

## CÁLCULO DE MAGNITUDES E RELAÇÃO FREQUÊNCIA-MAGNITUDE DOS SISMOS DE JOÃO CÂMARA, RN

M. ASSUMPÇÃO<sup>1,3</sup>, M. TAKEYA<sup>2</sup>, J.M. FERREIRA<sup>2</sup>, J.M. COSTA<sup>2</sup> e C.M. SOPHIA<sup>3</sup>

As magnitudes dos principais sismos da série de João Câmara de 1986-1987 foram calculadas com estações regionais e telessísmicas. Correções das estações foram determinadas permitindo obter-se valores de magnitudes mais homogêneos e com menores desvios padrão. De agosto de 1986 a fevereiro de 1987, 30 sismos tiveram magnitudes maiores ou iguais a 3,5. A magnitude do maior sismo da série (30/11/86 às 05:19:48) foi  $m = 5,03 \pm 0,05$ .

Uma relação empírica entre magnitude e duração do sinal ( $m = c_1 \log D + c_2$ ) na estação JC01, em João Câmara, foi estabelecida permitindo um cálculo mais rápido de magnitude de microtremores. Para durações medidas até 1 mm pico-a-pico no sismograma,  $c_1 = 2,05$  e  $c_2 = -1,61$  para  $m \geq 2$ . O exame das relações frequência-magnitude ( $\log N = a - b m$ ) indica que o coeficiente  $c_1$  deve ser menor para magnitudes abaixo de 2, aproximadamente. Para a atividade geral de João Câmara, foi encontrado um valor típico do parâmetro  $b$  de  $1,12 \pm 0,04$ . Não foi observada variação significativa no valor de  $b$  antes e depois do maior sismo de 30/11/1986.

DETERMINATION OF MAGNITUDES AND MAGNITUDE-FREQUENCY RELATION FOR THE EARTHQUAKES OF JOÃO CÂMARA, RN - Magnitudes of the major events of the 1986-1987 João Câmara earthquake swarm were calculated with regional and teleseismic stations. Station corrections were determined allowing more homogeneous magnitudes with smaller standard deviations. From August 1986 to February 1987, 30 events had magnitudes greater than 3.5. The largest (November 30, 1986 at 05:19:48) had  $m = 5.03 \pm 0.05$ .

An empirical relation between magnitude,  $m$ , and signal duration,  $D$ , ( $m = c_1 \log D + c_2$ ) at the local station JC01 was established allowing quick estimates of magnitudes for microearthquakes. For durations measured from the P arrival to coda amplitude of 1 mm peak-to-peak,  $c_1 = 2.05$  and  $c_2 = -1.61$  for magnitudes greater than about 2. The study of the frequency-magnitude relation ( $\log N = a - b m$ ) shows that the coefficient  $c_1$  must be smaller for magnitudes less than about 2. For the whole activity of João Câmara, a typical  $b$ -value of  $1.12 \pm 0.04$  was found. No significant variation was observed in the  $b$ -value before and after the main event of November 30, 1986.

### INTRODUÇÃO

O ciclo de atividade sísmica que se iniciou em João Câmara em agosto de 1986 é o mais importante já ocorrido no Brasil: atingiu um máximo de atividade em 30/NOV/86 com um sismo de magnitude 5,0 e em 1989 ainda apresentava fortes reativações. Os tremores se distribuem por uma extensão de 30 km numa falha de orientação SW-NE com movimentação predominantemente transcorrente dextral (Ferreira et al., 1987). Vários períodos de reativação têm sido obser-

vados (Takeya et al., 1989), sendo que o mais recente (março de 1989) atingiu magnitude 4,9.

Dada a importância desta atividade sísmica, uma determinação mais confiável de suas magnitudes é um passo necessário no estudo detalhado da evolução e características da zona sismogênica de João Câmara.

Apesar de não corresponder diretamente a nenhuma grandeza física do processo de ruptura de um sismo, a magnitude é importante por dois motivos principais: 1) é de medição fácil e rápida podendo fornecer uma idéia do "tamanho" relativo de um sismo

<sup>1</sup> Observatório Sismológico, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 70910 Brasília, DF.

<sup>2</sup> Grupo de Geofísica, Departamento de Física, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 59000 Natal, RN.

<sup>3</sup> Departamento de Geofísica, Instituto Astronômico e Geofísico, USP, Caixa Postal 30627, 01051 São Paulo, SP.

(entendendo-se aqui "tamanho" relativo com referência à amplitude gerada em uma determinada frequência), e 2) relações empíricas podem ser estabelecidas entre a magnitude e outras grandezas físicas da fonte (como momento sísmico, área de ruptura, energia, etc.) permitindo estimativas aproximadas destas outras grandezas que são geralmente de determinação mais trabalhosa. Além disso, estudos estatísticos da distribuição de magnitudes através da relação de Richter ( $\log N = a - b m$ ) parecem mostrar que o parâmetro  $b$  pode depender de algumas características tectônicas da região. Variações temporais de  $b$  podem ser um sinal premonitor refletindo variações do nível de esforço próximo da ruptura.

Neste trabalho as magnitudes dos maiores sismos de João Câmara são determinadas juntamente com um conjunto de correções de estação. Estas correções permitem obter magnitudes com menores incertezas. É estudada também a dependência entre a magnitude e a duração do sinal registrado na estação local JC01 para se obter relações empíricas úteis na estimativa das magnitudes dos microtremores. Finalmente, é apresentado um estudo preliminar do parâmetro  $b$ .

### MAGNITUDES E CORREÇÕES DE ESTAÇÃO

A prática de determinação de magnitude mostra que, quando se deseja uma resolução melhor que aproximadamente 0,3, é necessário eliminar o "ruído" superimposto nas amplitudes sísmicas devido a variações na atenuação das ondas em diferentes terrenos, efeitos das camadas superficiais próximo das estações registradoras, e diferenças de características instrumentais das estações (Bath, 1981). Embora raramente detectáveis na prática, variações das amplitudes devidas ao padrão de irradiação focal também podem teoricamente afetar a magnitude. Todas estas variações são normalmente tratadas, em primeira aproximação, como uma correção constante para cada estação, sendo a magnitude então dada pela relação:

$$m = \log(A/T) + B(\Delta, h) + c$$

onde  $A$  e  $T$  são a amplitude e período registrados em uma certa estação;  $B(\Delta, h)$  é a correção do decaimento da amplitude com a distância epicentral,  $\Delta$ , e que pode depender da profundidade focal do sismo,  $h$ ; e  $c$  é a correção da estação.

No caso particular de João Câmara, correções de estação são importantes pois as magnitudes dos sismos pequenos são calculadas geralmente com estações diferentes das utilizadas com os sismos grandes. Os sismos pequenos não são bem registrados por estações distantes e normalmente suas magnitudes são calculadas só com estações próximas. Os sismos grandes saturam os sismogramas das estações próximas e as magnitudes têm que ser calculadas com as estações mais distantes.

Diferenças de atenuação das ondas sísmicas entre o epicentro e cada estação podem introduzir erros sistemáticos nas relações entre as magnitudes dos sismos grandes e pequenos. O uso de correções de estação visa eliminar este problema.

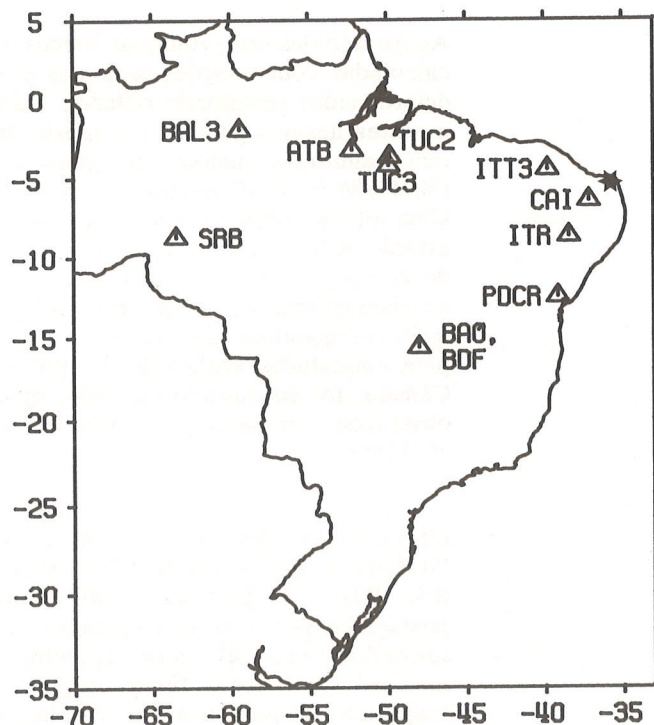


Figura 1. Distribuição das estações brasileiras utilizadas. Triângulo = estação; estrela = João Câmara.

A Fig. 1 e a Tabela 1 mostram as estações para as quais foram calculadas correções. Estações com registro de apenas um sismo não tiveram suas correções calculadas. Quando não são usadas correções de estação, o resíduo médio de cada estação (i.e., a média das diferenças entre a magnitude dada pela estação e a magnitude média do sismo) é geralmente grande (terceira coluna da Tabela 1). Deve-se notar aqui que, neste caso de João Câmara, onde todos os sismos têm praticamente o mesmo epicentro, as correções determinadas refletem não apenas as diferentes condições locais de cada estação (fatores geológicos e erros de calibração) como também diferenças nas propriedades de atenuação sísmica do percurso entre João Câmara e cada estação, e talvez até efeitos do mecanismo focal. Isto explica o fato dos resíduos encontrados inicialmente para cada estação serem tão consistentes (pequeno erro padrão da média, quarta coluna da Tabela 1).

**Tabela 1.** Resíduos médios de amplitude e correções determinadas para as estações.

estação	nº de sismos	sem correção		com correção	
		média dos resíduos	$\sigma^{(1)}$	correção da estação	$\sigma^{(2)}$
ATB	14	0,53	0,04	-0,57	0,03
BAL-3	8	-0,27	0,04	0,29	0,03
BAO	2	-0,04	0,09	-0,14	0,14
BDF	7	0,14	0,05	-0,11	0,04
E1	6	0,16	0,02	-0,17	0,05
E1 (Lg)	16	0,27	0,03	-0,22	0,04
CAI	11	-0,25	0,05	0,39	0,04
ITR	23	-0,09	0,04	0,17	0,02
ITT-3	14	-0,31	0,06	0,42	0,04
PDCR	10	-0,28	0,03	0,35	0,03
SRB	9	-0,17	0,06	0,10	0,06
TUC-2	6	0,24	0,04	-0,34	0,05
TUC-3	8	0,13	0,06	-0,16	0,03

(1) erro padrão da média dos resíduos da magnitude.

(2) erro padrão da média dos resíduos com correção de estação (média = 0,0).

### dados de magnitude

Para o cálculo das correções de estação foram utilizados 27 sismos com magnitudes variando de 2,1 a 5,0 (maior sismo da sequência), registrados por três ou mais estações cada um. Este conjunto inclui 18 dos 30 sismos de magnitude maior ou igual a 3,5 registrados de 1986 a 1987 (nem todos os sismos grandes puderam ser utilizados por não terem sido bem registrados por um mínimo de três estações). Os dados de amplitude (onda P de período curto) para as estações brasileiras foram lidos nos sismogramas disponíveis ou retirados de Berrocal et al. (1987) para a estação ITR. Para algumas estações estrangeiras (como SPA, DUG e ALQ) foram feitas leituras próprias e, para as demais, usaram-se os dados dos boletins do "U.S. Geological Survey" e do "International Seismological Centre".

Para estações a distâncias regionais (i.e., menores que 200) foi utilizada a magnitude  $m_R$  lendo-se a máxima amplitude em todo o trem das ondas P, de acordo com o critério adotado por Assumpção (1983); para distâncias telessísmicas foi utilizada a escala de magnitude  $m_b$  (Gutenberg & Richter, 1956) calculada usando-se a amplitude máxima até 20 s do início da onda P. Em todos os casos a amplitude no sismograma foi obtida dividindo-se por dois a leitura de pico-a-pico, de acordo com a prática internacional (Bath, 1981). As diferentes profundidades dos sismos, variando de 0 a 7 km (Ferreira et al., 1987), não afetam a magnitude significativamente e por isso o cálculo de  $m_b$  foi feito para  $h = 0$ . A escala de magnitude regio-

nal  $m_R$ , válida para sismos com hipocentro dentro da crosta, foi construída para ser consistente com a  $m_b$  telessísmica, de maneira que a magnitude de cada sismo pode ser obtida pela média das determinações de estações a qualquer distância e será referida simplesmente por  $m$ .

Quando o sismo é pequeno a onda P pode não ser registrada em estações distantes impedindo o cálculo direto da magnitude. Nestes casos, quando se deseja obter um valor da magnitude, mesmo que aproximado, pode-se comparar a amplitude da onda superficial com a de outro sismo maior de magnitude conhecida, obtendo-se assim uma magnitude relativa. A relação entre as amplitudes da onda P e as das ondas superficiais não é unívoca: sismos diferentes podem ter mesma amplitude P mas diferentes amplitudes superficiais dependendo, por exemplo, da profundidade focal do sismo. Isto significa que a magnitude medida pelas ondas superficiais é, em si, uma escala diferente daquela medida pela onda P. No entanto, freqüentemente, a comparação entre amplitudes das ondas superficiais Lg é a única maneira de se estimar a magnitude de sismos pequenos cuja onda P não é registrada em estações distantes. Isto foi feito com a Estação E1 do arranjo sismográfico de Brasília, a 1600 km de distância. Na Tabela 1 a estação "E1" refere-se às medidas com a onda P e a estação "E1(Lg)" refere-se às medidas comparativas das ondas superficiais Lg de período 1 s.

### determinação das correções

O processo de determinação das correções foi iterativo. Inicialmente calcularam-se as magnitudes médias de todos os sismos sem uso de correções. As médias dos resíduos de magnitude de cada estação estão na terceira coluna da Tabela 1. Em seguida todas as magnitudes foram redeterminadas usando-se correções das estações baseadas naqueles resíduos médios. Estas correções produziram resíduos menores que foram usados para melhorar os valores das correções empregadas anteriormente. Este processo iterativo termina quando as correções empregadas produzem resíduos médios nulos para cada estação. As correções finais estão na Tabela 1 (quinta coluna).

Sem usar correções, as magnitudes dos 23 sismos com  $m > 3,5$  registrados por duas ou mais estações tinham um desvio padrão médio de 0,33 unidades de magnitude. Este desvio padrão diminuiu para 0,11 com a aplicação das correções de estação (Tabela 4).

As correções de algumas estações parecem exageradamente altas, como ATB (-0,57), ITT-3 (+0,42) e PDCR (+0,35), e podem refletir incertezas das curvas de amplificação utilizadas.

É interessante notar que a estação de Caicó (CAI), com curva de amplificação confiável, apresenta uma correção relativamente alta (+0,39). Isto pode ser, em parte, devido à curva de amplificação de Caicó

ser mais apropriada para registro de telessismos (sismógrafo de período curto da rede WWSS com pico de amplificação em 0,6 s) quando comparada com as demais estações regionais (pico de amplificação em torno de 0,1 s). Talvez por isto, para sismos de magnitude entre 2 e 3 (sismos maiores saturam os sismogramas), os períodos lidos em Caicó variam de 0,3 a 0,5 s, enquanto que nas outras estações regionais os períodos predominantes nos sismogramas variam de 0,1 a 0,2 s. É possível que a amplitude medida em CAI não corresponda ao máximo da velocidade de partícula ( $2\pi A/T$ ) do chão.

Por outro lado, se notarmos que todas as estações do Nordeste utilizadas neste trabalho apresentam correções positivas (ITT-3 0,42; CAI 0,39; ITR 0,17 e PDCR 0,35) é possível aventar a possibilidade de que a escala de magnitude regional  $m_R$ , estabelecida para todo o Brasil, necessite de uma correção para a região Nordeste.

Apesar das correções mostradas na Tabela 1 serem aplicáveis somente aos sismos de João Câmara, é interessante verificar até que ponto elas são compatíveis com outros sismos do Nordeste. Na Tabela 2 apresentamos as magnitudes de sete sismos em outras localidades. O menor erro padrão da média indica que as correções de estação da Tabela 1 também poderão ser úteis para outros sismos do Nordeste.

Tabela 2. Magnitudes corrigidas de outros sismos do Nordeste.

Data	Hora (UT)	Localidade	Magnitude $\pm$ erro padrão		N*
			sem correção	com correção	
23.10.84	07:42	Caruaru, PE	2,45 $\pm$ 0,15	2,86 $\pm$ 0,14	2
08.11.84	12:05	Caruaru, PE	3,78 $\pm$ 0,28	3,83 $\pm$ 0,15	3
19.09.85	02:32	Caruaru, PE	2,13 $\pm$ 0,47	2,43 $\pm$ 0,34	2
25.02.87	00:37	Itapajé, CE	3,04 $\pm$ 0,37	3,32 $\pm$ 0,25	2
31.03.88	00:36	Sobral, CE	4,30 $\pm$ 0,15	4,14 $\pm$ 0,12	5
19.10.88	02:15	Palhano, CE	4,36 $\pm$ 0,25	4,19 $\pm$ 0,16	4
29.10.88	03:24	Palhano, CE	4,22 $\pm$ 0,20	4,09 $\pm$ 0,16	4

\* Número de estações usadas na magnitude.

Nelson & Assumpção (1987) determinaram correções de estações para magnitudes telessísmicas  $m_b$  usando sismos do Brasil e dos Andes. A Tabela 3 compara os valores de estações comuns aos dois estudos. Os valores encontrados aqui, de certo modo, estão dentro do intervalo obtido naquele trabalho, embora pouco se possa concluir desta comparação devido às grandes incertezas das correções.

Tabela 3. Comparação de correções de estação.

estação	correção $\pm$ 95% * (telessismos)	correção ** (J. Câmara)
BDF	-0,01 $\pm$ 0,21	-0,11
ITR	+0,15 $\pm$ 0,31	+0,17
SPA	+0,11 $\pm$ 0,16	-0,02

\* Nelson & Assumpção (1987)

\*\* Este trabalho (Tabela 1)

### parâmetro b

O parâmetro b da relação frequência-magnitude de Richter

$$\log N = a - b m \quad (1)$$

onde N é o número de eventos com magnitude  $\geq m$ , tem sido amplamente utilizado em estatísticas de sismos. Apesar de seu significado físico (distribuição dos tamanhos das fraturas) ser de difícil explicação teórica (Bath, 1981; Kasahara, 1981; Meissner, 1986), o parâmetro b tem sido empiricamente correlacionado com o tipo de regime tectônico. Muitos autores têm proposto uma dependência do valor de b com o grau de heterogeneidade estrutural da crosta, ou com o nível de esforços tectônicos. No entanto, segundo Bath (1981), a maior parte destes estudos têm sido inconclusivos. Variações temporais de b podem ser um sinal premonitor refletindo variações do nível de esforço próximo do ponto de ruptura. Normalmente b diminui antes dos sismos principais (Bath, 1981), embora aumentos de b também tenham sido observados (Smith, 1986). Experiências de laboratório (Main et al., 1989) parecem mostrar que b tende a diminuir gradualmente, podendo apresentar um aumento rápido de curta duração pouco antes da ruptura principal.

O parâmetro b pode ser calculado por ajuste de mínimos quadrados da relação (1), ou pela fórmula de máxima verossimilhança (Aki, 1965 e Utsu, 1966):

$$b = \frac{0,4343}{\langle m \rangle - m_0} \quad (2)$$

onde  $\langle m \rangle$  é o valor médio das magnitudes acima do mínimo  $m_0$ . Para os sismos de João Câmara, neste trabalho, será sempre utilizada a fórmula (2).

A Tabela 4 mostra a relação completa dos sismos com magnitudes acima de 3,5 ocorridos nos primeiros sete meses de atividade sísmica acentuada em João Câmara. Usando-se (2) com dados destes 30 eventos obtém-se  $b = 1,17 \pm 0,21$ . Ferreira & Assumpção (1983) determinaram para o enxame de Parazinho, RN, de 1973, um valor  $b = 0,90 \pm 0,05$  para  $m \geq 2,0$  ajustando a fórmula (1) por mínimos quadrados. Usando-se (2) com os dados de Parazinho obtém-se  $b = 1,09 \pm 0,10$ , que é um valor mais próximo do obtido para João Câmara com os dados da Tabela 4.

**Tabela 4.** Sismos de João Câmara com  $m \geq 3,5$  de agosto/1986 a fevereiro/1987.  $m$  = magnitude recalculada com correções de estação.  $\sigma$  = erro padrão da média.  $N$  = número de observações.

data	hora (UT)	$m$	$\sigma$	$N$
20.08.86	18:00:13	3,82	0,09	6
21.08.86	09:34:40	4,22	0,08	12
23.08.86	20:06:30	3,66	0,15	6
03.09.86	01:16:04	4,06	0,10	4
05.09.86	20:39:29	4,07	0,12	5
09.09.86	20:02:33	3,61	0,10	2
11.09.86	09:05:41	3,6	-	1
30.11.86	05:19:48	5,03	0,22	19
30.11.86	05:26:10	3,9	-	1
30.11.86	06:07:35	4,0	-	1
30.11.86	06:10:20	4,16	0,08	5
30.11.86	06:58:57	3,81	-	1
30.11.86	07:02:05	4,15	0,17	6
30.11.86	14:01:46	3,76	0,16	4
01.12.86	01:04:49	3,77	0,11	6
02.12.86	09:50:48	3,60	0,11	2
03.12.86	10:06:02	3,55	0,03	2
05.12.86	22:10:08	3,97	0,09	6
06.12.86	09:31:32	3,60	0,02	2
06.12.86	09:51:04	3,77	0,21	2
08.12.86	21:23:42	3,6	-	1
08.12.86	21:49:03	3,5	-	1
09.12.86	06:48:44	4,42	0,08	10
24.12.86	07:05:25	3,82	0,16	7
03.01.87	13:31:04	3,6	-	1
07.01.87	11:08:27	3,69	0,09	5
07.01.87	12:14:16	3,75	0,17	5
28.01.87	16:16:12	3,73	0,10	5
03.02.87	23:51:56	3,84	0,12	7
07.02.87	22:12:38	3,73	0,07	5

## RELAÇÃO MAGNITUDE – DURAÇÃO

Para o cálculo do parâmetro  $b$  com sismos menores, registrados apenas por estações locais, é preciso uma estimativa cuidadosa de magnitudes abaixo de 3. Isto é feito normalmente através da duração do sinal no sismograma devido às dificuldades de aplicação das fórmulas de magnitude regional, seja por saturação do sismograma, seja pela distância epicentral inapropriada.

A duração do registro de um sismo ( $D$ ) no sismograma de estações locais e regionais (distância epicentral até algumas centenas de quilômetros) depende essencialmente da magnitude do sismo e é praticamente independente da distância epicentral, profundidade do sismo ou orientação da estação com relação à falha (Suteau & Whitcomb, 1979; Bath, 1981). Assim a duração do sinal pode ser correlacionada empiricamente com a magnitude fornecendo um método bastante prático de se estimar magnitudes de sismos pequenos registrados por estações locais.

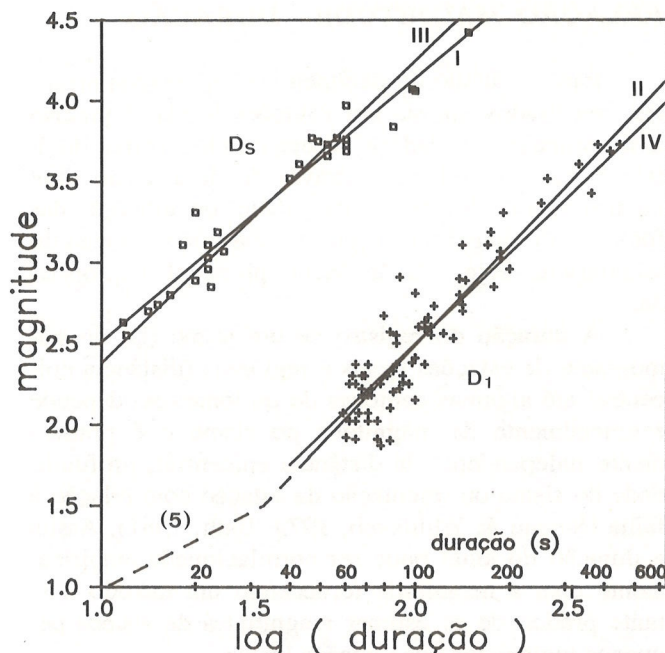
A relação entre magnitude e duração (Lee et al., 1972; Herrmann, 1975; Bath, 1981) normalmente tem sido expressa empiricamente por uma fórmula do tipo:

$$m = c_1 \log D + c_2 \Delta + c_3 \quad (3)$$

onde o coeficiente  $c_1$  varia entre 1,2 e 3,0, e  $c_2$  é muito pequeno ( $< 0,003$  /km). Por exemplo, para sismos regionais de magnitude entre 2,8 e 4,3 registrados pela antiga estação NAT, Ferreira & Assumpção (1983) determinaram  $c_1 = 1,5 \pm 0,1$  e  $c_2 = 0,0012 \pm 0,0004$ . Uma vez que a dependência da distância é quase desprezível, é comum ajustar-se a fórmula empírica mais simples:

$$m = c_1 \log D + c_3 \quad (4)$$

Se a envoltória da onda de cauda ("coda wave") decaisse como uma potência do tempo ( $t^{-q}$ , onde  $t$  é medido a partir da chegada da P), pode-se mostrar que critérios diferentes para medir a duração afetariam apenas o coeficiente  $c_3$  (Herrmann, 1975), sendo que neste caso  $c_1 = q$ . Apesar do decaimento teórico da amplitude da onda de cauda com o tempo ser mais complexo que uma exponencial simples (Suteau & Whitcomb, 1979), critérios diferentes para definir a duração da onda de cauda, quando usados com sismógrafos de características instrumentais semelhantes em uma mesma localidade, causam mudança apenas no coeficiente  $c_3$  (Herrmann, 1975; Takeya, 1983).



**Figura 2.** Relação magnitude - duração para a estação JC01.  $D_s$  = duração da parte saturada do sismograma (62 mm pico-a-pico),  $D_1$  = duração até 1 mm pico-a-pico. Retas I a IV como na Tabela 5. A linha tracejada é a extrapolação da relação II conforme as equações (5).

A Fig. 2 e a Tabela 5 mostram a relação entre a magnitude de alguns sismos de João Câmara e dois tipos de medidas de duração,  $D_1$  e  $D_s$ , na estação JC01 (operada com sismômetro Ranger SS-1, registrador MEQ-800 com ganho de 78 dB e filtros Out-30 Hz).

$D_1$  é a duração desde a chegada da onda P até a amplitude do sinal diminuir para 1 mm pico-a-pico, e  $D_s$  é a duração da parte saturada do sinal no sismograma (62 mm pico-a-pico). Como a inclinação das duas retas  $D_1$  e  $D_s$  são parecidas, o ajuste de duas retas paralelas (retas III e IV na Fig. 2) deveria representar melhor a inclinação da relação magnitude -  $\log D$  para sismos no intervalo comum  $2,5 \leq m \leq 3,8$ .

Se a envoltória da onda de cauda cai como  $t^{-q}$ , é fácil ver que os dois critérios para medida de duração ( $D_1$  e  $D_s$ ) terão os coeficientes  $c_3$  diferindo de  $\log(A_s/A_1)$ , onde  $A_s$  é a amplitude para o critério de saturação (62 mm) e  $A_1 = 1$  mm. Como  $\log(62/1) = 1,79$  e a diferença entre os coeficientes  $c_3$  das retas III e IV (Tabela 5) é 1,75, vê-se que o modelo de decaimento da envoltória como  $t^{-q}$  também é aproximadamente válido para João Câmara, pelo menos no intervalo  $2,5 \leq m \leq 3,8$ .

#### parâmetro b e detectabilidade

A Fig. 3a mostra a distribuição das magnitudes para 2600 sismos ocorridos entre 07/SET e 22/OUT/86 (período com leitura completa de todos os eventos registrados pela estação JC01), onde a magnitude para sismos pequenos foi calculada usando-se a relação IV da Tabela 5. Usando-se a equação (2) para magnitudes acima de  $m_0 = 1,5$  obtém-se  $b = 1,07 \pm 0,06$  (Tabela 6). Na Fig. 3, apenas para efeito de visualização, foi incluída uma reta com inclinação b, embora ela não seja a regressão linear dos pontos do gráfico.

**Tabela 5.** Relações empíricas entre duração e magnitude em JC01

$$m = c_1 \log D + c_3.$$

		$c_1$	$c_3$	N	$\sigma$
retas independentes	(I) $D_s$	$1,63 \pm 0,07$	$0,88 \pm 0,10$	29	0,12
	(II) $D_1$	$2,05 \pm 0,10$	$-1,61 \pm 0,24$	74	0,18
retas paralelas	(III) $D_s$	$1,87 \pm 0,07$	$0,51 \pm 0,14$	103	0,17
	(IV) $D_1$	$1,87 \pm 0,07$	$-1,24 \pm 0,18$		

$D_s$  = duração de saturação (62 mm pico-a-pico).

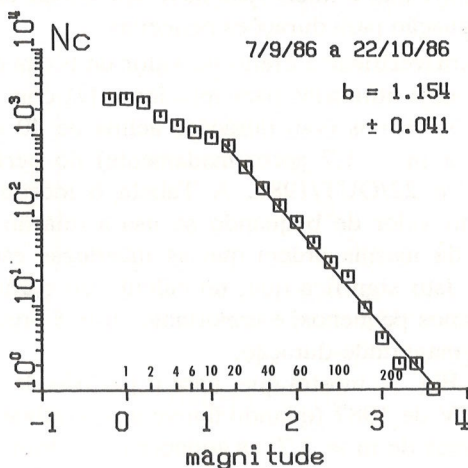
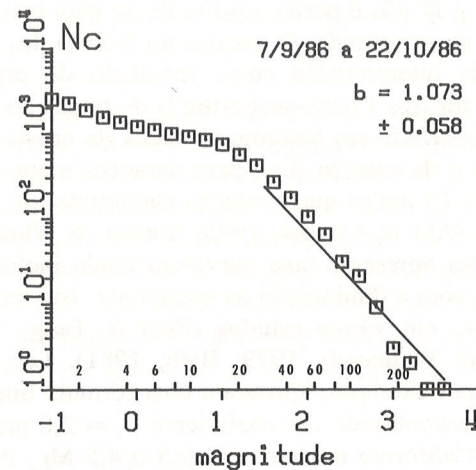
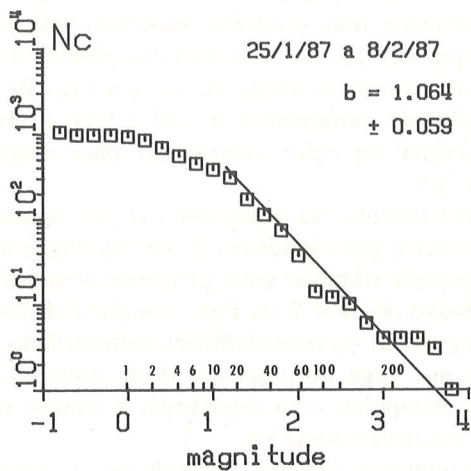
$D_1$  = duração até 1 mm pico-a-pico.

N = número de pontos.

$\sigma$  = desvio padrão do ajuste.

**Tabela 6.** Valores do parâmetro b para diferentes períodos. Dmin = duração mínima correspondendo à magnitude mínima  $m_0$ ; N = número de eventos;  $\sigma$  = desvio padrão ( $= b/\sqrt{N}$ ).

período	Dmin	$m_0$	N	b	$\sigma$	observações
01/08/86 a 28/02/87	-	3,50	30	1,07	0,21	dados da Tabela 4
07/09/86 a 22/10/87	29	1,50	339	1,07	0,06	reta IV da Fig. 2
	40	1,76	210	1,29	0,09	reta IV da Fig. 2
	40	1,67	210	1,18	0,08	reta II da Fig. 2
25/01/87 a 07/02/87	15	1,16	782	1,15	0,04	curva (5) da Fig. 2
	15	1,16	338	1,06	0,06	curva (5) da Fig. 2



**Figura 3.** Relação frequência - magnitude. N é o número de sismos com magnitude igual ou superior a m. Junto às magnitudes está indicada a duração D1 conforme a fórmula utilizada em cada caso: (a) relação IV (Fig. 2); (b) e (c) equações (5).

A menor inclinação da curva para magnitudes abaixo de 1,0 poderia indicar, à primeira vista, incompletude dos sismos abaixo deste limite. Neste caso, extrapolando a reta da Fig. 3a para magnitudes pequenas, deveríamos concluir que sismos com duração  $\geq 10$  s teriam uma frequência real 2,5 vezes maior que a observada. Eventos deste tamanho (10 s, ou 20 mm no sismograma) dificilmente deixam de ser detectados nos sismogramas, mesmo nas maiores distâncias corres-

pondendo à S-P máxima de 2,2 s. Mesmo nestas distâncias maiores, JC01 consegue registrar alguns sismos tão pequenos que a amplitude da onda de cauda nunca ultrapassa o limite adotado de 1 mm pico-a-pico, e portanto nem podem ter a magnitude calculada. O limiar de detecção da estação JC01 deve corresponder a uma duração de poucos segundos, próxima do limite de aplicabilidade da relação magnitude-D1. As duas inclinações diferentes da Fig. 3a, portanto, não podem ser devidas à menor detectabilidade de sismos abaixo de  $m = 1$ . A utilização da reta II' em vez da IV não muda em nada o caráter da Fig. 3a. Não há evidências seguras, teóricas ou experimentais, de que a relação frequência-magnitude de Richter (eq. (1)) possa deixar de ser válida para magnitudes muito pequenas (Bath, 1981). Por isso, a explicação para as duas inclinações na relação frequência-magnitude (Fig. 3a) deve estar na extrapolação da reta IV (Tabela 5) para durações muito pequenas, como se verá adiante.

## DISCUSSÃO

Apesar de fórmulas empíricas do tipo (3) ou (4) serem muito utilizadas, a relação teórica entre magnitude e  $\log D$  não é perfeitamente linear para intervalos grandes de magnitude. O tratamento teórico das ondas de cauda interpretadas como resultado do espalhamento para trás ("back-scattering") de ondas de corpo ou de superfície em heterogeneidades da crosta longe da fonte e da estação (i.e., para durações muito maiores que S-P) indica que a relação magnitude- $\log D$  não é linear (Aki & Chouet, 1975; Suteau & Whitcomb, 1979) mas apresenta uma curvatura tendo inclinações menores com a diminuição da magnitude. Isto tem sido observado em vários estudos (Real & Teng, 1973), Suteau & Whitcomb, 1979; Bath, 1981). Lee et al. (1972), por exemplo, ajustaram uma fórmula linear do tipo (1) encontrando um coeficiente  $c_1 = 2,0$  para sismos da Califórnia no intervalo 0,5 a 4,5  $M_L$ . No entanto, como observado por Suteau & Whitcomb (1979), seus dados mostram uma ligeira curvatura (Fig. 4 de Lee et al., 1972) indicando uma inclinação  $c_1 \approx 1,0$  para  $M_L < 1,5$ . Desta maneira é muito provável que a extrapolação da reta IV da Fig. 2 esteja subestimando as magnitudes dos sismos de curta duração, o que causaria uma aparente diminuição do parâmetro  $b$  para magnitudes pequenas.

Herrmann (1975) encontrou duas inclinações diferentes nas relações  $m_b$ -duração para sismos regionais (distâncias entre 50 e 600 km) na região Central dos Estados Unidos. Para sua estação SLM por exemplo (pico de resposta em 1,4 Hz) as inclinações para  $3,0 < m_b < 4,4$  são aproximadamente a metade das inclinações para  $4,3 < m_b < 5,5$ . Para outra estação com pico de resposta em 2,5 Hz, Herrmann (1975) sugere uma mudança da inclinação em torno de 3,5  $m_b$ . Supondo que as amplitudes das ondas de cauda que che-

gam à estação (movimento de partícula) decaem como  $t^{-4}$ , Herrmann (1975) deduziu uma mudança na inclinação da curva magnitude- $\log D$ . O ponto de mudança de inclinação depende tanto da curva de resposta do sismógrafo como de quanto a frequência de corte do espectro da fonte aumenta com a diminuição do tamanho do sismo. Para o sismógrafo utilizado em João Câmara, com pico de amplificação em torno de 25 Hz, uma possível mudança de inclinação pode estar ocorrendo em algum valor de magnitude inferior a 2,0. Supondo, por exemplo, que a relação  $m - \log D1$  seja como na linha tracejada da Fig. 2, i.e.,

$$\begin{aligned} m &= 2,05 \log D1 - 1,61 & (m \geq 1,5) \\ m &= 1,00 \log D1 - 0,02 & (m \leq 1,5) \end{aligned} \quad (5)$$

onde a inclinação 1,0 é arbitrária mas consistente com dados de literatura, a relação frequência-magnitude fica como na Fig. 3b. A mudança de inclinação na relação  $\log N - m$ , agora, ocorre para durações abaixo de 10 s, o que está mais de acordo com o limiar de detectabilidade esperado. Além disso, para durações acima de 10 s, os pontos da Fig. 3b dispõem-se mais alinhados numa reta, conforme esperado pela equação (1), do que na Fig. 3a. Supondo completude total dos sismos com durações acima de 15 s, a Fig. 3b mostra que o valor do parâmetro  $b$  é  $1,15 \pm 0,04$  (Tabela 6), bem próximo do valor encontrado para magnitudes acima de 3,5.

Naturalmente, as equações (5) são apenas uma entre inúmeras possibilidades de extrapolação da relação magnitude duração para pequenos tremores. Sem dados abaixo de  $m = 2$  na Fig. 2 (o que é difícil de se obter na prática) ou considerações teóricas mais elaboradas (o que foge do propósito deste trabalho) não é possível extrapolar, com segurança, a relação  $m - \log D1$  para pequenas durações.

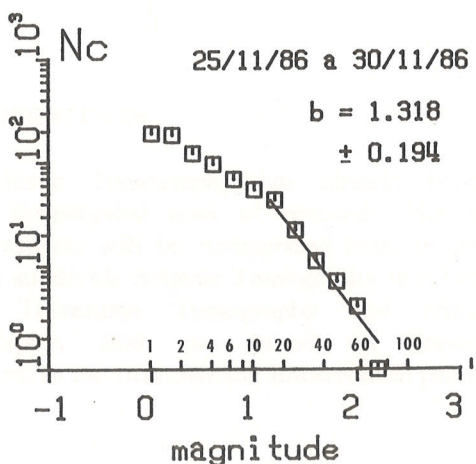
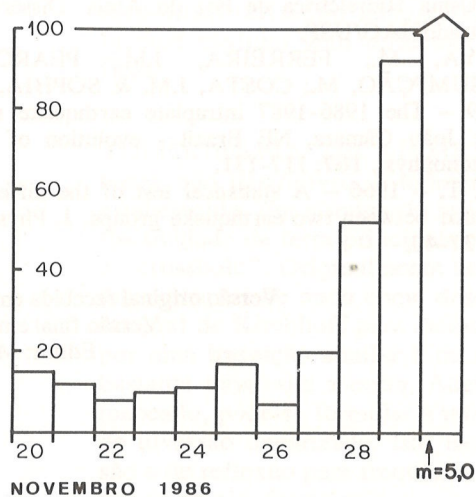
De qualquer maneira, supondo que a relação frequência-magnitude (equação (1)) seja válida em toda a faixa de magnitudes, foi possível mostrar que a relação  $m - \log D1$  não é linear mas deve apresentar uma menor inclinação para durações pequenas.

Para verificar o efeito no valor de  $b$  das diferentes fórmulas utilizadas para relacionar  $D1$  com  $m$ , usaram-se os sismos com durações acima de 40 s (equivalente a  $m > 1,7$  aproximadamente) do período de 07/SET a 22/OUT/1986. A Tabela 6 mostra que o efeito no valor de  $b$  quando se usa a relação (II) ou (IV) é da mesma ordem que as incertezas estimadas para  $b$ . Isto significa que, no cálculo do parâmetro  $b$  com sismos pequenos, é importante ter boa precisão na relação magnitude-duração.

A Fig. 3c mostra que, para o período de 25/JAN a 07/FEV de 1987 (quando houve uma reativação com três sismos de  $m \geq 3,7$ ) as equações (5) fornecem  $b = 1,06 \pm 0,06$  para durações acima de 15 s (Tabela 6).



Este resultado é consistente com os anteriores e mostra que não houve uma mudança significativa no valor de  $b$ , para a atividade geral de João Câmara, antes e depois do sismo principal de 30/NOV/1986. No final de novembro, durante alguns dias antes do sismo principal, houve um aumento na frequência de sismos caracterizando atividade precursora (Takeya et al., 1989). A Fig. 4 mostra que o valor de  $b$  aumentou ligeiramente para  $1,32 \pm 0,19$ , podendo ter ocorrido uma anomalia precursora de curto prazo de acordo com o modelo de Main et al. (1989). Segundo estes autores, o valor de  $b$  tende a diminuir lentamente durante a fase precursora, podendo aumentar em um curto espaço de tempo pouco antes da ruptura. No entanto, devido ao pequeno número de sismos precursoras, o valor  $1,32 \pm 0,19$  não é significativamente diferente do valor referente ao período anterior de setembro e outubro ( $1,15 \pm 0,04$ ).



## CONCLUSÃO

Utilizando correções de estação, foi possível reduzir a um terço as incertezas nas determinações de magnitude para os sismos de João Câmara. Magnitudes calculadas sem correções apresentavam um desvio padrão médio de 0,33 que foi reduzido para 0,11 com o uso das correções da Tabela 1. Estas correções, embora determinadas especificamente para os sismos de João Câmara, poderão ser úteis também para outras localidades do Nordeste.

Tendo como premissa que a relação frequência-magnitude de Richter (equação (1)) é válida até microtremores de duração da ordem de 10 s, concluiu-se que a relação magnitude-duração não é linear, mas deve ter uma inclinação menor para sismos pequenos. Apesar das incertezas de como extrapolar a relação  $m - \log D1$  para pequenas durações, as equações (5) fornecem magnitudes dos microtremores cuja distribuição segue a relação de Richter (eq. (1)) e dão um valor de  $b$  ( $1,15 \pm 0,04$  para seis semanas de setembro e outubro de 1986;  $1,06 \pm 0,06$  para duas semanas de janeiro e fevereiro de 1987) consistente com o valor encontrado para os 30 sismos maiores ( $1,07 \pm 0,20$ ). Mesmo sem uma confirmação direta com dados de magnitude abaixo de 2, as equações (5) podem servir para estudar variações temporais do parâmetro  $b$  durante a evolução da atividade de João Câmara. Neste sentido, não foi encontrada uma diferença significativa de  $b$  antes e depois do sismo principal de 30/NOV/1986. Os resultados acima sugerem, para a atividade geral de João Câmara, um valor típico médio de  $b = 1,12 \pm 0,04$ . Estes resultados não eliminam a possibilidade de flutuações de curto prazo (poucos dias) no valor de  $b$  antes dos sismos de maior magnitude, como talvez tenha ocorrido antes do sismo principal de 30/NOV/1986.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos a Jesús Berrocal pela leitura das primeiras versões e valiosas sugestões, e a Marcelo L. Blum pelas pacientes leituras de sismogramas da estação JC01. Trabalho realizado com bolsa CNPq 30.0227/79.

Figura 4. a) Número de sismos por dia, no período de 20 a 30 de novembro de 1986, registrados pela estação JC01. b) Relação frequência-magnitude para o período de 25 a 29/NOV/1986, quando  $b$  aumentou ligeiramente para  $1,32 \pm 0,19$ .

## REFERÊNCIAS

- AKI, K. - 1965 - Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log N = a - b M$  and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**: 237-239.
- AKI, K. & CHOUET, B. - 1975 - Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, **80**: 3322-3342.
- ASSUMPCÃO, M. - 1983 - A regional magnitude scale for Brazil. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**: 237-246.
- BATH, M. - 1981 - Earthquake magnitude - recent research and current trends. *Earth. Sci. Rev.*, **17**: 315-398.
- BERROCAL, J.; FERNANDES, C.; FRANÇA, H. & BARBOSA, J.R. - 1987 - A atividade sísmica de João Câmara - RN registrada pelas redes sismográficas supervisionadas pelo IAG/USP, entre agosto de 1986 e abril de 1987. II Encontro Regional de Geofísica, SBGf, Salvador, BA.
- FERREIRA, J.M. & ASSUMPCÃO, M. - 1983 - Sismicidade do Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geofísica*, **1**: 67-88.
- FERREIRA, J.M.; TAKEYA, M.; COSTA, J.M.; MOREIRA, J.A.; ASSUMPCÃO, M.; VELOSO, J.A.V. & PEARCE, R.G. - 1987 - A continuing earthquake sequence near João Câmara, Northeast Brazil - preliminary results. *Geophys. Res. Lett.*, **14**: 1042-1045.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C.F. - 1956 - Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. Geofis.*, **9**: 1-15.
- HERRMANN, R.B. - 1975 - The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**: 899-913.
- KASAHARA, K. - 1981 - Earthquake mechanics. Cambridge U.P., 248 pp.
- LEE, W.H.K.; BENNETT, R.E. & MEAGHER, K.L. - 1972 - A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. U.S. Geological Survey open File Report, 172.
- MAIN, I.G.; MEREDITH, P.G. & JONES, C. - 1989 - A reinterpretation of the precursory seismic  $b$ -value anomaly from fracture mechanics. *Geophys. J.*, **96**: 131-138.
- MEISSNER, R. - 1986 - The continental crust. Academic Press, 426 pp.
- NELSON, J.L. & ASSUMPCÃO, M. - 1987 - Análise de amplitudes de ondas P por mínimos quadrados. II Encontro Regional de Geofísica, SBGf, Salvador, BA.
- REAL, C.R. & TENG, T.L. - 1973 - Local Richter magnitude and total signal duration in Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**: 1809-1827.
- SMITH, W.D. - 1986 - Evidence for precursory changes in the frequency-magnitude  $b$ -value. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **86**: 815-838.
- SUTEAU, A.M. & WHITCOMB, J.H. - 1979 - A local earthquake coda magnitude and its relation to duration, moment  $M_0$ , and local Richter magnitude  $M_L$ . *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**: 353-368.
- TAKEYA, M. - 1983 - Escalas de magnitude local na região da Usina Hidrelétrica de Foz do Areia. Dissertação de mestrado, IAG/USP.
- TAKEYA, M.; FERREIRA, J.M.; PEARCE, R.; ASSUMPCÃO, M.; COSTA, J.M. & SOPHIA, C.M. - 1989 - The 1986-1987 intraplate earthquake sequence near João Câmara, NE Brazil - evolution of activity. *Tectonophysics*, **167**: 117-131.
- UTSU, T. - 1966 - A statistical test of the difference in  $b$ -value between two earthquake groups. *J. Phys. Earth*, **14**: 37-40.

Versão original recebida em Mai/89  
 Versão final em Nov/89  
 Editor: M.S.M.M.