



Geologia, geotècnia i serveis
científico-tècnics

INTERPRETACIÓ I ANOMALIES DE LA PROSPECCIÓ A RESSONÀNCIA MAGNÈTICA (MRS)

**INTERPRETACIÓ DE LES DADES
ANOMALIES I PARTICULARITATS DEL MÈTODE
REGISTRE DE LA SENYAL DE L'APARELL DE MESURA NUMIS™
PROCESSAMENT DE LA SENYAL AMB SOROLL "EM"
INVERSIÓ DEL SENYAL MRS**

Direcció:

Valentí TURU i MICHELS

Av. Príncep Benlloch 66-72

Edifici Interceus, despatx 407

Telèfon i fax: 321815 - 820323

Email: igeotest@myp.ad

<http://www.igeotest.ad>

2.1 INTERPRETACIÓ DE LA RESSONÀNCIA MAGNÈTICA

2.1.5 Inversió del senyal MRS

El programa de inversió automàtica en 1D utilitzat és el programa SAMOVAR 6.2 efectuat per Anatoly Legchenko (BRGM). De la mateixa forma que tots els programes d'inversió automàtica en SAMOVAR es poden eliminar punts anòmals i augmentar l'escala vertical d'interpretació. No obstant aquest programa presenta dos paràmetres que son exclusius i que influeixen en a la interpretació final.

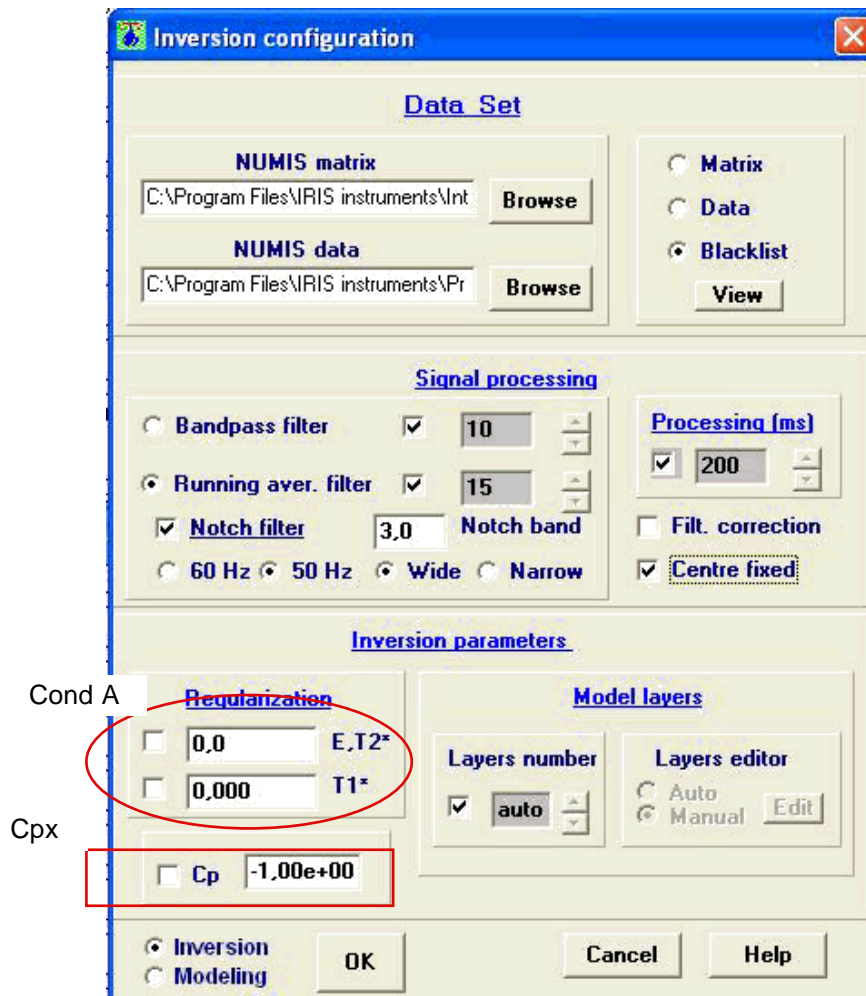


Figura 33: Paràmetres d'ajust per a la inversió automàtica de la senyal MRS

A.5.5.1 Paràmetre de regularització

Com a conseqüència de les equivalències entre el contingut d'aigua i el gruix de l'aqüífer saturat, es poden imposar alguns models equivalents sobre d'altres. Si el coeficient de regularització és proper a la unitat implica que l'equivalència queda resolta per concentrar tota l'aigua detectada en un únic aqüífer o capa, mentre que si tendeix a 1000 és tot el contrari.

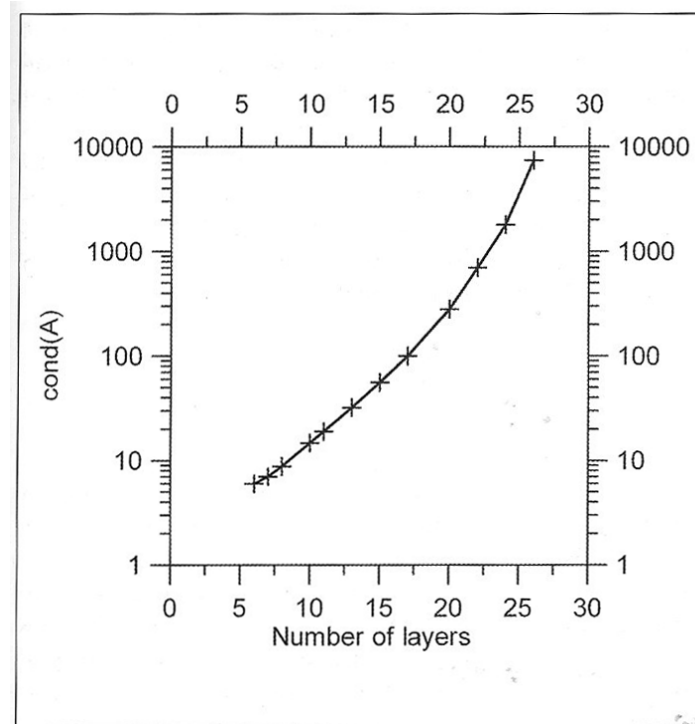


Figura 34: Figura original de Legchenko (2007) on s'observa com varia el paràmetre de regularització (Cond A) en funció del nombre de nivells o capes aquíferes.

Així el paràmetre de regularització és una eina que condueix a trobar un compromís entre la precisió de la inversió de les dades obtingudes (senyal MRS) i la regularització del model proposat. Òbviament que si les dades són errònies llavors la identificació dels nivells és més suau, mentre que si les dades són precises la identificació dels nivells és més pronunciada. Quan el paràmetre de regularització està infravalorat no es millora la resolució ja que la solució estarà influenciada pel soroll, mentre que si aquest paràmetre està sobrevalorat llavors és possible que alguna de la informació de la senyal MRS es perdi.

A.5.5.2 Coeficient de permeabilitat (Cx)

Segons Lubczynski & Roy (2007) els paràmetres de flux que es deriva d'una senyal MRS no solament involucra la porositat (θ_{MRS}) a partir de l'amplitud (E_0), però també es deriven d'altres a partir de la constant de relaxació (T_d). En una senyal MRS existeixen tres mesures de constants de relaxació (T_d):

- T_1 : Relaxació longitudinal
- T_2 : Relaxació transversal
- T_2^* : Temps de relaxació d'inducció lliure

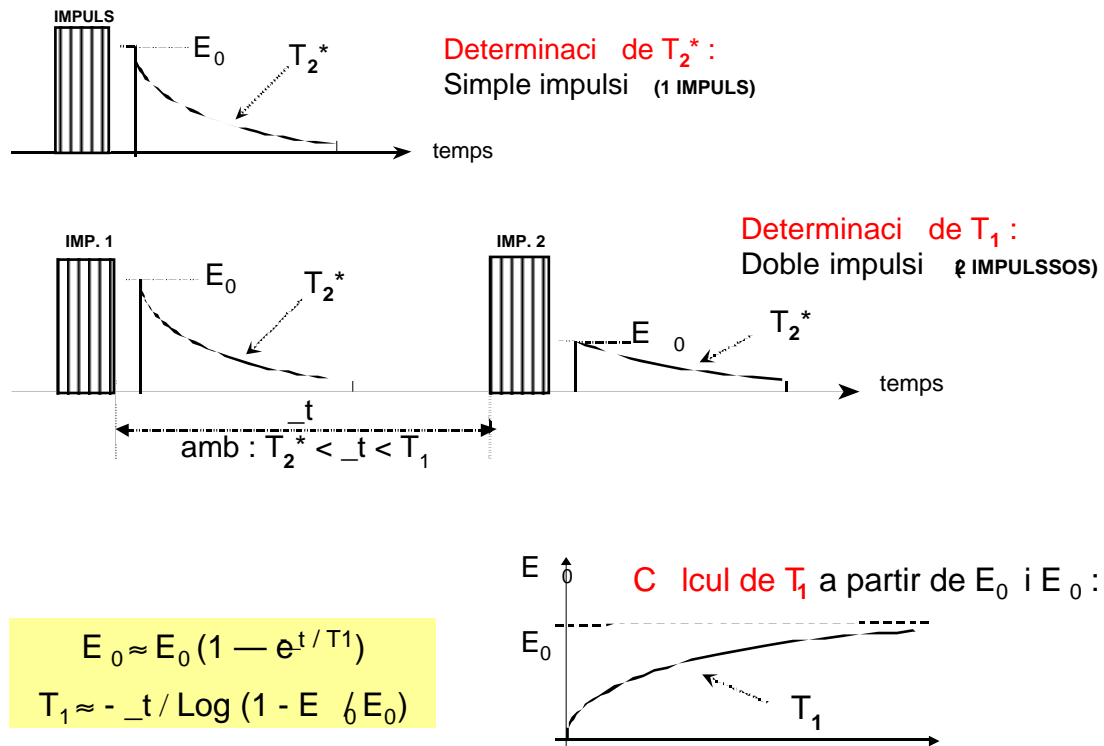


Figura 35: El interval de temps que separa les dues impulsions ha de ser tal que la component del moment magnètic dels protons en el pla perpendicular al camp magnètic terrestre hagi tornat a zero (després del temps T_2^*), mentre que la component en el eix del camp terrestre encara estigui en la seva fase de retorn cap al seu valor de repòs M_0 (en funció del temps T_1).

La mesura de T_1 no és possible si no es pot determinar T_2^* , de forma que en el supòsit de no haver aigua, que el terreny sigui magnètic o excessiu soroll no ser determinades. Això significa que les mesures de T_1 no aporta cap informació suplementària que la que pugui donar T_2^* , a excepció d'una millor determinació de la permeabilitat.

Per altra banda es coneix que la porositat d'un aqüífer en MRS (**Figura 36**) i el temps de relaxació (T_d) són necessaris per determinar la permeabilitat i d'aquí la conductivitat hidràulica d'acord amb la equació:

$$k = C \theta_{MRS}^a T_d^2$$

On a i C són paràmetres empírics en funció de la litologia. La selecció del paràmetre a, d'acord amb Legchenko (2004), depèn de la mida de porus i de la interconnexió entre ells. En la major part dels sediments (sorres) i roques (calcàries, guix) la interconnexió entre els porus és tant elevada com la seva mida, per la qual cosa l'aproximació més realista és suposar $a = 1$. No obstant per sorrenques la interconnectivitat és baixa en comparació a la mida de porus, de forma que utilitzant T_2^* l'estimació més realista pot ser de $a = 4$ (Voillamoz, 2003; Legchenko, 2004; dins de Legchenko 2007).

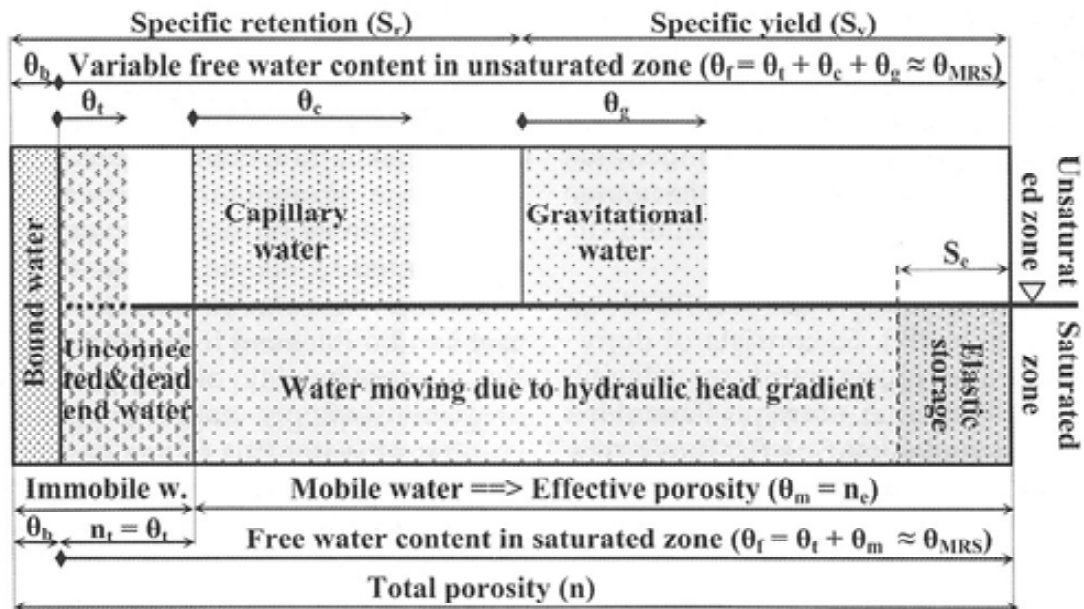


Figura 36: Figura original de Lubczynski & Roy (2007), esquema conceptual d'emmagatzematge d'aigua en un aqüífer.

No únicament la conductivitat hidràulica (k) pot ser obtinguda si no que també la transmissibilitat ($T = K \Delta z$) pot ser trobada amb MRS. Les dades de MRS són en realitat una resposta integrada on la suma de tots els continguts d'aigua i intervals de profunditat proporciona una dada més realista (**figura 40**). L'estimació de la transmissibilitat també representa aquesta resposta integrada segons el següent sumatori:

$$T_{MRS} = C \sum_{i=1}^n (\Delta z_{MRSi} \theta_{MRSi} T_{di}^2)$$

On C és el factor paramètric, Δz_{MRSi} el gruix de la capa saturada, θ_{MRSi} és el contingut en aigua i T_{di}^2 és la constant de caiguda de temps de la senyal MRS.

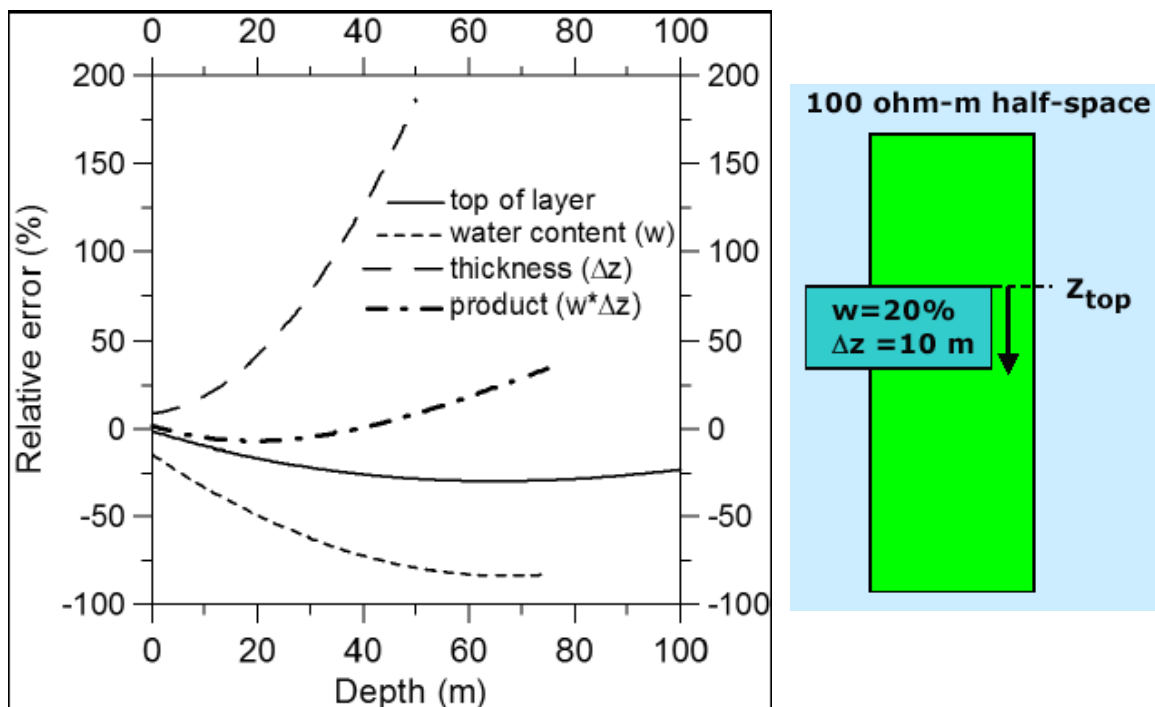


Figura 40: Figura original de Legchenko (2007). Mostra els errors relatius en la resolució del model sintètic que consisteix en una nivell de 10 m de gruix ($w = 20\%$) respecte a la profunditat. En aquesta figura es mostra que la capa no pot ser detectada per una profunditat superior a la meitat de la mida de l'antena, no obstant el producte del contingut d'aigua pel gruix de la capa presenta menys error.

Si existeix la possibilitat de calibrar les dades de transmissibilitat obtingudes amb les de la senyal MRS i la d'assaigs de bombeig, hom pot obtenir el factor paramètric C (**figura 41**) per cada material o tipologia d'aquífer (lliure o confinat). Alguns valors de referència del factor paramètric C en funció de com s'ha obtingut aquesta correlació (C_T en base a la transmissibilitat) poden observar-se a la **figura 42** independentment de la tipologia d'aquífer.

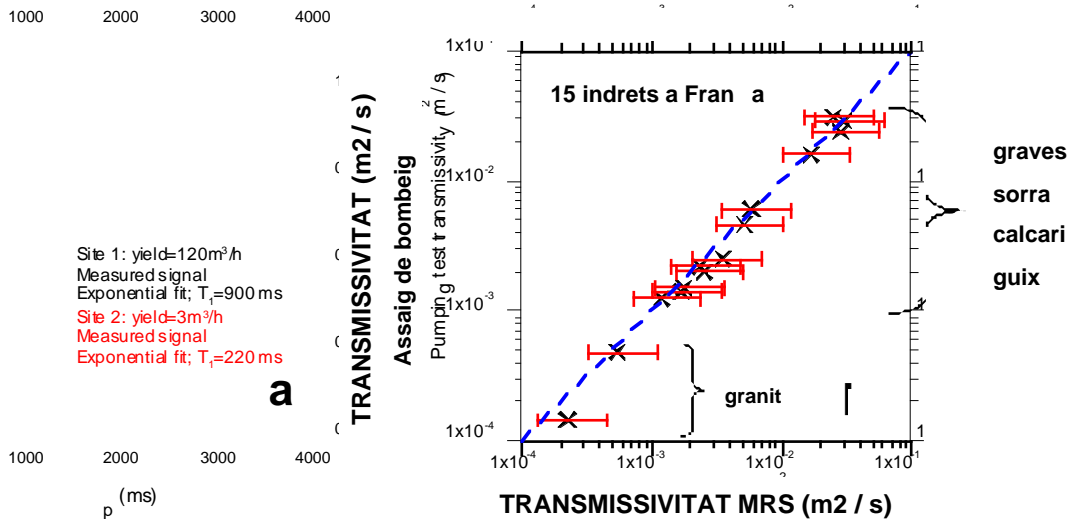


Figura 41: La regressió ha de mantenir-se en els 45° per poder obtenir una bona correlació de la transmissibilitat. Per aquest motiu el factor paramètric C ha de variar amb la natura del terreny o la tipologia d'aquífer.

Lithology	C_T using T_1^*	C_T using T_2^*
Granites	1.3×10^{-9}	1.1×10^{-8}
Sands	4.9×10^{-9}	2.0×10^{-8}
Chalks	3.5×10^{-8}	6.2×10^{-8}

Figura 42: Taula original de Vouillamoz (2003, dins de Lubczynski & Roy, 2007) on es correlaciona el factor paramètric C en base a la litologia. Més valors poden ser consultats en Vouillamoz (2007, pag. 533).

En funció de la tipologia d'aquífer podem utilitzar les següents formulacions:

Aquífer confinat	Aquífer lliure
$S_{c_MRS} \approx S_{e_MRS} = \rho g \Delta z (\alpha + \theta_{MRS} \beta) \approx C_e (\theta_{MRS} \Delta z)$	$S_{u_MRS} \approx S_{y_MRS} = C_y \theta_{MRS}$

On S_{c_MRS} i S_{e_MRS} deriven del coef. d'emmagatzematge confinat i del coef. d'emmagatzematge elàstic. S_{u_MRS} i S_{y_MRS} representen ser els coef. d'emmagatzematge no confinat i de rendiment específic respectivament. Δz és el gruix saturat i ρ és la densitat de l'aigua, α i β corresponen a la compressibilitat de l'aquífer ($\alpha = 1/K \approx 1/K_d$ el mòdul de compressibilitat dinàmic) i de l'aigua respectivament. C_e i C_y son els factors paramètrics que han estat calculats efectuant la calibració amb els propietats hidrogeològiques. No obstant cal tenir en compte que com a primera aproximació en un aquífer lliure, donat que la porositat i el coeficient d'emmagatzematge son iguals, el valor del factor paramètric C pot ser calculat segons:

$$C = 1 / \Delta z$$

Aquest coeficient pot ser també estimat a partir de les calibracions amb assaig de bombeig segons es tingui T_2^* o bé T_1 .

En funció de T1	En funció de T2*
$K_{MRS} = C_k (\theta_{MRS} T_1^{* 2})$	$K_{MRS} = C_k (\theta_{MRS}^4 T_2^{* 2})$
$T_{MRS} = C_T (\theta_{MRS} T_1^{* 2}) \Delta z$	$T_{MRS} = C_T (\theta_{MRS}^4 T_2^{* 2}) \Delta z$

On K_{MRS} i T_{MRS} corresponen a la permeabilitat i transmissibilitat obtinguda del senyal MRS, mentre que C_k i C_T son els factors paramètrics que han estat calculats efectuant la calibració amb els propietats hidrogeològiques K i T.

No obstant aquest factor paramètric ha estat avaluat per diferents autors arreu del món (Voillamoz, 2007 i Lubczynski & Roy 2007), resultats que s'exposen a la **figura 43** de forma gràfica:

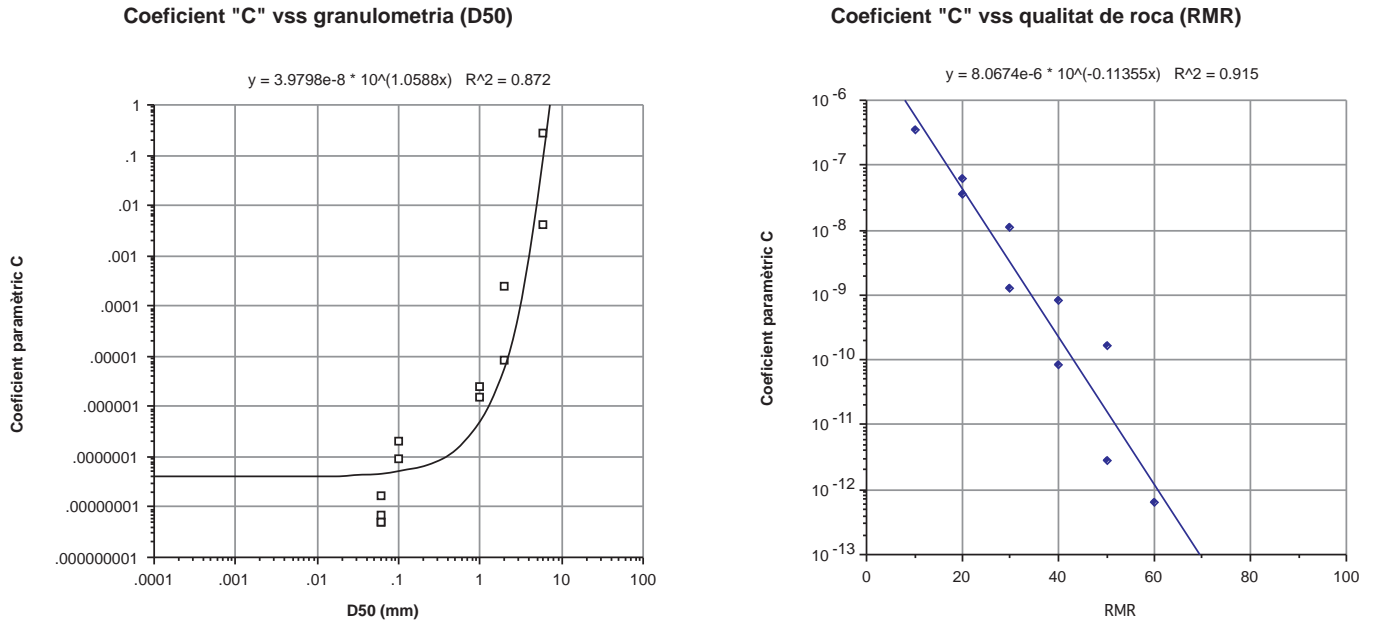


Figura 43: En funció de les descripcions litològiques de (Voillamoz, 2007 i Lubczynski & Roy 2007), s'han assignat uns valors granulomètrics (el D50) i de qualitat de la roca (RMR) obtenint les presents regressions exponencials.