificada. De esta forma se obtienen 72 datos de recarga calculada (que representan algo menos del 2 % de los datos estimados) que se han comparado con la recarga estimada en estas celdas a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia y mediante krigado ordinario (Fig. 7.49). La magnitud de la recarga calculada y estimada en estas celdas varía entre  $\sim 10 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  y  $\sim 1000 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ , con un rango principal de valores entre 25 y  $250 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . Estas magnitudes de recarga representan adecuadamente la población general de datos disponibles (medidos) de recarga. Los valores calculados de recarga son también una muestra representativa de la magnitud de la recarga estimada en el territorio español.

Se ha representado el error medio, EM, el error relativo, ER, y el coeficiente de correlación de Pearson, R, de cada par de valores (medido-estimado) para conocer el grado de sobre o subestimación de los datos estimados respecto de los datos calculados (medidos) de recarga en función del método de estimación aplicado (Fig. 7.49).

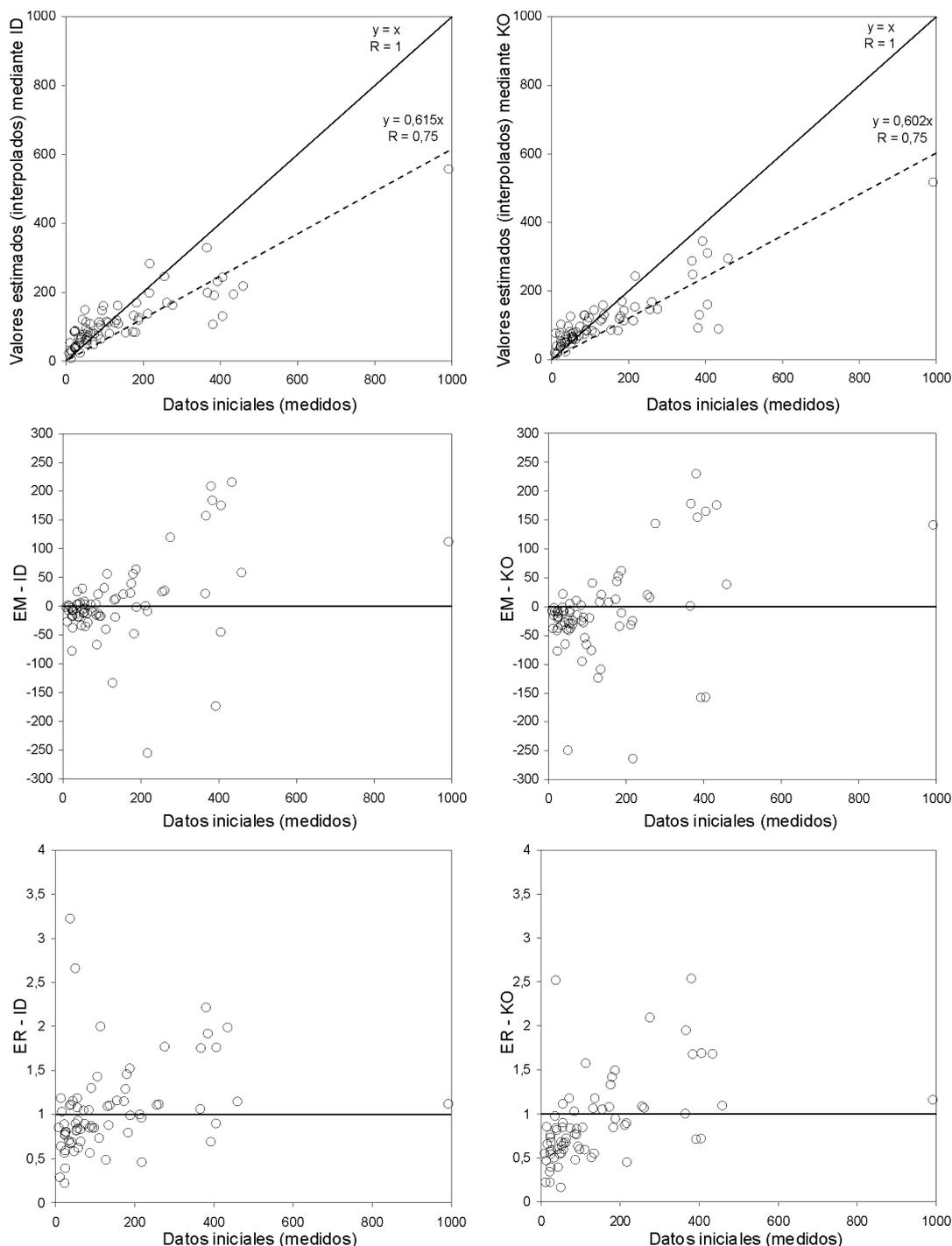


Figura 7.49.- Representación del error medio (EM), error relativo (ER) y coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los valores de recarga iniciales o calculados (medidos) y los valores de recarga estimados (interpolados) mediante el inverso de la distancia (ID) y mediante krigeado ordinario (KO). La comparación se hace en iguales posiciones geográficas según el método de estimación. Datos iniciales (medidos) y estimados (interpolados) de recarga, y EM en  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ; R y ER en tanto por 1 (adimensional)

Ambos métodos sobreestiman ligeramente los valores bajos de recarga calculada. La sobreestimación está centrada en el entorno del 10 % para el inverso de la distancia y es algo menor que la sobreestimación de entre 15 y 20 % observada para el krigeado ordinario. Ambos métodos subestiman los valores

elevados de recarga calculada en una proporción similar de  $\sim 10\%$ . La magnitud del sesgo es proporcional a la magnitud del valor calculado de recarga. El inverso de la distancia presenta una mayor correlación entre valores estimados y calculados de recarga de magnitud reducida. La recarga de magnitud media (rango entre 100 y 250  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ) queda bien estimada con ambos métodos.

$R = 0,75$  para ambos métodos. Estos valores indican en general una buena estimación de la recarga con ambos métodos, al menos en aquellos sitios con datos para comparar. Las rectas de correlación también son muy similares lo que indica una similar calidad de la estimación, al menos para el grupo más numeroso de valores medios de recarga.

Para el inverso de la distancia EM oscila entre  $-255$  y  $215$  con un valor de la mediana de  $-3,3$ . Para el krigado ordinario EM oscila entre  $-265$  y  $230$  con un valor de la mediana de  $-14,5$  (Fig. 7.49). Los valores de EM muestran que el krigado ordinario produce mayor sobreestimación de los valores bajos de recarga calculados que el inverso de la distancia. ER es similar en ambos métodos para valores medios y altos de recarga. Para el inverso de la distancia ER oscila entre  $0,20$  y  $3,20$  con un valor de la mediana de  $0,90$ . Para el krigado ordinario ER oscila entre  $0,20$  y  $2,50$  con un valor de la mediana de  $0,80$  (Fig. 7.49).

La comparación de los valores calculados y estimados de recarga en las mismas posiciones geográficas muestra en general que el krigado ordinario sobreestima en mayor proporción que el inverso de la distancia los valores reducidos de recarga. Esta sobreestimación está de acuerdo con la sobreestimación general de valores bajos de recarga que el krigado ordinario produce respecto del inverso de la distancia a partir del mismo conjunto de datos elaborados de cada variable del balance de CI. La sobreestimación se debe a la tendencia general a producir valores tendentes a la condición media que el krigado ordinario genera cuando la densidad de datos de magnitud reducida es muy superior a la densidad de datos de magnitud elevada.

Se ha realizado un estudio estadístico descriptivo para conocer cual es la distribución estadística de los valores de recarga estimados mediante el inverso de la distancia y krigado ordinario (Tabla 7.8).

Tabla 7.8.- Estadísticos descriptivos de las series de valores estimados de recarga a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de CI mediante el inverso de la distancia (ID) y mediante krigado ordinario (KO) en el territorio peninsular español. n: número de datos; m: media; s: desviación estándar;  $s^2$ : varianza; CV: coeficiente de variación (en tanto por 1, adimensional); min: mínimo; q25: percentil del 25%; med: mediana; q75: percentil del 75%; max: máximo; CA: coef. de asimetría; C: curtosis

	n	m	s	$s^2$	CV	min	q25	med	q75	max	CA	C
datos estimados ID	4974	88,8	64,4	4148,6	0,73	9,23	42,9	69,2	118,1	744	2,1	8,4
datos estimados KO	4974	86,2	70,8	5007,5	0,82	11,6	40,7	64,0	102,0	645	2,6	9,4

En general, la serie de valores de recarga estimada mediante el inverso de la distancia presenta mayor densidad de valores altos (mayor valor mínimo, de la mediana, de la media, etc.), mientras que es inferior el valor del coeficiente de variación. Esto indica que el inverso de la distancia genera mayor sesgo en las estimaciones realizadas de recarga que el krigeado ordinario y por tanto representa de forma más eficaz la heterogeneidad espacial de la recarga a los acuíferos, especialmente para sus valores extremos altos y bajos (Fig. 7.50).

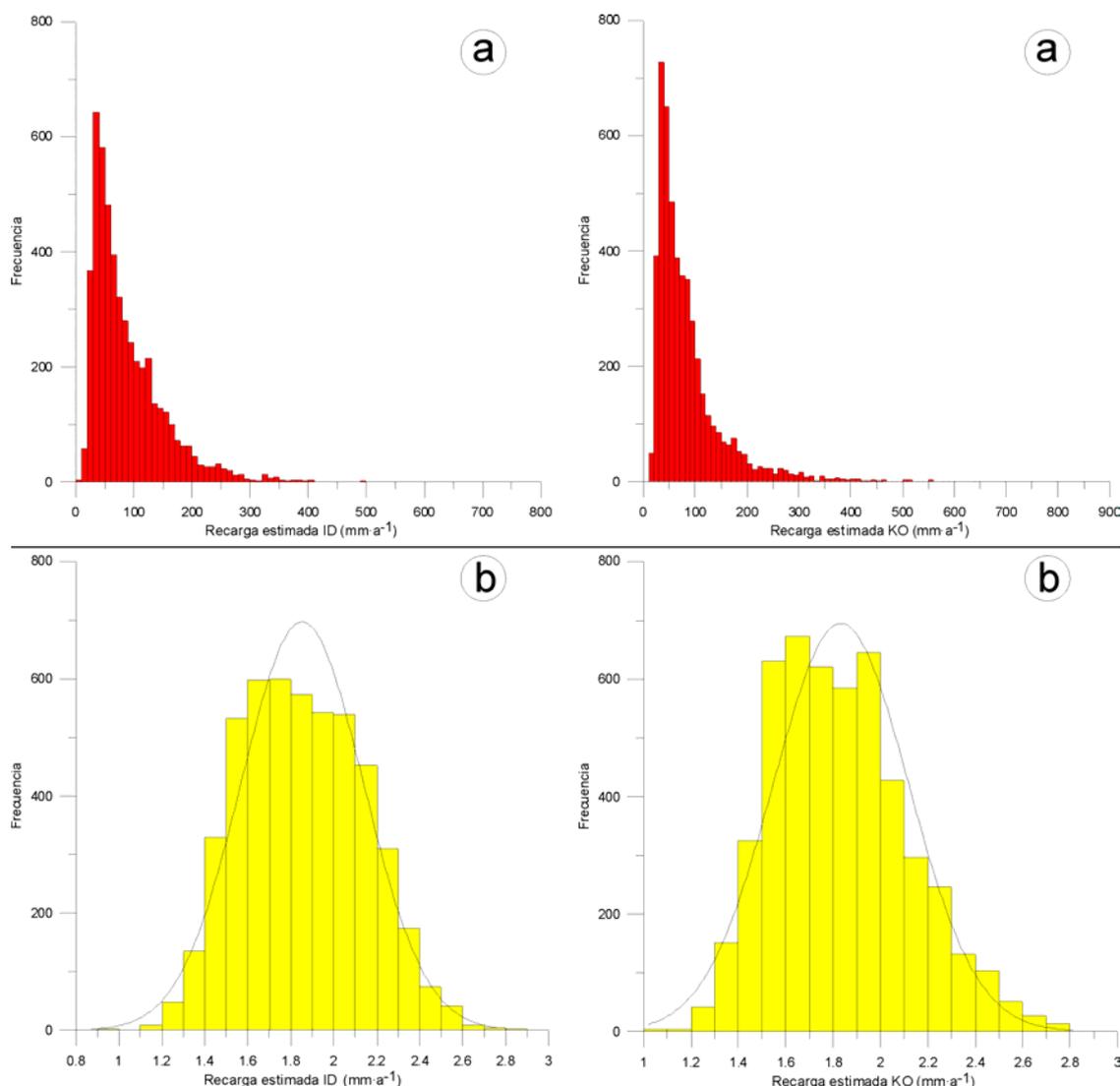


Figura 7.50.- Histogramas del conjunto de valores de recarga estimados a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia (ID) y mediante krigeado ordinario (KO) en el territorio peninsular español. a: representación en escala decimal (en  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ). b: representación en escala logarítmica (en  $\log|\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}|$ ) a la que se ha superpuesto la función de densidad normal

Al igual que para las variables del balance de Cl, existe un importante sesgo negativo en ambas series de valores de recarga que impide observar su grado de normalidad (Fig. 7.50a). Por este motivo se ha realizado la transformación logarítmica de la serie de valores estimados de recarga mediante

ambos métodos, mostrando en ambos casos la existencia de una distribución lognormal (Fig. 7.50b).

Todos estos argumentos sirven para aconsejar como más recomendable el uso del mapa de recarga a los acuíferos obtenido a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia.

### 7.5.2. Comparación del mapa de recarga estimada mediante balance de Cl con el mapa de recarga elaborado por MIMAN (2000)

Se ha comparado el mapa de recarga media anual obtenido a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia (Fig. 7.39) con el mapa de recarga a las diferentes Unidades Hidrogeológicas elaborado por MIMAN (2000) (Fig. 7.51).

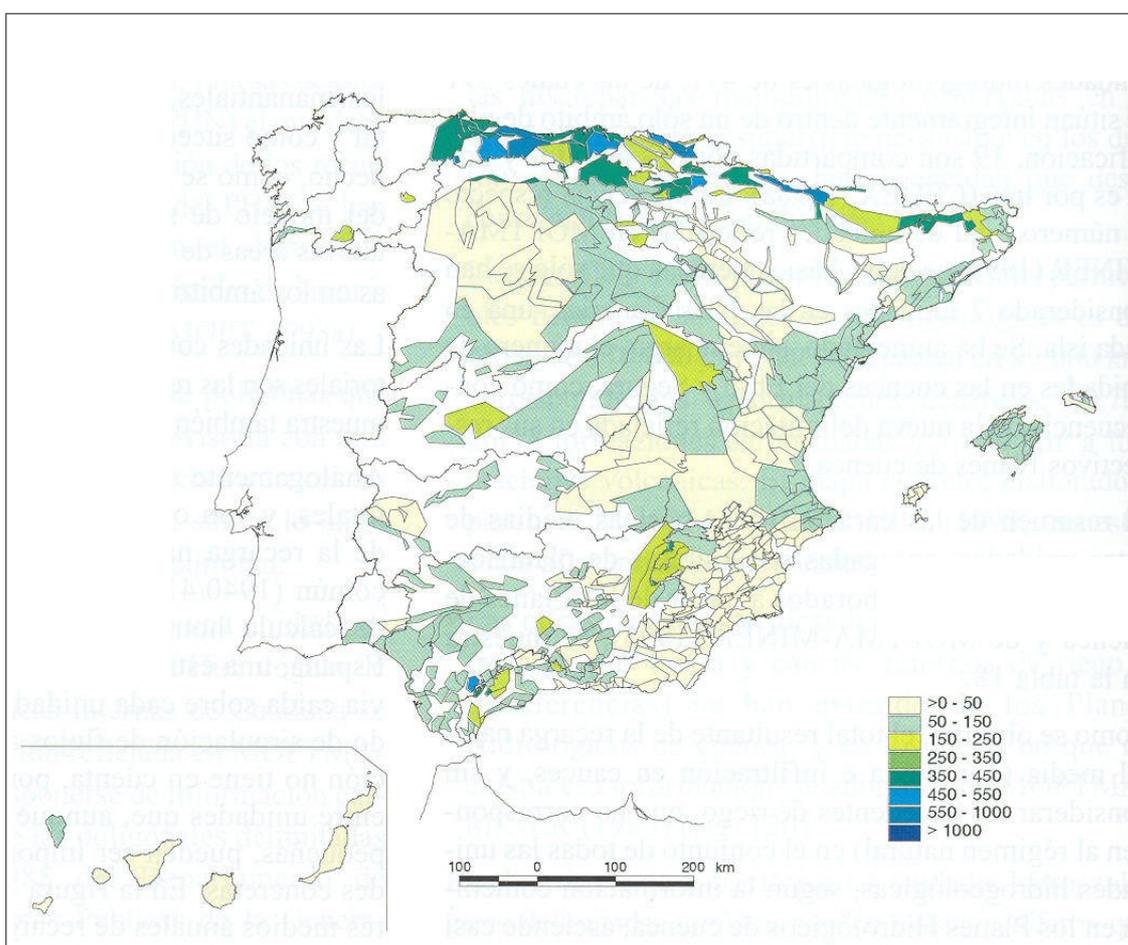


Figura 7.51.- Mapa de la recarga media anual por la lluvia (en  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ) producida en las distintas Unidades Hidrogeológicas, según MIMAN (2000; pág. 134), estimada mediante balance hídrico en el suelo

En MIMAN (2000) se incluye el que es hasta ahora el único mapa de recarga a los acuíferos disponible a una escala de todo el territorio español. Este mapa especifica el rango de recarga que se produce en cada Unidad

Hidrogeológica definida en el territorio español (Fig. 7.51). La estimación de la recarga se ha realizado mediante balance hídrico en el suelo utilizando modelación numérica distribuida. La descripción detallada de su procedimiento de obtención se realizó en el Capítulo II. La comparación posible es únicamente de tipo cualitativo, ya que en MIMAN (2000) sólo se indica un rango de valores de recarga y no un valor medio concreto. Esto implica que únicamente se puede comparar si el rango de recarga propuesto por MIMAN (2000) está próximo o no al valor medio y la desviación tipo interanual de la recarga a los acuíferos estimada en este trabajo, no pudiendo realizar comparaciones cuantitativas.

Se han seleccionado todas aquellas celdas discretizadas en la Figura 7.1 (un total de 3208 celdas) que quedan incluidas dentro de las diferentes Unidades Hidrogeológicas catalogadas en MIMAN (2000) que se muestran en la Figura 7.51. De cada una de estas celdas se dispone de un valor medio anual y una desviación tipo de la recarga a los acuíferos que se han obtenido a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia. Estos valores se han comparado caso a caso con el rango de recarga propuesto por MIMAN (2000), existiendo 3 posibilidades (Fig. 7.52):

- i) que el valor medio de recarga a los acuíferos estimado mediante balance de Cl en una celda perteneciente a una Unidad Hidrogeológica esté dentro del rango de recarga propuesto por MIMAN (2000) para esa Unidad Hidrogeológica
- ii) que el valor medio de recarga a los acuíferos estimado mediante balance de Cl en una celda perteneciente a una Unidad Hidrogeológica sea superior o inferior a los límites del rango de recarga propuesto por MIMAN (2000) para esa Unidad Hidrogeológica, pero que uno de los límites de la recarga a los acuíferos estimada mediante balance de Cl esté dentro del rango de recarga propuesto por MIMAN (2000). Dependiendo de que quede incluido únicamente el límite superior o inferior, se considera que la recarga obtenida mediante balance de Cl está subestimada o sobreestimada respecto al rango propuesto por MIMAN (2000).
- iii) que tanto el valor medio de recarga a los acuíferos estimado mediante balance de Cl en una celda perteneciente a una Unidad Hidrogeológica como cualquiera de los límites se sitúen fuera del rango de recarga obtenido por MIMAN (2000) para esa Unidad Hidrogeológica. En este caso se considera que la recarga estimada a los acuíferos mediante balance de Cl puede estar muy subestimada o muy sobreestimada respecto al rango propuesto por MIMAN (2000).

La mayoría de los valores de recarga estimados mediante balance de Cl (~ 58 % de los datos) están dentro del rango de recarga propuesto por MIMAN (2000) en las diferentes Unidades Hidrogeológicas con datos para comparar. El resto de valores de recarga a los acuíferos estimados mediante balance de Cl difieren en diferente magnitud del rango de recarga propuesto por MIMAN (2000).

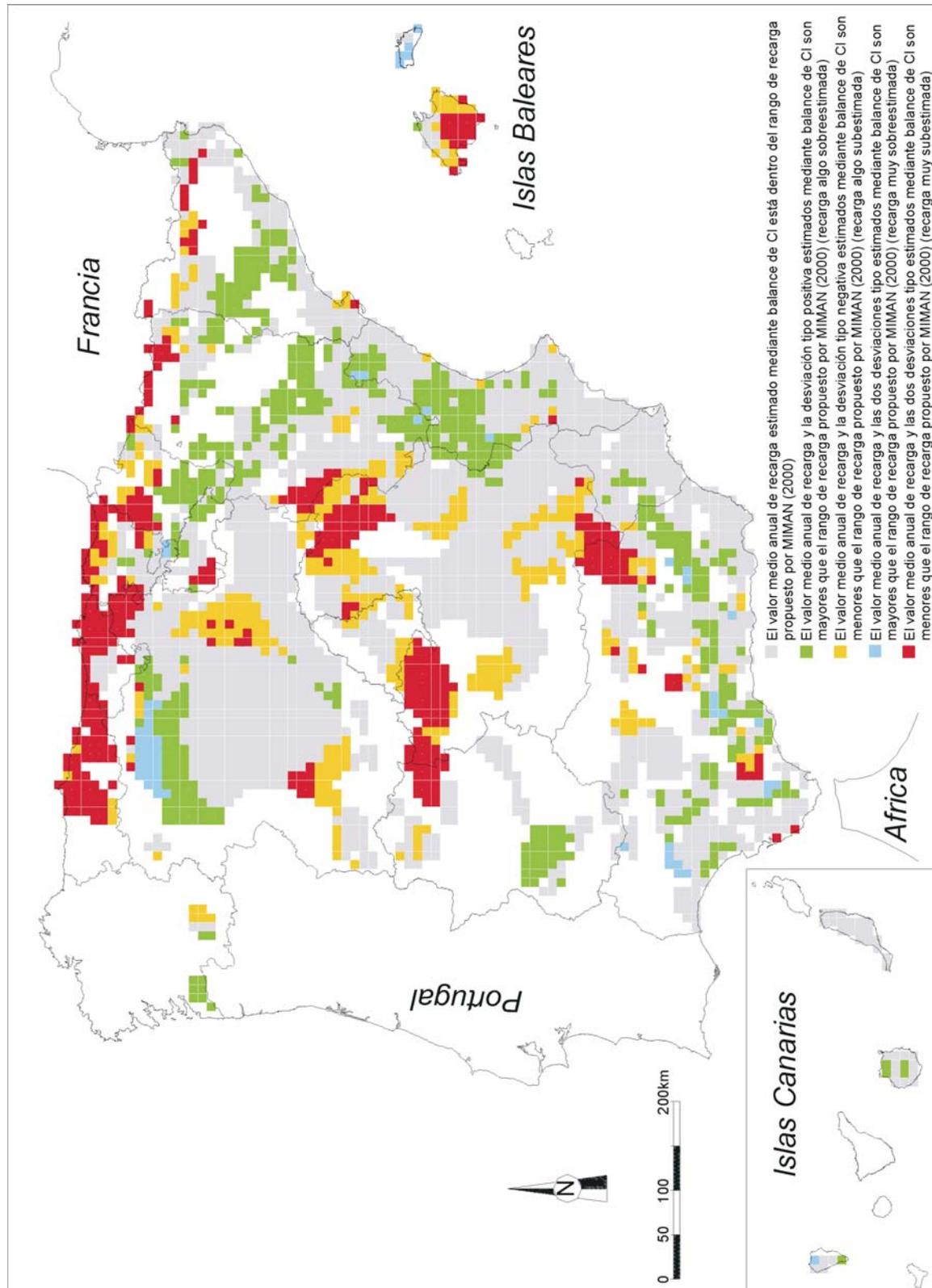


Figura 7.52.- Comparación del grado de sub o sobreestimación que presenta el valor medio anual y la desviación tipo de la recarga a los acuíferos obtenidos a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia respecto al rango de valores de recarga propuesto por MIMAN (2000) en las diversas Unidades Hidrogeológicas definidas en el territorio español

El rango de recarga obtenido para cada Unidad Hidrogeológica por MIMAN (2000) pondera las diferentes tasas de recarga que se producen en la Unidad Hidrogeológica en función de su superficie permeable, debiendo existir importantes diferencias locales principalmente en acuíferos de gran tamaño.

Los valores de recarga obtenidos en este trabajo están discretizados en celdas de 10 km de tamaño, lo que permite observar dentro de acuíferos de gran dimensión la normal variabilidad espacial de la recarga en función de las condiciones ambientales y geológicas. En cambio, el rango de recarga propuesto por MIMAN (2000) ofrece una estimación media de la recarga producida en toda la superficie de cada Unidad Hidrogeológica, sin mostrar la variabilidad espacial que ha de producirse dentro de una Unidad.

Es normal observar que el valor medio de recarga a los acuíferos estimado mediante balance de Cl sea algo superior al rango propuesto por MIMAN (2000) en zonas de montaña y que sea similar o algo inferior en zonas de valles o depresiones de las Unidades Hidrogeológicas de mayor superficie del N y centro peninsular que incluyen conjuntamente zonas llanas y zonas montañosas. En acuíferos pequeños las diferencias son menores si no ha habido incidencias importantes durante la estimación de la recarga mediante ambos métodos.

Existen circunstancias donde el valor medio de recarga a los acuíferos estimado mediante balance de Cl presenta una sobre o subestimación moderada respecto al rango de recarga propuesto por MIMAN (2000); estos valores se indican respectivamente en color naranja y verde en la Figura 7.52. Estas situaciones constituyen ~ 29 % de los casos y son debidas a factores que pueden ser o no conocidos y asociados a diferentes escalas espaciales. En casos conocidos se observa que la deficiente caracterización de la aportación total atmosférica de Cl (método de balance de Cl) o la incorporación accidental de otras fuentes de recarga no derivadas de la lluvia (método de balance hídrico) durante la elaboración del mapa de MIMAN (2000), generan ciertas tendencias puntuales que separan los resultados de recarga obtenidos mediante ambos métodos. Estas variaciones leves son lógicas, inicialmente eran esperables y pueden cuantificarse con cierto detalle.

Existen casos donde se produce una clara sobre o subestimación del valor medio de recarga a los acuíferos estimado mediante balance de Cl respecto del rango de recarga propuesto por MIMAN (2000); estos valores se indican respectivamente en color azul y rojo en la Figura 7.52. El número de casos es inferior al anterior (~ 14 % de los datos). Las zonas con clara sobreestimación (~ 2 % de los datos) aparecen al S de la cornisa cantábrica, zonas aisladas del S y E peninsular y en Menorca. Las causas de su aparición, conociendo razonablemente el ambiente hidrogeológico regional, están asociadas a la inexistencia de medidas cercanas de aportación total atmosférica de Cl, lo que dificulta la estimación de esta variable en esta zona donde es previsible un

importante gradiente de variación espacial de este término del balance de CI que no ha podido ser caracterizado eficazmente.

Las zonas donde se produce una clara subestimación del valor medio de la recarga a los acuíferos obtenido mediante balance de CI respecto del rango de recarga propuesto por MINAN (2000) suponen ~ 12 % de los datos. Aparecen en zonas con y sin datos iniciales (medidos) de aportación total atmosférica de CI y se producen igualmente en acuíferos grandes como en algunos de tamaño reducido. Ante la variedad de ambientes hidrogeológicos y de disponibilidad o no de datos medidos de las variables del balance de CI, se intuyen múltiples causas para estas diferencias. Una de ellas puede ser la nula o imprecisa caracterización de la aportación total atmosférica de CI o la posible selección de muestras de agua de recarga no totalmente representativas del agua de recarga no modificada, especialmente por poder incorporar cierta cantidad de CI de origen litológico no detectado durante los procesos de selección de muestras descritos en el Capítulo VI. Ambos aspectos pueden producirse conjuntamente en la zona N peninsular, Sistema Ibérico, Sistema Central, zona NE de Andalucía y S de Mallorca. No obstante, es posible que estas diferencias se deban en parte a que el rango de recarga propuesto por MIMAN (2000) pueda haber considerado de forma accidental otras fuentes de recarga a los acuíferos conjuntamente con la lluvia.

Ambos métodos de estimación de la recarga obtienen resultados similares en zonas semiáridas del SE peninsular o en la zona de Los Monegros (cuenca del río Ebro). La escorrentía en estas zonas suele ser muy reducida y si se caracteriza correctamente la aportación total atmosférica de CI y el contenido en CI del agua de recarga no modificada, es previsible un cálculo preciso de la recarga mediante balance de CI. El tamaño reducido habitual de estos acuíferos y en general su buen conocimiento hidrogeológico hacen que los resultados propuestos por MIMAN (2000) también sean considerables como acertados.

En las depresiones de los ríos Guadalquivir, Ebro, Tajo, Duero y en la llanura manchega se obtiene en general escasa variación entre los valores medios anuales de recarga a los acuíferos estimados con ambos métodos. Todas estas zonas presentan una elevada homogeneidad espacial de la aportación atmosférica de CI y valores normalmente reducidos de aportación de CI por la escorrentía directa. En zonas de mayor relieve, y especialmente cuando éstas se localizan en zonas de clima más húmedo, las diferencias entre el valor de recarga a los acuíferos estimado con ambos métodos pueden ser importantes y parecen estar relacionadas con la litología principal y la influencia que ésta ejerce a la hora de repartir los componentes del balance hídrico.

En aquellos acuíferos carbonatados de gran extensión localizados en zonas de clima húmedo se han medido en ocasiones importantes diferencias entre los valores de recarga estimados con ambos métodos. En estos acuíferos se produce una importante fracción de escorrentía a cota elevada que se

descuenta inicialmente del balance de Cl en ese punto y que posteriormente se vuelve a infiltrar parcialmente a cota más baja. Esta nueva infiltración ya no se considera en el balance de Cl como recarga a los acuíferos en ese nuevo punto. Este tipo de recarga sí es considerada en MIMAN (2000), por lo que la tasa de recarga calculada a los acuíferos en esas zonas tiende a ser mayor que el valor real. En este caso, si el objetivo es calcular la recarga en toda la superficie del acuífero, el valor de recarga al acuífero propuesto por MIMAN (2000) será más acertado. Las variaciones con la altitud del contenido en Cl del agua de recarga se ven modificadas (generalmente reducidas) según el volumen de escorrentía infiltrada a diferente cota. Este aspecto tiende en general a subestimar la recarga a los acuíferos estimada mediante balance de Cl respecto de los valores propuestos por MIMAN (2000), mientras que si se iguala la escorrentía total a la recarga se está realizando una clara sobreestimación de la recarga producida al acuífero en ese punto, como a veces se advierte en los datos propuestos por MIMAN (2000).

Las diferencias entre la recarga a los acuíferos estimada mediante balance de Cl y la propuesta por MIMAN (2000) son reducidas en pequeños acuíferos carbonatados. Aquí la escorrentía generada a cota elevada consigue salir fuera de la cuenca y se descuenta correctamente del balance de Cl, reduciéndose el error de estimación de la recarga mediante balance de Cl a cota baja y el error de estimación de la recarga propuesta por MIMAN (2000). Se supone que en ambos casos existen suficientes datos iniciales de aportación total atmosférica de Cl y de contenido en Cl del agua de recarga no modificada, y que la posible adición de otras fuentes de recarga diferentes a la lluvia cuantificadas conjuntamente en MIMAN (2000) es despreciable. En estos casos la estimación de la recarga realizada mediante balance de Cl en este trabajo y la realizada mediante balance hídrico en el suelo en MIMAN (2000) suelen ser similares.

En acuíferos detríticos de pequeña dimensión, los valores de recarga obtenidos con ambos métodos de estimación son similares. Esto es debido a que estas zonas se localizan principalmente a cota baja, existe escasa variación espacial de la aportación total atmosférica de Cl y del contenido en Cl del agua de recarga, y es menor el efecto que tiene en el acuífero la recarga preferencial producida a partir de la escorrentía generada.

Como norma general, los valores medios anuales de recarga obtenidos en zonas carbonatadas kársticas mediante balance de Cl tienden a subestimar el rango de recarga propuesto por MIMAN (2000), mientras que en zonas de materiales detríticos los valores de recarga estimados con ambos métodos son similares. En rocas volcánicas los resultados son similares. MIMAN (2000) no ofrece suficientes datos de la recarga que se produce en zonas donde afloran esquistos, cuarcitas o granitos, con los que comparar los valores medios anuales de recarga estimados mediante balance de Cl.

Los materiales graníticos y metapelíticos en general son considerados en MIMAN (2000) como zonas no acuíferas a escala regional, aunque puntualmente existen acuíferos menores asociados a ciertas condiciones geológicas locales como fracturas, zonas de alteración, etc. donde se constatan en ocasiones tasas elevadas de recarga pero que en general van asociadas a un corto tiempo de residencia, es decir a un pequeño almacenamiento.

### **7.5.3. Comparación de la recarga estimada mediante balance de Cl con la recarga estimada en diversos acuíferos del territorio español**

Se han seleccionado 59 zonas acuíferas repartidas por todo el territorio español (peninsular e insular) de las que se dispone de una estimación adecuada de la recarga mediante el uso de diversos métodos de estimación (Fig. 7.53). De estos acuíferos se dispone de un valor medio de la recarga y ocasionalmente de un valor de su desviación tipo interanual, al igual que una descripción de sus principales características hidrogeológicas (Tabla 7.9). En el Anexo IX se realiza una breve descripción de todos estos acuíferos y se incluye la bibliografía básica de la que se han obtenido los datos mostrados. El objetivo es comparar estos datos bibliográficos de recarga con los valores obtenidos en este trabajo mediante balance de Cl en las diversas celdas discretizadas en el territorio español que coinciden con la ubicación espacial de estos acuíferos. Del volumen inicial de datos bibliográficos consultados se ha seleccionado un grupo de acuíferos en función a los siguientes criterios:

- i) que el tamaño del acuífero sea similar al tamaño que representa una o dos celdas. Tamaños de  $\sim 10 \text{ km}^2$  son idóneos, aunque puede ser igualmente válido el rango entre 0,1 y  $100 \text{ km}^2$  si la heterogeneidad del acuífero es moderada y permite aplicar las condiciones ambientales de recarga a áreas mayores o menores
- ii) que se conozca razonablemente bien el mecanismo principal de recarga de cada acuífero (concentrada, difusa, etc.), y si es posible que se hayan utilizado varios métodos para su estimación
- iii) que los valores de recarga disponibles de cada acuífero correspondan a una situación media extrapolable a todo el acuífero
- iv) que los acuíferos cubran de forma razonable toda la superficie del territorio español, para poder comparar los resultados en diferentes condiciones climáticas, litológicas, etc., tanto en aquellas zonas donde se dispone de datos medidos de las variables del balance de Cl como en aquellas otras zonas donde los valores estimados de la recarga a los acuíferos mediante balance de Cl pueden ser un mero producto de la interpolación espacial realizada.

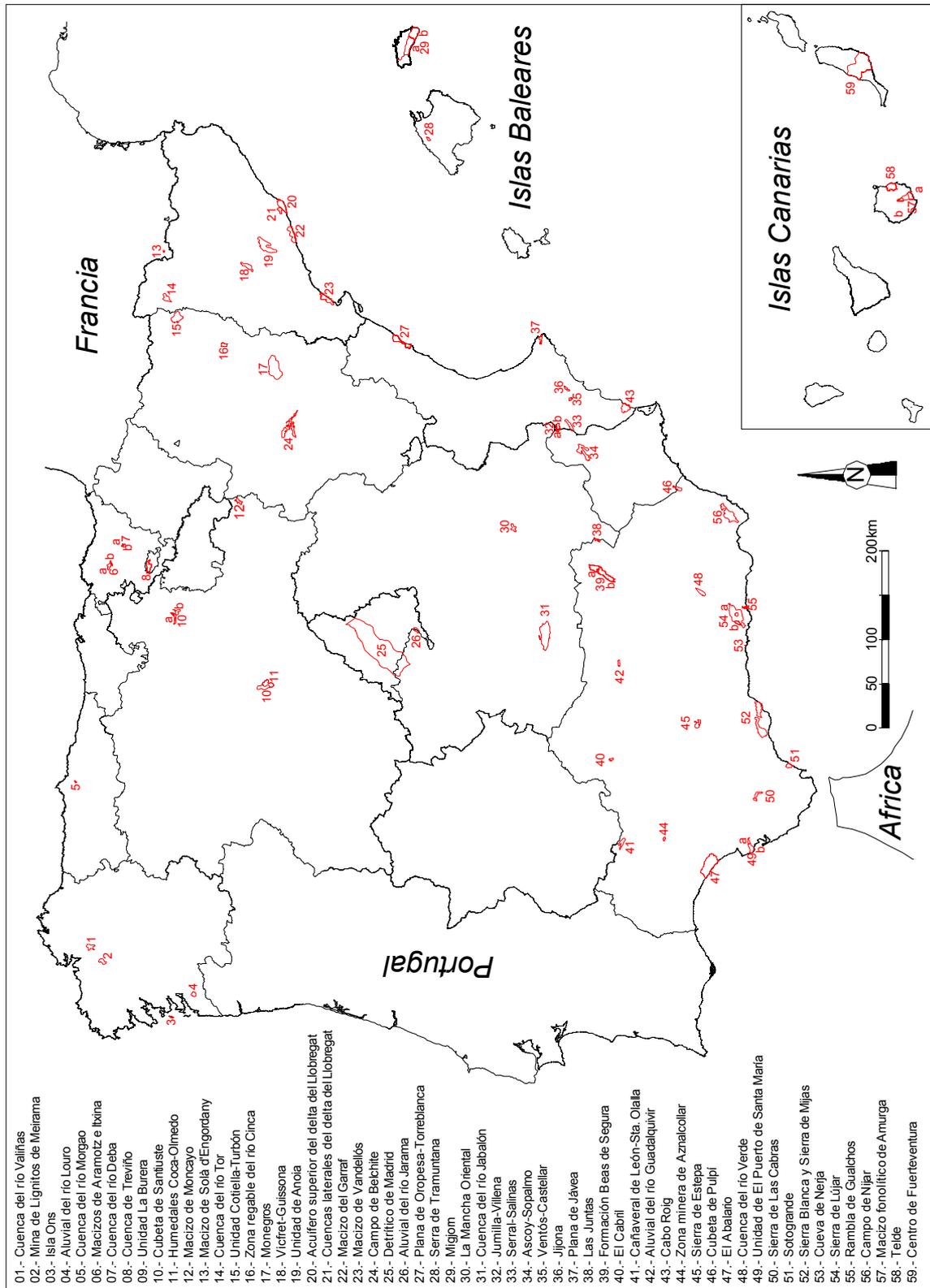


Figura 7.53.- Localización geográfica de las 59 zonas acuíferas seleccionadas en el territorio peninsular e insular español de las que se dispone de dato de recarga que se ha comparado con la recarga estimada a los acuíferos en este trabajo mediante balance de Cl aplicando el método del inverso de la distancia

Tabla 7.9.- Breve descripción de síntesis de las principales características hidrogeológicas de los acuíferos seleccionados de fuentes bibliográficas que incluyen datos de recarga. P: precipitación; R: recarga; X: valor medio;  $\sigma$ : desviación tipo; CV: coeficiente de variación. BHS: Balance Hídrico en el Suelo, BQA: Balance Químico Ambiental (balance de Cl), BIA: Balance Isotópico Ambiental, DI: Datación Isotópica, MH: Métodos Hidrodinámicos, MONP: Métodos de Oscilación del Nivel Piezométrico, SHM: Separación de Hidrogramas de Manantiales, SHF: Separación de Hidrogramas Fluviales, MPT: Métodos de Medición Puntual (Tensiómetros), MNFS: Modelación Numérica de Flujo Subterráneo, MNFZ: Modelación Numérica de Flujo en la Zona no Saturada, MNFF: Modelación Numérica de Flujo Fluvial, ME: Métodos Empíricos

Orden	Acuífero	Provincia / Isla	Zona o ámbito	Sup. (km <sup>2</sup> )	Celda principal	Litología		P (mm.a <sup>-1</sup> )		R (mm.a <sup>-1</sup> )		Periodo		Método de estimación	Referencia	
						X	CV	X	CV	Inicio	Final					
1	Cuenca del río Valliñas	A Coruña		36,3	187	Granitos		1129		76,7		1994	1999	BHS	Soriano y Samper (2000)	
2	Mina de Lignitos de Meirama	A Coruña		31	144	Granitos		1455		150		1995	1998	MNFS	Blasco y Rolandi (2000)	
3	Isla Ons	Pontevedra		0,3	77	Granitos		943,6		104,3		1994	1999	BHS	Ruiz-Picó y Samper (2004)	
								943,6		136		1994	1999	BOA		
4	Aluvial del río Louro	Pontevedra		18	94	Arenas, gravas		1600		400		1998	1998	MNFS	Blasco <i>et al.</i> (2001)	
5	Cuenca del río Morgao	Asturias	Mieres	3,6	1230	Pizarras		1056	230	310	0,23	1986	2001	BHS	Loredo <i>et al.</i> (2001)	
6a	Macizo de Aramoz	Vizcaya		20	3143	Carbonatos		1600		800		1984	1985	BOA		
										700		1982	1984	SHM	Antigüedad (1988)	
6b	Macizo de Ixina	Vizcaya		5	3144	Carbonatos		1800		1260		1984	1985	BOA	Antigüedad (1988)	
										1200		1982	1984	SHM		
7	Cuenca del río Deba	Vizcaya	a: estación de Alxola b: estación de Uzkulu	4,5 8	3294	Carbonatos		1516 1529		359,3 362,4		1989	1995	MNFF, SHF	Vásková <i>et al.</i> (2004)	
8	Cuenca de Treviño	Burgos, Álava		44,8	3148	Carbonatos		780		73,6		1985	1986	BHS	Llanos-Acebo <i>et al.</i> (2001)	
										96		1985	1986	SHF		
9	Unidad La Bureria	Burgos	a: mat. carbonatados b: mat. detríticos	90 77	2706 2781	Carbonatos, arenas y lutitas		612		170		1988	1988	BHS	Camarero <i>et al.</i> (2001)	
10	Cubeta de Santiuste	Segovia	U.H. Los Arenales	85	2118	Arenas		450		15		1999	1999	BHS	Galdán <i>et al.</i> (2001)	
11	Humedales Coca-Olmado	Segovia	U.H. Los Arenales	49	2119	Arenas		450		24,5		1970	1975	BHS	Sañu-Artiga <i>et al.</i> (2001)	
12	Macizo de Moncayo	Soria	Vozmediano	20	3673	Carbonatos		714		264		1995	1997	SHM	López-Palancar y Sanz (1997)	
13	Macizo de Sola d'Engordany	Andorra		2	4877	Pizarras		1044		208		1996	1996	MNFS	Turu-Michels (1997)	
14	Cuenca del río Tor	Lleida		58,5	4799	Pizarras		1136		208		1965	1991	BHS	Samper y García-Vera (2004)	
15	Unidad Cotiella-Turbón	Huesca, Lleida		96	4750	Carbonatos		1149		512		1995	1998	BHS	Campo <i>et al.</i> (2001)	
16	Zona regable del río Cinca	Huesca	Zona de Monzón	16,5	4672	Arenas y gravas		410		7,3		1998	1999	BHS	Arca-Montejó <i>et al.</i> (2004)	
			Ambito completo	170	4570	Calizas, yesos, arenas		360	120	0,33	20	15	1990	1992	BHS	Samper y García-Vera (1997)
17	Monegros	Zaragoza Huesca	Zona de las Saladas	14	4526	arenas		364		19,2		1973	2002	BHS	Castañeda y García-Vera (2004)	
18	Vicfret-Guisona	Lleida	Comarca de Segarra	50	4886	Carbonatos		430		44		1983	1990	MONP	Pascual y Bayó (1991)	
19	Unidad de Anoia	Barcelona		160	4919	Carbonatos		660	120	0,18		1971	1992	SHM	Manzano <i>et al.</i> (1997)	
										120		1993	1995	BOA	Iglesias <i>et al.</i> (1997)	
20	Acuífero superior	Barcelona	Delta del Llobregat	92	4981	Arenas, gravas		500	120	0,24	124	1995	2000	MNFS	Vázquez <i>et al.</i> (2001)	
21	Cuencas laterales del delta del Llobregat	Barcelona	Sector NE del margen derecho del Delta	27,8	4981	Pizarras, cuarcitas y esquistos		630	150	0,24		1998	2003	BHS	Alcalá y Morillas (2004)	
22	Macizo del Garraf	Barcelona	Sector central	70	4941	Carbonatos		540		85		1980	1980	BHS, MH	Carbonell <i>et al.</i> (1988)	
23	Macizo de Vandellós	Tarragona		215	4817	Carbonatos		750	220	0,29	250	1968	1974	BHS	Custodio y Martín-Arnaiz (1976)	
										90		1975	1975	BOA		
												1970	1972	MONP		
24	Campo de Belchite	Zaragoza		120	4196	Carbonatos		350		25		1971	2001	SHM	Coloma <i>et al.</i> (2001)	
25	Detrítico de Madrid	Madrid		2500	2430	Arcosas		456	60	0,50	60	1970	1975	BHS, MNFS	Llames y López-Vera (1975)	
26	Aluvial del río Jarama	Madrid, Toledo	Cuenca del Tajo	19	2583	Arenas, gravas		450		49,3		1970	1980	BHS	Ferreiro <i>et al.</i> (2001)	
27	Plana de Oropesa-Torreblanca	Castelló		90	4682	Arenas, gravas		520		75		1972	1976	MH	Navarrete-Martínez <i>et al.</i> (1988)	

Tabla 7.9.- (continuación)

Orden	Acuífero	Provincia / isla	Zona o ámbito	Sup. (km <sup>2</sup> )	Celda principal	Litología principal	P (mm.a <sup>-1</sup> )		R (mm.a <sup>-1</sup> )		Período		Metodo de estimación	Referencia		
							X	CV	X	CV	Inicio	Final				
28	Serra de Tramuntana	Mallorca		9,6	5070	Carbonatos	1100		935		1992	1995	SHM	Manzano et al. (1997)		
									913				BQA	Iglesias et al. (1997)		
29	Mljičgorj	Menorca	a: zona central b: zona Este	356	5109 5113	Calcarentas bioclasticas	571 537		64,0 141,7		1998	2002	BHS	Estradé (2003)		
30	La Mancha Oriental	Albacete	Zona del río Lezuza	30	3484	Carbonatos y areniscas	345	100	0,29	14	6	0,43	1992	1997	MPT	Casado-Sáenz et al. (1997)
										12	14	1,17	1993	1991	MINFZ	Cruces de Abia et al. (1997)
31	Cuenca del río Jabalón	Ciudad Real		280	2597	Conglomerados	392		21		1970	1990	BHS	Rolandi et al. (2001)		
32	Jumilla-Villena	Murcia Alicante	a: mat. carbonatados b: mat. detriticos	25	4226	Carbonatos, arenas y lutitas	319	130	0,41	27	20	0,74	1990	2004	BHS	Solo-Venegas et al. (2004)
										25	22	0,88			BHS	
33	Serrat-Salinas	Alicante	U.H. Serrat-Salinas	197	4287	Carbonatos	372	150	0,40	18	10	0,56	1960	1999	ME	Corral et al. (2004)
34	Ascoy-Sopalho	Murcia	U.H. Ascoy-Sopalho	110	4108	Carbonatos	350		14		1990	1991	BHS	Rodriguez-Estrella et al. (2001)		
															BHS	Andreu et al. (2001)
35	Ventós-Castellar	Alicante		7	4457	Carbonatos	274	110	0,40	9	4	0,44	1997	2001	MONP	Andreu et al. (2001)
36	Jijona	Alicante		9,5	4509	Calcarentas	410	120	0,29	75	35	0,47	1986	1996	BHS, MNFS	Lambán et al. (2001)
37	Plana de Jávea	Alicante		16	4693	Arenas, gravas	580		140		1994	1996	MONP	Ballesteros et al. (2001)		
38	Las Juntas	Jaén, Albacete	U.H. Seg.-Madera-Tos	9,1	3420	Carbonatos	1020	180	0,18	280	200	0,71	1997	1997	SHM	Cobos (2001)
															SHM	Rubio-Campos et al. (2001)
39	Formación Beas de Segura	Jaén	a: Beas de Segura b: Sierra de las Villas	54	3123	Carbonatos	900		297		1998	1999	SHM			
															SHM	
40	El Cabril	Córdoba		10	1539	Cuarcitas	500		35		1985	1990	BHS	Samper y García-Vera (1997)		
41	Cañaverjal de León-Sta. Olalla	Huelva		48	726	Carbonatos	1310		95		1995	1996	BHS	ITGE (1998)		
42	Aluvial del río Guadaluquivir	Jaén	Andujar	12	2382	Arenas, gravas	475		30		1984	1993	BHS	Samper y García-Vera (1997)		
43	Cabo Roig	Alicante	U.H. C. de Cartagena	61	4409	Calcarentas	279	120	0,43	19,6	8,2	0,42	1997	2002	BHS	Romero-Crespo et al. (2004)
44	Zona minera de Azhualoillar	Sevilla		10	804	Pizarras, cuarcitas	724	300	0,41	68	60	0,88	1986	1998	BHS	Alaga et al. (2004)
															BHS	Perrita y Navarro (1994)
45	Sierra de Estepa	Sevilla		32	1861	Carbonatado	505		198		2001	2002	BQA	Martos-Rosillo et al. (2004)		
46	Cubeta de Pulpi	Almería, Murcia		25	3864	Arenas, gravas	300		30	10	0,33	1989	1992	BHS	Cerón (1992)	
47	El Abalario	Huelva	Almonte-Marismas (Doñana)	200	604	Arenas	550	100	0,18	200		1999	1990	MH, MNFS	Trick y Custodio (2004)	
															BQA	Iglesias et al. (1997)
48	Cuenca del río Verde	Granada	U.H. Guadix-Marq.	49	2987	Arenas, gravas	390		55		1984	1994	MINFS	De la Orden et al. (2001)		
49	Unidad de El Puerto de Santa María	Cádiz	a: Ac. San Cristobal b: Ac. El P. de Sta. M.	10	813	calcarentas, arenas y lutitas	650		100		1995	1995	BHS	García-Guerrero et al. (2001)		
															BHS	
50	Sierra de Las Cabras	Cádiz		32	1221	Carbonatos	850		238		1985	1999	SHM	Jiménez et al. (2001)		
51	Sotogrande	Cádiz		33,5	1477	Arenas finas	930		107		1990	1992	BHS	ITGE (1998)		
52	Sierra Blanca y Sierra de Mijas	Málaga		170	1868	Carbonatos	750		286		1990	1993	BHS, BQA, SHM	Andreo (1996)		
53	Cueva de Nerja	Málaga	Sierra Almijara	0,2	2545	Carbonatos	490		34		1991	1998	MH, BHS	Liñán et al. (1999)		
54	Sierra de Lujar	Granada	a: cumbre Los Pelaos b: Velez de Benaudalla	240	2694	Carbonatos	740		320		1900	1992	BHS, BQA	Cardenal et al. (1994)		
															BHS	Pulido-Leboeuf (2002)
55	Rambla de Gualchos	Granada		3	2844	Arenas, gravas	360	100	0,28	25	15	0,60	1995	1998	BHS	Carrasco (1988)
56	Campo de Nijar	Almería		160	3581	Arenas, gravas	230	120	0,52	15	7	0,47	1980	1985	BHS	
															BHS	
57	Madizo fonolítico de Amurga	Gran Canaria	a: zona costera b: zona de cumbres	125	46	Vulcanitas	100		3,7		1989	1991	BQA, BIA, DI	Custodio (1992)		
58	Teide	Gran Canaria	Franja costera	75,5	48	Vulcanitas	150		23		10	0,43	1992	1993	BQA	Cabrera y Custodio (2004)
59	Centro de Fuerteventura	Fuerteventura		330	205	Vulcanitas	150	90	0,60	15	10	0,67	1994	1999	BHS, BQA	Herrera (2001)

Aquí se ha denominado acuífero a cualquier formación geológica capaz de recibir agua de lluvia y transmitirla, no estando relacionada en todos los casos la definición de acuífero que aquí se hace con la de aquellas formaciones geológicas que disponen de un alto almacenamiento de agua móvil. Sólo se ha considerado la tasa de recarga medida en un acuífero y no la capacidad de almacenamiento ni el tiempo de residencia del agua que estos acuíferos presentan. En este trabajo no se ha estudiado ni se hace referencia a la capacidad de generación de recursos importantes de agua por su permanencia (efecto en el caudal de base de ríos, en hidroecología) o explotabilidad.

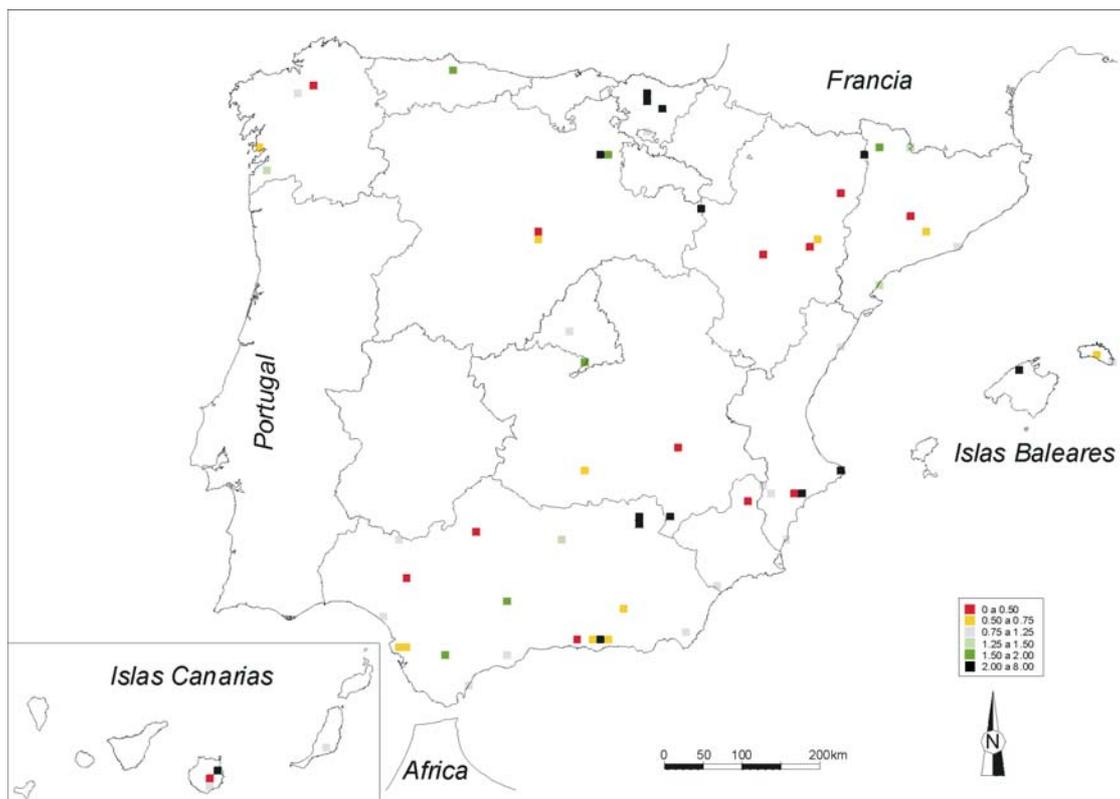


Figura 7.54.- Diferencia relativa entre el valor medio anual de recarga a los acuíferos estimada a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia y el valor medio anual de recarga medida en cada zona acuífera seleccionada en el territorio español (en tanto por 1, adimensional)

De cada acuífero seleccionado se dispone de un valor medio anual de recarga que se ha asignado como el característico de la celda que ocupa cada una de estas zonas acuíferas. Aquellos acuíferos con determinaciones de la recarga para periodos plurianuales permiten obtener un valor del coeficiente de variación de la recarga. Alguno de estos acuíferos presentan diversas condiciones geológicas, climáticas, topográficas, etc., que en general propician diferentes tasas de recarga y de las que se dispone de un valor de la recarga para cada una de ellas. El valor de recarga disponible de cada uno de estos

dominios hidrogeológicos cartografiados dentro de una zona acuífera se ha asignado a una celda determinada.

Las diferencias relativas entre el valor medio anual de recarga a los acuíferos estimado mediante balance de Cl y el valor bibliográfico de recarga media anual que se produce en cada zona acuífera seleccionada divergen de 1 en la mayoría de los casos, siendo lo normal diferencias relativas inferiores a 0,5 cuando el valor medio anual de recarga estimada mediante balance de Cl es inferior al valor bibliográfico, y superiores a 1,5 cuando éste es superior (Fig. 7.54). Son habituales las diferencias relativas superiores a 4.

Las diferencias relativas medidas entre el coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos estimado mediante balance de Cl y el coeficiente de variación del valor bibliográfico de recarga presentan en cambio valores más próximos a 1 (Fig. 7.55).

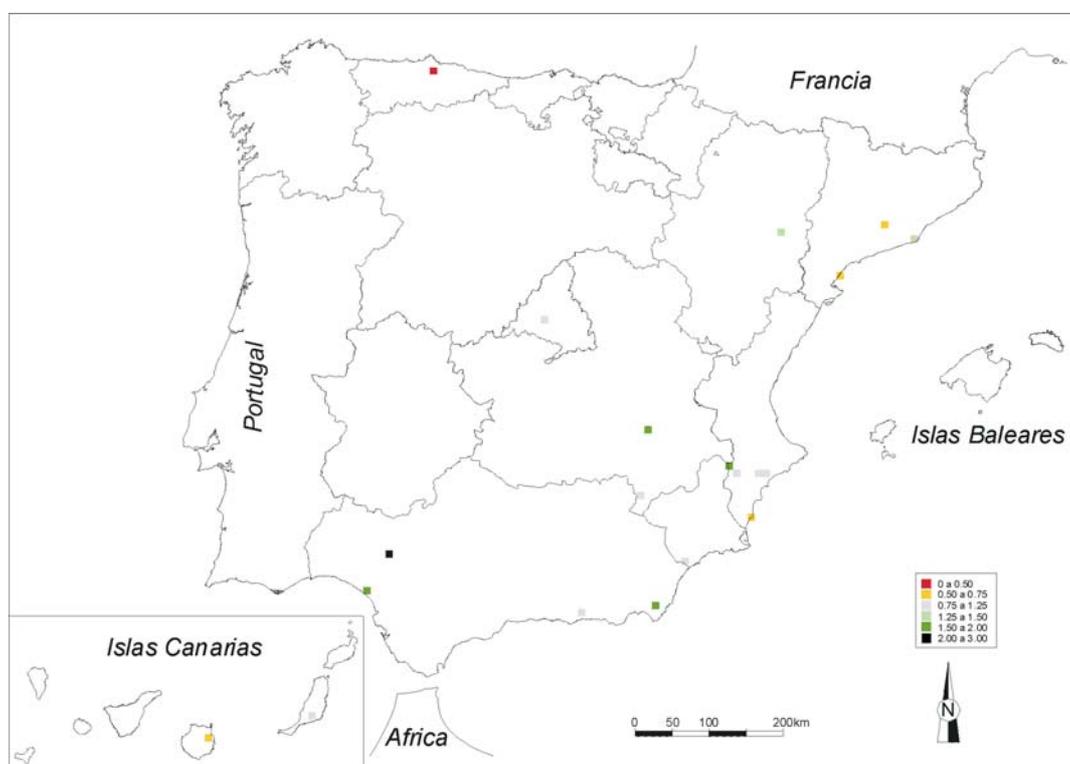


Figura 7.55.- Diferencia relativa entre el coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos estimado a partir de la interpolación espacial de las variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia y el coeficiente de variación de la recarga medido en cada zona acuífera seleccionada en el territorio español (en tanto por 1, adimensional)

La comparación de valores muestra que la recarga media anual estimada mediante balance de Cl es razonablemente acertada, al menos a escala de pequeño afloramiento acuífero, en aquellos acuíferos situados en las grandes depresiones del interior peninsular o en aquellos acuíferos de tamaño reducido. En algunas zonas acuíferas, principalmente carbonatadas del N y NE peninsular, existe una variación porcentual acentuada que parece estar relacionada con:

- i) los procedimientos de interpolación espacial de las variables del balance de Cl que definen la recarga media anual tienden en general a atenuar posibles tendencias extremas locales de los datos medidos que no quedan suficientemente bien reflejadas en los resultados finales. Como se ha comprobado en apartados anteriores, esto es más evidente aun para la recarga obtenida mediante krigeado ordinario que para la recarga obtenida mediante el inverso de la distancia
- ii) la escasez general de datos medidos de algunas variables del balance de Cl tiende a aumentar la homogeneización espacial de los resultados interpolados. Los rangos obtenidos en los semivariogramas muestrales de los valores medios de las variables del balance de Cl superan distancias de 80 km; cifra que es casi siempre superior al tamaño de la mayoría de zonas acuíferas seleccionadas para la comparación
- iii) el método de balance de Cl proporciona valores estimados de recarga media anual a los acuíferos poco influenciados por condiciones litológicas, hidrogeológicas, edáficas, topográficas y climatológicas de detalle que en cambio controlan la variabilidad espacial local de la recarga en la mayoría de las zonas acuíferas seleccionadas de tamaño reducido. Estas condiciones puntuales no se pueden determinar con detalle a partir de los datos medidos de las variables del balance de Cl
- iv) según el método utilizado para estimar la recarga en cada zona acuífera se pueden obtener diferentes valores medios de recarga para iguales periodos y fechas de estudio, y para un mismo dominio hidrogeológico. Esto genera una elevada incertidumbre en la estimación del valor medio anual de recarga en cada zona acuífera similar o del mismo orden de magnitud que el obtenido en este trabajo mediante balance de Cl a escala de todo el territorio español
- v) las propiedades litológicas y estructurales locales existentes en cada zona acuífera deben controlar una parte importante de la tasa total de recarga producida en cada una de ellas. Estos aspectos de detalle quedan fuera de una caracterización suprarregional de la recarga a los acuíferos con una discretización de valores de recarga cada 10 km como la aquí utilizada, donde el objetivo es obtener un orden de magnitud del valor medio anual de recarga a los acuíferos y de su variabilidad interanual.

Es difícil mejorar ciertos aspectos asociados a los tres primeros puntos indicados, ya que éstos dependen básicamente de los datos iniciales (medidos) y de los métodos de interpolación utilizados para estimar las variables del balance de Cl. Los dos últimos puntos podrían ser parcialmente cuantificados si se dispone de cierto conocimiento de detalle de estos acuíferos. Ante la imposibilidad de mejorar substancialmente los resultados obtenidos, se ha comparado el valor medio anual de recarga a los acuíferos estimado mediante balance de Cl con el valor medio de recarga obtenido de la bibliografía en función

del método de estimación y del tipo litológico principal que aflora en cada uno de estos acuíferos. Se considera que ambos aspectos pueden despejar algunas dudas sobre la interpretación de los resultados y sobre el orden de magnitud del error de estimación de la recarga a los acuíferos que no ha sido calculado.

### 7.5.3.1. Comparación de la recarga media anual estimada mediante balance de Cl con la recarga media anual bibliográfica según su método de estimación

Se han clasificado los datos bibliográficos de recarga a los acuíferos según el método de estimación utilizado, distinguiendo seis grupos principales de métodos: balance hídrico en el suelo, balance de Cl, hidrodinámicos, separación de componentes de hidrogramas, modelación numérica y oscilación del nivel piezométrico (Fig. 7.56; Fig. 7.57; Fig. 7.58). Cada valor bibliográfico de recarga media anual se ha asignado como característico de la celda que ocupa el acuífero en el territorio español y se ha comparado con la recarga media anual estimada en esa celda mediante balance de Cl. La comparación se ha realizado representando el error medio, EM, el error relativo, ER, y el coeficiente de correlación de Pearson, R, de cada par de valores (medido-estimado), que permite conocer el grado de sobre o subestimación de los datos estimados respecto de los datos bibliográficos en función del método de estimación utilizado para su obtención (Fig. 7.56; Fig. 7.57; Fig. 7.58).

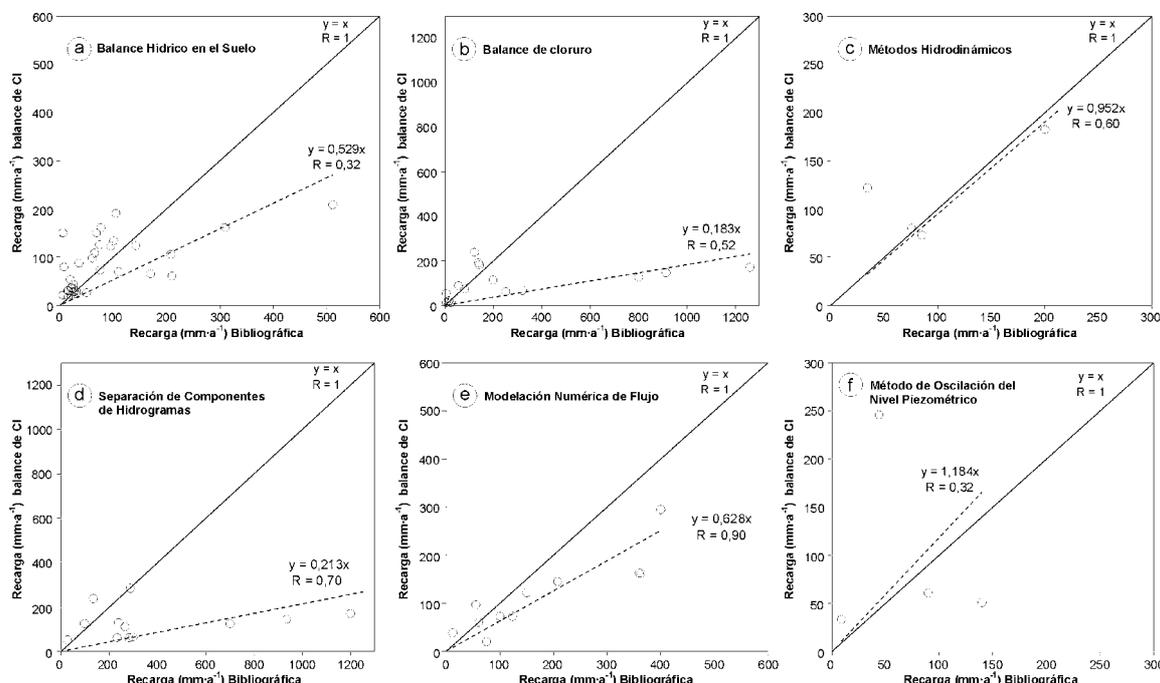


Figura 7.56.- Representación del coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los valores medios anuales de recarga estimados (interpolados) mediante el inverso de la distancia y los valores bibliográficos medios anuales de recarga medidos en diferentes acuíferos. La comparación se hace en iguales posiciones geográficas según el método de estimación de la recarga especificado en cada gráfico

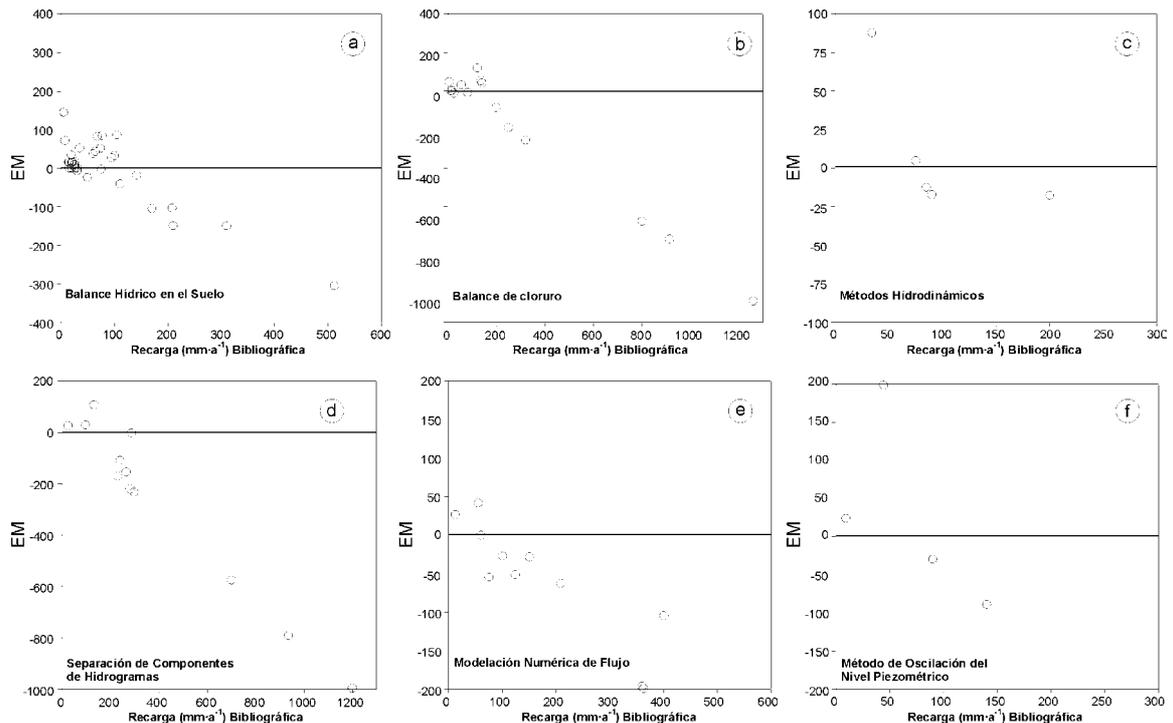


Figura 7.57.- Representación del error medio (EM), en  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ , entre los valores medios anuales de recarga estimados (interpolados) mediante el inverso de la distancia y los valores bibliográficos medios anuales de recarga medidos en diferentes acuíferos. La comparación se hace en iguales posiciones geográficas según el método de estimación de la recarga especificado en cada gráfico

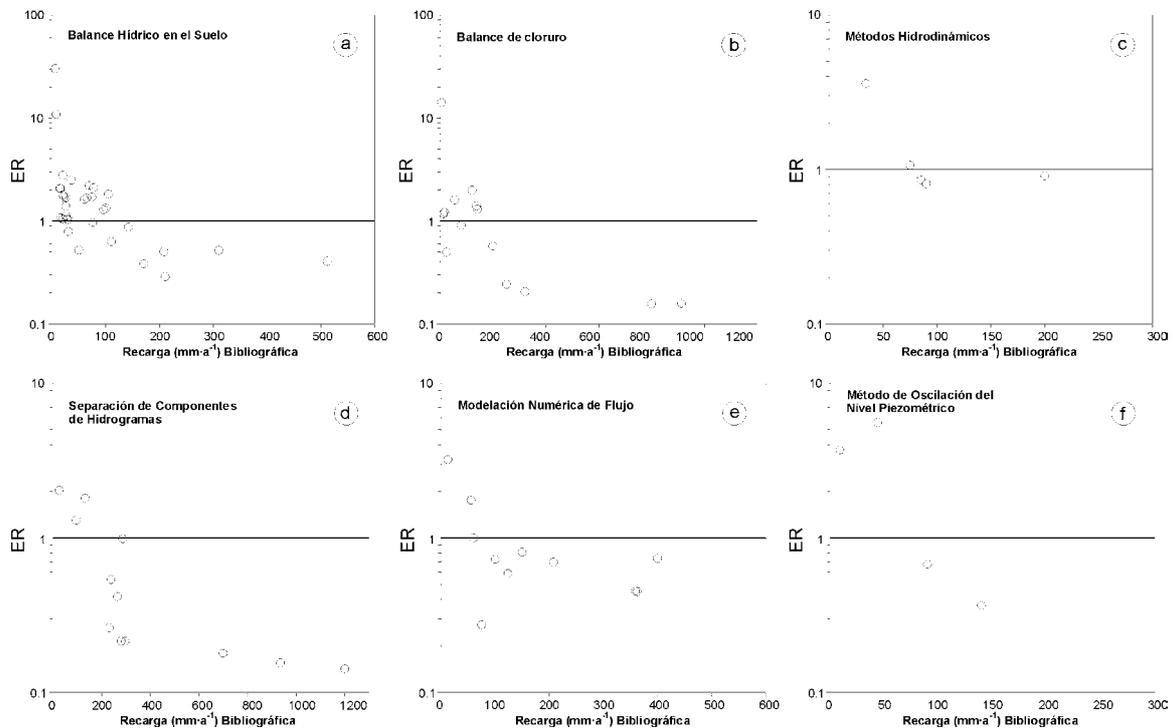


Figura 7.58.- Representación del error relativo (ER), en tanto por 1 (adimensional), entre los valores medios anuales de recarga estimados (interpolados) mediante el inverso de la distancia y los valores bibliográficos medios anuales de recarga medidos en diferentes acuíferos. La comparación se hace en iguales posiciones geográficas según el método de estimación de la recarga especificado en cada gráfico

En general se observa que las estimaciones de la recarga realizada en este trabajo mediante balance de Cl subestiman los valores bibliográficos de la recarga medidos en los diferentes acuíferos. La correlación es escasa en todos los casos, alineándose los puntos de forma muy dispersa en torno a una línea teórica de  $R = 1$ ,  $EM = 0$  y  $ER = 1$ . La alta dispersión era previsible inicialmente, es en parte función del número de datos disponibles y es similar para todos los métodos de estimación utilizados (Fig. 7.56; Fig. 7.57; Fig. 7.58).

El método de balance hídrico en el suelo es el más utilizado y quizás el más representativo para realizar este tipo de comparación. Se ha medido un valor de  $R = 0,32$  entre valores de recarga a los acuíferos estimados mediante balance de Cl y los datos bibliográficos de recarga obtenidos mediante balance hídrico en el suelo (Fig. 7.56a). EM oscila entre  $-150$  y  $150$  con algún valor aislado que llega hasta  $-300$  (Fig. 7.57b). ER oscila habitualmente entre  $0,5$  y  $3$  con valores aislados de hasta  $30$  (Fig. 7.59b); las diferencias principales se asocian a tasas muy reducidas o muy elevadas de recarga. La desviación habitual entre los valores de recarga obtenidos mediante balance de Cl y los datos bibliográficos de recarga obtenidos mediante balance hídrico en el suelo oscila entre el  $25$  y el  $300$  % de la estimación. Se produce una subestimación de la recarga obtenida en este trabajo en zonas donde existen elevadas tasas de recarga y una sobreestimación en zonas donde existen tasas bajas de recarga.

Los valores de recarga media anual a los acuíferos estimados en este trabajo mediante balance de Cl respecto a las estimaciones bibliográficas de la recarga realizadas también mediante balance de Cl difieren especialmente para tasas elevadas y muy bajas de recarga (Fig. 7.56b). Puesto que muchos de estos valores bibliográficos se han utilizado como datos iniciales para la posterior interpolación de las variables del balance de Cl a escala de todo el territorio español, el desajuste para tasas reducidas y elevadas de recarga debe ser producto del procedimiento de interpolación espacial, que imprime una cierta tendencia a atenuar valores extremos cercanos hacia un valor homogéneo regionalizado que puede alejarse de la recarga puntual medida en acuíferos concretos. Se mide un valor de  $R = 0,52$ , aunque si no se consideran algunos valores extremos,  $R = 0,80$  (Fig. 7.56b). EM oscila habitualmente entre  $-200$  y  $170$  (Fig. 7.57b). ER oscila habitualmente entre  $0,2$  y  $2$  con valores extremos que pueden alcanzar  $0,15$  y  $15$  para tasas de recarga muy elevadas y muy reducidas respectivamente (Fig. 7.58b). La desviación habitual entre los valores de recarga estimados mediante balance de Cl y los datos bibliográficos de recarga obtenidos mediante balance de Cl oscila entre el  $20$  y el  $100$  % de la estimación. Este rango es inferior en su cota superior al obtenido con el método de balance hídrico en el suelo y puede relacionarse con el porcentaje de variación asociado al proceso de interpolación. Los valores de ER, que están centrados en el entorno del  $40$  %, son coherentes con la varianza de estimación calculada para las variables del balance de Cl y pueden ser orientativos del error de estimación producido en el

cálculo de la recarga a los acuíferos a partir de la interpolación espacial de variables del balance de Cl mediante el inverso de la distancia.

El método que mejor ajusta los resultados obtenidos mediante balance de Cl a escala de todo el territorio español respecto los datos bibliográficos de recarga, en función al número de datos disponible, es el de modelación numérica de flujo subterráneo. En este caso,  $R = 0,90$  (Fig. 7.56e). EM varía habitualmente entre  $-60$  y  $50$  con valores extremos entre  $-100$  y  $50$  (Fig. 7.57e). ER varía entre  $0,45$  y  $2$  con valores extremos entre  $0,28$  y  $3,2$  (Fig. 7.58e).

Para el resto de métodos de estimación de la recarga (separación de hidrogramas, oscilación del nivel piezométrico y métodos hidrodinámicos) se dispone de menor número de datos. En general se miden valores de  $R$  entre  $0,32$  y  $0,70$ , valores de EM muy variables según la magnitud de la recarga, y valores de ER entre  $0,2$  y  $10$  para tasas medias de recarga (rango entre  $100$  y  $250 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ) (Fig. 7.56c,d,f; Fig. 7.57c,d,f; Fig. 7.58c,d,f).

### *7.5.3.2. Comparación de la recarga media anual estimada mediante balance de Cl con la recarga media anual bibliográfica según su tipo litológico principal*

Se han clasificado los datos bibliográficos de recarga a los acuíferos en función a la litología principal que aflora en cada una de esas zonas acuíferas, para observar el efecto que puede tener la litología local en la relación entre valores bibliográficos de recarga y los valores medios anuales de recarga a los acuíferos estimados en este trabajo mediante balance de Cl. Se han considerado seis grupos litológicos principales: carbonatos (calizas, dolomias), calcarenitas y areniscas, materiales detríticos (arenas, gravas, conglomerados, lutitas), vulcanitas (basaltos, traquitas, etc.), metapelitas (esquistos, pizarras, filitas, cuarcitas) y granitos (granito, granodiorita) (Fig. 7.59; Fig. 7.60; Fig. 7.61).

Cada valor bibliográfico de recarga media anual se ha asignado como característico de la celda que ocupa el acuífero en el territorio español y se ha comparado con la recarga media anual estimada en esa celda mediante balance de Cl. La comparación se ha realizado representando el error medio, EM, el error relativo, ER, y el coeficiente de correlación de Pearson,  $R$ , de cada par de valores (medido-estimado), que permite conocer el grado de sobre o subestimación de los datos estimados respecto de los datos bibliográficos en función a la litología principal cada acuífero (Fig. 7.59; Fig. 7.60; Fig. 7.61).

En general se observa que las estimaciones de la recarga realizadas en este trabajo mediante balance de Cl subestiman los valores bibliográficos de recarga medidos en los diferentes acuíferos. La correlación es escasa en todos los casos. A diferencia del caso anterior, existe mayor relación entre los valores medios anuales de recarga a los acuíferos estimados mediante balance de Cl y los valores de recarga de cada zona acuífera en función del tipo litológico principal (Fig. 7.59; Fig. 7.60; Fig. 7.61).

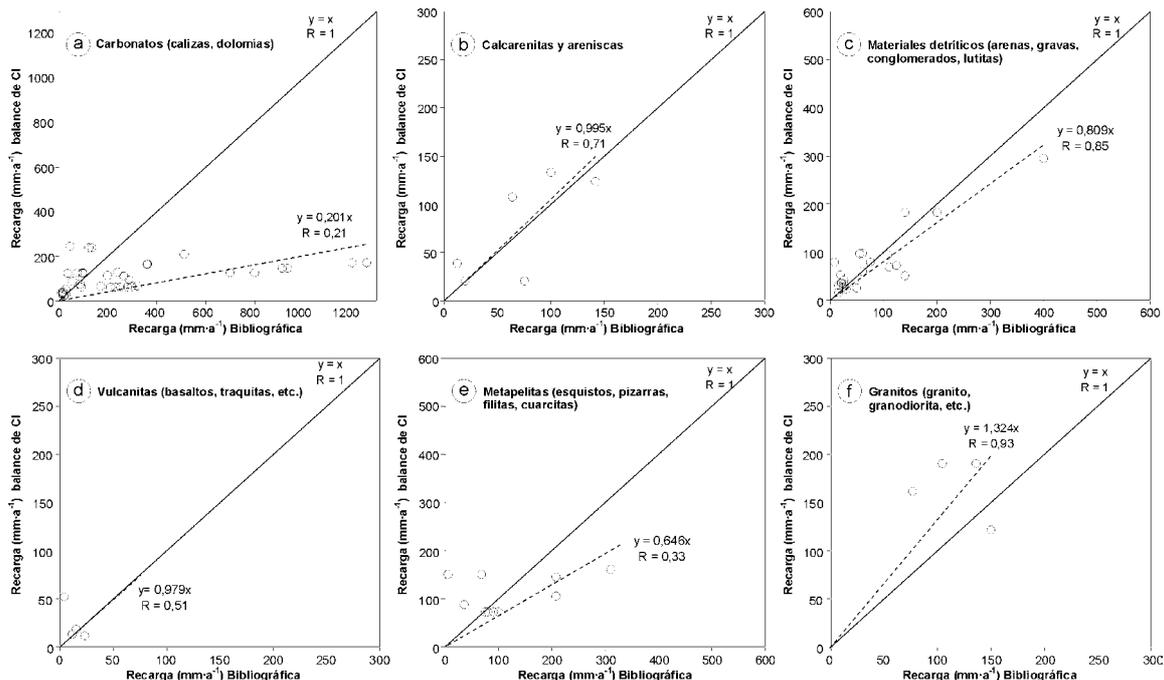


Figura 7.59.- Representación del coeficiente de correlación de Pearson (R) entre los valores medios anuales de recarga estimados (interpolados) mediante el inverso de la distancia y los valores bibliográficos medios anuales de recarga medidos en diferentes acuíferos. La comparación se hace en iguales posiciones geográficas según el tipo litológico principal especificado en cada gráfico

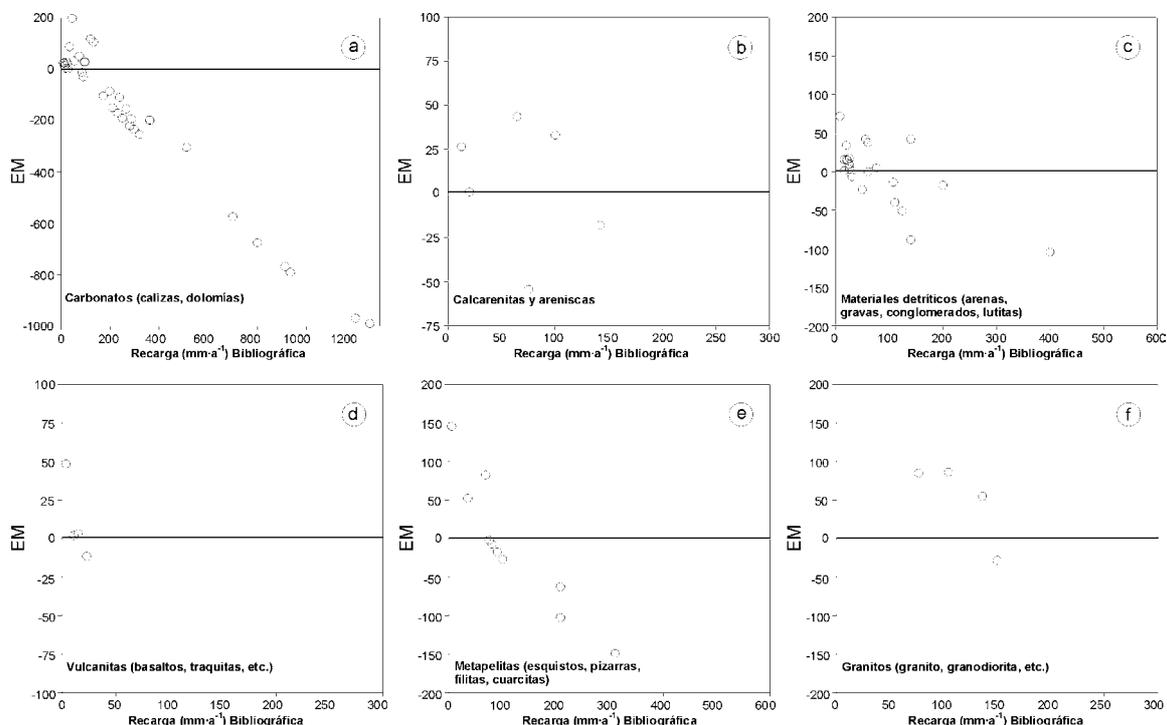


Figura 7.60.- Representación del error medio (EM), en  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ , entre los valores medios anuales de recarga estimados (interpolados) mediante el inverso de la distancia y los valores bibliográficos medios anuales de recarga medidos en diferentes acuíferos. La comparación se hace en iguales posiciones geográficas según el tipo litológico principal especificado en cada gráfico

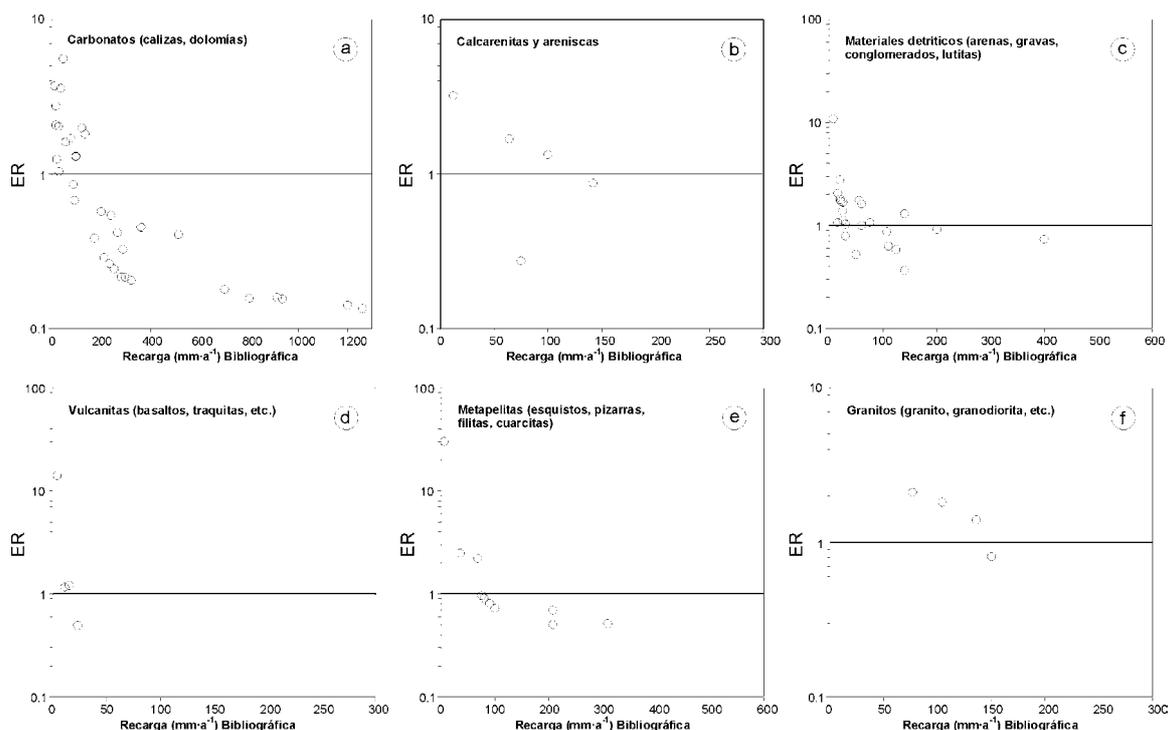


Figura 7.61.- Representación del error relativo (ER), en tanto por 1 (adimensional), entre los valores medios anuales de recarga estimados (interpolados) mediante el inverso de la distancia y los valores bibliográficos medios anuales de recarga medidos en diferentes acuíferos. La comparación se hace en iguales posiciones geográficas según el tipo litológico principal especificado en cada gráfico

La recarga media anual a los acuíferos estimada mediante balance de Cl es algo inferior al valor bibliográfico de recarga en zonas de acuíferos carbonatados cuando existen tasas elevadas de recarga (Fig. 7.59a). En cambio, para tasas bajas de recarga los valores son similares y tendentes a una relación 1:1.  $R = 0,21$ , aunque obviando algunos valores extremos muy elevados se obtiene  $R = 0,60$  (Fig. 7.59a). EM oscila habitualmente entre  $-250$  y  $150$  y ocasionalmente se miden valores extremos de hasta  $-1000$  que indican una alta subestimación de la recarga estimada mediante balance de Cl (Fig. 7.60a). ER oscila habitualmente entre  $0,2$  y  $3$  con valores entre  $0,15$  y  $5,5$  (Fig. 7.61a). La reducción de valores extremos es producto del procedimiento de interpolación espacial aplicado. En materiales carbonatados es dificultosa la caracterización de la aportación de Cl por la escorrentía directa y en ocasiones la caracterización adecuada del contenido en Cl del agua de recarga no modificada debido a procesos de recarga preferencial y presencia de zonas puntuales con altas tasas de recarga. Este tipo litológico muestra las dispersiones más altas medidas.

Las calcarenitas, areniscas y los materiales detríticos constituyen en general aquellos tipos litológicos donde la recarga media anual estimada mediante balance de Cl para todo el territorio español y el valor medio de recarga bibliográfico son más parecidos (Fig. 7.59b,c; Fig. 7.60b,c; Fig. 7.61b,c). Esto parece estar relacionado con la tendencia de estos materiales a propiciar condiciones hidrogeológicas más homogéneas espacialmente en toda aquella

superficie acuífera susceptible de recibir recarga, lo que genera una moderada influencia de posibles procesos de recarga preferencial o entradas diferentes a la lluvia que no hayan sido cuantificadas. En estas zonas acuíferas suelen existir moderadas diferencias topográficas y en consecuencia bajos gradientes territoriales de la tasa de recarga.  $R = 0,71$  para calcarenitas y areniscas, y  $R = 0,85$  para materiales detríticos; existe una relación próxima a 1 para ambos tipos de materiales (Fig. 7.59b,c). EM oscila habitualmente entre  $-50$  y  $30$  con valores ocasionales entre  $-100$  y  $75$  (Fig. 7.60b,c). ER oscila habitualmente entre  $0,4$  y  $2$  con valores extremos entre  $0,2$  y  $10$  (Fig. 7.61b,c).

No se dispone de suficientes datos de recarga asociados a terrenos volcánicos o graníticos para caracterizar correctamente una tendencia específica de los valores de recarga media anual a los acuíferos estimados mediante balance de Cl respecto a los valores bibliográficos de recarga (Fig. 7.59d,f; Fig. 7.60 d,f; Fig. 7.61 d,f). En ambos tipos de litología existen valores aislados de recarga media anual estimada mediante balance de Cl muy superiores a los valores bibliográficos disponibles, posiblemente debidos a la existencia de condiciones puntuales de recarga no representativas a escala regional. Los otros valores disponibles muestran una desviación muy reducida entre la estimación de la recarga media anual mediante balance de Cl y el valor bibliográfico de recarga, que debe ser producto del escaso conjunto de datos disponibles. Para las vulcanitas,  $R = 0,51$  (Fig. 7.59d), siempre para tasas reducidas de recarga; EM varía entre  $-12$  y  $50$  (Fig. 7.60d); ER oscila en torno a 1 con valores extremos entre  $0,5$  y  $15$  (Fig. 7.61d). Para los granitos,  $R = 0,93$  (Fig. 7.59f), siempre para tasas medias-bajas de recarga; EM oscila entre  $-30$  y  $80$  (Fig. 7.60f); ER oscila entre  $0,8$  y  $2$  (Fig. 7.61f).

Los valores de recarga medidos en zonas acuíferas donde afloran materiales metapelíticos no son demasiado diferentes de los valores medios anuales de recarga a los acuíferos estimados mediante balance de Cl en este trabajo. La estimación de la recarga a los acuíferos en estos materiales mediante diferentes métodos de estimación es a menudo compleja. La recarga en estos materiales se suele producir en los primeros metros de alteración o fracturación del terreno, siendo relativamente sencilla la cuantificación de la escorrentía. La similitud de resultados puede indicar que el método de balance de Cl podría ser un buen estimador de la recarga en este tipo de terrenos.  $R = 0,33$  (Fig. 7.59e); EM oscila entre  $-100$  y  $100$  con valores extremos entre  $-150$  y  $150$  (Fig. 7.60e); ER oscila entre  $0,7$  y  $1,5$  con valores extremos entre  $0,5$  y  $30$  (Fig. 7.61e).

### 7.5.3.3. *Discusión preliminar*

El uso de una determinada técnica de estimación de la recarga a los acuíferos no parece condicionar diferencias específicas claras entre los valores de recarga estimados mediante balance de Cl y los valores bibliográficos de

recarga consultados. Las diferencias relativas entre la recarga media anual a los acuíferos calculada en territorio español de forma distribuida mediante balance de Cl y los valores bibliográficos en función del método de estimación oscilan entre  $\sim 0,3$  (algo menos de la mitad) y  $\sim 3$  (algo más del doble) del valor calculado en cada acuífero. Se pueden alcanzar valores extremos de entre 0,2 y 10 y muy puntualmente (casos anómalos) valores de entre 0,2 y 25. Estas diferencias relativas deben estar causadas en proporción similar por el proceso de interpolación espacial con el que se han obtenido las variables del balance de Cl y por el corto periodo de muestreo con el que se ha estimado la recarga bibliográfica y la recarga obtenida mediante balance de Cl.

La comparación de valores de recarga respecto al tipo litológico muestra valores habituales de ER entre 0,5 y 2 que indican que el valor estimado de recarga mediante balance de Cl oscila entre  $\sim 0,5$  (la mitad) y  $\sim 2$  (el doble) del valor calculado en cada acuífero. No existen tantos valores extremos como en el caso anterior. Los materiales detríticos, calcarenitas, areniscas y metapelitas presentan mayor relación entre la recarga media anual estimada mediante balance de Cl a escala del territorio español y los valores bibliográficos de recarga obtenidos a escala local. En estas litologías es relativamente sencillo obtener las diferentes fracciones de escurrentía y suelen existir condiciones edáficas que permiten una mejor estimación de la recarga que en otros grupos litológicos. En terrenos carbonatados existe una mayor diferencia entre los valores medios anuales de recarga a los acuíferos estimados mediante balance de Cl y los valores bibliográficos de recarga. Esto puede ser producto de una mayor complejidad hidrológica local, de una caracterización generalmente menos acertada de la escurrentía directa (sobre todo en zonas de clima muy húmedo o en zonas de clima semiárido) o de la incertidumbre habitual de estimación de la recarga mediante métodos de balance hídrico en el suelo por la mayor dificultad para obtener parámetros edáficos en estos materiales. Los pocos datos bibliográficos de recarga en vulcanitas, granitos y metapelíticos muestran una relación próxima a 1 con la recarga estimada en este trabajo.

La relación existente entre la recarga estimada mediante balance de Cl y los valores bibliográficos de recarga en función a la litología existente en un lugar es más evidente que la relación existente entre ambos valores de recarga y el método de estimación con la que ha sido calculada. Los diversos métodos de estimación de la recarga ofrecen similar estimación de la magnitud de la recarga que se produce en un emplazamiento. La mayor relación entre los valores estimados de recarga y la litología principal de una zona era esperable y podría permitir extrapolar con cierto criterio cuantitativo la recarga obtenida en determinadas condiciones litológicas y climáticas puntuales a todas aquellas áreas del territorio español con similares condiciones.

## **CAPITULO VIII.- CONCLUSIONES**



El objetivo principal de este trabajo de tesis ha sido sentar las bases para el cálculo de la recarga por la lluvia a los acuíferos por balance del ión cloruro, investigando el aporte atmosférico para llegar a la estimación y la discusión del valor distribuido a escala de todo el territorio español. Se han generado nuevos datos y se han aplicado nuevas técnicas de estimación que complementan las ya utilizadas hasta la fecha a esta escala de trabajo, lo que ha permitido contrastar la incertidumbre de los resultados obtenidos.

En este trabajo se aporta un valor de la tasa de recarga por la lluvia esperable en un emplazamiento, no cuanta de esa recarga queda almacenada en ese lugar, ya que este concepto depende del tiempo medio de residencia del agua subterránea, que no ha sido objeto de estudio en este trabajo. La recarga estimada presenta una incertidumbre asociada intrínseca similar a la de otras variables hidrológicas, cuya magnitud era poco conocida a escala del territorio español.

La evaluación de la recarga media anual a los acuíferos freáticos a partir del balance de Cl procedente casi exclusivamente de la lluvia realizada en este trabajo se ha acompañado de una medida de su variabilidad temporal. Para ello se calculado el valor medio y el coeficiente de variación de cada término del balance de Cl. La recarga media a los acuíferos no es un valor estacionario ya que depende de la variabilidad climática, del tiempo de tránsito por el medio no saturado, etc. La realización de diferentes medidas de las variables del balance de Cl durante periodos largos de observación (varios años) ha permitido obtener un valor promedio de la recarga que se puede considerar estacionario en las actuales condiciones climáticas y territoriales. Admitiendo un régimen transitorio, ausencia de aportes de Cl por el terreno, agua marina o actividades antrópicas, el agua subterránea freática recibe un flujo másico de Cl que coincide con la aportación por la lluvia, después de restar la aportación de Cl por la escorrentía directa. La caracterización de las variables del balance de Cl es una de las principales contribuciones que se hace en este trabajo.

Los valores medios de la tasa de deposición total de Cl en el centro peninsular están entre 0,2 y 0,5  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , mientras que en las zonas costeras del Atlántico y del Mediterráneo varían respectivamente entre 1 y 30  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  y 1 y 15  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , con un fuerte gradiente en las zonas próximas a la costa, que suele oscilar entre 0,1 y 1  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ , según valores aproximados de forma tentativa. Similares circunstancias se producen en las áreas insulares. El método de cálculo ha influido en los resultados, soliendo variar la tasa media anual de deposición total de Cl obtenida por acumulación de sucesivas medidas de deposición de Cl y la obtenida a partir de valores medios de precipitación y contenido en Cl en más de un 15% para series con registros temporales reducidos. Esta cifra se reduce a menos del 10% cuando las series presentan registros superiores a 5 años.

La incertidumbre de los valores anuales se ha evaluado estudiando diversas estaciones de la Red europea del EMEP que presentan series temporales plurianuales de precipitación y datos químicos de la lluvia. Por regla general, el coeficiente de variación de la tasa de deposición total de Cl aumenta desde las zonas costeras hacia el interior peninsular y respecto al aumento de cota topográfica, pasando de  $\sim 0,10$ - $0,20$  en la franja costera a más de  $0,40$  en zonas de interior. Este comportamiento se reproduce en los territorios insulares, aunque la falta de datos dificulta la interpretación en estas zonas. En la península se produce una disminución del coeficiente de variación de  $\sim 0,50$  a  $\sim 0,10$  desde la costa NW hacia el interior; los valores vuelven a aumentar desde los relieves montañosos del centro peninsular hacia el SE (zona castellano-manchega) hasta  $\sim 0,40$  o más. La variabilidad natural depende, entre otros aspectos, de la contribución relativa de la deposición seca de Cl a la deposición total de Cl que suele reducir el rango de variabilidad de la deposición total de Cl respecto de los valores de deposición húmeda de Cl en un mismo emplazamiento.

Para obtener la distribución espacial del contenido en Cl (en mg/L) del agua tomada en la parte superior del nivel freático (sin modificación antrópica o natural de su salinidad original) en el territorio español se han utilizado técnicas de trazadores y ciertos criterios hidroquímicos de selección de muestras que aseguren que el contenido en Cl deriva esencialmente del aerosol marino.

El estudio de la relación  $R = rCl/rBr$  en aguas de lluvia y de recarga muestra que el agua de recarga no modificada tiene un valor de R similar al de la deposición atmosférica en ese lugar, siendo de  $\sim 650$  en zonas costeras (similar al valor marino), de  $300$ - $500$  en zonas de interior, de  $200$ - $500$  en zonas a cota elevada e inferiores al marino en zonas costeras con polución urbana. Un amplio conjunto de muestras de aguas de recarga que incluyen cantidades de Cl de procedencia no atmosférica se han descartado para su uso en la estimación de la recarga a los acuíferos. Muestras afectadas por intrusión marina presentan un valor de  $R \sim 655$ , con la incertidumbre debida a errores analíticos normales y el efecto del componente de agua dulce. El efecto urbano e industrial por incorporación de aguas usadas o por el lixiviado de residuos tiende a incrementar R en torno o algo por encima de  $1000$ . El uso de ciertos plaguicidas bromados en áreas de agricultura intensiva puede disminuir R hasta  $\sim 300$ . La simple evapoconcentración no parece afectar al valor de R. La adición de  $CO_2$  endógeno en zonas volcánicas puede aportar haluros y eleva R hasta  $1000$ . El lavado y disolución de halita natural o industrial da valores de R que pueden llegar a  $5000$  o  $6000$ . El lavado de haluros potásicos hace descender el valor de R entre  $300$  y  $500$ . La disolución de yesos que contienen algo de halita puede dar valores de R de varios miles. La relación  $rCl/rBr$  se ha vislumbrado como un buen trazador hidrogeológico para discriminar aportes de Cl diferentes al atmosférico, lo que ha permitido calcular con menor error la recarga a los acuíferos mediante balance de Cl y orientar sobre el carácter local o regional del sistema de flujo de

agua subterránea si hay notable interacción roca-agua. En cualquier caso se ha requerido una alta precisión analítica para llegar a resultados aceptables.

Los datos seleccionados muestran que el contenido en Cl del agua de recarga disminuye progresivamente desde las zonas costeras hacia zonas algo más interiores, pasando de más de 100 mg/L a 25-50 mg/L en las zonas costeras mediterráneas, y de 25-50 mg/L a 10-25 mg/L en las zonas costeras atlánticas. Hacia el interior existe un claro control orográfico del contenido en Cl del agua de recarga, alcanzando valores en las cumbres de entre 1 y 5 mg/L, y en ocasiones inferiores a 1 mg/L, que es debido a la menor salinidad de la deposición total atmosférica y la mayor pluviometría. En las cuencas de los principales ríos y en otras cuencas intramontañas más reducidas se superan los 25 mg/L de Cl. El mayor contenido en Cl en zonas bajas y costeras se asocia a una menor precipitación y un mayor contenido en Cl de la deposición total atmosférica. Los gradientes del contenido en Cl del agua de recarga (en  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ) en las zonas costeras son función de la distancia al mar y la orografía; siendo de 0,2 a 1 en la mayoría de zonas costeras y excepcionalmente de hasta 2,5 en el SE peninsular.

En ambos archipiélagos se produce una disminución progresiva de la concentración de Cl desde la costa hacia el interior, siendo más importante en las islas de mayor relieve. En la zona costera N de las islas Canarias se observan contenidos en Cl de hasta 500 mg/L, y en la zona S se puede llegar o superar los 1000 mg/L. La disminución progresiva del contenido en Cl hacia zonas de medianías o de cumbres origina gradientes territoriales (en  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ) de 20 a 50 en la cara N de las islas de mayor relieve y de 50 a 100 en sus caras S. En islas de menor relieve los gradientes no llegan a 50. El contenido medio en Cl del agua de recarga en Mallorca varía desde  $\sim 200$  mg/L en la zona costera a  $\sim 30$  mg/L en zonas altas. En la zona interior de las islas de menor relieve y centro de Mallorca, Cl  $\sim 100$ -150 mg/L. El gradiente en la primera situación está entre 10 y 20, y en la segunda entre 5 y 10.

Se han seleccionado algunos puntos de muestreo de aguas de recarga no modificada con series temporales plurianuales de análisis químicos para determinar el coeficiente de variación del contenido en Cl en el territorio peninsular e insular español. El coeficiente de variación es de  $\sim 0,10$  en las zonas costeras peninsulares, con un rango habitual entre 0,05 y 0,25 para periodos de observación de 5 años o superiores. CV oscila entre 0,15 y 0,55 en el interior peninsular, con valores centrados en 0,30 para iguales periodos de observación. El aumento de CV respecto al incremento de cota topográfica está relacionado con la menor cantidad relativa de aportación seca atmosférica de Cl al cómputo total de la deposición total de Cl en zonas elevadas, donde la deposición húmeda es similar a la deposición total de Cl.

En los archipiélagos, CV varía entre 0,10 y 0,20 en las zonas costeras de todas las islas, con valores puntuales de  $\sim 0,30$ . En las islas de menor relieve, CV oscila entre 0,10 y 0,40. En zonas de cumbres y medianías de la cara N de

las islas de mayor relieve,  $CV \sim 0,50$ , debido a la mayor variabilidad del contenido en Cl de la deposición total atmosférica a cota elevada. A cota baja existe una mayor homogeneidad del contenido en Cl del agua de recarga por el mayor y más regular aporte de Cl de la deposición seca. La situación es similar en las islas Baleares, aunque con valores de CV algo inferiores.

Se han realizado varios estudios parciales para obtener la distribución espacial del aporte de Cl por la escorrentía directa en el territorio español. A partir de la escorrentía total y su coeficiente de variación en el territorio español (datos del CEDEX) se ha aproximado, en función a la cota topográfica, la litología y las fracciones de escorrentía medidas en algunos hidrogramas, un valor medio y una desviación tipo orientativa del volumen anual de escorrentía directa. En general, la escorrentía directa y total son similares en la zona mediterránea y en zonas a cota elevada con substrato geológico de permeabilidad reducida o moderada. La escorrentía directa constituye una fracción menor y variable de la escorrentía total en la zona cantábrica y pirenaica, en zonas a cota baja y en aquellas con substrato geológico más permeable.

La escasez de datos de contenido en Cl del agua de escorrentía directa con un origen principal atmosférico impide interpretar grandes áreas del territorio. Por ello, se ha comparado el contenido en Cl de la escorrentía directa y de la deposición total atmosférica en iguales puntos geográficos, obteniendo un factor de enriquecimiento del contenido en Cl de la escorrentía directa respecto al de la deposición total que oscila entre 1 en zonas a cota elevada del interior peninsular a 4 en zonas costeras y en zonas semiáridas. Aplicando estos factores a los contenidos en Cl disponibles de la deposición total, se ha obtenido un mapa tentativo de contenido medio en Cl de la escorrentía directa y de su coeficiente de variación, que se ha comparado con el volumen anual de escorrentía directa en iguales posiciones geográficas para obtener la distribución espacial de la aportación media anual de Cl por la escorrentía directa,  $A_E$ , y su coeficiente de variación,  $CV_{AE}$ , en el territorio español.

$A_E$  oscila entre 2 y 8  $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$  en la zona costera N y NW peninsular, con  $CV_{AE} \sim 0,10$  que tiende a disminuir hacia el interior peninsular a valores de  $\sim 0,05 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ . El gradiente tentativo de disminución en la costa varía entre 0,05 y 0,20  $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1} \cdot km^{-1}$ .  $A_E$  varía en el resto de zonas costeras peninsulares entre 2 y 6  $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$  con  $CV_{AE}$  entre 0,10 y 0,30 y un gradiente tentativo de disminución hacia el interior entre 0,05 y 0,10  $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1} \cdot km^{-1}$ . A cotas bajas del centro peninsular los valores de  $A_E$  oscilan entre 0,02 y 0,10  $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ , con  $CV_{AE}$  entre 0,40 y 1 y gradientes siempre inferiores a 0,01  $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1} \cdot km^{-1}$ . Se observa un cierto incremento de  $A_E$  con el aumento de cota topográfica en el interior peninsular, que genera gradientes locales algo mayores y valores de  $CV_{AE}$  algo inferiores a los indicados. En las zonas insulares de mayor relieve existe un claro componente radial de  $A_E$ , con valores que aumentan desde la costa hacia el interior, gradientes habituales de disminución superiores o de  $\sim 0,5 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1} \cdot km^{-1}$

y  $CV_{AE}$  próximos a 1. Los valores de  $A_E$  suelen variar desde la mitad hasta un orden de magnitud inferior a la tasa de deposición total de CI obtenida en iguales puntos geográficos. Los valores de  $CV_{AE}$  son generalmente algo inferiores a los medidos para la deposición total de CI, a excepción de los obtenidos en el SE peninsular donde se supera un valor de 2.

La distribución del contenido medio en CI del agua de recarga y del aporte medio anual de CI por la escorrentía directa, sus variabilidades interanuales y sus gradientes territoriales, son similares en orden de magnitud a los que presenta la deposición total atmosférica de CI en todos aquellos emplazamientos peninsulares e insulares con datos para comparar.

Una vez caracterizadas las variables del balance de CI se ha comprobado que los valores obtenidos pueden ser tratados como una infraestructura de información (acotada en el espacio y en el tiempo) característica de un lugar, pudiéndose regionalizar numéricamente los resultados. La distribución espacial de cada variable se ha obtenido aplicando métodos de interpolación espacial: krigado ordinario e inverso de la distancia. Se ha utilizado una malla regular de 5113 celdas de 10 km de tamaño que cubre todo el territorio español. En cada nodo se ha interpolado un valor medio y un valor de coeficiente de variación de cada variable para obtener en ese nodo un valor de la recarga media anual a los acuíferos y un valor de su variabilidad natural. En aquellos territorios insulares donde no se dispone de información de alguna variable del balance de CI no se ha podido estimar la recarga. Se ha calculado el error cometido de la estimación espacial de las variables de entrada, pero no como éste se propaga cuando se aplica el modelo numérico de cálculo, en este caso la ecuación del balance de CI.

Para solucionar la escasez y la mala distribución de los datos medidos de cada variable se ha admitido como razonablemente acertado el modelo conceptual probable de distribución espacial elaborado manualmente de cada variable del balance de CI, que se ha basado en la delimitación de zonas donde las variables tienden a ser homogéneas y su comportamiento es conocido conceptualmente o predecible a escala regional a partir de los estudios locales realizados para su caracterización. Para ello se han digitalizado y georeferenciado las líneas de isovalores trazados manualmente que definen la variación espacial de cada variable, obteniendo múltiples valores probables de cada variable distribuidos y localizados espacialmente que se han denominado elaborados a diferencia de los disponibles inicialmente (medidos). Su distribución espacial cubre todo el territorio de estudio y en todos los casos respectan las medidas iniciales que quedan incluidas como una serie de datos de menor tamaño dentro de esta nueva serie de datos de tamaño mayor. El uso de estos datos elaborados es una forma cualitativa de interpolar datos, condicionando los resultados en función de la topografía, distancia al mar, etc. Los datos medidos y elaborados de cada variable presentan una distribución lognormal, en ocasiones no completamente gaussiana, siendo habitual que la serie de datos elaborados

presente menor sesgo por la mayor incorporación relativa de valores bajos de las variables realizada en el interior peninsular.

Los datos medidos de valor medio y de coeficiente de variación de todas las variables del balance de CI se han ajustado mediante semivariogramas teóricos de tipo esférico, asumiendo que el efecto pepita es despreciable o muy bajo. El rango al que se estabilizan los valores medios de las variables y dejan de presentar correlación espacial oscila entre 88 y 120 km; estos rangos son similares a los obtenidos para otras variables hidrológicas estimadas a escala regional o a escala de todo el territorio español para periodos temporales plurianuales. Esta similitud de rangos confirma que las variables del balance de CI se han regionalizado correctamente y que sus rasgos principales de distribución espacial a escala del territorio español se han identificado de forma adecuada, al menos en su orden de magnitud. El rango al que se estabilizan los coeficientes de variación de las variables oscila entre 11 y 70 km, lo que indica que la variabilidad interanual presenta menor correlación espacial que los valores medios de las variables. La varianza de estimación de la aportación total atmosférica de CI y del aporte de CI por la escorrentía directa oscila entre el doble y un orden de magnitud mayor al valor medio estimado en zonas de interior peninsular, siendo similar al valor medio estimado en zonas costeras. La varianza de estimación del contenido en CI del agua de recarga es la mitad o algo inferior al valor medio estimado en zonas de interior y costeras.

La estimación de las variables del balance de CI con ambos métodos de interpolación en iguales posiciones geográficas suele diferir en distinta magnitud. Ambos métodos generan un sesgo positivo (sobrestimación) de los valores bajos y ligero un sesgo negativo (subestimación) de los valores altos medidos de todas las variables. La magnitud del sesgo depende de la magnitud de la variable, del número de datos, etc., siendo baja o moderada para el contenido en CI del agua de recarga y moderada o alta para las demás variables.

El kriging ordinario sobreestima más los valores bajos y produce una subestimación similar al inverso de la distancia de los valores más altos de aporte de CI por la escorrentía directa y de aportación total atmosférica de CI. Las diferencias relativas entre las variables estimadas con ambos métodos oscilan normalmente en torno a 1, con valores ocasionales de entre 0,5 y 2 que indican respectivamente el grado de sub o sobreestimación que el inverso de la distancia produce respecto al kriging ordinario. La subestimación que se produce en zonas costeras es relativamente inferior a la sobreestimación que se produce en el interior peninsular. Puesto que es mayor la superficie relativa ocupada por valores bajos de las variables, el efecto general para todo el territorio ha sido sobreestimar ligeramente las variables.

A partir del valor medio anual de cada variable del balance de CI se ha calculado un valor medio anual de la recarga a los acuíferos en cada una de las celdas donde se ha podido estimar las variables del balance de CI. Ambos

métodos proporcionan un rango de recarga media anual de entre 1 y 800 mm·a<sup>-1</sup>. El krigado ordinario genera valores de recarga media anual similares a los obtenidos mediante el inverso de la distancia para valores medios de recarga (rango entre 100 y 300 mm·a<sup>-1</sup>). El krigado ordinario tiende a sobreestimar ligeramente los valores de recarga inferiores a 100 mm·a<sup>-1</sup>. El inverso de la distancia permite observar valores muy bajos de recarga media (rango entre 1 y 10 mm·a<sup>-1</sup>; Fig. 7.39), mientras que los valores mínimos obtenidos mediante krigado ordinario son siempre iguales o superiores a 10 mm·a<sup>-1</sup> (Fig. 7.40). Los valores medios y los valores más elevados de recarga se estiman de igual forma con ambos métodos.

Los mayores porcentajes de recarga están centrados en el entorno del 60 %, con valores aislados extremos que alcanzan o superan ligeramente el 80 %, y se producen en zonas carbonatadas del NE, E, N, S y SE peninsular. Los porcentajes más bajos se producen en terrenos detríticos de los valles de los principales ríos peninsulares, en zonas semiáridas del S de aquellas islas del archipiélago Canario donde existen datos medidos, en el SE peninsular y en ciertas zonas de interior donde afloran materiales graníticos y metapelíticos. Se miden en ocasiones valores mínimos en torno al 1 %.

El error relativo de la recarga media anual oscila entre 0,25 y 2,9 e indica respectivamente el grado de sub y sobreestimación que produce el inverso de la distancia sobre al krigado ordinario. El error relativo de la población es de 1,1, e indica la ligera subestimación general de la recarga media anual que produce el krigado ordinario respecto al inverso de la distancia. Las diferencias relativas entre los valores medios de recarga estimados a partir de ambos métodos son generalmente de ~ 1. El inverso de la distancia produce una subestimación de 0,5 respecto al krigado ordinario en la zona cantábrica, interior de Galicia, y en zonas aisladas del N, E y SE peninsular, que se debe a la sobreestimación de los bajos contenidos medidos en CI del agua de recarga que ha generado el krigado ordinario. Una situación inversa se produce en la cuenca del río Ebro, y en el NE y S peninsular, donde el inverso de la distancia ha producido una sobreestimación de ~ 1,5 del valor medio de recarga respecto del krigado ordinario. En las zonas costeras se miden diferencias relativas próximas a 1 en la mayoría de los casos.

Los resultados recomiendan utilizar como mapa de recarga media a los acuíferos el obtenido mediante el inverso de la distancia, por la mayor semejanza que presentan los mapas de las variables interpoladas con las variaciones espaciales observadas en los datos medidos. Esta recarga no tiene por que coincidir estrictamente con las estimaciones puntuales de la recarga realizadas en acuíferos concretos, pudiendo ser el caso de que la recarga estimada mediante krigado ordinario respondiera mejor a la recarga estimada en alguna zona concreta del territorio español.

La variabilidad natural de la recarga se ha expresado en términos relativos a través de su coeficiente de variación interanual (en tanto por 1, adimensional). El coeficiente de variación de la recarga,  $CV_R$ , oscila para el inverso de la distancia entre 0,15 y 1,7 (Fig. 7.45), y para el krigeado ordinario entre 0,2 y 1,7 (Fig. 7.46).

El error relativo de  $CV_R$  estimado mediante ambos métodos está entre 0,25 y 2,2 e indica respectivamente el grado de sub y sobreestimación que produce el inverso de la distancia sobre el krigeado ordinario. El valor promedio de la población es 1, e indica una similar estimación de  $CV_R$  mediante ambos métodos. Las diferencias relativas entre los valores de  $CV_R$  estimados mediante ambos métodos son de  $\sim 1$  en la práctica totalidad del territorio. Se miden diferencias relativas de  $\sim 1,5$  en zonas aisladas del N, E y NE peninsular, siendo casi inexistentes las diferencias relativas inferiores a 1. Se miden diferencias relativas de  $CV_R \sim 1$  en las zonas costeras.

Se recomienda utilizar como mapa de coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos el obtenido mediante el inverso de la distancia, debido a que los mapas de las variables que han permitido obtener este mapa representan mejor las variaciones espaciales observadas en los datos medidos.

Se ha comprobado la calidad de las estimaciones de la recarga media a los acuíferos mediante varios procedimientos a diferentes escalas de trabajo.

Se ha comparado la recarga media estimada en aquellas celdas donde la existencia de datos de todas las variables del balance de CI permite calcular un valor medio de recarga. El inverso de la distancia sobreestima ligeramente los valores bajos de recarga calculada en  $\sim 10\%$  y el krigeado ordinario lo hace en  $\sim 15-20\%$ . El inverso de la distancia presenta una mayor correlación entre los valores estimados y calculados de recarga de magnitud reducida. La recarga de magnitud media (rango entre 100 y 250  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ) es estimada de igual forma con ambos métodos. Ambos métodos subestiman los valores elevados de recarga en una proporción similar de  $\sim 10\%$ . La sobreestimación de valores bajos se debe a la tendencia general de ambos métodos de interpolación a producir valores próximos a la condición media cuando la densidad de datos de magnitud reducida es muy superior a la densidad de datos de magnitud elevada. La estimación de valores de magnitud media y alta con ambos métodos es similar.

Se ha comparado de forma cualitativa el mapa de recarga media anual obtenido mediante balance de CI a partir del inverso de la distancia con el mapa del rango de recarga que se produce en las diferentes Unidades Hidrogeológicas elaborado por MIMAN (2000). El rango de recarga obtenido para cada Unidad Hidrogeológica por MIMAN (2000) pondera las diferentes tasas de recarga que se producen en una Unidad Hidrogeológica en función de su superficie permeable, existiendo importantes diferencias locales sobre todo en Unidades de gran tamaño. Los valores de recarga obtenidos en este trabajo están discretizados en celdas de 10 km de tamaño, lo que permite observar en

acuíferos de grandes dimensiones la normal variabilidad espacial de la recarga en función de las condiciones ambientales y geológicas. En acuíferos pequeños las diferencias suelen ser menores si no ha habido incidencias importantes durante el proceso de estimación de la recarga mediante ambos métodos.

La mayoría de valores medios de recarga estimados mediante balance de CI (~ 58 % de los datos) están dentro del rango de recarga propuesto por MIMAN (2000) en las diferentes Unidades Hidrogeológicas con datos para comparar. Se produce una cierta sobre o subestimación de la recarga estimada mediante balance de CI respecto al rango de recarga propuesto por MIMAN (2000) en ~ 29 % de los casos, que está debida a una insuficiente caracterización de la aportación total atmosférica de CI (método de balance de CI) o la incorporación accidental de otras fuentes de recarga no derivadas de la lluvia (método de balance hídrico) durante la elaboración del mapa de MIMAN (2000). En este grupo se incluyen pequeños acuíferos en general, los situados en las grandes depresiones del interior peninsular y aquellos localizados en zonas semiáridas. La magnitud de la diferencia parece relacionarse con la litología principal y la influencia que ésta ejerce a la hora de repartir los componentes del balance hídrico. El 13 % de casos restantes muestra una clara sobre o subestimación de la recarga estimada mediante balance de CI respecto al rango de recarga propuesto por MIMAN (2000), generalmente en acuíferos detríticos y carbonatados de gran dimensión. En estas zonas, siempre que no exista un déficit importante de medidas de los términos del balance de CI, se considera más acertada la estimación de la recarga realizada en este trabajo. MIMAN (2000) no ofrece suficientes datos de la tasa de recarga que se produce en zonas donde afloran esquistos, cuarcitas o granitos, para comparar los valores de recarga estimados mediante balance de CI. MIMAN (2000) considera estas zonas como no acuíferas a escala regional, aunque puntualmente existen acuíferos menores asociados a ciertas condiciones geológicas locales como fracturas, zonas de alteración, etc. donde se constatan en ocasiones tasas elevadas de recarga asociadas habitualmente a un escaso almacenamiento, o sea con un corto periodo de residencia.

Se han comparado datos bibliográficos de recarga media de 59 zonas acuíferas repartidas por todo el territorio español (peninsular e insular) con los valores de recarga obtenidos en este trabajo mediante balance de CI en aquellas celdas que coinciden con la ubicación de estos acuíferos. Las diferencias relativas entre el valor medio anual de recarga a los acuíferos estimado mediante balance de CI y el valor bibliográfico oscilan entre 0,5 y 1,5 con valores extremos de hasta 4. Las diferencias relativas entre el coeficiente de variación de la recarga estimada en este trabajo y el valor bibliográfico son algo menores a las del valor medio. La comparación de los datos estimados en este trabajo y los datos bibliográficos en función del método de estimación indica que el uso de una determinada técnica de estimación de la recarga a los acuíferos no condiciona

diferencias específicas claras en cuanto a la recarga estimada. Las diferencias relativas oscilan entre 0,5 y 2, y excepcionalmente entre 0,1 y 10. Estas diferencias se deben conjuntamente al proceso de interpolación espacial con el que se han obtenido las variables del balance de CI, y a la incertidumbre de estimación (casi siempre por el reducido periodo temporal de muestreo) de los datos bibliográficos y los valores obtenidos en este trabajo. La comparación de los valores de recarga respecto al tipo litológico muestra diferencias relativas habituales entre 0,5 y 2. No son tan comunes los valores extremos como en el caso anterior. Los materiales detríticos, calcarenitas, areniscas y metapelitas muestran mayor relación entre la recarga media anual estimada mediante balance de CI y los valores bibliográficos, siendo mayor la diferencia en terrenos carbonatados debido a la mayor complejidad hidrológica local, la caracterización habitual menos acertada de la escorrentía directa o la mayor incertidumbre de estimación de la recarga mediante balance hídrico en el suelo en estos materiales donde existe normalmente un escaso desarrollo edáfico. Los pocos datos bibliográficos de recarga en vulcanitas, granitos y metapelitas muestran una relación próxima a 1 con la recarga estimada en este trabajo.

La elevada variabilidad espacial y temporal de las variables del balance de CI hace que la recarga a los acuíferos calculada sea más incierta en la franja costera debido a los elevados gradientes territoriales de la aportación atmosférica de CI y del aporte de CI por la escorrentía directa; en estas zonas la variabilidad interanual de la recarga es ligeramente inferior a la existente en zonas de interior pero en cambio es superior la variabilidad espacial. La evaluación de la recarga en el centro peninsular es habitualmente mejor por la mayor uniformidad de la aportación atmosférica de CI y del aporte de CI por la escorrentía directa; los coeficientes de variación son mayores que en la costa pero más homogéneos espacialmente. El contenido en CI del agua de recarga queda bien definido en zonas costeras y de interior. En general, la estimación de la recarga a los acuíferos mediante balance de CI utilizando métodos de interpolación espacial puede considerarse satisfactoria en la mayor parte del territorio español; es algo deficiente en zonas de alta variación orográfica y zonas costeras con escasos datos disponibles y bastante acertada en aquellas zonas con escaso control orográfico, lejos de la costa y con datos iniciales disponibles.

## **CAPÍTULO IX.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**



- Alcalá F.J. y Custodio, E. (2003). *Recopilación de datos bibliográficos sobre deposición atmosférica de cloruro al terreno*. Proyecto CICYT: HID 1999-0205 (informe 3). Centro de Documentación del IGME. Madrid. 45 pp.
- Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2004a). La deposición atmosférica de cloruro al terreno en España. *Bol. Geol. Min.* 115: 319-330.
- Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2004b). *Deposición total atmosférica de elementos mayoritarios en la ciudad de Barcelona (NE de España). Datos preliminares sobre la aportación mineral por la precipitación atmosférica*. En: Simposio sobre el Agua y la Ciudad Sostenible: Hidrogeología Urbana. Barcelona. 1: 277-287.
- Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2004c). *La relación Cl/Br como indicador del origen de la salinidad en algunos acuíferos de España y Portugal*. En: XXXIII IAH & 7º ALHSUD Congress-Groundwater Flow Understanding: from local to regional scales. Zacatecas. CD-rom. 4 pp.
- Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2005a). *Use of the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in some coastal aquifers of Spain*. En: 18<sup>th</sup> Salt Water Intrusion Meeting. (Eds.: L. Araguás, E. Custodio y M. Manzano). IGME. Cartagena. 481-497.
- Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2005b). *Datos preliminares sobre el contenido en cloruro del agua de recarga por la lluvia a los acuíferos españoles*. En: IV Congreso Geológico Argentino. Río Cuarto. En prensa.
- Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A. y Jensen, M.E. (Eds.) (1991). *Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements*. En: Proceedings of the International Symposium on Lysimetry. American Society of Civil Engineers. New York. 444 pp.
- Allison, G.B. y Hughes, M.W. (1983). The use of natural tracers as indicators of soilwater movement in a temperate semi-arid region. *Journal Hydrol.* 60: 157-173.
- Allison, G.B., Stone, W.J. y Hughes, N.W. (1985). Recharge in karst and dune elements of a semi-arid landscape as indicated by natural isotopes and chlorides. *Journal Hydrol.* 76: 1-25.
- Andreo, B., Liñán, C., Carrasco, F., Jiménez de Cisneros, C., Caballero, F. y Mudry, J. (2004a). Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (<sup>18</sup>O and <sup>2</sup>H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S. Spain). *Applied Geochemistry.* 19: 561-574.
- Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J.A., Carrasco, F., Durán, J.J. y Jiménez, P. (2004b). Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos. *Bol. Geol. Min.* 115(2): 177-186.
- Andreu, J.M., Delgado, J., García-Sánchez, E., Pulido-Bosch, A., Bellot, J., Chirino, E y Ortiz de Urbina, J.M. (2001). Caracterización del funcionamiento y la recarga del acuífero del Ventós-Castellar (Alicante). *Rev. Soc. Geol. España.* 13(3-4): 247-254.
- Aparicio, F.J. (1987). *Fundamentos de Hidrología de Superficie*. Ed.: Noriega. Limusa. México. 303 pp.
- Araguás, L.J. y Plata, A. (2000). Trazadores naturales en la identificación y caracterización del origen y dinámica de los flujos de agua en el entorno de presas y embalses. *Ingeniería Civil.* 119: 103-110.

- Araguás, L.J. y Diaz-Teijeiro, M.F. (2005). *Isotope composition of precipitation and water vapour in the Iberian Peninsula. First results of the Spanish Network of Isotopes in Precipitation*. IAEA. En prensa.
- Arenillas, M. y Sáenz, C. (1987). *Los ríos. Guía Física de España*. Ed.: Alianza. Madrid.
- Asaf, L., Nativ, R., Shain, D., Hassan, M. y Geyer, S. (2004). Controls on the chemical and isotopic compositions of urban stormwater in a semiarid zone. *Journal Hydrol.* 294: 270-293.
- BAHC (Biospheric Aspects of Hydrological Cycle) (1993). *Biospheric aspects of the hydrological cycle. The operational plan*. IGBP. Core Project Office. Rep. 27. Stockholm, Sweden. 103 pp.
- Baonza, E., Plata, A. y Silgado, A. (1984). *Hidrología isotópica de las aguas subterráneas del Parque Nacional de Doñana y zona de influencia*. Cuadernos del CEDEX. Madrid. C-7. 139 pp.
- Barnes, C.J. y Allison, G.B. (1998). Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Journal Hydrol.* 100: 143-176.
- Barry, R.G. (1981). *Mountain weather and climate*. Ed.: Methuen & Co. New York.
- Batjes, N.H. (1996). Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. *Geoderma*. 71: 31-52.
- Bazuhair, A.S. y Wood, W.W. (1996). Chloride mass-balance method for estimating ground water recharge in arid areas: examples from western Saudi Arabia. *Journal Hydrol.* 186: 153-159.
- Beekman, H.E. y Xu, Y. (2003). *Review of groundwater recharge estimation in arid and semi-arid Southern Africa*. En: Framework for recharge estimation in Southern Africa Phase 1. START project. Western Cape University. 16 pp.
- Bernal, S. (2004). *Hydrological processes and nutrient dynamics during storm events in an intermittent Mediterranean stream*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona. En preparación.
- Berthovex, P.M. y Brown, L.C. (1994). *Statistic for environmental engineers*. Ed.: Lewis. 335 pp.
- Beven, K.J. y Kirby, M.J. (1979). A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin*. 24(1): 43-69.
- Bonham-Carter, G.F. (1994). *Geographical information systems for geoscientists*. Ed.: Pergamon. 398 pp.
- Bouma, J. (1989). Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advances Soil Science*. 9: 177-213.
- Bouwer, H. y Maddock, T. (1997). Making sense of the interactions between groundwater and streamflow; lessons for water masters and adjudicators. *Rivers*. 6: 19-31.
- Braojos-Riuz, J.J. (1997). *Definición de la recarga a través del balance hídrico en las Islas Canarias Occidentales. Modelación*. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 267-277.
- Burrough, P.A. (1993). The technologic paradox in soil survey: new methods and techniques of data capture and handling. *ITC Journal*. 1: 15-22.
- Cabrera, M.C., Alcalá, F.J., Custodio, E. y Muñoz J. (2003). *Ensayo del valor hidrogeológico de la relación Cl/Br en el acuífero de La Aldea (isla de Gran*

- Canaria) y caracterización de la precipitación*. CICYT: HID 1999-0205 (informe 4). Centro de Documentación del IGME. Madrid. 24 pp.
- Camarero, L., Wright, R.F., Catalá, J. y Ventura, M. (2004). Application of MAGIC to Lake Redó (Central Pyrenees): an assessment of the effects of possible climate driven changes in atmospheric precipitation, base cation deposition, and weathering rates on lake water chemistry. *Journal Limnol.* 63(1): 123-132.
- Candela, L. y Varela, M. (Eds.) (1993). *La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas*. CIMNE-UPC. Barcelona. 322 pp.
- Capilla, J.E. y Andreu, J. (1996). *AQUIVAL. A guide for groundwater modelling incorporated into the simulation of complex water resources*. En: 6<sup>th</sup> International Conference on Hydraulic Engineering Software. Wessex Institute of Technology, Southampton (Reino Unido). Penang. Malasia.
- Cardoso, G. (1997). *Comportamiento de los manantiales del karst nororiental de la Serra de Tramuntana, Mallorca*. Tesis Doctoral. Univ. Politécnica de Cataluña. 361 pp.
- Carrera, J. y Neuman, S.P. (1986). Estimation of Aquifer parameters under Steady-state and Transient Conditions: III. Applications. *Water Res. Research.* 22(2): 228-242.
- Carrera, J., Alcolea, A., Medina, A., Hidalgo, J. y Slooten, L.J. (2005). Inverse problem in hydrogeology. *Hydrogeol. Journal.* 13(1): 206-222.
- Casado-Sáez, M., Cruces de Abia, J. y Llamas, R.M. (1997). *Cuantificación de la recarga mediante medidas experimentales en el sistema acuífero de La Mancha Oriental (Barrax, Albacete)*. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 381-397.
- Cascos Maraña, C. (1993). La diversidad del clima y del paisaje vegetal. (Eds.: R. Méndez y F. Molinero). *Geografía de España*. Ed.: Ariel. 134-207.
- CCA-8510/001 (1985). *Recarga en islas volcánicas*. Universitat Politècnica de Catalunya / University of Arizona. U.S.–Spain Joint Committee for Scientific and Technological Cooperation (Proyecto “CoCo-Canarias”).
- Cerdà, A. (1995). *Factores y variaciones espacio-temporales de la infiltración en los ecosistemas mediterráneos*. Ed.: Geoforma. Logroño. 149 pp.
- Chow, V.T. (1993). *Hidrología Aplicada*. Ed.: McGraw-Hill. Santafé de Bogotá. 584 pp.
- Colosimo, C. y Mendicino, G. (1996). *GIS for distributed rainfall-runoff modeling*. (Eds.: V.P. Singh y M. Fiorentino). En.: Geographical Information System in Hydrology. Netherlands. Ed.: Kluwer Academic Publishers. 195-235.
- Constantz, J., Thomas, C.L. y Zellweger, G. (1994). Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. *Water Resources Res.* 30: 3253-3264.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science.* 133: 1702-1703.
- Cruces de Abia, J., Casado-Sáez, M. y Llamas, R.M. (1997). *Estimación de la recarga mediante simulación de flujo en la zona no saturada. Aplicación el acuífero de La Mancha*. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 437-445.
- Custodio, E. (1976; 1983). *La evaluación global de las aguas subterráneas*. En Hidrología Subterránea. (Eds.: Custodio, E. y Llamas, M.R.). Ed.: Omega. Barcelona. Vol. I y Vol. II.

- Custodio, E. (1988). Hydrogeochemistry of Tenerife island. *Hidrogeología*. 3: 1-19.
- Custodio, E. (1990). *Saline groundwater in the Canary Islands (Spain) resulting from aridity*. En: Greenhouse Effect, Sea Level and Drought. NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, 235. Ed.: Kluwer. Dordrecht. 593-618.
- Custodio, E. (1992). *Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria Island*. En: Study and Modelling of Salwater Intrusion. CIMNE-UPC. Barcelona. 81-98.
- Custodio, E. (1997a). Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En: *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 19-39.
- Custodio, E. (1997b). *Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos*. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 83-110.
- Custodio, E. (1998). Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. *Bol. Geol. Min.* 109(4): 329-346.
- Custodio, E. y Sáenz de Oiza, J. (1972). *Estudio Geohidrológico del Macizo de Famara, Lanzarote*. MOP. Dirección General de Obras Hidráulicas. 200 pp (aprox.).
- Custodio, E. y Llamas, M.R. (1976). *Hidrología Subterránea*. Ed.: Omega. Barcelona. 2 Vols. 2350 pp.
- Custodio E. y Llamas, M.R. (1983). *Hidrología Subterránea*. Ed.: Omega. Barcelona. 2 Vols. 2350 pp.
- Custodio, E. y Herrera, C. (2000). Utilización de la relación Cl/Br como trazador hidrogeoquímico en hidrología subterránea. *Bol. Geol. Min.* 111: 49-67.
- Custodio, E. y Alcalá, F.J. (2003). *El potencial de la relación Cl/Br como indicador del origen de la salinidad de los acuíferos costeros españoles*. En: Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos. Alicante. 1: 401-412.
- Custodio, E. y Alcalá, F.J. (2004). Modificación del cociente Cl/Br y otras relaciones iónicas en el proceso de tratamiento de aguas subterráneas por ósmosis inversa. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*. 26: 325-335.
- Custodio, E., Peláez, M.D. y Balagué, S. (1985). Datos preliminares sobre la aportación mineral por la precipitación atmosférica. *Tecnología del Agua*. 18: 51-56.
- Custodio, E., Llamas, R.M. y Samper, J. (Eds.) (1997). *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*. IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 455 pp.
- Custodio E., de la Fuente M.P. y Vázquez I. (2003). *Errors involved in the analytical determination of the ratio Cl/Br*. Proyecto CICYT: HID 1999-0205 (informe 1). Centro de Documentación del IGME. Madrid. 6 pp.
- Davis, J.C. (1986). *Statistics and data analysis in Geology*. Ed.: John Wiley & Sons. 646 pp.
- Davis, N.W. (1987). Production of conditional simulations via the LU triangular decomposition of the covariance matrix. *Mathematical Geology*. 19(2): 91-107.
- Davis, S.N., Cecil, L.D., Zreda, M. y Moysey, S. (2001). Chlorine-36, bromide, and the origin of spring water. *Chemical Geology*. 179(1): 3-16.

- Davis, S.N., Moysey, S., Cecil, L.D. y Zreda, M. (2003). Chlorine-36 in groundwater of the United States: empirical data. *Hydrogeol. Journal*. 11(2): 217-227.
- Davis, S.N., Whittemore, D.O. y Fabryka-Martin, J. (1998). Uses of chloride/bromide ratios in studies of potable water. *Ground Water*. 36: 338-350.
- Delhomme, J.P. y Delfiner, P. (1973). *Application du krigeage a l'optimisation d'une campagne pluviométrique en zone aride*. En: Proceedings on the Desing of Water Resources with Inadequate Data. Unesco. Madrid. 2: 191-210.
- Destsch, J.D. y Journel, A.G. (1998). *GSLIB. Geostatistical software library and user's guide*. Ed.: Oxford University Press. 2ª Ed. New York.
- Dettinger, M.D. (1989). Reconnaissance estimates of natural recharge to desert basins in Nevada, U.S.A., by using chloride-balance calculations: *Journal Hydrol.* 106(1-2): 55-78.
- Domingo, F., Puigdefábregas, J., Moro, M.J. y Bellot, J. (1994). Role of vegetation cover in the biogeochemical balances of a small afforested catchment in southeastern Spain. *Journal Hydrol.* 159: 275-289.
- Doorenbos, J. (1976). *Agro-meteorological field stations*. Estudio FAO. Riego y Drenaje, 27. Roma.
- DPA (2003). *Los manantiales provinciales de Alicante*. Primera Parte. Exma. Diputación Provincial de Alicante. Dpto. de Ciclo Hidrológico. Alicante. 248 pp.
- Drever, J.L. (1982). *The geochemistry of natural waters*. Ed.: Prentice-Hall. (Ed.: Englewood Cliffs, N.J.).
- Dunne, T. (1978). *Field studies of hillslope flow processes*. (Ed.: M.J. Kirkby). En: Hillslope Hydrology. Ed.: John Wiley & Sons. 227-293.
- Durán, J.J., Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J.A., Carrasco, F. y Jiménez, P. (2004). Clasificación de acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética según la tasa de recarga. *Bol. Geol. Min.* 115(2): 199-210
- Eagleson, P.S. (1978). Climate, soil and vegetation. *Water Res. Research*. 14(5): 705-776.
- Erhard-Cassegrain, A. y Margat, J. (1983). *Introduction à l'économie générale de l'eau*. Masson. París.
- Eriksson, E. y Khunakasem, V. (1969). Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. *Journal Hydrol.* 7(2): 178-197.
- Estrela, T. (1992). *Modelos matemáticos para la evaluación de los recursos hídricos*. Cuadernos del CEDEX. Madrid. M-25. 55 pp.
- Estrela, T. y Quintás, L. (1996). El sistema integrado de modelización precipitación-aportación SIMPA. *Ingeniería Civil*. 104: 43-52.
- Estrela, T., Ferrer, M. y Ardiles, L. (1995). *Estimation of precipitation-runoff regional laws and runoff maps in Spain using Geographical Information Systems*. En: International Hydrological Programa (IHP) Unesco Friends Amhy. Thessaloniki. Grecia.
- Faci, J., Cuenca, R.H. y Martínez-Cob, A. (1990). *Estudio de la evaporación de referencia a nivel regional en Aragón*. En: VIII Jornadas Técnicas sobre Riegos. Mérida.
- FAO (1974). *Soil map of the world*. UNESCO. Paris.

- Feliu, S., Morcillo, M. y Chico, B. (2001). Effect of state of sea atmospheric corrosion in coastal zones. *British Corrosion Journal*. 36(2): 157-160.
- Fernández-Fernández, C.J. (2002). Estudio geoestadístico de las precipitaciones en Asturias (Año 2001). *Hidropres*. 35: 72-79.
- Fernández del Río, G. y Sauquillo, A. (1983). *Estudio del comportamiento de un acuífero drenado por un manantial: aplicación al de Deifontes (Granada)*. En: Simposio Nacional de Hidrogeología. Madrid.
- Ferrer, M. (2003). *Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva: perfiles de suelos y teledetección*. Cuadernos del CEDEX. Madrid. C-48. 346 pp.
- Feth, J.H. (1966). Nitrogen compounds in natural water. *Water Res. Research*, 2(1): 41-58.
- Feth, J.H. (1981). *Chloride in natural continental water*. US Geological Survey Water-Supply. 276: 30.
- Flury, M., Fluhler, H., Jury, W.A. y Leuenberger, J. (1994). Susceptibility of soils to preferential flow of water: a field study. *Water Res. Research*. 30: 1945-1954.
- Fontes, J.Ch., Yousefi, M. y Allison, G.B. (1986). Estimation of the long-term groundwater discharge in the Northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. *Journal Hydrol*. 86: 315-327.
- Gee, G.W. y Hillel, D. (1988). Ground water recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. *Hydrol. Proc.* 2: 255-266.
- Giráldez, J.V. y López-Rodríguez, J.J. (1997). *Evaluación de la recarga derivada de acciones antrópicas: regadíos, canales y construcciones, embalses y depósitos*. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 141-152.
- González-Arias, A., Amezága, I., Echeandía, A. y Onaindia, M. (2000). Buffering capacity through cation leaching of *Pinus radiata* D. Don canopy. *Plant Ecology*. 149(1): 23-42.
- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for natural resources evaluation*. Ed.: Oxford University Press. New York.
- Greenslade, W.M. (2003). *Assesment of groundwater recharge N-aquifer system Arizona, Utah and Colorado*. En: 11<sup>th</sup> Buannual Symposium of Groundwater Recharge. Phoenix. Arizona. 14 pp.
- Guimerà, J., Custodio, E. y Candela, L. (1991). Evaluación de la recarga natural mediante trazador químico artificial en el Parque del entorno de Doñana (Huelva, España). *Revista de Geofísica*. 47: 135-147.
- Gutiérrez Elorza, M. (1994). Introducción a la geomorfología española. En: M.G. Elorza (Ed.). *Geomorfología de España*. Ed.: Rueda. 251-286.
- Halford, K.J. y Mayer, G.C. (2000). Problems associated with estimating ground water discharge and recharge from stream-discharge records. *Ground Water*. 38: 331-342.
- Helwett, J.D. (1961). *Some ideas about storm runoff and baseflow*. (Eds.: M.G. Anderson y T.P. Burt). En: Process studies in hillslope hydrology. Ed: John Wiley & Sons. 314 pp.

- Hem, J.D. (1985). *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*. US Geological Survey Water-Supply, Report 2254. 3 edición.
- Hendrickx, J. y Walker, G. (1997). *Recharge from precipitation*. I. Simmers (Ed.). En: Recharge of phreatic aquifers in (Semi-) Arid Areas. Ed.: A.A. Balkema. 19-98.
- Hernández-Pacheco, E. (1956). *Fisiografía del solar hispano*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. 2 Vol. Madrid.
- Herrera, C. (2001). *Caracterización hidrogeoquímica del Macizo de Betancuria, Fuerteventura, Archipiélago de Canarias*. Tesis Doctoral. Univ. Politécnica de Cataluña. 223 pp.
- Herrera, C. y Custodio, E. (2003). Hipótesis sobre el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en la islas de Fuerteventura, Archipiélago de Canarias, España. *Bol. Geol. Min.* 114(4): 433-452.
- Heuvelink, G.B.M. (1998). *Error propagation in environmental modelling with GIS*. Ed.: Taylor & Francis. London.
- Hontoria, C., Saa, A., Almorox, J., Cuadra, L., Sánchez, A. y Gascó., J.M. (2003). The chemical composition of precipitation in Madrid. *Water, Air, and Soil Pollution*. 146: 35-54.
- Horton, R.E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*. 14: 446-460.
- IAEA/WMO (2004). Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP database [on line]. <http://isohis.iaea.org>.
- Iglesias, M., Custodio, E., Giráldez, J.V., Manzano, M. y Ordóñez, R. (1996). *Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área de El Abalarío, Doñana, Huelva*. En: Simposio del Agua en Andalucía: SIAGA-96. Almería. II: 99-121.
- Iglesias, M., Lambán, J., Cardoso, G. y Custodio, E. (1997). *El balance de cloruro como indicador de la recarga: ejemplos recientes*. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 357-366.
- IGME (2003). *Las aguas minerales en España*. (Eds. Baena Rodríguez-Caro, J., López Geta, J.A. y Ramírez Ortega, A). IGME. Madrid. 454 pp.
- Isaaks, E.H. y Srivastava, R.M. (1989). *An introduction to applied geostatistics*. Ed.: Oxford University Press. New York.
- ITGE (1989). *Las Aguas Subterráneas en España. Estudio de síntesis*. Madrid.
- Jiménez, P., Andreo, B., Durán, J.J., Carrasco, F., López-Geta, J.A., Vadillo, I. y Vázquez, M. (2001). Estudio hidrodinámico del manantial de El Tempul (Sierra de las Cabras, Cádiz, Sur de España). *Bol. Geol. Min.* 112(2): 85-102.
- Jonhston, C.D. (1987). Distribution of environmental chloride in relation to subsurface hydrology. *Journal Hydrol.* 94: 7-88.
- Jury, W.A., Gardner, W.R. y Gardner, W.H. (1991). *Soil physics*. Ed.: Wiley & Sons. New York. 328 pp.
- König, B. (1997). *Erfassung und Bilanzierung von Stoff-Flüssen im Grundwasser der vulkanischen Ozeaninsel La Palma (Kanarische Inseln)*. Berichte Reports, Geol.-Paläont. Inst. n° 84. Univ. de Kiel. 256 pp.
- Kraatz, B.D. (1977). *Irrigation canal lining*. FAO Land and Water Development Ser. 1: 1-199 pp.

- Lagacherie, P. y Voltz, M. (2000). Predicting soil properties over a region using sample information from a mapped reference area and digital elevation data: a conditional approach. *Geoderma*. 97(3-4): 187-208.
- Laguna, A., Alcaide, M., Roldán, J. y Losada, A. (1986). *Consumo y aforo del agua de riego en la zona regable del Bembézar*. En: Simposio del Agua en Andalucía: SIAGA-86. Granada. II: 135-146.
- Lambán, L.J. y Custodio, E. (1999). *Caracterización de la recarga en la Unidad de Anoia: aplicación de un modelo de balance de agua en el suelo y realización de un balance de cloruros*. En: Tineo, A. Hidrología Subterránea. Serie de Correlación geológica. 13: 71-78.
- Lerner, D.N., Issar A.S. y Simmers I. (1990). *Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge*. International Contributions to Hydrogeology. Vol: 8. Ed.: IAH. Heise. Hannover. 345 pp.
- Llamas, M.R. y Martínez, A. (1981). Application of different computer models to the study of solute transport in a vertical profile of the Madrid aquifer. *Sci. Total Environ*. 21: 347-352.
- López, J.M. y Mateos, R.M. (2003a). *La intrusión marina en los acuíferos de la isla de Ibiza*. En.: Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos. Alicante. 1: 373-381.
- López, J.M. y Mateos, R.M. (2003b). *La intrusión marina en los acuíferos de la isla de Mallorca*. En.: Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos. Alicante. 1: 383-392.
- López, J.M. y Mateos, R.M. (2003c). *La intrusión marina en los acuíferos de la isla de Menorca*. En.: Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos. Alicante. 1: 393-399.
- López-Camacho, B. (1981). *Método simplificado de gestión de acuíferos para una integración en sistemas de explotación conjunta*. En: IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Zaragoza.
- Löye-Pilot, M.D. y Morelli, J. (1988). Fluctuations of ionic composition of precipitations collected in Corsica related to changes in the origins of the incoming aerosols. *Journal Aerosol Science*. 19: 577-585
- MAC-21 (1980). *Proyecto de planificación y explotación de los recursos de agua en el Archipiélago Canario*. Com. Interministerial coord. Est. Mat. Aguas Canarias.
- Manzano, M., Cardoso, G., Tore, G. y Custodio, E. (1997). *Aplicación del programa BALAN a la determinación de la recarga en Anoia (Barcelona) y en la Serra de Tramuntana (Mallorca)*. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 339-346.
- Margalef, R. (1981). *Ecología*. Ed.: Planeta. 245 pp.
- Martens, C.S., Wesolonsky, J.J., Harns, R.C. y Kaifer, R. (1973). Chloride loss from Puerto Rico and San Francisco Bay area marine aerosols. *Journal Geophys. Rev*. 82: 8778-8791.
- Martín Arnáiz, M. (1976; 1983). *Componentes primarios del ciclo hidrológico*. En Hidrología Subterránea. (Eds.: Custodio, E. y Llamas, M.R.). Ed.: Omega. Barcelona, Vol. I y Vol. II.

- Martínez-Fernández, J., Sánchez-Pérez, J.M. y Cammeraat, L.H. (1994). *La medida de la humedad del suelo mediante el método TDR*. En: Investigación de la Zona no saturada. Colección Summer Ciències Experimentals. Univ. Jaume I. (Ed.: Morell, I.). Castellón.
- Matheron, G. (1965). *La théorie des variables régionalisées et ses applications*. Ed.: Masson. Paris.
- Maurer, D.K., Berger, D.L. y Prudic, D.E. (1996). *Subsurface flow to Eagle Valley from Veece, Ash, and Kings Canyons, Carson City, Nevada, estimated from Darcy's Law and the chloride-balance method*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations. Report 96-4088. 74 pp.
- Medina, A., Galarza, G. y Carrera, J. (1993). *Manual del programa TRANSIN-II*. Simulación y estimación de parámetros de flujo y transporte en medios porosos. E.T.S.I.C.C.P. Univ. Politécnica de Cataluña. 132 pp.
- Milly, P.C.D. y Eagleson, P.S. (1987). Effects of spatial variability on annual average water balance. *Water Resources Res.* 23: 2135-2143.
- MIMAM (2000). *El libro del Agua en España*. Ministerio de Medio Ambiente. Secretaría de Estado de Aguas y Costas. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas. 637 pp.
- MINER (1994). *Libro blanco de las aguas subterráneas en España*. Ministerio de Industria y Energía, y Ministerio de Obras Públicas. Transportes y Medio Ambiente. Madrid. 135 pp.
- MOPT (1992). *Atlas Nacional de España*. Sección 2, Grupo 7. Edafología.
- MOPTMA-MINER (1995). *Libro Blanco de las Aguas Subterráneas*. DGOH-DGCA-ITGE. Madrid.
- MOPTMA-MINER-UPC (1993). *Inventario de Recursos de Agua Subterránea en España, 1ª fase*. Coberturas temáticas. Madrid.
- Murillo, J.M. y De la Orden, J.A. (1996). *Sobreexplotación, alternativas de gestión y evaluación del efecto del cambio climático en la recarga natural del acuífero kimmeridgiense de Cabezón de Oro (Alicante)*. En: Recursos Hídricos en regiones kársticas. Vitoria-Gasteiz. 73-88.
- Murphy, E.M., Ginn, T.R. y Phillips, J.L. (1996). Geochemical estimates of paleorecharge in the Pasco Basin: evaluation of the chloride mass balance technique. *Water Res. Research.* 32(9): 2853-2868.
- NRCS (1999). *National Soil Survey Handbook*. <http://www.statlab.iastate.edu/soils/nssh>. 99 pp.
- Padilla, A. y Pulido-Bosch, A. (1986). *El programa EVADIA para estimación automática de la lluvia útil*. En: Simposio del Agua en Andalucía: SIAGA-86. Granada. II: 631-636.
- Panati, Y. (1996). *VARIOWIN: Software for spatial data analysis in 2D*. Ed.: Springer Verlag. New York.
- Phillips, F.M., Mattick, J.L. y Duval, T.A. (1988). Chlorine 36 and tritium from nuclear weapons fallout as tracers for long-term liquid movement in desert soils. *Water Res. Resources.* 24(11): 1877-1891.
- PHIP (1999). *Plan Hidrológico Insular de El Hierro*. Consejo Insular de Aguas de El Hierro. 222 pp.

- Plata, A. (1994). *Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica*. Cuadernos del CEDEX. Madrid. M-39. 139 pp.
- Plata, A., Pérez, E. y Moreno, J. (1996). Evaluación de la recarga moderna de la unidad hidrogeológica Los Arenales usando técnicas isotópicas. *Ingeniería Civil*. 103: 131-145.
- Plata, A. y Pérez, E. y Díaz-Teijeiro, M.F. (2004). Comportamiento dinámico de las lagunas de Ruidera. *Ingeniería Civil*. 134: 63-74.
- Poesen, J. (1984). The influence of slope angle on infiltration rate and hortonian overland flow volume. *Z. Geomorph., N.F., Sup. Db.* 49: 117-131.
- Prych, E.A. (1998). *Using chloride and chlorine-36 as soil-water tracers to estimate deep percolation at selected locations on the U.S.* Department of Energy Hanford Site, Washington. U.S. Geological Survey. Water Supply, Paper 2481. 67 pp.
- Richter, D.D., Ralston, Ch.W. y Harms, W.R. (1983). Chemical composition and spatial variation of bulk precipitation at a coastal plain watershed in South Carolina. *Water Res. Research*. 19(1): 134-140.
- Rincón, L., Ortega, J. y Erena, M. (1996). *Distribución espacial de la evapotranspiración de referencia en la región de Murcia*. En: XIV Congreso Nacional de Riegos. Almería.
- Rosenthal, E. (1987). Chemical composition of rainfall and groundwater in recharge areas of the Bet Shean-Harod multiple aquifer system, Israel. *Journal Hydrol.* 89(3-4): 329-352.
- Ruíz, J.M. (1999). *Modelo distribuido para la evaluación de recursos hídricos*. Cuadernos del CEDEX. Madrid. M-67. 245 pp.
- Rushton, K.R. y Ward, C.J. (1979). The estimation of groundwater recharge. *Journal Hydrol.* 41: 345-361.
- Sahuquillo, A. (1983). An eigenvalue numerical technique for solving unsteady lineal models continuously in time. *Water Res. Research*. 19(1): 87-93.
- Sahuquillo, A. (1997). *Evaluación de la recarga de acuíferos en abanicos aluviales, torrentes, piedemontes y cauces efímeros*. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 125-139.
- Sami, K. y Hughes, D.A. (1996). A comparison of recharge estimates to a fractured sedimentary aquifer in South Africa from a chloride mass balance and an integrated surface-subsurface model. *Journal Hydrol.* 179: 111-136.
- Sammis, T.W., Evans, D.D. y Warrick, A.W. (1982). Comparison of methods to estimate deep percolation rates. *Water Research Bull. Am. Water Resources Association*. 18(3): 465-470.
- Samper, J. (1997a). *Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: utilización, calibración y errores*. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M.R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 41-81.
- Samper, J. (1997b). *Evaluación de la recarga a partir de modelos numéricos de flujo en acuíferos*. En: La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 153-180.

- Samper, F.J. y Carrera, J. (1990). *Geoestadística: aplicaciones a la Hidrología Subterránea*. CIMNE. Barcelona. 480 pp.
- Samper, J. y Guimerà, J. (1991). *Interpretación numérica de un ensayo de trazador químico para el estudio de la recarga en el acuífero del Parque Nacional de Doñana*. En: *La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas. Teoría, medición y modelos*. (Eds.: Candela, L. y Varela, M.). CINME. Barcelona. 277-302.
- Samper, J. y García-Vera, M.A. (1992). *BALAN V.10: Programa para el cálculo de balances de agua y sales en el suelo*. Departamento de Ingeniería del Terreno. Universidad Politécnica de Cataluña.
- Samper, J. y García-Vera, M.A. (1997). *Estimación de la recarga producida por la lluvia y los excedentes de riego mediante balances diarios de agua en el suelo: experiencias en diferentes zonas climáticas*. En: *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*. (Eds.: Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J.). IGME y AIH. Las Palmas de Gran Canaria-Madrid. 367-379.
- Sánchez-Toribio, M.I., López-Bermúdez, F. y del Amor, F. (1990). *Estudio geoestadístico de la demanda evaporativa en la región de Murcia*. En: *VIII Jornadas Técnicas sobre Riegos*. Merida.
- Sanford, W. (2002). Recharge and groundwater models: an overview. *Hydrogeol. Journal*. 10: 110-120.
- Sanz, E. (1996). Springs in Spain: Classification according to their flows and lithologies and their hydraulic contributions. *Ground Water*. 34(6): 1033-1041.
- Scanlon, B.R. (1991). Evaluation of moisture flux from chloride date in desert soils. *Journal Hydrol*. 128: 137-156.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W. y Cook, P.G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. Journal*. 10(1): 18-39.
- Schoeller, M. (1963). *Recherches sur l'acquisition de la composition chimique des eaux souterraines*. Tesis Doctoral. Univ. de Bordeaux. 231 pp.
- Sharma, M.I. (Ed.) (1990). *Groundwater recharge*. Ed.: Balkema. Ámsterdam. 323 pp.
- Simmers, I. (Ed.) (1988). *Estimation of natural groundwater recharge*. NATO Advanced Workshop, ASI Series C, 222. Reidel, Dordrecht.
- Simmers, I., Hendrickx, J.M.H., Kruseman, G.P. y Rushton, K.R. (1997). *Recharge of phreatic aquifers in (semi)arid areas*. International Contributions to Hydrogeology 19. IAH. Ed.: Balkema. Róterdam. 277 pp.
- Singh, V.P. (1988). *Hydrologic Systems*. Vol. I: *Rainfall-Runoff Modeling*. Vol. II: *Watershed Modeling*. Ed.: Prentice-Hall. Englewood Cliffs, N. Jersey, USA.
- Sinowski, W., Scheinost, A.C. y Auerswald, K. (1997). Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, II. Comparison of regionalization procedures using a pedotransfer function. *Geoderma*. 78: 145-159.
- Solé, J., Carrera, J. y Galarza, G. (1995). *Modelos de evapotranspiración potencial: Revisión y propuesta de clasificación*. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*. 19: 19-30.
- SPA-15 (1975). *Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515)*. Minist. Obras Públ., Dir. Gral. Obr. Hidr. UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria. Madrid. 3 Vol. + Mapas.

- Stein, A., Staritsky, I.G., Bouma, J., van Eijnsberger, A.C. y Bregt, A.K. (1991). Simulation of moisture deficits and areal interpolation by universal cokriging. *Water Res. Research*. 27: 1963-1973.
- Sumioka, S.S. y Bauer, H.S. (2003). *Estimating ground-water recharge from precipitation on Whidbey and Camano Islands, Island County, Washington, Water Years 1998 and 1999*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations, Report 03-4101. 49 pp.
- Tabios, G.Q. y Salas, J.D. (1985). A comparative análisis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Water Resources Bulletin*. 21(3): 365-380.
- Témez, J.R. (1987). *Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuenca naturales*. MOPU. Dirección General de Carreteras. Madrid. 111 pp.
- Thorburn, P.J., Cowie, B.A. y Lawrence, P.A. (1991). Effect of land development of groundwater recharge determined from non-steady chloride profiles. *Journal Hydrol*. 124: 43-58.
- Trick, T. y Custodio, E. (2004). Hydrodynamic characteristics of the weestern Doñana region (area of El Abalarío), Huelva, Spain. *Hydrogeol. Journal*. 12(3): 321-335.
- UNESCO (1979). *Carte de la repartition mondiale des régions arides*. Paris.
- USDA (1960). *Soil Classification. A comprehensive system. 7<sup>th</sup> approximation*. Soil Conservation Service. Soil Surbvey Staff.
- USDA (1967). *Supplement to soil classification system. 7<sup>th</sup> approximation*. Soil Conservation Service. Soil Surbvey Staff.
- Vallejos, A., Pulido-Bosch, A., Martin-Rosales, W. y Calvache, M.L. (1997). Contribution of environmental isotopes to the understanding of complex hydrologic systems. A case study: Sierra de Gador, SE Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*. 22: 1157-1168.
- Vanderlinden, K. (2002). Análisis de procesos hidrológicos a diferentes escalas espacio-temporales. Tesis Doctoral. Univ. de Córdoba. 303 pp.
- Vanderlinden, K. y Giráldez, J.V. (1998). *La distribución de la evapotranspiración de referencia en Andalucía*. En: I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geofísica. Aguadulce (Almería).
- Van der Meer, F. (1991-92). *Introduction to Geostatistics*. ITC Internal Report.
- Vázquez, E. (2003). *Urban groundwater: Barcelona city case study*. Tesis Doctoral. Univ. Politécnica de Cataluña. 134 pp.
- Vegeer, A. I. (1991). *Goechemical methods for evaluating the origin and evolution of groundwater in volcanic rocks*. Tesis Doctoral. University of Arizona.
- Vera, J.A. (Ed.) (2004). *Geología de España*. Ed.: Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 880 pp (aprox.).
- Vian, A.A., Vogt, J.V. y Paquet, F. (2000). Évaluation de la représentativité spatiale thermique des stations météorologiques du réseau d'Andalousie. *Int. Journal Remote Sensing*. 21: 3083-3113.
- Walker, G.R., Jolly, I.D. y Cook, P.G. (1991). A new chloride leaching approach to the estimation of diffuse recharge following a change in land use. *Journal Hydrol*. 128: 43-58.
- Ward, R.C. y Robinson, M. (1990). *Principles oh Hydrology*. En: McGraw Hill. 365 pp.
- Webster, R. y Olivier, M.A. (1992). Sample adequately to estimate variograms of soil properties. *Journal Soil Science*. 43: 177-192.

- Webster, R. y Olivier, M.A. (2001). *Geostatistics for environmental scientists*. En John Wiley & Sons. Chichester.
- Wellings, J.R. (1984). Recharge of the Upper chalk aquifer at a site in Hampshire, England. *Journal Hydrol.* 69: 259-273.
- Whittemore, D.O. (1988). *Bromide as a tracer in ground-water studies: geochemistry and analytical determination*. En: Proc. Ground Water Geochem. Conf., Denver National Water Well Assoc. Dublin, Ohio. 339-360.
- Wood, W.W. (1999). Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating ground water recharge. *Ground Water.* 37(1): 2-3.
- Wood, W.W. y Sanford, W.E. (1995). Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in a regional, semi-arid environment. *Ground Water.* 33(3): 458-468.
- Wood, W.W., Rainwater, K.A. y Thompson, D.B. (1997). Quantifying macropore recharge: examples from a semi-arid area. *Ground Water.* 35(6): 1097-1106.

