

## O SISMO DE CODAJÁS – AM, DE 05.08.1983

MARCELO ASSUMPCÃO<sup>1</sup>, RENATO ORTEGA, JESUS BERROCAL

*Instituto Astronômico e Geofísico, USP – Caixa Postal 30627, 01051 São Paulo, Brasil*

JOSÉ ALBERTO VELOSO

*Estação Sismológica, Depto. de Geociências, UnB – 70910, Brasília D.F.*

One of the largest known Brazilian earthquakes ( $m_b = 5,5$ ;  $M_s = 5,3$ ; epicentral intensity VII MM) occurred in the middle of the Amazon sedimentary basin, where no previous significant event had been recorded. An isoseismal map is presented showing that the event was felt over an area of about 500.000 km<sup>2</sup>. The focal depth of 23 km was well determined with pP phases. A preliminary focal-planes solution, using P polarity data, indicates a predominantly thrust fault with about NNE-SSW horizontal compressive axis. The basement in the epicentral area is covered by about 2 km of sediments and no major tectonic feature that could be clearly associated with the earthquake is known.

### 1. INTRODUÇÃO

O nível de atividade sísmica da Amazônia ainda é pouco conhecido devido à baixa densidade demográfica, que não permite um levantamento confiável dos sismos históricos sentidos na região, e em consequência também da inexistência, até há poucos anos, de estações sismográficas na Amazônia. O primeiro levantamento de sismos sentidos na Amazônia foi efetuado por Sternberg (1953). Vários eventos listados por Sternberg (1953), são na verdade, sismos andinos como mostrado por Berrocal et al. (1984). Os sismos confiáveis com epicentros na Amazônia, de acordo com o catálogo de Berrocal et al. (1984), estão na Fig. 1. Esta figura mostra tanto os eventos determinados macrossismicamente como os sismos detectados pela rede mundial de sismógrafos e constantes dos boletins do ISC (International Seismological Centre), assim como alguns pequenos eventos registrados pela Estação Sismológica de Brasília e/ou pela rede sismográfica da Eletro-norte. Apesar dos poucos dados disponíveis, considerando-se apenas os eventos de menor erro epicentral, parece haver uma concentração maior de epicentros no meio do escudo das Guianas (Fig. 1). O graben do Takutu pode talvez estar relacionado à ocorrência dos dois sismos da divisa Roraima/Guiana, como já tinham observado Haberlandner (1978) e Sadowski et al. (1978). No entanto, para outros sismos da Amazônia não está claro que feições tectônicas estariam sendo responsáveis pela sismicidade atual.

Assumpção (1983b) havia sugerido prematuramente que a bacia sedimentar do Amazonas, à semelhança das bacias intracratônicas do Paraná e do Parnaíba, teria uma atividade sísmica bem menor que outras províncias geológicas do Brasil. No entanto, a ocorrência do sismo de 05.08.83 na porção central da bacia sedimen-

tar do Amazonas indica que ainda não se tem dados suficientes para fazer-se regionalizações sísmicas na região norte do Brasil. Este aspecto é muito importante pois pode indicar que sismos com magnitude  $m_b > 6,0$ , como o do norte de Mato Grosso de 1955 ( $m_b = 6,6$  e intensidade epicentral da ordem de IX?), podem ocorrer, com probabilidade uniforme, em qualquer outro ponto da Amazônia.

O sismo de 05.08.1983 foi relativamente grande para o Brasil. Teve uma magnitude  $m_b = 5,5$  que corresponde a um período de retorno da ordem de 20 anos (Assumpção & Burton, 1983). Apenas duas pequenas réplicas foram registradas, ambas no mesmo dia do evento principal. Os dados epicentrais desses eventos estão na Tab. 1.

### 2. LEVANTAMENTO MACROSSÍSMICO

De 07 a 23.09.83, foi efetuado por um dos autores (R.O.), um levantamento dos efeitos do sismo. Devido a dificuldade de acesso, esse levantamento teve que se restringir a algumas localidades do Rio Solimões e das estradas Manaus–Porto Velho, Manaus–Manacapuru, Manaus–Boa Vista e Manaus–Itacoatiara. Informações de várias outras localidades menos acessíveis foram obtidas por telefone. Apesar dessas limitações foi possível estimar aproximadamente a área total afetada (500.000 km<sup>2</sup>) assim como inferir algumas isossistas mostradas na Fig. 2. As intensidades foram classificadas com a escala Mercalli Modificada de Wood & Neumann (1931) usando-se também, em casos de dúvida, a importância relativa de cada elemento da escala dada por Brazee (1979).

A máxima intensidade foi observada em Codajás, cidade mais próxima do epicentro instrumental, onde

<sup>1</sup> Atualmente no Depto. de Geociências, Universidade de Brasília.

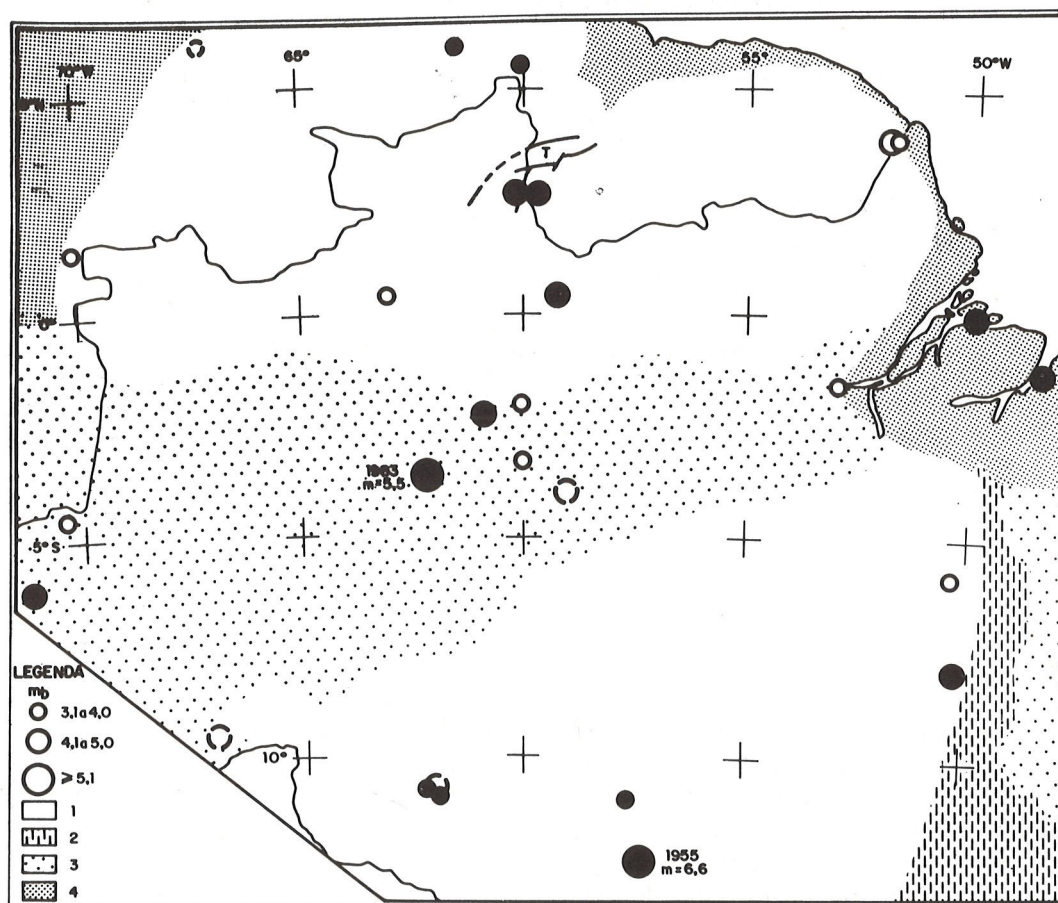


Figura 1 — Mapa de epicentros da Amazônia. Círculos cheios são epicentros com incerteza menor que 70 km. Círculos vazios, com incerteza entre 70 e 200 km. Círculos tracejados são eventos com imprecisão no epicentro maior que 200 km. As províncias geológicas, simplificadas, foram baseadas em Almeida et al. (1981): 1 = áreas cratônicas, 2 = faixa de dobramentos Brasileiros, 3 = bacias intracratônicas, 4 = bacias costeiras e outros sedimentos recentes. T = graben do Takutu.

inúmeras casas de construção modesta e outras de boa qualidade apresentaram trincas e rachaduras. Outros efeitos observados nessa localidade foram: praticamente toda a população acordou e foi às ruas; objetos caíram de prateleiras em várias casas; algumas pessoas sentiram dificuldade em manter-se em pé; peixes saltaram para fora d'água. Esse conjunto de efeitos, levando-se em conta principalmente as várias rachaduras nas casas causadas pelo tremor, permitiram classificar como VII MM a intensidade em Codajás.

### 3. PARÂMETROS HIPOCENTRAIS

O epicentro e hora de origem do sismo principal (Tab. 1) foram determinados pelo NEIS ("National Earthquake Information Service" do "U.S. Geological Survey") usando dados de 126 estações da rede mundial de sismógrafos, estando a mais próxima a 14° de distância. A precisão desse epicentro é da ordem de  $\pm 20$  km e não poderá

ser melhorada facilmente, mesmo aumentando-se o número de estações, pois ele depende essencialmente de variações regionais no tempo de propagação da onda P. Como essas variações não são normalmente conhecidas, não são levadas em conta nas determinações epicentrais do NEIS. O epicentro da Tab. 1 está 25 km NNW de Codajás (Fig. 2).

Tabela 1 — Dados epicentrais dos sismos de Codajás de 05.08.1983

#### Sismo principal:

Hora de Origem (NEIS)	06:21:42 (UT)
Epicentro (NEIS):	3,59°S 62,17°W
Profundidade:	23 km
Magnitude:	5,5 $m_b$

#### 1ª réplica:

Hora de Origem:	08:24:16 (UT)
Magnitude:	3,5 $m_R$
Registrado por Samuel (RO), Altamira (PA) e Coaracy Nunes (AP)	

#### 2ª réplica:

Hora de Origem:	10:07:12 (UT)
Magnitude:	2,6 $m_R$
Registrado por Samuel (RO)	

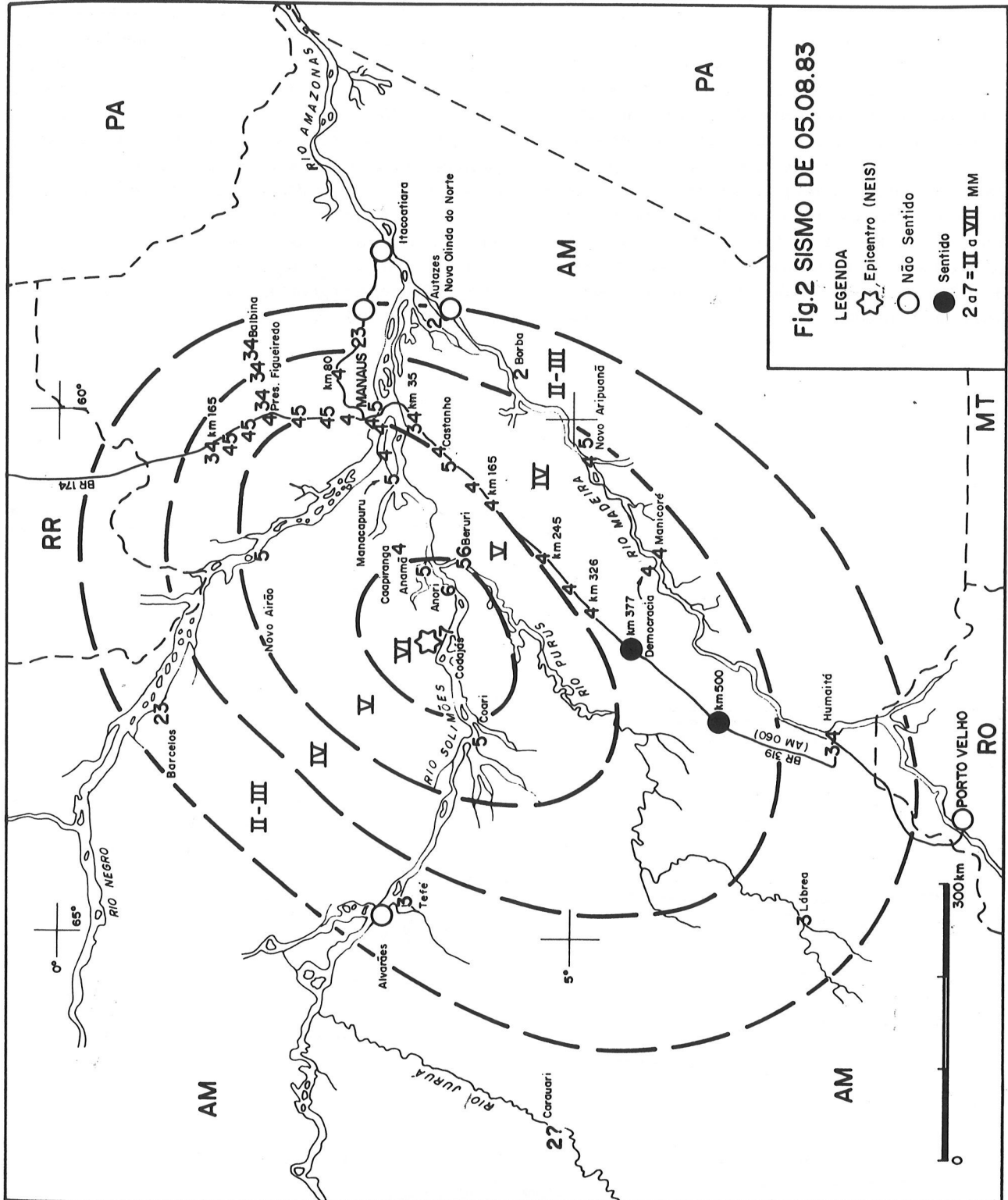


Figura 2 — Isosistas do sismo de Codajás, AM. Os números arábicos representam intensidades Mercalli Modificada. Números duplos 23, 34, 45 e 56 representam intensidades II ou III, III ou IV, IV ou V ou VI respectivamente, não havendo dados suficientes para uma definição melhor da intensidade.

A profundidade focal foi calculada com a fase pP registrada nitidamente em estações distantes. Um exemplo claro desta fase está mostrado no sismograma da Fig. 3 obtido como soma de 12 registros da rede de Graefenberg na Alemanha Ocidental. Nota-se claramente na Fig. 3 que a polaridade da fase pP é contrária à da fase P, isto é, o primeiro movimento da P foi compressivo e o primeiro movimento da pP foi dilatacional. Estas características das fases P e pP foram observadas em todas as estações da Europa (mesmo sem processamento de sinal do tipo efetuado na rede de Graefenberg). Leituras cuidadosas da diferença pP-P, levando-se em conta a mudança de polaridade, foram feitas pelos autores para determinação da profundidade focal. Essas leituras estão plotadas na Fig. 4 juntamente com as leituras de outras estações enviadas ao NEIS. A variação da diferença entre as duas fases em função da distância epicentral indica que a segunda fase foi corretamente identificada como pP. Não foi observada a fase sP.

Para um cálculo exato da profundidade focal é necessário conhecer a estrutura de velocidade da crosta na região epicentral. Como a estrutura crustal na região de Codajás não é conhecida usou-se o modelo crustal das tabelas de Herrin (1968), isto é, crosta superior com 15 km de espessura e velocidade de onda P de 6,0 km/s, crosta inferior com 25 km de espessura e velocidade P 6,75 km/s. A Fig. 4 mostra que, para esse modelo, a profundidade do foco foi de 23 km. Usando-se o modelo de Jeffreys & Bullen (1940) com velocidades menores (camadas com 15 e 18 km de espessura e velocidades P de 5,6 e 6,5 km/s) a profundidade seria  $\sim 3$  km mais rasa. Como não se conhece a estrutura de velocidades crustais na região epicentral, estima-se que a profundidade focal deva estar entre 20 e 25 km. No entanto, como o modelo de Herrin é mais característico de regiões cratônicas do que o modelo de Jeffreys-Bullen, será adotada uma profundidade de 23 km para o sismo de Codajás.

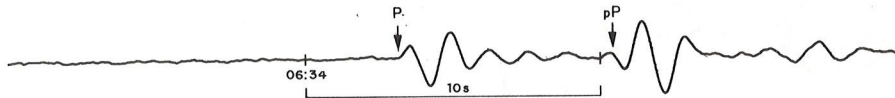


Figura 3 — Sismograma da rede de Graefenberg (GRF), Alemanha, mostrando a fase P com polaridade positiva e pP com polaridade negativa. Este sismograma é a soma dos registros das 12 estações da rede, após as devidas defasagens para alinhamento de sinal. Nota-se que a fase sP não foi registrada.

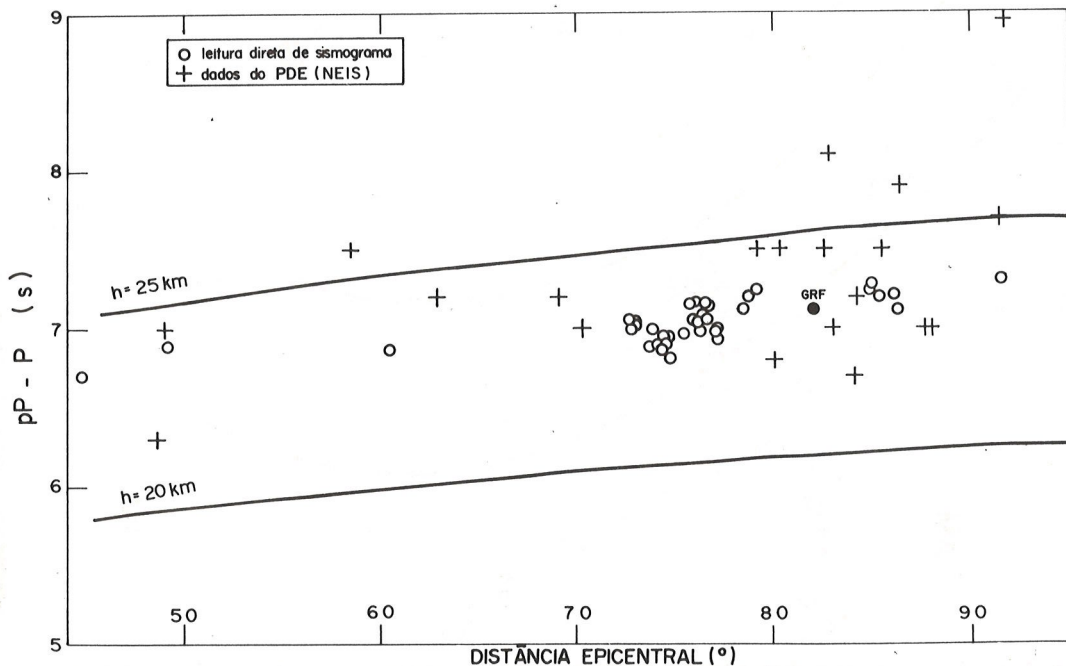


Figura 4 — Diferença dos tempos de percurso das fases pP e P. As duas linhas são valores teóricos para as profundidades de 20 e 25 km segundo o modelo de Herrin (1968). Os círculos são leituras efetuadas pelos autores e as cruzes são dados do PDE ("Preliminary Determination of Epicenters" do "U.S. Geological Survey"). O círculo cheio (GRF) é o dado proveniente do sismograma da Fig. 3.

4. MAGNITUDES

A magnitude telessísmica  $m_b$  do evento principal, calculada com a amplitude das primeiras ondas P (escala de Gutenberg & Richter, 1956), foi obtida com dados de 64 estações a distâncias superiores a  $20^\circ$  (i.e., 2220 km). A média e desvio padrão para  $m_b$  foi:

$$m_b = 5,51 \pm 0,26 \text{ (N = 64).}$$

Para estações no Brasil, a distâncias menores que  $20^\circ$ , foi usada a escala de magnitude regional  $m_R$  definida para dar valores equivalentes à  $m_b$  telessísmica (Assumpção, 1983a). Os dados das estações de Tucuruí (PA), Coaracy Nunes (AP) e Brasília fornecem uma média.

$$m_R = 5,51 \pm 0,14 \text{ (N = 3)}$$

que concorda surpreendentemente bem com o valor de  $m_b$ . Outras estações do Brasil não foram usadas no cálculo de  $m_R$  ou porque houve saturação do sismograma (estação de Samuel, RO) ou porque encontravam-se a mais de  $20^\circ$  de distância.

Outra escala de magnitude também usada para sismos grandes é a escala  $M_s$ , que utiliza a amplitude máxima das ondas de superfície com período próximo de 20 s. O valor calculado pelo "NEIS", com dados de três estações, foi:

$$M_s = 5,33 \pm 0,12 \text{ (N = 3).}$$

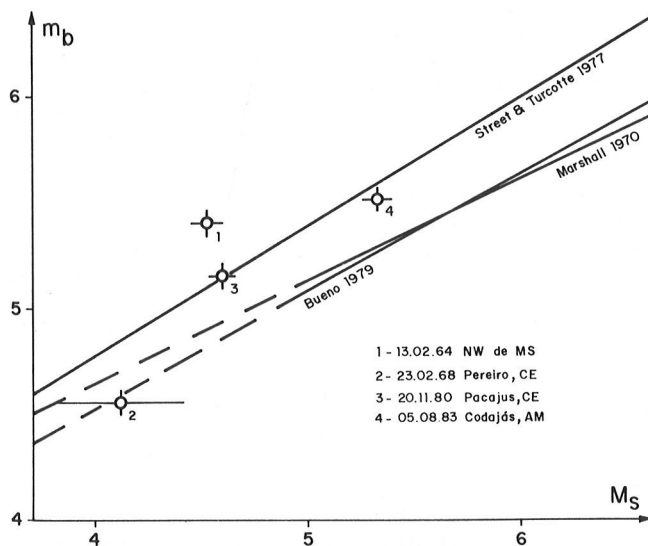


Figura 5 — Dados de  $m_b \times M_s$  para sismos brasileiros. As relações de Bueno (1979) e Marshall (1970) foram obtidas com sismos de borda de placa (região andina e mundo todo, respectivamente). A relação de Street & Turcotte (1977) foi obtida para a região intraplaca da América do Norte.

A relação entre  $m_b$  e  $M_s$  depende, entre outras coisas, da situação inter-placa ou intraplaca da região epicentral. A Fig. 5 mostra que os sismos brasileiros com valores conhecidos de  $m_b$  e  $M_s$ , como seria de se esperar, estão mais de acordo com a relação de Street & Turcotte (1977) para sismos intraplaca do que com relações obtidas para sismos de borda de placa como as sugeridas por Marshall (1970) e Bueno (1979).

5. MECANISMO FOCAL

As polaridades do primeiro movimento da fase P (compressão ou dilatação), registradas em estações sismográficas de diversas regiões da Terra e projetadas na Fig. 6, indicam claramente que o sismo foi um movimento em falha predominantemente reversa. Para a determinação dos planos focais da Fig. 6 foi utilizada também a observação de polaridade negativa da fase pP para as estações da Europa.

Embora os dados disponíveis ainda não sejam suficientes para uma definição precisa dos planos nodais, a direção do eixo de compressão desviatória ("desviatoric com-

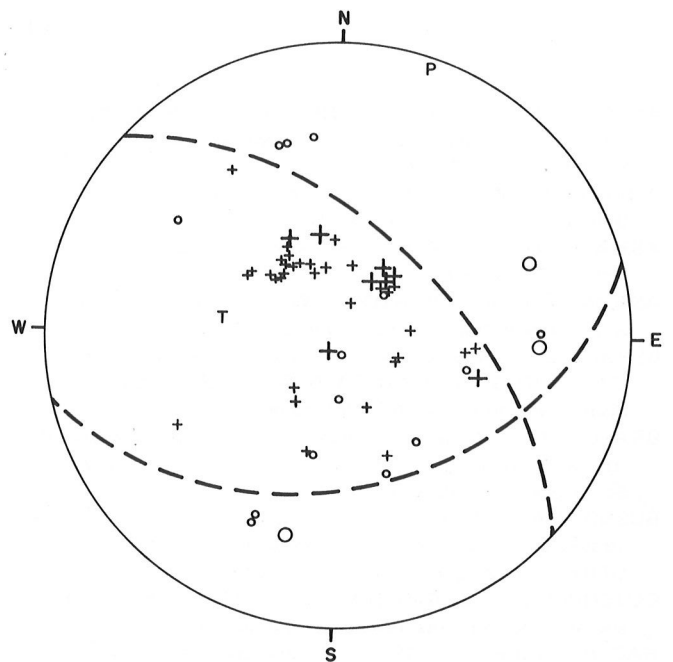


Figura 6 — Projção de área-igual do hemisfério focal inferior. Círculos representam raios saindo do foco com primeiro movimento de dilatação da onda P. Cruzes representam primeiro movimento compressivo da onda P. Símbolos maiores são dados confiáveis; menores, dados duvidosos. P e T representam as direções dos eixos principais de maior e menor compressões. As linhas tracejadas são os dois planos focais (plano de falha e plano auxiliar).

pression") parece ser aproximadamente NNE-SSW. Esta direção da compressão liberada pelo sismo, se confirmada com mais dados, não estaria muito coerente com a direção NW-SE postulada por Mendiguren & Richter (1978) para o esforço litosférico regional atuante no Brasil.

Várias feições tectônicas na região de Codajás, associadas ao embasamento, têm sido apontadas por alguns autores como a deflexão de Huancabanba (Loczy, 1977), o arco de Purus (Rezende & Brito, 1973) e um sistema de falhas paralelas ao arco (Rezende 1972), e também algumas falhas de diferentes direções determinadas por lineamentos aeromagnéticos (Silva & Lourenço, 1982). Entretanto nenhuma dessas feições foi comprovada de forma direta ou convincente. Considerando-se a imprecisão da localização epicentral (~ 20 km) não é possível associar com segurança qualquer dessas feições tectônicas com o sismo de Codajás. No entanto, a própria ocorrência do evento de Codajás e outros na região próxima a Manaus sugere a presença de feições tectônicas no embasamento nessa região.

## 6. CONCLUSÃO

O sismo de Codajás é importante por dois motivos principais:

a) teve uma magnitude alta para sismos brasileiros ( $m_b = 5,5$ ) causando intensidade VII MM e ocorreu no interior da bacia sedimentar do Amazonas onde não se conhecia a ocorrência anterior de outros sismos importantes. Este fato terá importantes repercussões em estimativas de risco sísmico no norte do Brasil, e

b) o mecanismo focal foi de uma falha reversa com direção de compressão horizontal aproximadamente NNE-SSW. Este resultado, se confirmado por novos dados, trará importantes subsídios para se entender a distribuição do esforço litosférico no interior da placa Sul-Americana.

## 07. AGRADECIMENTOS

O levantamento macrossísmico foi efetuado graças ao apoio da Eletronorte — Centrais Elétricas do Norte do Brasil. Agradecemos à Eletronorte, COPEL, CHESF, Itaipu-Binacional e UFRN pela permissão em utilizar dados de suas estações sismográficas. Agradecemos também a todas as estações sismográficas da rede mundial que nos enviaram dados ou sismogramas para este trabalho. Agradecemos especialmente a José Manoel dos Reis Neto e Fernando M.F. Ramos pelas informações iniciais sobre as intensidades em Codajás e outras localidades do Amazonas.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., NEVES, B.B.B. & FUCK, R.A. — 1981 — Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, **17**: 1-29.
- ASSUMPÇÃO, M. — 1983a — A regional magnitude scale for Brazil. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**: 237-246.
- ASSUMPÇÃO, M. — 1983b — Terremotos no Brasil. *Ciência — Hoje*. Vol. 1, nº 6: 13-20.
- ASSUMPÇÃO, M. & BURTON, P.W. — 1983 — Seismicity and seismic risk in Brazil. Em preparação.
- BERROCAL, J., ASSUMPÇÃO, M., ANTEZANA, R., DIAS NETO, C.M., ORTEGA, R. FRANÇA, H. & VELOSO, J.A.V. — 1984 — Sismicidade do Brasil. IAG-USP, no prelo.
- BRAZEE, R.J. — 1979 — Reevaluation of Modified Mercalli Intensity Scale for earthquakes using distance as determinant. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**: 911-924.
- BUENO, A.A. — 1979 — Sismicidade da América do Sul investigada através da relação "magnitude-freqüência". Tese de Mestrado, UFBA, Progr. Pesq. Pós-Grad. Geof., 111 pp.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C.F. — 1956 — Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofísica*, **9**: 1-15.
- HABERLEHNER, H. — 1978 — Análise sismotectônica do Brasil; notas explicativas sobre o mapa sismotectônico do Brasil e regiões correlacionadas. *Anais 2º Congr. Bras. Geol. Eng.*, São Paulo, **1**: 297-329.
- HERRIN, E. — 1968 — Seismological Tables for P phases. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**: 1193-1241.
- JEFFREYS, H. & BULLEN, K.E. — 1940 — Seismological tables. *Brit. Ass. Adv. Sci.*, Gray-Milne Trust, 50 pp.
- LOCZY, L. — 1977 — The system of Equatorial transcurrent faulting and oceanic fracture zones and its role in tectonic framework of Northern South America. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **49**:
- MARSHALL, P.D. — 1970 — Aspects of spectral differences between earthquakes and underground explosions. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **20**, 397-416.
- MENDIGUREN, J.A. & RICHTER, F.M. — 1978 — On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **16**: 318-326.
- REZENDE, W.M. — 1972 — Post paleozoic geotectonics of South America related to plate tectonics and continental drift. *Anais 26º Congr. Bras. Geol.*, Belém, **3**: 205-210.
- REZENDE, W.M. & BRITO, C.G. — 1973 — Avaliação geológica da bacia paleozóica do Amazonas. *Anais 27º Congr. Bras. Geol.*, Aracaju, **3**: 227-245.
- SADOWSKI, G.R., CSORDAS, S.M. & KANJI, M.A. — 1978 — Sismicidade da plataforma brasileira. *Anais 30º Congr. Bras. Geol.*, Recife, **5**: 2347-2361.
- SILVA, J.B.C. & LOURENÇO, J.S. — 1982 — Desenvolvimento de técnicas de filtragem e sua aplicação a dados aeromagnéticos da bacia amazônica. *Rev. Bras. Geof.*, **1**: 23-36.
- STERNBERG, H.O. — 1953 — Sismicidade e morfologia na Amazônia brasileira. *Ann. Acad. Bras. Cienc.*, **25**: 595-600.
- STREET, R.L. & TURCOTTE, F.T. — 1977 — A study of NE North American spectral moments, magnitudes, and intensities. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**: 599-614.
- WOOD, H.O. and NEUMANN, F. — 1931 — Modified Mercalli Intensity Scale of 1931. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **21**: 277-283.