

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE PERFIS DE POROSIDADE NEUTRÔNICA

Jadir da C. da Silva

Um procedimento prático para simular a resposta do perfil de nêutrons compensados e recuperar a porosidade verdadeira das formações tem sido de uso corrente com a introdução do algoritmo de regressão polinomial de Tittle. Este algoritmo se baseia nos comprimentos de difusão e freamento das formações interceptadas pelo poço. Infelizmente, a resolução vertical limitada da sonda CNL (Compensated Neutron Log) torna maldefinidos os valores da porosidade de camadas com espessura menor que a distância entre a fonte e o detector mais afastado. Assim, este algoritmo só é aplicado corretamente em modelos de camadas espessas. Para resolver este problema, uma nova metodologia foi desenvolvida onde a contribuição do volume relativo de cada camada dentro da zona de máxima informação (MIZ - Maximum Information Zone) foi determinada com a finalidade de se processar uma avaliação mais detalhada da resposta esperada. Esta zona foi definida como sendo o volume limitado por dois elipsóides cujos eixos maiores coincidem com as distâncias da fonte de nêutrons aos dois detectores, enquanto os eixos menores coincidem com as profundidades teóricas de investigação, levando-se em conta a posição de cada detector. Neste caso, a porosidade neutrônica é calculada como uma média móvel ponderada dos índices de porosidade não perturbados de cada camada individual. Matematicamente, isto significa uma operação de convolução das frações volumétricas da referida zona, envolvendo cada camada, com um vetor no qual o n -ésimo componente é o índice de porosidade da n -ésima camada. Nesta operação, cada camada é suposta suficientemente espessa a fim de garantir a aplicabilidade do algoritmo de Tittle. Alguns exemplos numéricos de perfis são apresentados a fim de mostrar a utilidade deste tipo de modelamento no estudo de aspectos importantes das Medidas do índice de Porosidade (PHIN - Porosity Index Measurement).

Palavras-chave: Perfilagem de poços; Porosidade neutrônica; Algoritmo de Tittle.

NUMERICAL SIMULATION OF NEUTRON POROSITY LOGS - *A practical procedure to simulate the Compensated Neutron Log (CNL) response and to recover true formation porosity has been developed by introducing the Tittle polynomial regression algorithm. It is based on diffusion and slowing down length of the borehole-crossed formations. Unfortunately, the limited vertical resolution of the CNL sonde means the porosity value is poorly measured for layers thinner than the source-far detector spacing. Thus, it has successful application only in thick layers. To solve this problem, a new method was developed where the contribution of the relative volume of each layer within the Maximum Information Zone (MIZ) was determined for detailed evaluation of the expected CNL porosity-lithology response. This zone was defined as being the volume limited by two ellipsoids whose major axes coincide with the distance from the neutron source to both far and near detectors, whereas the minor axes coincide with the theoretical depth of investigation taking into account the position of each detector. The apparent neutron porosity was calculated as a weighted moving average of the nonperturbed porosity index of each individual layer. Mathematically, it means a convolution operation of the volumetric fractions of the MIZ involving each layer with a vector in which the n -th component is the porosity index of the n -th layer. In this operation, each layer is considered thick enough to guarantee an adequate and efficient numerical application of the Tittle polynomial algorithm. Examples of numerical logs are given to show the usefulness of this kind of modelling to predict some important aspects on the Porosity Index Measurement (PHIN).*

Key words: Neutron porosity; Well-logging; Tittle algorithm.

Campus Universitário do Guamá, Belém, Pará - Caixa Postal 1611 CEP 66017-970

Fax: (091) 211-1693 - Tel: (091) 211-1690

E-mail: jadir@tamuata.cg.ufpa.br

INTRODUÇÃO

O modelo de regressão polinomial de Tittle (1988) estabelece uma relação funcional entre o índice de porosidade da formação P, conforme medido pela sonda de porosidade neutrônica CNL (Compensated Neutron Log - Marca Schlumberger), e os macroparâmetros da formação denominados comprimento de freamento, L_s , e comprimento de difusão, L_d , isto é,

$$P = \exp[c^T v(\phi)]. \tag{1}$$

O vetor $v(\phi)$ contendo os dados de entrada é, para uma formação de porosidade ϕ , dado por

$$v(\phi) = \begin{bmatrix} 1 \\ \ln L_s(\phi) \\ \ln L_d(\phi) \\ L_s(\phi)L_d(\phi) \\ L_s^2(\phi) \\ L_d^2(\phi) \\ L_s(\phi)L_d^2(\phi) \\ L_s^2(\phi)L_d(\phi) \\ L_s^3(\phi) \\ L_d^3(\phi) \end{bmatrix} \tag{2}$$

Os coeficientes $c^T = [c_1, c_2, \dots, c_{10}]$, determinados primeiramente por Tittle (1988) e publicados por Wiley & Patchett (1989), assumem os seguintes valores

$$c = \begin{bmatrix} c_1 \\ c_2 \\ c_3 \\ c_4 \\ c_5 \\ c_6 \\ c_7 \\ c_8 \\ c_9 \\ c_{10} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 10,170855005000 \\ -3,374540125000 \\ 0,862550153800 \\ -0,125041551200 \\ 0,040002713110 \\ 0,095834636120 \\ -0,010249391950 \\ 0,009061921508 \\ -0,002382906914 \\ 0,002899102389 \end{bmatrix} \tag{3}$$

Tittle (1988) observou que o polinômio valia apenas naqueles casos em que os macroparâmetros L_s e L_d limitavam-se ao intervalo de valores por ele utilizado na determinação dos coeficientes c_i . Além desta restrição, o polinômio só se aplicava a camadas cujas espessuras eram maiores que o afastamento entre o detector mais distante e a fonte pontual de nêutrons.

Comparando dados de campo com aqueles obtidos através do algoritmo de Tittle (1988), Wiley & Patchett (1989) demonstraram que a seção de choque macroscópica de absorção é, sob vários aspectos, o parâmetro realmente importante na alteração da leitura da sonda CNL. Além disso, não são apenas as seções de choque dos constituintes principais da rocha que evidenciam este fato, mas também a dos minerais acessórios, principalmente aqueles tidos como fortes moderadores ou absorvedores. A este grupo inclui-se também os componentes que apresentam baixo índice de hidrogênio, tal como os gases. Enfim, são estes fatores que atuam mais efetivamente sobre as incertezas associadas com as leituras dos perfis da sonda CNL.

Estas discrepâncias podem ser, no entanto, facilmente compreendidas. Para tal, tomemos como base a teoria probabilística acerca da união de conjuntos (Fig. 1). Sejam dois casos distintos de união de conjuntos quaisquer, M_1 e M_2 , representando dois constituintes da formação, contidos no mesmo conjunto universo U .

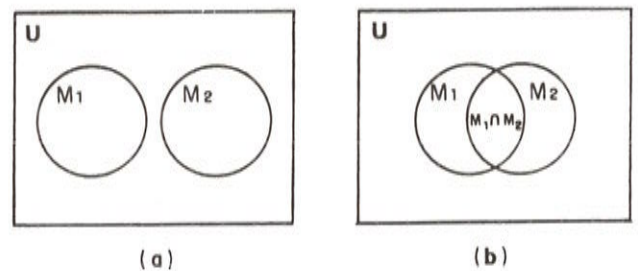


Figura 1 - Diagramas de Venn utilizados na análise de união de conjuntos (a) disjuntos e (b) dependentes.

Figure 1 - Venn diagrams used in the analysis of set unions (a) disjoint and (b) dependents.

Se a parcela da probabilidade total de interação de cada conjunto for representada pela seção de choque de cada mineral individual, $\Sigma(M_1)$ e $\Sigma(M_2)$, vamos encontrar duas situações básicas. A primeira ocorre quando ambos os conjuntos são considerados minerais padrões e, portanto, as componentes M_1 e M_2 são independentes, e os conjuntos são ditos disjuntos, conforme mostra a Fig. 1(a). Eles contribuirão de forma aditiva para a seção de choque total, ou seja,

$$\Sigma(M_1 \cup M_2) = \Sigma(M_1) + \Sigma(M_2) \quad (4)$$

A segunda ocorre quando os dois conjuntos não são disjuntos ou independentes (Fig. 1(b)). Isto imporá um certo grau de perturbação no sistema, visto que

$$\Sigma(M_1 \cup M_2) = \Sigma(M_1) + \Sigma(M_2) - \Sigma(M_1 \cap M_2) \quad (5)$$

Neste caso, pelo menos um dos elementos, representado pelo conjunto M_1 ou M_2 , é considerado um mineral perturbador. O termo de perturbação é dado pela parcela $\Sigma(M_1 \cap M_2)$ e pode ser visto como sendo o efeito da ligação ou agregação dos minerais que constituem a rocha.

Se este efeito for desprezível com relação às diversas seções de choque padrões, utilizadas por Tittle (1988) na determinação dos coeficientes do polinômio de regressão, os minerais utilizados poderão ser incluídos no modelo sem grandes problemas. Caso contrário, os macroparâmetros L_s e L_d relacionados com estes minerais deverão ser adequadamente corrigidos antes de serem incluídos como dados de entrada naquele polinômio.

METODOLOGIA

Os comprimentos de freamento e de difusão de uma formação de porosidade ϕ , 100% constituída de um mineral m e totalmente saturada por um fluido f , podem ser calculados pelas equações a seguir:

$$L_s(\phi) = L_{s,m} \cdot L_{s,f} \left[\frac{D_s}{X} \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (6)$$

$$L_d(\phi) = L_{d,m} \cdot L_{d,f} \left[\frac{D_d}{Y} \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (7)$$

onde

$$X = (1 - \phi) \cdot D_{s,m} \cdot L_{s,f}^2 + \phi \cdot D_{s,f} \cdot L_{s,m}^2,$$

$$Y = (1 - \phi) \cdot D_{d,m} \cdot L_{d,f}^2 + \phi \cdot D_{d,f} \cdot L_{d,m}^2.$$

Os parâmetros $L_{s,m}$ e $L_{s,f}$ são os comprimentos de freamento individuais do mineral m e do fluido f , respectivamente; o mesmo ocorre para os comprimentos de di-

fusão $L_{d,m}$ e $L_{d,f}$. Os parâmetros D_s e D_d são os coeficientes de difusão total para nêutrons rápidos e térmicos. Os parâmetros $D_{s,m}$ e $D_{s,f}$ são os coeficientes de difusão parciais para o mineral m e para o fluido f , relativos à fase de freamento ou moderação. Igual analogia se faz para os nêutrons na fase de difusão. No entanto, percebe-se que para calcular $L_s(\phi)$ e $L_d(\phi)$ devemos determinar previamente os coeficientes de difusão D_s e D_d . Willie (1984) considera que quando a absorção de nêutrons adquire a mesma importância do espalhamento, estes coeficientes podem ser determinados pela expressão simples

$$D = \frac{\Sigma_s}{3\Sigma_{tr}\Sigma_T} \quad (8)$$

onde Σ_{tr} , Σ_s e Σ_T são as seções de choque macroscópicas de transporte, espalhamento e total, respectivamente. Estas seções de choque têm seus valores tabelados para cada átomo particular e para uma determinada energia do nêutron (Longley, 1956). Neste trabalho, consideramos os parâmetros na fase de freamento correspondendo a nêutrons de 2,5 MeV de energia e na fase de difusão, a nêutrons de 0,1 eV. Os valores destes parâmetros foram interpolados ou extrapolados logaritmicamente da tabela de seções de choque ANL-612 (Longley, 1956).

INTERPOLAÇÃO ENTRE PONTOS EXTREMOS

Nos últimos anos, vários autores têm construído modelos capazes de prever a resposta da ferramenta de porosidade neutrônica em formações homogêneas. Estes modelos utilizam uma combinação binária de minerais na matriz, sendo esta saturada com um único tipo de fluido.

Contudo, estes modelos simples, baseados nos conceitos de comprimentos de freamento e difusão, são incapazes de gerar dados realísticos para formações heterogêneas e complexas, constituídas por três ou mais tipos de minerais e diferentes saturações fluidas. Isto introduz efeitos não-lineares entre os parâmetros físicos ditos perturbadores. Neste trabalho, os cálculos de porosidade são feitos interpolando linearmente entre duas curvas de pontos extremos que representam matrizes de constituição mineralógica pura,

$$N(\phi) = v_1 N_1(\phi) + v_2 N_2(\phi). \quad (9)$$

As variáveis $N_1(\phi)$ e $N_2(\phi)$ são os índices de porosidade de uma formação de porosidade verdadeira ϕ , constituída 100% pelos minerais M_1 e M_2 de fração volumétrica v_1 e v_2 , respectivamente. Estes índices não apresentam nenhuma relação direta com a porosidade verdadeira da formação, exceto para a litologia de calibração totalmente saturada com água.

Generalizando, o modelo de interpolação da Eq. (9) pode ser estendido às formações constituídas por três ou mais minerais, ou segundo Dahlberg (1989)

$$N(\phi) = v^T N(\phi) \quad (10)$$

Para cada componente de $N(\phi)$, o espaço poroso é suposto totalmente preenchido com um fluido base, normalmente água. No entanto, vale salientar que os índices de porosidade são calculados como se os diversos constituintes da formação fossem independentes. Mas, conforme vimos na seção anterior, os efeitos dos moderadores e absorvedores fortes de nêutrons não são independentes (Fig. 1). Existe, portanto, uma dependência complexa entre eles, constituindo-se numa fonte potencial de erros, principalmente quando dois ou mais componentes perturbadores estão presentes simultaneamente.

Como exemplo, na Fig. 2 estão exemplificados os efeitos na medida do índice de porosidade em formações constituídas pelos minerais ditos padrões (quartzo, calcita e dolomita), de moderadores fortes, no caso, minerais de argila (ilita e caolinita) e gipsita; e de um absorvedor também forte (pirita). Verificamos que ambos os minerais de argila superestimam o índice de porosidade, sendo este efeito mais acentuado para a caolinita. Com a pirita, o problema mostra-se mais complicado. O efeito subestimador da porosidade verdadeira da formação é sensivelmente não-linear para porosidades variando de 10% a 25%. É importante ressaltar que um estudo mais profundo dos efeitos citados mostrou que o comportamento dos minerais do grupo dos feldspatos e das micas é, em geral, semelhante àquele das argilas, exceto a biotita que, em função da presença do elemento Ferro em sua constituição, apresentou comportamento similar ao da pirita. Em vista destas complicações, os modelos simulados neste trabalho não comportarão estes minerais ferrosos.

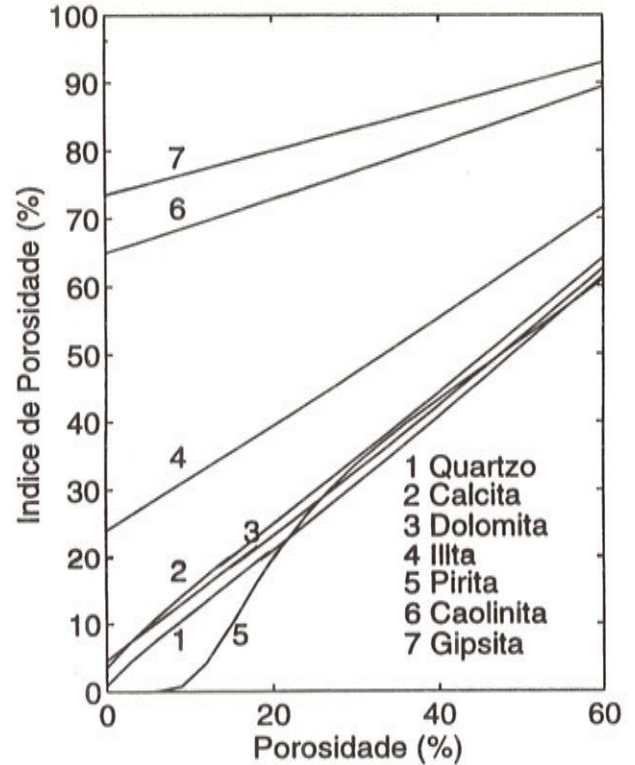


Figura 2 - Relação entre o índice de porosidade e a porosidade verdadeira para diferentes minerais.

Figure 2 - Relationships between the neutron porosity index and the true porosity for different minerals.

MODELO GERAL PARA CAMADAS FINAS

Tendo em vista que o algoritmo para o cálculo do índice de porosidade neutrônica só é adequado quando aplicado para camadas espessas, algumas modificações devem ser introduzidas a fim de aplicá-lo em modelos de camadas finas.

O modelamento aqui proposto introduz o conceito de zona de máxima informação (Silva, 1993). Esta zona situa-se entre dois elipsóides, cujos eixos maiores coincidem com as distâncias da fonte aos dois detectores (Fig. 3).

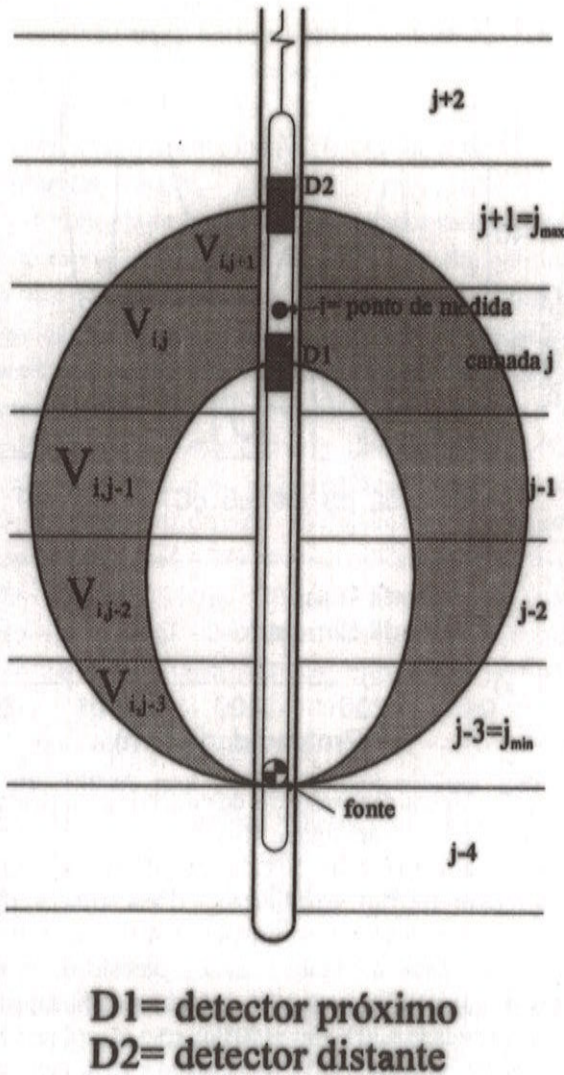


Figura 3 - Modelo de definição da zona de máxima informação (MIZ).

Figure 3 - Model of the definition of the maximum information zone (MIZ).

Os semi-eixos menores são as profundidades teóricas de investigação, levando-se em conta o afastamento entre a fonte e cada um dos dois detectores da sonda CNL (eixos maiores). Estas profundidades são calculadas da forma semelhante àquela dos perfis de indução, ou seja, utilizando a teoria do fator geométrico radial e são, para o caso da sonda CNL, controladas pelo livre percurso médio dos nêutrons na formação vizinha ao poço (Ellis, 1987). Assim, em acordo com a geometria da sonda CNL e para a litologia de calibração (calcário 100% saturado com água), os valores das profundidades de investigação para

os elipsóides que representam as medidas nos detectores próximo e distante são 15,0 cm e 25,0 cm, respectivamente. Os eixos maiores para estes mesmos elipsóides são, respectivamente, 38,1 cm e 63,5 cm. Percebemos, no entanto, que o ponto de atribuição das medidas, definido na literatura como sendo o ponto médio entre os dois detectores, resulta num deslocamento do perfil em relação ao modelo, principalmente quando consideramos que as zonas englobadas pelos dois elipsóides contribuem com o mesmo peso nas medidas. Este deslocamento impossibilita a definição exata das profundidades das interfaces de separação entre as camadas. Esta verificação exigiu redefinir o ponto de atribuição das medidas como sendo aquele capaz de gerar uma curva cujo ponto de inflexão se localize exatamente na interface de separação de dois meios semi-infinitos e distintos. Este ponto divide a zona de máxima informação em dois volumes rigorosamente iguais. Isto quer dizer que se este ponto estiver localizado numa determinada interface teremos, obviamente, 50% do volume da MIZ acima e 50% abaixo desta interface. De posse das constantes geométricas da sonda CNL dadas acima e do cálculo da diferença entre os volumes dos dois elipsóides definindo a MIZ (Fig. 3), o ponto de atribuição da medida foi calculado como estando ainda entre os dois detectores, mas distante apenas 5,34 cm do detector próximo e não no ponto médio. Na Fig. 4 estão representados um perfil não corrigido e o perfil obtido após a correção proposta acima.

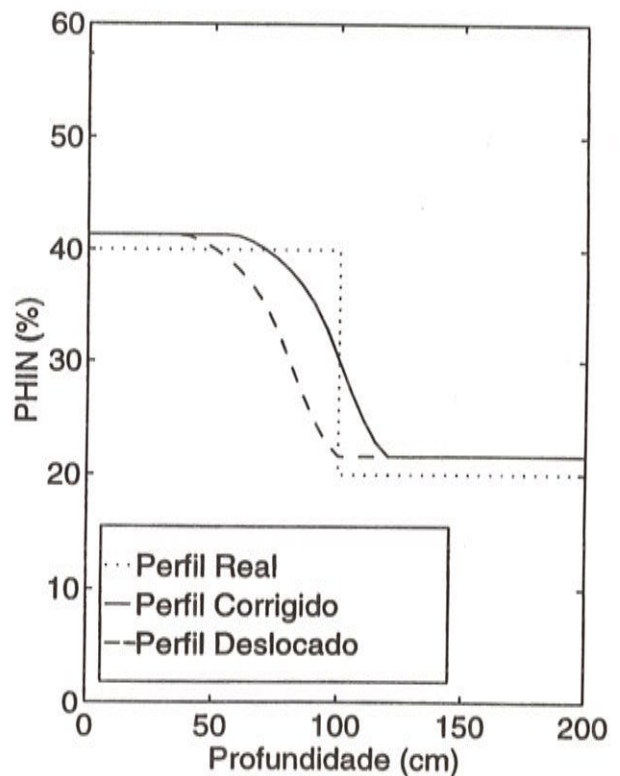


Figura 4 - Reposição das interfaces entre camadas.

Figure 4 - Repositioning of interfaces between layers.

O modelo representado na Fig. 3 mostra, além da zona de máxima informação, as camadas por ela interceptadas. Cada volume $V_{i,j}$ é usado para ponderar a resposta P_j que seria gerada pelo algoritmo de Tittle (1988) numa formação espessa, com a mesma composição da camada j . Neste caso, i é o ponto corrigido de atribuição da medida para o modelo geológico. Isto implica uma convolução entre a zona de máxima informação e o modelo geológico, supondo-se as camadas independentes e espessas. Dessa forma, o índice de porosidade $PHIN_i$ no ponto i será dado por

$$PHIN_i = \sum_{j=J_{min}}^{J_{max}} V_{i,j} P_j, \text{ para } \sum_{j=J_{min}}^{J_{max}} V_{i,j} = 1,0, \quad (11)$$

onde j_{min} e j_{max} são os índices das camadas mais externas do modelo geológico, envolvidas pela zona de máxima informação. O modelo assim estabelecido permite determinar os índices de porosidade de quaisquer tipos de estratificação sub-horizontal, sejam elas de camadas espessas ou finas. A seguir são apresentados alguns exemplos numéricos utilizando esta metodologia. Nestas simulações, os índices de porosidade serão calculados a cada 5 cm ao longo do poço, o que permite uma varredura completa das camadas por ele atravessadas.

DISCUSSÃO

Na Fig. 5, é apresentado um modelo constituído por nove camadas com as constituições mineralógicas e suas respectivas frações volumétricas indicadas na legenda da referida figura. As espessuras (esp.) e as profundidades (prof.) do topo e da base de cada camada são: c1(esp. = 120 cm, prof. = 0 - 120 cm), c2(esp. = 80 cm, prof. = 120 - 200 cm), c3(esp. = 80 cm, prof. = 200 - 280 cm), c4(esp. = 80 cm, prof. = 280 - 360 cm), c5(esp. = 80 cm, prof. = 380 - 440 cm), c6(esp. = 80 cm, prof. = 440 - 520 cm), c7(esp. = 80 cm, prof. = 520 - 600 cm), c8(esp. = 80 cm, prof. = 600 - 680 cm) e c9(esp. = 120 cm, prof. = 680 - 800 cm). Em todas as camadas, verificamos que as presenças de minerais de argila, feldspatos, micas e evaporitos, com destaque para a gipsita, um sulfato de cálcio hidratado apresentando um índice de hidrogênio de 0,49, presente na camada c7, perturbam mais efetivamente as medidas de porosidade. Os altos valores de porosidade aparente observados nas camadas c2 e c6 estão associados à água absorvida nos minerais de argila

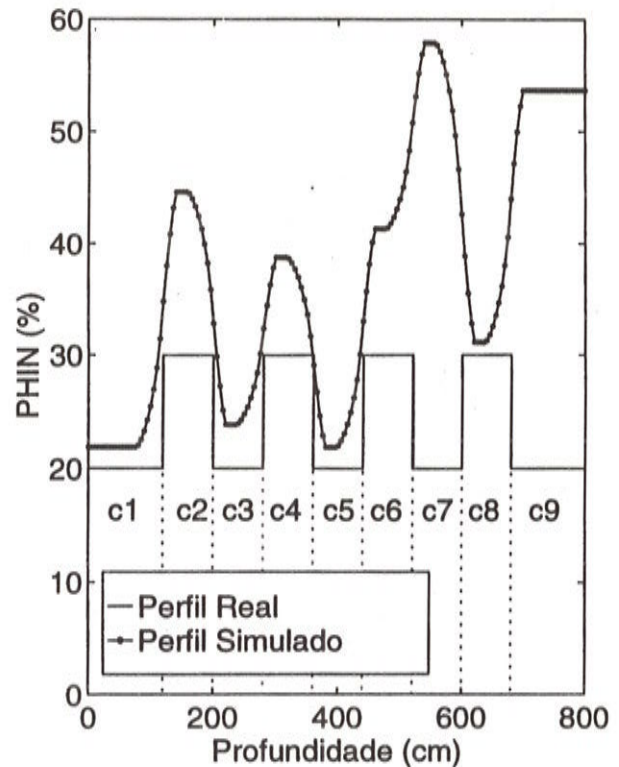


Figura 5 - Efeitos das presenças de minerais perturbadores das medidas de porosidade (Minerais e suas frações volumétricas: c1(quartzo = 50%, calcita = 30% e porosidade = 20% (Sw=100%)), c2(quartzo = 10%, illita = 30%, montmorilonita = 30% e porosidade = 30% (Sw=100%)), c3(calcita = 50%, dolomita = 30% e porosidade = 20% (Sw=100%)), c4(quartzo = 10%, anidrita = 50%, gipsita = 10% e porosidade = 30% (Sw=100%)), c5 = c1, c6(quartzo = 10%, montmorilonita = 20%, K-feldspato = 20%, muscovita = 20% e porosidade = 30% (Sw=100%)), c7(quartzo = 30%, gipsita = 50% e porosidade = 30% (Sw=100%)), c8(quartzo = 60%, calcita = 10% e porosidade = 30% (Sw=100%)), c9(quartzo = 20%, calcita = 10%, caolinita = 10% e porosidade = 20% (Sw=100%)).

Figure 5 - Effects of the presence of perturbing minerals on porosity measurements (Minerals and their volumetric fractions: c1(quartz = 50%, calcite = 30% and porosity = 20% (Sw = 100%)), c2(quartz = 10%, illite = 30%, montmorillonite = 30% and porosity = 30% (Sw = 100%)), c3(calcite = 50%, dolomite = 30% and porosity = 20% (Sw = 100%)), c4(quartz = 10%, anhydrite = 50%, gypsum = 10% and porosity = 30% (Sw = 100%)), c5 = c1, c6 quartz = 10%, montmorillonite = 20%, K-feldspar = 20%, muscovite = 20% and porosity = 30% (Sw = 100%)), c7(quartz = 30%, gypsum = 50% and porosity = 30% (Sw = 100%)), c8(quartz = 60%, calcite = 10% and porosity = 30% (Sw = 100%)), c9(quartz = 20%, calcite = 10%, kaolinite = 10% and porosity = 20% (Sw = 100%)).

ali presentes. Um outro exemplo típico de perturbação nas medidas pode ser visto na camada c9. O valor excessivamente elevado da porosidade aparente deve-se ao fato da caulinita presente nesta camada apresentar um índice de hidrogênio relativamente alto (0,37), se comparada com outros minerais de argila.

No exemplo da Fig. 6, são apresentadas várias seqüências de camadas delgadas e espessas, constituindo uma dada sucessão geológica de 17 camadas. As constituições mineralógicas destas camadas e suas respectivas frações volumétricas estão indicadas na legenda da Fig. 6. As espessuras (esp.) e as profundidades (prof.) do topo e da base de cada camada são: c1 (esp. = 120 cm, prof. = 0 - 120 cm), c2 (esp. = 20 cm, prof. = 120 - 140 cm), c3 (esp. = 20 cm, prof. = 140 - 160 cm), c4 (esp. = 20 cm, prof. = 160 - 180 cm), c5 (esp. = 20 cm, prof. = 180 - 200 cm), c6 (esp. = 20 cm, prof. = 200 - 220 cm), c7 (esp. = 20 cm, prof. = 220 - 240 cm), c8 (esp. = 20 cm, prof. = 240 - 260 cm), c9 (esp. = 20 cm, prof. = 260 - 280 cm), c10 (esp. = 20 cm, prof. = 280 - 300 cm), c11 (esp. = 80 cm, prof. = 300 - 380 cm), c12 (esp. = 80 cm, prof. = 380 - 460 cm), c13 (esp. = 80 cm, prof. = 460 - 540 cm), c14 (esp. = 40 cm, prof. = 540 - 580 cm), c15 (esp. = 80 cm, prof. = 580 - 660 cm), c16 (esp. = 20 cm, prof. = 660 - 680 cm) e c17 (esp. = 120 cm, prof. = 680 - 800 cm). Como podemos observar, neste modelo são simuladas duas litologias apenas, isto é, arenitos misturados com grãos de calcita e porosidade de 20% (camadas c1, c3, c5, c7, c9, c11, c13, c15 e c17) e folhelhos com porosidade de 30%, compostos pelos minerais illita e montmorillonita (camadas c2, c4, c6, c8, c10, c12, c14 e c16). O pacote compreendido entre as profundidades de 120 e 300 cm representa, então, uma seqüência finamente estratificada, onde se observam arenitos intercalados por lâminas de folhelho cujas mineralogias variam sequencialmente na vertical. No trecho restante, é modelado os efeitos que a espessura de uma camada tem sobre o perfil. Para tal, são apresentados os três folhelhos das camadas c12, c14 e c16, intercalados pelos arenitos c13, c15 e c17. Percebe-se que à medida que as espessuras diminuem menor é o valor de porosidade lida pela sonda. Este fato é corroborado com a menor contribuição de camadas mais delgadas envolvidas pela MIZ.

O perfil da Fig. 7 mostra os efeitos que as várias saturações fluidas têm sobre a medida da porosidade com a sonda CNL. Para isso, são propostas as três camadas com constituições mineralógicas e suas respectivas frações volumétricas indicadas na legenda da Fig. 7, da mesma forma que para os exemplos anteriores. As espessuras

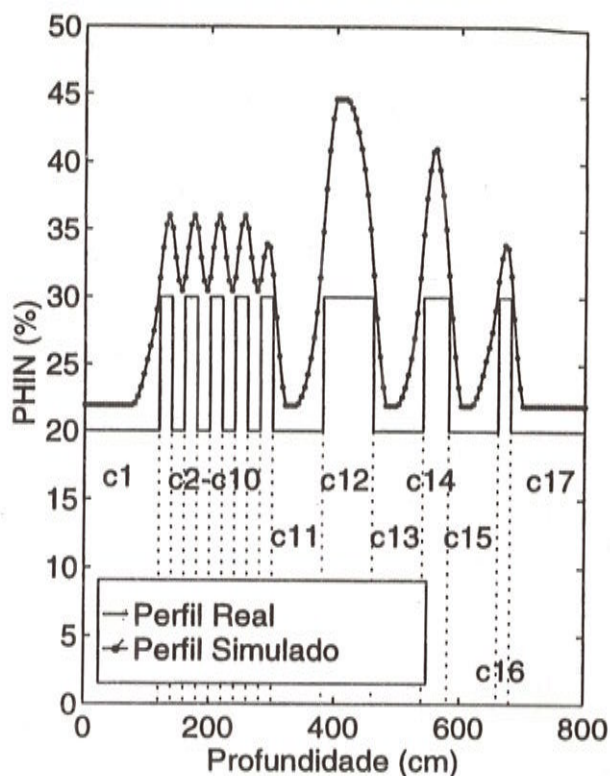


Figura 6 - Modelos de associações de camadas delgadas e espessas (Minerais e suas frações volumétricas: c1 = c3 = c5 = c7 = c9 = c11 = c13 = c15 = c17 (quartz = 10%, calcita = 30% e porosidade = 20% (Sw = 100%)), c2 = c4 = c6 = c8 = c10 = c12 = c14 = c16 (quartz = 10%, illita = 30%, montmorillonita = 30% e porosidade = 30% (Sw = 100%))).

Figure 6 - Model of association of thin and thick layers (Minerals and their volumetric fractions: c1 = c3 = c5 = c7 = c9 = c11 = c13 = c15 = c17 (quartz = 10%, calcite = 30% and porosity = 20% (Sw = 100%)), c2 = c4 = c6 = c8 = c10 = c12 = c14 = c16 (quartz = 10%, illite = 30%, montmorillonite = 30% and porosity = 30% (Sw = 100%))).

(esp.) e as profundidades (prof.) do topo e da base de cada camada são: c1 (esp. = 75 cm, prof. = 0 - 75 cm), c2 (esp. = 150 cm, prof. = 75 - 225 cm) e c3 (esp. = 75 cm, prof. = 225 - 300 cm). Este perfil refere-se a um modelo litológico constituído por um reservatório espesso (camadas c2a-c2b-c2c) incrustado entre dois selantes (camadas c1 e c3), e saturado com gás na parte superior (c2a), óleo na parte intermediária

(c2b) e água na parte inferior (c2c). Neste modelo, foi suposto que as fases são imissíveis e, portanto, são simuladas como camadas independentes, com a mesma constituição mineralógica, porém saturadas individualmente por cada um dos fluidos indicados. Observa-se no trecho saturado com gás uma queda brusca do valor de porosidade. Isto se deve ao baixo índice de hidrogênio apresentado pelos gases.

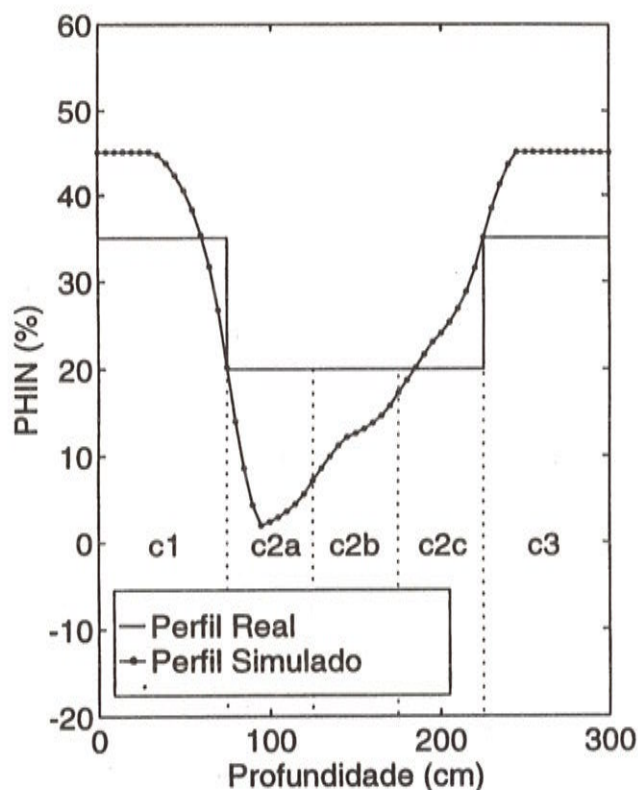


Figura 7 - Efeitos das saturações fluidas nas medidas de porosidade (Minerais e suas frações volumétricas: c1 = c3(quartzo = 25%, illita = 20%, montmorillonita = 20% e porosidade = 35% ($S_w = 100\%$)), c2(quartzo = 60%, calcita = 20% e porosidade = 20% - c2a($S_w = 0\%$, $S_o = 0\%$, $S_g = 100\%$), c2b($S_w = 0\%$, $S_o = 100\%$, $S_g = 0\%$) e c2c($S_w = 100\%$, $S_o = 0\%$, $S_g = 0\%$)).

Figure 7 - Effects of fluid saturation on porosity measurements (Minerals and their volumetric fractions: c1 = c3(quartz = 25%, illite = 20%, montmorillonite = 20% and porosity = 35% ($S_w = 100\%$)), c2(quartz = 60%, calcite = 20% and porosity = 20% - c2a($S_w = 0\%$, $S_o = 0\%$, $S_g = 100\%$), c2b($S_w = 0\%$, $S_o = 100\%$, $S_g = 0\%$) and c2c($S_w = 100\%$, $S_o = 0\%$, $S_g = 0\%$)).

O modelo da Fig. 8 simula novamente uma formação constituída por três camadas com as constituições mineralógicas e suas respectivas frações volumétricas também indicadas na legenda da figura em questão. As espessuras (esp.) e as profundidades (prof.) do topo e da base de cada camada são: c1(esp. = 100 cm, prof. = 0 - 100 cm), c2(esp. = 100 cm, prof. = 100 - 200 cm) e c3(esp. = 100 cm, prof. = 200 - 300 cm). Neste exemplo, a camada central c2 está encaixada entre dois pacotes de folhetos representados pelas camadas c1 e c3, com porosidade constante em toda sua extensão. A camada central é um arenito levemente contaminado por caolinita e tendo porosidade variando de acordo com a indicação do perfil real da Fig.8. É fácil verificar que o ajuste entre o perfil de porosidade verdadeira e o perfil simulado não apresenta o mesmo comportamento ao

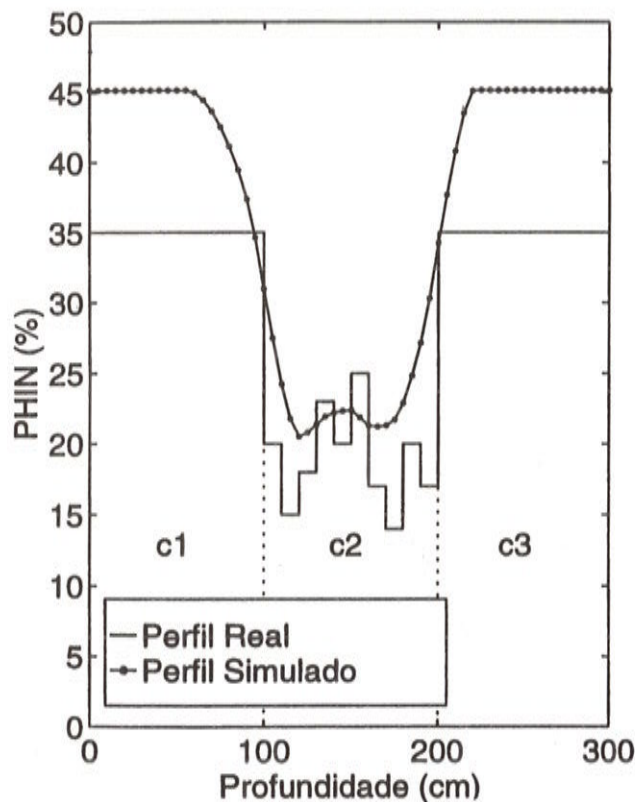


Figura 8 - Modelos com porosidade variável (Minerais e suas frações volumétricas: c1 = c3(quartzo = 25%, illita = 20%, montmorillonita = 20% e porosidade = 35% ($S_w = 100\%$)), c2(quartzo = 55 - 65%, calcita = 20% e porosidade = 25 - 14% ($S_w = 100\%$)).

Figure 8 - Model with variable porosity (Minerals and their volumetric fractions: c1 = c3(quartz = 25%, illite = 20%, montmorillonite = 20% and porosity = 35% ($S_w = 100\%$)), c2(quartz = 55 - 65%, calcite = 20% and porosity = 25 - 14% ($S_w = 100\%$)).

longo da camada. Esta observação é justificada pelo fato de que a zona de máxima informação não engloba uma geometria generalizada para a composição de camadas infinitesimais interpoladas da curva representativa do perfil verdadeiro, além de que a presença, mesmo pequena, de um mineral de argila perturba sensivelmente as medidas.

CONCLUSÕES

Neste trabalho, foi desenvolvido um modelo teórico baseado no algoritmo de regressão polinomial de Tittle para simular a resposta da sonda CNL em ambientes litológicos complexos. O método mostrou-se bastante eficiente no estudo e interpretação de influências importantes observadas nas medidas de porosidades neutrônicas na presença de minerais perturbadores. O método permitiu, ainda, investigar os perfis em seqüências finamente estratificadas com a mesma desenvoltura do algoritmo de Tittle em camadas espessas. Pôde-se concluir ainda que a adoção do ponto médio entre os dois detectores da sonda CNL, como o ponto de atribuição das medidas para modelos simulados, é responsável por flutuações sistemáticas nos limites entre camadas e que as altas porosidades responsáveis por flutuações sistemáticas nos limites entre camadas e que as altas porosidades aparentes dos folhelhos estão também associadas à presença de absorvedores de nêutrons térmicos (ex. Boro) que se encontram implícitos na constituição dos principais minerais de argila. Isto permite dizer que a composição química das matrizes ditas padrões é de pouca importância na determinação da porosidade aparente, exceto às baixas porosidades, onde os baixos índices de hidrogênio favorecem os efeitos provocados pelos minerais perturbadores. Outrossim, é conveniente salientar que a forma de calcular $L_s(\phi)$ e $L_d(\phi)$ não é exata, pois ainda não foi desenvolvida uma lei de misturas para estes macroparâmetros e suas determinações. Tal lei deve considerar apenas parâmetros que se combinem volumetricamente, caso das seções de choque macroscópicas, e exigem estudos adicionais futuros para sua melhor aplicação.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece o apoio financeiro recebido através do Convênio UFPa/FADESP/PETROBRAS, e as facilidades computacionais do Departamento de Geofísica da UFPa, que tornaram este trabalho possível.

REFERÊNCIAS

- DAHLBERG, K. E. - 1989** - A practical model for analysis of compensated neutron logs in complex formation. SPWLA transactions, v.2.
- ELLIS, D. V. - 1987** - Well logging for earth scientists. Elsevier, New York, 532 pp.
- LONGLEY, H. J. - 1956** - Neutron Cross Sections. Los Alamos Scientific Laboratory of University of California, LA-2016.
- SILVA, J. C. - 1993** - Simulação de Perfis Nucleares de Poço em Formações Complexas, Tese de Doutorado, Departamento de Geofísica, Centro de Geociências/UFPa, 150pp.
- TITTLE, C. W. - 1988** - Predicting the porosity response of the CNL from neutron parameter of the formation. SPWLA transactions, v.2, p.LL.
- WILEY, R. & PATCHETT, J. G. - 1989** - CNL neutron porosity modeling; a step forward. The Log Analyst, 31: 133 - 149.
- WILLIE, A. W. - 1984** - Nuclear Assaying of Mining Borehole; An Introduction. Elsevier, Amsterdam, 344 pp.

Submetido em: 14/12/95

Revisado pelo(s) autor(es) em: 02/05/96

Aceito em: 05/05/96

Jadir da Conceição da Silva - O autor é graduado em Engenharia Civil e de Transportes, tendo se especializado em Ciências e Técnicas Nucleares pelo Departamento de Engenharia Nuclear da UFMG. Concluiu o doutorado em geofísica em 1993, com ênfase em Geofísica de

Poço, pelo Departamento de Geofísica da UFPa onde atualmente exerce o cargo de professor visitante. Sua área de interesse é a simulação numérica de perfis nucleares de poço através dos métodos de Elementos Finitos e Monte Carlo.

NUMERICAL SIMULATION OF NEUTRON POROSITY LOGS

Tittle's polynomial regression model established a functional relationship between the formation porosity index P (as measured by the CNL neutron porosity sonde) and the macroparameters of the formation, denominated slowing down, L_s , and diffusion length, L_d . Tittle (1988) observed that the polynomial was only valid when the macroparameters L_s and L_d were limited to the specific interval employed by him to determine the coefficients c_i . Comparing field data with data obtained through use of the Tittle algorithm, Wiley & Patchett (1989) demonstrated that the absorption macroscopic cross section is, in various aspects, the fundamentally important parameter affecting the CNL sonde reading. Furthermore, this fact is not only proven by the cross sections of the principal constituents of the rock, but also by the accessory minerals, principally those considered as strong moderators or absorbers. The components which present low hydrogen index, such as gases, are included in this group. In other words, these are the factors which act most effectively on the uncertainties associated with CNL sonde log measurements. These discrepancies can, however, be easily understood. To this end, let us base ourselves in probability theory concerning sets union (Fig. 1), taking at random two distinct cases of sets union, M_1 and M_2 , representing any two constituents of the formation. If the part of the total probability of interaction of each of the sets is represented by the cross section of each individual mineral, $\Sigma(M_1)$ or $\Sigma(M_2)$, we will find one of two basic situations. The first occurs when both the sets are considered standard minerals, and, in consequence, the components M_1 and M_2 are independent and the sets are disjoint, so contributing satisfactorily to the total cross section, that is:

$$\Sigma(M_1 \cup M_2) = \Sigma(M_1) + \Sigma(M_2).$$

The second situation occurs when the two sets are not disjoint or independent (Fig 1(a)). This will impose a certain degree of perturbation in the system, concerning

$$\Sigma(M_1 \cup M_2) = \Sigma(M_1) + \Sigma(M_2) - \Sigma(M_1 \cap M_2).$$

In this case, at least one of the elements, represented by the set M_1 or M_2 , is considered a perturbing mineral. The perturbation term is given by $\Sigma(M_1 \cap M_2)$ and can be seen as being the effect of the binding or aggregation of the minerals constituting the rock (Fig. 1(b)). If this effect is negligible in relation to the diverse standard cross section used by Tittle (1988) to determine the coefficients of the regression polynomial, the minerals in use can be included in the model without serious problems. If not, however, the macroparameters L_s e L_d linked to these minerals, must be adequately corrected before being included as input data in the polynomial (Fig. 2). Apart from these restrictions, the polynomial can only be applied to layers with thicknesses greater than the space between the furthest detector and the point neutron source, and some modifications must be introduced in order to make it applicable to thin layer models.

MAXIMUM INFORMATION ZONE

The proposed model introduces the concept of the maximum information zone (Silva, 1993). This zone, Fig. 3, is found between two ellipsoids whose major axes coincide with the distance between the source and the two CNL sonde detectors. The minor axes are theoretical investigation depths, taking into account the distance between the source and each of the two CNL sonde detectors. It becomes apparent, however, that the attribution measurement point, defined as being the mid point between the two detectors, results in a vertical displacement of the log in relation to the model, especially when we consider that the zones covered by the two ellipsoids contribute the same weight in the measurements. This displacement makes precise definition of the separation interface between the layers impossible. This fact demands the redefinition of this point as being capable of generating a curve whose inflection point is located exactly above the separation interface of two semi-infinite and distinct media. This point divides the maximum information zone into two identical volumes. The model represented in Fig. 3 shows, as well as the MIZ, the layers it intercepts. Each volume V_j is used to weigh the response P_j generated by the Tittle algorithm in a thick layer, with the same composition as the layer j . This enables a convolution between the maximum information zone and the geological model, as if the layers were independent and thick. In this way, the porosity index at point i will be given by:

$$\Phi_i = \sum_{j=j_{min}}^{j_{max}} V_{i,j} P_j, \text{ for } \sum_{j=j_{min}}^{j_{max}} V_{i,j} = 1,$$

where j_{min} and j_{max} are the indexes of the outer layers of the geological model, contained in the maximum information zone. Thus established, the model permits the determination of porosity indexes of all kind of modelling, whether thick or thin layered. The numerical examples used in this methodology permit study of diverse interesting results, and a better comprehension and elucidation of the complexities of this type of log (Figs. 5, 6, 7 e 8). In these simulations, the porosity indexes will be calculated every 5 cm along the length of the well, which permits an inch by inch investigation of the layers.

In this paper, we can conclude that the adoption of the mid point between the two detectors of the CNL sonde, as the measurement attribution point for simulated models, is responsible for systematic fluctuations in the geological interface. We can also verify that the apparent high porosities of shale are associated with the presence of thermal neutron absorbers (e.g. Boro), which allows us to say that the chemical composition of the standard matrix is unimportant when determining apparent porosity, except at low porosity levels. Furthermore, it should be stressed that the technique for calculating $L_s(\phi)$ and $L_d(\phi)$ is not exact, as a mixing law has not yet been developed for these macroparameters and their determinations. Such a law should only consider parameters which combine volumetrically, as with macroscopic cross sections.